



UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1978

Kras i speleologia



tom 2 (XI)

Kras i speleologia

tom 2 (XI)



UNIwersYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1978

Kras i speleologia

tom 2 (XI)

REDAGUJE ZESPÓŁ:

**STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JERZY GŁAZEK,
RYSZARD GRADZIŃSKI, ALFRED JAHN**
(przewodniczący), **VLADIMIR PANOŠ, MA-
RIAN PULINA, JAN RUDNICKI**

**REDAKTOR SERII: GEOGRAFIA
JAN TREMBACZOWSKI**

**REDAKTOR NAUKOWY
MARIAN PULINA**

RECENZENT:

RYSZARD GRADZIŃSKI

Spis rzeczy

ARTYKUŁY I NOTATKI NAUKOWE

Pavel BOSÁK, Jerzy GŁĄZEK, Ryszard GRADZIŃSKI, Zbigniew WÓJCIK: Problemy genezy i wieku osadów typu rudckiego wypełniających kopalne formy krasowe	11
Rudolf BURKHARDT: Minerale ciężkie jako wskaźnik wa- runków strukturalnych obszarów sedimentacyjnych . . .	17
Rudolf BURKHARDT: Uwagi o genezie krasu kopalnego koło miejscowości Rudice (Morawy)	23
Pavel BOSÁK: Geneza i wiek warstw rudckich w Krasie Morawskim (CSRS)	27
Jerzy GŁĄZEK, Jacek BEDNAREK, Adam SZYŃKIEWICZ, Andrzej WIERZBOWSKI: Geneza jaskini Szachownica — największego systemu jaskiniowego Wyżyny Krakowsko- -Wieluńskiej	38
Jacek R. KASIŃSKI, Krzysztof P. KRAJEWSKI: Nacieki grzybkowe w jaskini Szachownica	51
Andrzej BEDNARCZYK: Krasowe stanowisko fauny ma- łych kręgowców w Mokrej koło Kłobucka (komunikat wstępny)	59
Jan KWIATKOWSKI, Ryszard STOPKA, Zofia SZCZEPAŃ- SKA: Uwagi o mezo- i mikroklimacie doliny Kleśnicy w sąsiedztwie Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (masyw Śnieżnika Kłodzkiego)	63
Jerzy GRODZICKI: Nowe elementy strukturalne jednostki Organów między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią .	77
Maria BAC-MOSZASZWILI, Jan RUDNICKI: O możliwości hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach . . .	84
Jan RUDNICKI: Rola konwekcji w kształtowaniu podziem- nych form krasowych (Role of convection in shaping subterranean karst forms)	92
Jerzy GRODZICKI: Obserwacje geologiczne w jaskini Gar- ma Ciega (Góry Kantabryjskie, Hiszpania)	102
Jerzy GRODZICKI, Bernard KOISAR, Paweł ZAWIDZKI: Mirabilit w jaskini Garma Ciega (Góry Kantabryjskie, Hiszpania)	106
Rafał KARDAŚ: Zjawiska krasowe w okolicach Gusinje (góry Prokletije, Jugosławia)	110

SPRAWOZDANIA

III Szkoła Speleologiczna (<i>Marian Pulina</i>)	119
VII Międzynarodowy Kongres Speleologiczny (<i>Jerzy Głazek</i>)	123
XI Sympozjum Speleologiczne w Ojcowie (<i>Zbigniew Wój- cik</i>)	127

Terenowe sympozjum hydrogeologiczne poświęcone problematyce krasowej (<i>Marian Pulina</i>)	130
Konferencja w Złotym Potoku poświęcona problemom inwentaryzacji i dokumentacji jaskiń (<i>Andrzej Kozik</i>)	132

INWENTARZ JASKIŃ POLSKICH (Uzupełnienia XVI)

Od Redakcji	137
WK-W 528. Jaskinia w Dubiu (<i>Rafał Kardaś, Jan Kłossowski</i>)	140
WK-W 529. Jaskinia Ewy (<i>Adam Szynkiewicz</i>)	150
WK-W 530. Jaskinia Buki (<i>Adam Szynkiewicz</i>)	153
WK-W 531. Jaskinia Kitajka (<i>Adam Szynkiewicz, Andrzej Wierzbowski</i>)	155
Jaskinia „Pod Skipirzepą” (<i>Michał Cwiertniewski, Andrzej Pacholewski, Zbigniew Rysiecki</i>)	157

Contents

PAPERS AND COMMUNICATIONS

Pavel BOSÁK, Jerzy GŁAZEK, Ryszard GRADZIŃSKI, Zbigniew WÓJCIK: Origin and age of the Rudice type of pocket deposits	11
Rudolf BURKHARDT: Heavy minerals as structural indicators for deposition areas	17
Rudolf BURKHARDT: On the genesis of fossil karst in the vicinity of Rudice (Moravia, Czechoslovakia)	23
Pavel BOSÁK: The genesis and the age of Rudice layers in the Moravian Karst (Czechoslovakia)	27
Jerzy GŁAZEK, Jacek BEDNAREK, Adam SZYNKIEWICZ, Andrzej WIERZBOWSKI: Origin of the Szachownica cave — the greatest cave system in the Cracow-Wieluń Upland	38
Jacek R. KASIŃSKI, Krzysztof P. KRAJEWSKI: On the origin of botryoidal stalagmites in Szachownica cave	51
Andrzej BEDNARCZYK: Karst locality of small vertebrates at Mokra near Kłobuck (Preliminary report)	59
Jan KWIATKOWSKI, Ryszard STOPKA, Zofia SZCZEPAŃSKA: On the meso- and microclimate of Kleśnica Valley in the vicinity of the Bear-Cave (Jaskinia Niedzwiedzia, in the Śnieżnik Kłodzki masif)	63
Jerzy GRODZICKI: New structural elements of the Organy unit situated between the Kościeliska and the Miętusia Valleys	77
Maria BAC-MOSZASZWILI, Jan RUDNICKI: On the possible hydrothermal origin of the Dziura Cave (Tatra Mts.)	84
Jan RUDNICKI: Role of convection in shaping subterranean karst forms	92
Jerzy GRODZICKI: Geological observations in the Garma Ciega Cave (Cantabrian Mts., Spain)	102

Jerzy GRODZICKI, Bernard KOISAR, Paweł ZAWIDZKI: Mirabilite from the Garma Ciega Cave	106
Rafał KARDAŚ: Karst phenomena in the vicinity of Gu- sinje (Prokletije Mts., Yugoslavia)	110

REVIEWS AND REPORTS

III Speleological School (<i>Marian Pulina</i>)	119
VII International Speleological Congress (<i>Jerzy Głazek</i>)	123
XI Speleological Symposium in Ojców (<i>Zbigniew Wójcik</i>)	127
Hydrogeological Field Symposium on the karst problems (<i>Marian Pulina</i>)	130
Conference on the problem of caves inventarization and documentation in Złoty Potok (<i>Andrzej Kozik</i>)	132

INVENTORY OF POLISH CAVE (Suplement XVD)

Editorial note	137
WK-W 528. Cave in Dubie (<i>Rafał Kardaś, Jan Kłossowski</i>)	140
WK-W 529. „Ewa” Cave (<i>Adam Szyrkiewicz</i>)	150
WK-W 530. „Buki” Cave (<i>Adam Szyrkiewicz</i>)	153
WK-W 531. „Kitajka” Cave (<i>Adam Szyrkiewicz, Andrzej Wierzbowski</i>)	155
„Pod Skipirzepą” Cave (<i>Michał Cwierniewski, Andrzej Pacholewski, Zbigniew Rysiecki</i>)	157

Table des Matières

ARTICLES ET NOTES DE RECHERCHE

Pavel BOSÁK, Jerzy GŁAZEK, Ryszard GRADZIŃSKI, Zbigniew WÓJCIK: Problèmes de la génèse et de l'âge des dépôts de type de Rudice remplissant les formes karsti- ques fossiles	11
Rudolf BURKHARDT: Minéraux lourds comme indicateurs des conditions structurales des régions sédimentaires	17
Rudolf BURKHARDT: Remarques sur la génèse du karst fossile près de Rudice (Moravie)	23
Pavel BOSÁK: Génèse et âge des couches de Rudice dans le karst de Moravie (CSRS)	27
Jerzy GŁAZEK, Jacek BEDNAREK, Adam SZYRKIE- WICZ, Andrzej WIERZBOWSKI: Génèse de la grotte de Szachownica représentant le plus grand système de ca- vernes du Plateau de Cracovie-Wieluń	38
Jacek R. KASIŃSKI, Krzysztof P. KRAJEWSKI: Sur la génèse des choux-fleurs dans la grotte Szachownica	51
Andrzej BEDNARCZYK: Site karstique de la faune de petits vertébrés à Mokra près de Kłobuck (note préli- minaire)	59
Jan KWIATKOWSKI, Ryszard STOPKA, Zofia SZCZE- PAŃSKA: Remarques sur le méso- et micro-climat de la vallée de Kleśnica dans le voisinage de la grotte „Niedźwiedzia” (massif de Śnieżnik Kłodzki)	63

Jerzy GRODZICKI: Nouveaux éléments structuraux de l'unité des Organy située entre la Vallée Kościeliska et la Vallée Miętusia (Tatras Occidentales)	77
Maria BAC-MOSZASZWILI, Jan RUDNICKI: Possibilités d'origine hydrothermale de la grotte Dziura dans les Tatras	84
Jan RUDNICKI: Rôle de la convection dans la formation des formes karstiques souterraines	92
Jerzy GRODZICKI: Observations géologiques de la grotte Garma Ciega dans les monts Cantabres en Espagne . .	102
Jerzy GRODZICKI, Bernard KOISAR, Paweł ZAWIDZKI: Mirabilite dans la grotte de Garma Ciega	106
Rafał KARDAŚ: Phénomènes karstiques dans la région de Gusinje (Monts Prokletije, Yougoslavie)	110

COMPTES RENDUS

III ^e École Spéléologique (<i>Marian Pulina</i>)	119
VII ^e Congrès International de Spéléologie (<i>Jerzy Głazek</i>)	123
XI ^e Symposium Spéléologique à Ojców (<i>Zbigniew Wójcik</i>)	127
Symposium hydrogéologique — travaux sur le terrain — consacré aux problèmes du karst (<i>Marian Pulina</i>) . . .	130
Conférence à Złoty Potok consacrée aux problèmes de l'inventaire et de la documentation des grottes (<i>Andrzej Kozik</i>)	132

INVENTAIRE DES CAVERNES DE POLOGNE

(Supplément XVI)

Éditorial	137
WK-W 528. Grotte à Dubie (<i>Rafał Kardaś, Jan Kłossowski</i>)	140
WK-W 529. Grotte „Ewa” (<i>Adam Szynkiewicz</i>)	150
WK-W 530. Grotte „Buki” (<i>Adam Szynkiewicz</i>)	153
WK-W 531. Grotte „Kitajka” (<i>Adam Szynkiewicz, Andrzej Wierzbowski</i>)	155
Grotte „Pod Skipirzepą” (<i>Michał Cwiertniewski, Andrzej Pacholewski, Zbigniew Rysiecki</i>)	157

ARTYKUŁY I NOTATKI NAUKOWE

Problemy genezy i wieku osadów typu rudckiego wypełniających kopalne formy krasowe

Treść: Porównano sytuację geologiczną, charakterystykę litologiczną i skład mineralny pstrych, piaszczysto-ilastych osadów lądowych wypełniających zagłębienia o charakterze *cockpit karst* na Morawach (warstwy rudckie) i w rejonie Częstochowy („piaski formierskie”). W obu przypadkach osady te powstały w wyniku długotrwałego, intensywnego wietrzenia i okresowego spłukiwania zwietrzelin do depresji krasowych w warunkach klimatu subtropikalnego. Tego rodzaju osady lądowe proponuje się nazwać osadami typu rudckiego. Odpowiedniki tych osadów są szeroko rozprzestrzenione w Europie; na południu kontynentu europejskiego odpowiadają im złoża boksytów.

Wstęp

Pstre osady lądowe, głównie piaszczysto-ilaste, zwane „warstwami z Rudice” (*rudické vrstvy*) na Morawach (Czechosłowacja), zaś „piaskami formierskimi” na obszarze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (Polska), wykazują uderzające podobieństwo zarówno formy geologicznego występowania, jak i cech mineralogiczno-petrograficznych. Chociaż osady te w obu obszarach były znane, opisywane i eksploatowane od dawna, to jednak w obu krajach traktowano je niezależnie, a wyniki badań i interpretacje były wyraźnie rozbieżne i w znacznej mierze nie znane w drugim kraju.

Obszerne opisy i literaturę dotyczącą omawianych osadów podali w Polsce M. Błaszczyk (1970), a w Czechosłowacji R. Burkhardt (1974), przy czym na podkreślenie zasługują odmienne interpretacje, a także fakt, że w obu tych pracach nie cytuje się ani jednej pozycji z kraju sąsiedniego.

Podczas 6 Międzynarodowego Kongresu Speleologicznego w Czechosłowacji dwóch z nas

zwróciło uwagę na podobieństwo tych utworów, o czym jeden wspomniał (Głazek, 1974), a drugi (Z. Wójcik) rozpoczął wraz z R. Burkhardtem przygotowywanie wspólnych studiów porównawczych. Niestety, nagła śmierć R. Burkhardta przerwała tę pracę we wstępnej fazie, tj. po nadesłaniu artykułu na temat znaczenia minerałów ciężkich dla interpretacji warunków sedymentacji, który jest zamieszczony w tym tomie (Burkhardt, 1978 a), oraz wielu luźnych uwag, którym — po opracowaniu redakcyjnym — nadano charakter osobnej notatki (Burkhardt, 1978 b). Do dyskusji nad tym zagadnieniem powróciliśmy dzięki Szkołom Speleologicznym w Łądku-Zdroju, w czasie których przedstawione były referaty R. Gradzińskiego (1977) i P. Bosáka (1978). Celem tej pracy jest podkreślenie wspólnych cech omawianych osadów, wskazanie na sprzeczności w interpretacjach oraz na zagadnienia, które wymagają dalszych badań porównawczych.

Sytuacja geologiczna

Rudckie warstwy występują w rejonie Blanska (na północ od Brna) na skrasowiałej powierzchni środkowo- i górnodewońskich

* Pavel Bosák, Katedra Geologii, Wydział Przyrodniczy Uniwersytetu Karola, Albertov 6, 128 — 43 Praha 2 — Nove Mesto

Jerzy Głazek, Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Zwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Ryszard Gradziński, Pracownia Sedymentologii Zakładu Nauk Geologicznych PAN, ul. Senacka 3, 31-002 Kraków

Zbigniew Wójcik, Muzeum Ziemi PAN, al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa

wapieni. Wypełniają one zagłębienia nieregularnego kształtu o charakterze *cockpit karst* (Panoš, 1964) na obszarze około 10 km², w terenie zrównanym o przybliżonej wysokości 500 m n.p.m. (por. ryc. 1 w pracy Bosáka, 1978). Miąższość tych osadów waha się od kilku metrów do 140 m, a średnice wypełnionych przez nie form krasowych od kilku metrów do paruset metrów. Miejscami warstwy te przykrywają słodkowodne osady cenomanu i czwartorzędowe osady zboczowe.

„Piaski formierskie” są osadami występującymi na skrasowiałej powierzchni wapieni górnej jury pomiędzy Działoszynem a Zawierciem (por. Błaszak, 1973), w postaci wypełnień nieregularnych depresji, w których największa stwierdzona miąższość tych osadów sięga 45 m (np. Biskupice, por. Błaszak, 1970), a średnice tych depresji sporadycznie sięgają paru kilometrów (na przykład Moczydło, por. Gradziński, 1977). Osady te stwierdzono na różnych wysokościach: od około 180 m n.p.m. w rejonie Działoszyna do 420 m n.p.m. w rejonie Czachowy. Piaski te są często przykryte osadami czwartorzędowymi (fluwioglacjalnymi utworami zlodowaceń południowopolskich, pokrywami zboczowymi), a w północnej części miejscami także mioceńskimi osadami węglonośnymi (Szykiewicz, 1977 — informacja ustna).

Charakterystyka litologiczna

Dokładniejsza charakterystyka litologiczna warstw rudycznych podana jest w pracy P. Bosáka (1978). Wynika z niej, że są to głównie osady ilasto-piaszczyste z nieregularnymi wklądkami żwiru i czystych ilów oraz nieregularnymi skupieniami rud żelaza („limonitu”). Osady te charakteryzują się brakiem lub niewyraźnym uławiceniem i ubóstwem lub brakiem struktur wewnętrzzławicowych. Granice warstw są wyraźnie nieregularne, często mają charakter erozyjny (Bosák, 1976). W obrębie poszczególnych odsłonień nie stwierdzono żadnych prawidłowości w rozmieszczeniu żwiru kwarcowego i krzemiennego, natomiast w regionalnym obrazie widać zdecydowaną przewagę żwiru kwarcowego we wschodniej części obszaru występowania omawianych osadów, a zwi-

ru krzemiennego w zachodniej części tego obszaru, co spowodowane jest odmienną budową obszarów alimentacyjnych. Wiąże się to z występowaniem na wschodzie klasycznych osadów kulmu fliszowego, zaś na zachodzie (na brneńskim plutonie) — ostańców jurajskich skał węglanowych z krzemieniami (Hanžlíková, Bosák, 1977). Warstwy rudyczne nie zawierają żadnej pierwotnej fauny; częste są natomiast znaleziska fauny wieku górnourajskiego (Počta, 1890) na wtórnym złożu, w krzemieniach.

Litologiczną charakterystykę „piasków formierskich” podał R. Gradziński (1977); wśród „piasków formierskich” w okolicach Częstochowy dominują piaski ilaste, podrzędnie występują muły piaszczyste, a sporadycznie czyste piaski kwarcowe, muły i iły. Często też spotyka się materiał grubszy w postaci bloków i okruchów całkowicie zsylikowanych wapieni i krzemieni, rzadziej okruchy chalcedonitów, zsylikowanych piaskowców i gez oraz drobnego żwiru kwarcowego. Dość częste są skupienia rud żelaza („limonitu”). Osady te są w zasadzie pozbawione uławicenia, często jednak występują przewarstwienia piasków ilastych i mułów, które niekiedy wykazują płaskie i równoległe warstwowanie. Warstwowanie przekątne spotyka się rzadko i wyłącznie wśród jasnych, czystych piasków kwarcowych. Niekiedy notowano nieregularne smugi lub większe soczewki okruchów krzemieni i odwapnionych skał węglanowych. Granice erozyjne warstw występują rzadko. Okruchy krzemieni i zsylikowanych wapieni pochodzących z jurajskich osadów występują powszechnie na całym obszarze, natomiast okruchy piaskowców i odwapnionych gez pochodzące z osadów kredowych są nieliczne; spotyka się je częściej w północno-wschodniej części omawianego obszaru, tzn. bliżej erozyjnej granicy nadległych nad wapieniami jurajskimi osadów kredowych (por. Marciniowski, 1970, 1974). „Piaski formierskie” nie zawierają żadnych syngenetycznych szczątków organizmów, natomiast dość często spotyka się w nich zsylikowane szczątki morskich organizmów, pochodzące z osadów jurajskich, a czasami także częściowo zsylikowane i skorodowane (odwapnione) szczątki fauny kredowej, również pochodzące z morskich osadów kredowych. Ponadto sporadycznie zaznaczają się poziomy poje-

dynczych gleb kopalnych ze śladami po kó-
rzeniach (Okraglik).

Charakterystyka mineralogiczna

Warstwy rudyczne składają się we frak-
cjach grubszych z kwarcu, a podrzędnie wy-
stępują skalenie (ortoklaz, mikroklin, albit-
oligoklaz) i minerały ciężkie. I. Krystek
(1959) stwierdził w minerałach ciężkich aso-
cjację dyšten — turmalin — cyrkon z ru-
tylem i staurolitem, a podrzędnie magnetyt,
andaluzyt, leukoksen, hematyt i pirokseny.
We frakcji ilowej obok minerałów ilastych
(kaolinitu, halozytu, smektytu) występuje
muskowit. Zabarwienie skał zależy od do-
mieszek boehmitu, hydrargilitu, getytu, lepi-
dokrokitu i hematytu (por. Bosák, 1978).

W „piaskach formierskich” dominują kwarc
i minerały ilaste (głównie kaolinit, rzadziej
halozyt, smektyt i mieszanopakietowe prze-
rosty illitu z montmorylonitem), ponadto
spotyka się muskowit i minerały ciężkie.
Wśród tych ostatnich występują głównie: dy-
sten, turmalin, cyrkon, rutil i staurolit, czę-
sto spotyka się też granaty, rzadziej zaś epi-
dot, magnetyt i leukoksen (Błaszak, 1970;
Krysowska-Iwaszkiewicz, 1974;
Gradziński, 1977). O charakterze tlen-
ków i uwodnionych tlenków Fe, Al i Mn brak
dotychczas miarodajnych danych.

Zastosowanie

Wypełnienia depresji krasowych w rejo-
nie Rudic i Częstochowy, stanowiąc złoża
rud żelaza, glinek ceramicznych, piasków
formierskich, były od dawna przedmiotem
zainteresowania człowieka.

Pierwsze ślady hutnictwa żelaza w okoli-
cach Rudic pochodzą z okresu halsztac-
kiego (Byči Skala), liczne wykopaliska do-
wodzą intensywnej eksploatacji rud żelaza
już we wczesnofeudalnych czasach (Plei-
ner, 1960). Intensywne wydobywanie rud że-
laza i rozwój hutnictwa istniały jeszcze
w XIX stuleciu, a zaniechano z powodu nie-
opłacalności dopiero z końcem ubiegłego wie-
ku (Burkhardt, 1974). Niemal równie sta-
ra jest eksploatacja glinek ceramicznych;
trwa ona do dziś. Natomiast przemysł obficie
wykorzystuje warstwy rudiczne jako złoża
piasków formierskich.

Wydobywanie rud żelaza z depresji kra-
sowych wypełnionych „piaskami formierski-
mi” ma w Polsce długą tradycję, skoro już
J. H. Osiński (1782) wspomina o ich wy-
stępowaniu w kilku punktach pomiędzy Czę-
stochową a Lelowem i Żarkami. Podobnie
wydobywanie glinek ceramicznych od dawna
stanowiło podstawę rozwoju miejscowego
garncarstwa, natomiast eksploatacja samych
piasków formierskich została na większą
skalę rozwinięta w obecnym stuleciu; dziś
jest głównym przedmiotem zainteresowania
przemysłu omawianymi utworami (Bła-
szak, 1970, 1973, 1976).

Geneza osadów

Bez wątpienia obie porównywane forma-
cje powstały dzięki długotrwałemu i inten-
sywnemu wietrzeniu różnorodnych skał ma-
cierzystych w warunkach sprzyjających roz-
kładowi mniej odpornych minerałów, odprow-
adzeniu alkaliów, ziem alkalicznych i wę-
glańców (odwapnienie), a umożliwiającą
koncentrację pierwiastków amfoterycznych
(Fe, Al, Mn) i SiO₂. Cechy sedymentacyjne
osadów wskazują na szybki transport i de-
pozycję w warunkach z reguły nie sprzyja-
jących sortowaniu niesionego materiału. Nie
są to osady ani stałych zbiorników wodnych,
ani stałej sieci rzecznej, lecz okresowego
spłukiwania zwietrzelin przez wody płynące
i spływy przesyconego wodą materiału (*mud-
flow*, spływy błotne) do depresji krasowych.
Depresje te w wyniku odprowadzenia wód
w głąb krasowiejącego podłoża ulegały po-
głębianiu w czasie sedymentacji i później.

Tego rodzaju warunki wietrzenia, trans-
portu i sedymentacji obecnie są właściwe
obszarom o ciepłym i wilgotnym klimacie
z wyraźnie zaznaczonymi porami wilgotnymi
i suchymi, tzn. wyżynnym obszarom subtropi-
kalnym.

Tworzenie się osadów omawianego typu
wymaga: specyficznej rzeźby rozwiniętej na
krasowiejącym podłożu, występowania w nie-
dalekim sąsiedztwie skał, których zwietrzeli-
ny były obfitym źródłem materiału piasz-
czysto-ilastego, oraz występowania odpowie-
dnych warunków klimatycznych w dosta-
tecznie długim czasie. Bardzo podobne osa-
dy mogły więc powstawać niejednocześnie
w historii geologicznej zarówno na jednym
obszarze, jak i na różnych obszarach.

Utwory tego rodzaju proponujemy nazwać osadami typu rudckiego ze względu na wszechstronne i liczne badania, jakie zostały wykonane w rejonie Rudic, a także ze względu na ich jasną i modelową sytuację, ponieważ występują one w dobrze rozpoznanym terenie, na niedużym obszarze o jednolitym rozwoju geologicznym. Osady typu rudckiego w litostratygraficznej nomenklaturze zasługują zawsze na miano jednostki litostratygraficznej o randze formacji, choć w różnych regionach trzeba je określać jako różne formacje.

Rozprzestrzenienie

Przedstawione dane dowodzą, że zarówno pod względem sposobu występowania, jak i genezy warstwy rudckie i „piaski formierskie” rejonu częstochowskiego są bardzo podobnymi utworami, mimo że przypisuje się im różny wiek i różne źródła materiału. Warstwy rudckie są wieku dolnokredowego (Bosák, 1978), podczas gdy „piaski formierskie” — starotrzeciorzędowego.

Na terenie Polski występowanie osadów o charakterze „piasków formierskich” nie jest ograniczone do rejonu częstochowskiego, gdyż identyczne utwory mają większy zasięg na terenie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Bardzo podobne utwory występują także w Górach Świętokrzyskich na cenomanie górnym (w lejach krasowych) koło Dąbrówki Czostkowskiej (por. Błaszak, 1976) i na górnym dewonie w Kielcach (Kadzielnia — por. Kozłowski, Radwan, Wójcik, 1965). Ponadto można przypuszczać, że utworami tego typu są inne wypełnienia form krasowych na wapieniach i dolomitach dewońskich koło Łagowa (por. Uberta, 1962), na węglanowych skałach jurajskich w północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (np. Zębica, Koszary — por. Błaszak 1976; Błaszak et al. 1976), a także na wapieniach triasowych Górnego Śląska (Mierzęcice, Tarnowskie Góry, Bytom — por. Gilewska, 1963), Śląska Opolskiego (Kamień Śląski) i zapadliska północnosudeckiego (Raciborowice).

Podobnego typu utwory muszą mieć w Europie znacznie większe rozprzestrzenienie; na przykład na podstawie danych zawartych w literaturze można przypuszczać, że podobny charakter ma Brassington Formation

(Ford, 1972; Walsh et al. 1972) w Anglii oraz „Pocket Deposits” w północno-wschodniej Walii (Walsh, Brown, 1971).

Porównanie istniejących danych o składzie mineralnym warstw rudckich i „piasków formierskich” okolic Częstochowy wykazuje pewne różnice składu mineralnego, polegające na obecności w warstwach rudckich nieco bardziej rozłożonego chemicznie materiału mineralnego (nieco uboższy zespół minerałów ciężkich, znaczna zawartość uwodnionych tlenków glinu), co można wyjaśnić dłuższym okresem wietrzenia chemicznego w okolicach Rudic niż w Polsce bądź wilgotniejszym klimatem, bardziej sprzyjającym wietrzeniu chemicznemu. Za tą drugą hipotezą przemawia fakt, że warstwy rudckie są ekwiwalentem znanych dolnokredowych złóż boksytu w Europie (Francja, Węgry, Jugosławia — por. Bosák, 1977), które tworzyły się w tym samym czasie, nieco bardziej na południu kontynentu, gdzie warunki klimatyczne były jeszcze bardziej sprzyjające wietrzeniu chemicznemu glino-krzemianów. Natomiast boksyty odpowiadające „piaskom formierskim” na południu Europy są rzadsze i mają mniejsze zasoby, co przede wszystkim wydaje się być wynikiem klimatu mniej sprzyjającego boksytacji, jaki panował w Europie podczas paleogenu.

LITERATURA

- Błaszak, M., 1970: Charakterystyka naturalnych surowców dla mas formierskich w utworach krasowych okolic Częstochowy, *Biul. Inst. Geol.*, 240: 157—243, Warszawa.
- Błaszak, M., 1973: Piaski kwarcowe przedczwartorzędowe, [w:] *Atlas litologiczno-suwrowcowy Polski. Surowce skalne, I: Surowce okrucowe*, *Wyd. Geol.*, ss. 16, tabl. 13, Warszawa.
- Błaszak, M., 1976: Katalog złóż piasków szklarskich i formierskich w Polsce, *Wyd. Geol.*, ss. 760, Warszawa.
- Błaszak, M., Daniec, J., Kozłowski, S., Szelańska-Skrzypczak, E., 1976: Badania piasków formierskich w zwietrzałych utworach jury środkowej i osadach trzeciorzędu rejonu Zębica koło Iłży, *Biul. Inst. Geol.*, 292: 5—60, Warszawa.
- Bosák, P., 1976: Mezozoikum Rudické plošiny v Moravském krasu (maszynopis pracy doktorskiej), *Arch. Přírodovědecké fakulty Univ. Karlovy*, ss. 120, Praha.

- Bosák, P., 1977: Spodnokřídový fosilní kras v Evropě, [v:] Český kras, č. 2 s. 59—64, Beroun.
- Bosák, P., 1978: Geneza i wiek warstw rudických w Krasie Morawskim (CSRS), [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), s. 27—37, Katowice.
- Burkhardt, R., 1974: Rudická plošina v Moravském krasu: č. I: Příspěvek k teorii fosilního krasu a geologickému vývoji, Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 59: 37—58, Brno.
- Burkhardt, R., 1978a: Minerály ciężkie jako wskaźnik warunków strukturalnych obszarów sedimentacyjnych, [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), s. 17—22, Katowice.
- Burkhardt, R., 1978b: Uwagi o genezie krasu kopalnego koło miejscowości Rudice (Morawy), [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), s. 23—26, Katowice.
- Ford, T. D., 1972: Evidence of early stages in the Evolution of the Derbyshire karst, Trans. Cave Research Group of Great Britain, 14, 2: 73—77, Leicester.
- Gilewska, S., 1963: Rzeźba progu środkowotriasowego w okolicy Będzina, Prace Geogr. Inst. Geogr. nr 44, s. 1—135, Warszawa.
- Głazek, J., 1974: Międzynarodowy Kongres Speleologiczny w Czechosłowacji, Przegl. Geol., 22, 11: 566—568, Warszawa.
- Gradziński, R., 1977: Sedymetacja piasków formierskich na skrasowiakim podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej, [w:] Kras i speleologia, t. 1 (X), s. 59—70, Katowice.
- Hanzlíková, E., Bosák, P., 1977: Microfossils and microfacies of the Jurassic relict near Olomučany (Blansko district), Věst. Ústř. Úst. geol., 52: 73—79, Praha.
- Kozłowski, S., Radwan, J., Wójcik Z., 1965: Rezerwat geologiczny na Kadzielni w Kielcach, Ochrona przyrody, 31: 117—159, Kraków.
- Krysowska-Iwaszkiewicz M., 1974: Studium mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej, Prace Miner. Pol. Akad. Nauk, Oddz. Kraków, nr 35, s. 1—69, Warszawa.
- Krystek, I., 1959: Příspěvek k poznání geneze a stáří rudických vrstev, [w:] Kras v Československu, č. 1, s. 22—23, Brno.
- Marcinowski, R., 1970: The Cretaceous transgressive deposits east of Częstochowa (Polish Jura Chain), Acta Geol. Polon., 20, 3: 413—449, Warszawa.
- Marcinowski, R., 1974: The transgressive Cretaceous (Upper Albion through Turonian) deposits of the Polish Jura Chain, Acta Geol. Polon., 24, 1: 117—217, Warszawa.
- Osiński, J. H., 1782: Opisanie polskich żelaza fabryk, Druk. J. K. Mci..., ss. 90, Warszawa.
- Panoš, V., 1964: Der Urkarst im Ostfögel der Böhmischen Masse, Z. Geomorph., N. F., 8, 2: 105—162, Berlin.
- Pleiner, R., 1960: Základy slovanského železážného hutnictví v českých zemích, Nakl. Českoslov. Akad. Věd, ss. 339, Praha.
- Počta, P., 1890: Ueber den Inhalt eines Quarzknollens von Ruditz, Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Tř. math.-přirodov., č. 1, Praha.
- Uberna, T., 1962: Zjawiska krasowe w dolomitach środkowodewońskich okolic Winnej koło Łagowa, Przegl. Geol., 10, 12: 648—650, Warszawa.
- Walsh, P. T., Boulter, M. CH., Ijtaba, M., Urbani D. M., 1972: The preservation of the Neogene Brassington Formation of the southern Pennines and its bearing on the evolution of Upland Britain, J. Geol. Soc., 128: 519—559, London.
- Walsh, P. T., Brown, E. H., 1971: Solution subsidence outliers containing probable Tertiary sediment in north-east Wales, Geol. J., 7, 2: 299—320, Liverpool.

Pavel Bosák, Jerzy Głazek, Ryszard Gradziński, Zbigniew Wójcik

ORIGIN AND AGE OF THE RUDICE TYPE OF POCKET DEPOSITS

Summary

The geological setting, lithological features and mineral composition of the „Rudice layers” (Lower Cretaceous) in Moravia and the „moulding sands” (Paleogene) in the vicinity of Częstochowa in southern Poland are compared. These two kaolinized sandy-clayey deposits, filling the cockpit karst depressions, result from a long-lasting subtropical weathering and a periodical surface washing into the karst depressions. These sediments may be treated as equivalents of bauxite deposits originated in the same periods in southern Europe (France, Hungary, Yugoslavia etc.). For determination of such kaolinized pocket deposits the term „Rudice type deposits” is proposed.

Translated by Jerzy Głazek

Pavel Bosák, Jerzy Głazek, Ryszard Gradziński, Zbigniew Wójcik

PROBLÈMES DE LA GÉNÈSE ET DE L'ÂGE DES DÉPÔTS DE TYPE DE RUDICE REMPLISSANT LES FORMES KARSTIQUES FOSSILES

Résumé

Dans l'article en question sont présentés les problèmes suivants: la comparaison de la situation géologique, la caractéristique lithologique et la composition minérale des dépôts continentaux argilo-arénacés et bigarrés remplissant des cavités à caractère *cockpit karst* en Moravie (couche de Rudice) et dans la région de Częstochowa („sable de moulage”). Dans les deux cas les dépôts sont dûs à une forte désagrégation et à une ablation temporaire de la matière détritique dans des conditions de climat subtropical. On propose de nommer ces dépôts continentaux — les dépôts de type de Rudice. Les dépôts leur correspondant sont bien répandus en Europe, par exemple les bauxites au Sud du continent.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Minerały ciężkie jako wskaźnik warunków strukturalnych obszarów sedymentacyjnych*

Treść: Zestawiono wyniki analiz minerałów ciężkich z różnych osadów ze środkowej części Czechosłowacji w postaci diagramów trójkątnych, w których rozdzielono minerały niestabilne, mechanostabilne i chemostabilne. Na diagramach tych wyraźnie odróżniają się osady platformowe od geosynklijalnych; można też za pomocą tych diagramów śledzić ewolucję basenów sedymentacyjnych, co przedstawiono na przykładzie Zapadliska Przedkarpacciego i Basenu Wiedeńskiego. Wykazano, że w warstwach rudkich dominują minerały chemostabilne.

Przed specjalistami z zakresu petrografii skał osadowych stało zadanie opracowania metod, które umożliwiłyby rekonstrukcję środowiska sedymentacji i porównywanie rozwoju osadów takiego samego wieku w różnych warunkach strukturalnych. Jedną z nowoczesnych metod petrografii skał osadowych, nadających się do tego celu, jest metoda minerałów ciężkich.

Minerały ciężkie mają szczególne znaczenie w stratygrafii osadów; przede wszystkim „odzwierciedlają one najmniejsze zmiany paleogeograficzne i są bardzo ściśle związane z ogólnym źródłem minerałów” (Gubler, 1956); ponadto „jest możliwe, że istnieje ściśle określony zespół o własnościach prawie identycznych w różnych sytuacjach wysokościowych, jeżeli warunki geologiczne powtarzają się wielokrotnie w tym samym miejscu, albo jeżeli osady zostają ponownie przerobione” (tenże autor). Porównanie publikowanego u nas dotychczas materiału analiz minerałów ciężkich geosynkliny warwyskiej i alpejskiej oraz pokrywy platformowej wskazuje na prawidłową zgodność między warunkami geologicznymi, wpływającymi na określony skład zespołów mine-

rałów ciężkich w osadach, a pozycją strukturalną obszaru sedymentacji. Bogata literatura, której wybór dołączono do niniejszego artykułu, wskazuje na znaczną zgodność zwłaszcza zespołów minerałów ciężkich kulmu Wyżyny Drahańskiej (Štelcl, 1960 i wiele opracowań archiwalnych) z zespołami zachodniej części czechosłowackiego fliszu karpacciego (Krystek, 1961, 1965), zawsze z wyraźną przewagą granatu i cyrkonu, a więc — praktycznie — zgodność zespołów minerałów ciężkich w formacjach fliszowych warwyskiej i alpejskiej. Dokładniejsze porównanie jest utrudnione wskutek wielkiej różnorodności jakościowej zespołów minerałów ciężkich. Byłoby więc pożądane zestawienie poszczególnych rodzajów minerałów ciężkich w określone zespoły naturalne, które nawzajem różniłyby się między sobą i które pozwalałyby w graficzny sposób wykazać i porównać warunki genetyczne rozmaitych zespołów.

Ważną, odróżniającą cechą jakościową rozmaitych minerałów ciężkich jest ich odporność na czynniki mechaniczne i chemiczne, na wietrzenie i transport. Wiadomo, że w osadach powstałych ze zniszczenia krystalicznych skał obszarów denudowanych (obszarów alimentacji) należy liczyć się ze znacznym zużyciem udziału amfibolu, apatytu i epidotu, jako minerałów zwykle uznawanych za mało trwałe (Pettijohn, 1949, s. 382; Twenhofel, 1950, s. 287—288; Turnau-Morawska, 1954, s. 104). „Trwałość mi-

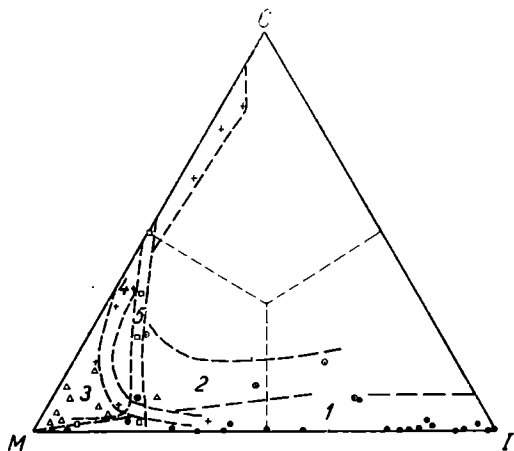
* Rękopis zredagowany przy pomocy dr. Pavla Bosáka, który problematyką tą zajmuje się obecnie; Katedra Geologii, Wydział Przyrodniczy Uniwersytetu Karola, Albertov 6, 128—43 Praha 2 — Nove Mesto

nerałów" jest pojęciem bardzo szeroko dyskutowanym; różnice w poglądach poszczególnych autorów należy tłumaczyć różną odpornością tego samego minerału w różnych warunkach. Według pracy eksperymentalnej F. W. Friese (1931) do minerałów najodporniejszych na abrazję mechaniczną należą np. turmalin, staurolit, do średnio odpornych — granat, epidot i apatyt, zaś do mało odpornych — dysten, andaluzyt i monacyt. Wyniki analizy osadów powstających w warunkach intensywnego wietrzenia chemicznego wskazują, że tam najodporniejszymi minerałami ciężkimi są dysten, rutyl, staurolit i turmalin. O występowaniu granatu i cyrkonu w kulkach i fliszach, a więc głównie w warunkach niszczenia mechanicznego, już wspominałem.

Minerały mało odporne, a przy tym jakościowo bogatsze zespoły minerałów ciężkich, występują (Krumbein, Sloss, 1955) jedynie na początku większych cykli sedymentacyjnych, w osadach pierwszej generacji, których obszarem alimentacji był świeżo odsłonięty krystalinik, podczas gdy w drugiej części cyklu zespół minerałów ciężkich ubożeje, ponieważ źródłem materiału mineralnego stają się w coraz większym stopniu osady starsze, dawniej złożone, a następnie redeponowane.

Autor zestawiał dostępne w literaturze analizy minerałów ciężkich, odnoszące się przede wszystkim do środkowej części CSRS, w postaci diagramu trójkątnego, którego wierzchołek I przedstawia sumę minerałów nietrwałych (instabilnych), pospolitych w krystaliniku: apatyt, amfibol, epidot, zojzyt, tytanit; wierzchołek M — sumę minerałów odpornych tylko na wietrzenie mechaniczne i transport (minerały mechanostabilne): granat i cyrkon; a wierzchołek C — sumę minerałów odpornych na wietrzenie chemiczne (minerały chemostabilne): rutyl, staurolit, dysten, turmalin, anataz. Okazało się, że ten diagram dobrze ukazuje przynależność osadów do określonych zespołów minerałów ciężkich do różnych warunków strukturalnych środowiska sedymentacji.

Jeżeli podzieli się trójkąt na trzy pola liniami przecinającymi jego boki w miejscu 50% zawartości i łączącymi się w środku ciężkości, osady platformowe znajdują się w polu z przewagą minerałów chemostabilnych, a osady geosynkinalne — w polu z przewa-



Ryc. 1. Wykres składu minerałów ciężkich osadów cyklu waryscyjskiego:

I — 100% minerałów nietrwałych, M — 100% minerałów mechanostabilnych, C — 100% minerałów chemostabilnych; 1 — przeddevonjskie podłoże krystaliczne, 2 — dewonjska formacja węglanowa (ze skałami klastycznymi), 3 — dolnokarbońska formacja fliszowa (kulm), 4 — molasse (polski górny karbon Zagłębia Górnośląskiego), 5 — permokarbon nieek śródmorskich

Fig. 1. Composition of heavy minerals belonging to the deposits of the variscan cycle:

I — 100% unstable minerals, M — 100% mechanostable minerals, C — 100% chemostable minerals; 1 — pre-Devonian crystalline basement, 2 — Devonian carbonate formation (with clastic rocks), 3 — Lower Carboniferous flysch (Culm), 4 — molasse (Polish Upper Carboniferous deposits of Upper Silesian Coal Region), 5 — Permo-Carboniferous deposits of intermontane basins

gą minerałów mechanostabilnych. Dokładne rozpatrzenie osadów geosynkliny waryscyjskiej i alpejskiej ujawnia znaczne podobieństwo, a w niektórych miejscach i zgodność zespołów minerałów ciężkich, gdy warunki strukturalne były zgodne.

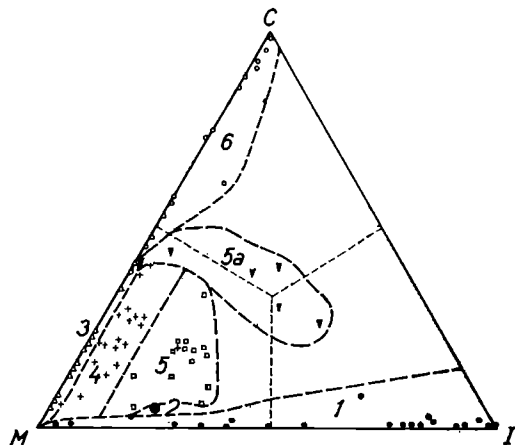
Zespoły minerałów ciężkich krystaliniku obszaru alimentacyjnego według dotychczasowego stanu badań (analizy orientacyjne skał plutonu brzeńskiego oraz skał krystaliniku epi-, mezo- i katazonalnego Wyżyny Czesko-Morawskiej) skupiają się w opisanym diagramie trójkątnym w wąskim pasie między wierzchołkami I-M, zbieżnym z podstawą w kierunku wierzchołka M (pole 1 na ryc. 1 i 2).

Zespoły minerałów ciężkich osadów wary-

scyjskich formacji węglanowej (dewon Krasu Morawskiego) są na trójkącie skupione w pasie 2, w całości przylegającym do pasa poprzedniego (ryc. 1).

Zespoły minerałów ciężkich facji fliszowej są skupione w polu 3 lub przy wierzchołku M (ryc. 1, geosynklina waryscyjska), albo też w wąskim pasie w pobliżu wierzchołka M, przy boku M-C (ryc. 2, geosynklina alpejska).

Osady górnokarbońskie Zagłębia Górnośląskiego (pole 4 na ryc. 1) otaczają pole analiz minerałów ciężkich kulmu wąskim pasem przylegającym do linii I-M i M-C; w podobnej pozycji obok pola osadów fliszowych znajdują się osady molasowe geosynkliny alpejskiej (oligocen autochtoniczny z otworu wiertniczego Nesvačilka i hustopečsko-ždanicka formacja zewnętrznego fliszu karpaciego — pole 4 na ryc. 2).

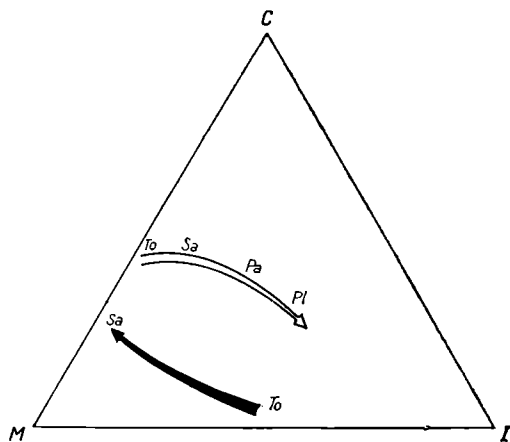


Ryc. 2. Wykres składu minerałów ciężkich osadów cyklu alpejskiego:

I, M, C — jak na ryc. 1, 1 — krystalinik, 2 — jurajska formacja węglanowa, 3 — formacja fliszowa (kreda — paleogen), 4 — molasa (oligocen autochtoniczny i formacja hustopečsko-ždanicka), 5 — neogeński rów przedgórski, 5a — neogeński Basen Wiedeński, 6 — lądowa i morska pokrywa platformowa Masywu Czeskiego

Fig. 2. Compositions of heavy minerals belonging to the deposits of the Alpine cycle:

I, M, C as in Fig. 1. 1 — crystalline basement, 2 — Jurassic carbonate formation, 3 — flysch (Cretaceous — Older Tertiary), 4 — molasse (autochthonous Oligocene and Hustopeč-Ždanice formation), 5 — Neogene foredeep, 5a — Neogene Vienna Basin, 6 — continental and marine platform sediments of the Bohemian Massif



Ryc. 3. Schemat zmian składu zespołów minerałów ciężkich w osadach neogeńskich z biegiem czasu:

pusta strzałka — Basen Wiedeński, pełna strzałka — neogen czzechosłowackiej części Basenu Panońskiego (Nizina Naddunajska); To — torton, Sa — sarmat, Pa — pannon, Pl — pliocen

Fig. 3. Variations in the composition of heavy mineral assemblages in Neogene deposits as a function of time:

Blank arrow indicates the Vienna Basin. Full arrow denotes the Neogene of the Czechoslovakian portion of the Pannonian Basin (Danubian Lowland); To — Tortonian, Sa — Sarmatian, Pa — Pannonian, Pl — Pliocene

Na wykresie (ryc. 1) z polem osadów górnokarbońskich łączy się wąski pas (pole 5) obejmujący analizy minerałów ciężkich permokarbońskich wypełnień niecek śródgórskich; pas ten wzdłuż boku I-M ciągnie się w kierunku wierzchołka M.

Na wykresie (ryc. 2) z poprzednim polem 4 łączy się, w jeszcze większej odległości od wierzchołka M, pole 5, obejmujące analizy minerałów ciężkich neogenu karpaciego rowu przedgórskiego. Z polem tym częściowo łączy się pole 5a z analizami minerałów ciężkich śródgórskiej niecki neogeńskiej Basenu Wiedeńskiego (w środkowej części wykresu).

Na wykresie tym jest również wyraźnie widoczne pole 6, w pasie wzdłuż boku C-M, bliżej wierzchołka C, obejmujące zespoły minerałów ciężkich lądowych i morskich

utworów pokrywę platformowej Masywu Czeskiego, a więc analizy osadów czeskiej kredy, warstw rudických i lądowych zwierzelin kaolinowych.

Na proponowanym wykresie trójkątnym można także dobrze prześledzić, jak w toku rozwoju obszarów sedimentacji zmienia się zespół minerałów ciężkich — równolegle z procesami dynamicznymi zachodzącymi w zbiorniku sedimentacyjnym. Wykres następny (ryc. 3) przedstawia schematycznie zmiany w składzie zespołów minerałów ciężkich dwóch zbiorników neogeńskich — Basenu Wiedeńskiego i czesostłowackiej części Basenu Panońskiego (Nizina Naddunajska). W Basenie Wiedeńskim rzutowane punkty przesuwają się w czasie w kierunku wierzchołka I, tj. przybywa minerałów świeżo transportowanych. Natomiast na Nizinie Naddunajskiej z biegiem czasu udział minerałów grupy I zmniejsza się. Te odrębne tendencje rozwojowe w składzie frakcji minerałów ciężkich można dobrze korelować z ewolucją obszarów sedimentacji obu basenów. Mianowicie tortoński obszar sedimentacji na Nizinie Naddunajskiej w porównaniu z dolnoburdygalskim i górnohelweckim zaczyna już przesuwać się ku południowi, a dalsze przesunięcie zaznacza się zwłaszcza w pliocenie (Dla bač, 1964, s. 36). Natomiast w Basenie Wiedeńskim rozprzestrzenienie sarmatu jest większe niż górnego tortonu, a najrozleglejszy jest zasięg pliocenu (Buday et al., 1963, s. 162). Ten przykład ukazuje jedną z dalszych możliwości wykorzystania wykresu i jego przydatność przy rozpatrywaniu warunków powstawania osadów.

Z czeskiego przełożyła Walentyna Młoduszevska

LITERATURA**

- Buday, T. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geol. mapě ČSSR 1:200 000 M 33-XXX Gottwaldov, ÚÚG, Praha.
 Dla bač, M. 1964: Některé základní poznatky geologie nafty a zemního plynu v Podunajské nížině, Práce VÚ ČND XXI-1964, č. 93—98, s. 9—71, Praha.

** Literatura nie cytowana w tekście posłużyła do zestawienia załączników graficznych (przyp. redakcji).

- Eliáš, M., 1963: Zpráva o sedimentárně petrografickém výzkumu turonských klementských vrstev v Pavlovských vrších, Zprávy o geol. výzkumech v roce 1962, ÚÚG, Praha.
 Eliáš, M., Plička, M., 1962: Příspěvek ke studiu svrchního paleogenního oddílu jednotky bělokarpatské — vrt Komňa 1, Práce VÚ ČND XIX-1962, č. 84—91, s. 85—98, Praha.
 Friese, F. W., 1931: Untersuchung von Mineralen auf Abnutzbarkeit bei Verfrachtung in Wasser, Mineralog. und Petrogr. Mitt., neue Serie, Vol. 41, S. 1—7.
 Gubler, Y., 1956: Orientations actuelles des méthodes d'analyse appliquées à la stratigraphie, Rev. Inst. Franc. du Pétrole, vol. XI, p. 5—7, 15—21.
 Klein, V., 1957: Použití výsledků analýs těžkých minerálů pro stratigrafii a paleogeografii cenomanu na Koufimsku, Sborník ÚÚG, odd. geol., 1 díl, sv. XXIV, s. 401, Praha.
 Klein, V., Kodymová, A., 1963: Hromadění těžkých minerálů v sedimentech s ohledem na Český masiv, Věstník ÚÚG, roč. XXXVIII, č. 1, s. 1—10, Praha.
 Krumbein, W. C., Sloss, L. L., 1955: Stratigraphy and Sedimentation, San Francisco.
 Krysovská, M., 1959: Minerály těžké v útvarch karbońských z Bolesławia koło Olkusza, Kwart. Geol., 3, 4: 857—868, Warszawa.
 Krystek, I., 1959: Příspěvek k otázce genese a stáří rudických vrstev, Kras v Československu, č. 1, s. 22—23, Brno.
 Krystek, I., 1961: Petrografie sedimentů opěrné vrstvy Nesvačilků — 1, Práce VÚ ČND XVII-1961, s. 71—82, Praha.
 Krystek, I., 1965: Výzkum sedimentů západní části magurského flyše a otázky jejich genese, Folia PF UJEP v Brně, svaz. VI, Geologia, spis 9, Brno.
 Kühnel, R. A., 1958: Příčiny větrání goďských pískovců, Věstník ÚÚG, roč. XXXIII, č. 1, s. 75, Praha.
 Kuřvart, M., 1966: Těžké minerály v přírodním sedleckém kaolinu, [v:] Zpráva o vědecko-výzkumné činnosti v roce 1965, Ústav geol. věd. KU, Praha.
 Malecha, A., Slavík, J., 1962: Petrografický výzkum velkoopatovické křídly na Moravě, Zprávy o geol. výzkumech v roce 1961, s. 158—160, Praha.
 Pettijohn, F. J., 1949: Sedimentary rocks, Harper, New York.
 Skoček, V., 1959: Petrografie a těžké minerály křídových sedimentů z okolí Skalice nad Svitavou, Sborník ÚÚG, sv. XXV, odd. geol., s. 377—405, Praha.
 Slavík, J., 1952: Těžké minerály ze zvětralin východní části středoečského plutonu, Sborník ÚÚG, sv. XIX, geologie, s. 337—420, Praha.
 Slavík, J., 1965: Sedimentologický vývoj svrchní křídly na vrtu Věstaru 1 (Vy-1)

- u Hradce Králové, Sborník geol. věd, geologie, řada G, sv. 9, s. 59, ÚUG, Praha.
- S v o b o d a, K., 1959: K petrografii brněnských písku, Publ. Sci. Univ. Brno, Tchécoslovaquie, nr 404, s. 265—310, Brno.
- Š t e l c l, J., 1960: Petrografie kulmských slepencu jižní části Drahanské vysočiny, Folia PF UJEP, Geologia, sv. I, spis 1, Brno.
- Š t e l c l, J., Ch r o m ý, C.: 1963: Přehled petrografie devonských sedimentů Moravského krasu, Folia PF UJEP, Geologia, sv. IV, spis 3, s. 45, Brno.
- Š t e l c l, J., S v o b o d a, L., 1962: Petrografické studie kulmských sedimentů Drahanské vysočiny (Těžké minerály kulmských drob), Folia PF UJEP, Geologia, sv. III, spis 1, s. 3—50, Brno.
- T u r n a u-M o r a w s k a M., 1954: Petrografia skał osadowych, Warszawa.
- T u r n a u-M o r a w s k a, M., Ł y d k a, K., 1954: Studia petrograficzne nad arkozą kwaczalską, Roczn. Pol. Tow. Geol., 22, 4: 347—494, Kraków.
- T w e n h o f e l, W. H., 1950: Principles of sedimentation, New York—Toronto—London.
- W i e s e n e d e r, H., M a u r e r, I., 1958: Ursachen der räumlichen und zeitlichen Änderung des Mineralbestandes der Sedimente des Wiener Beckens, Eclogae Geol. Helvet., 51, 3: 1115—1172, Basel.

Rudolf Burkhardt

HEAVY MINERALS AS STRUCTURAL INDICATORS FOR DEPOSITION AREAS

Summary

Heavy minerals occurring in various deposits of Central Czechoslovakia were subject to analyses, and the results obtained are listed in the form of triangular diagrams, in which the minerals of interest have been classified as unstable, mechanostable and chemostable. The diagrams permit distinction between platform- and geosynclinal sediments. They also make it possible to investigate the development of sedimentary basins, which is illustrated on the example of the Carpathian foredeep and Vienna basin. It has been shown that chemostable minerals are predominant in the Rudice layers.

Translated by Janina Kosińska

Rudolf Burkhardt

MINÉRAUX LOURDS COMME INDICATEURS DES CONDITIONS STRUCTURALES DES RÉGIONS SÉDIMENTAIRES

Résumé

Dans cet article sont rassemblés les résultats des analyses des minéraux lourds, provenant de différents dépôts de Tchécoslovaquie centrale, sous forme de diagrammes triangulaires où l'on a distingué les minéraux instables, mécanostables et chimiostables. Ces diagrammes servent de critère pour indiquer l'évolution des bassins sédimentaires, à l'exemple de l'avant fossé des Carpates et du bassin viennois. Il est aussi indiqué que dans les couches de Rudice prédominent les minéraux chimiostables.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Uwagi o genezie krasu kopalnego koło miejscowości Rudice (Morawy)*

Treść: Zestawiono informacje o występowaniu kieszeni krasowych wypełnionych osadami w rejonie Rudic (Morawy) i rozważono ich stosunek do utworów neogenu Zapadlis-ka Przedkarpackiego.

W okresie względnego spokoju tektonicznego po zakończeniu orogenezy waryscyjskiej nastąpiła w Europie rozległa denudacja waryscydów, ich peneplenizacja i tworzenie platform. Na węglanowych seriach denudowanych waryscydów i powstałych wśród nich mezozoicznych niecek, w środowisku lądowym, w klimacie tropikalnym rozwijał się kras, objawiający się obecnie jako kras kopalny. Powstawał on prawdopodobnie w kilku fazach. Bardziej zaawansowane stadium rozwoju krasu kopalnego przypada już na początek orogenezy alpejsko-karpackiej.

Datowanie okresów krasowienia jest bardzo trudne, ponieważ sporadycznie tylko wkrótce po powstaniu form kopalnego krasu obszar bywa przykryty seriami zawierającymi przewodnie skamieniałości, zatem tylko w nielicznych przypadkach można w sposób pewny określić wiek procesów krasowych.

Ponieważ w odniesieniu do wielu obszarów krasowych brak jest dowodów stratygraficznych wieku krasu kopalnego, opierających się na wieku podlegających krasowieniu serii węglanowych i na wieku ich pokryw, można tylko badać i wzajemnie porównywać charakter litologiczny utworów wypełniających formy krasowe.

Szerszą podstawę do ustalenia genezy wypełnień kieszeni krasu kopalnego można uzyskać dzięki znajomości zależności zespołów minerałów ciężkich występujących w osadach od czynników strukturalnych. Porów-

nanie zespołów minerałów ciężkich z wypełnień kieszeni krasowych w miejscowości Rudice wykazuje, że odpowiadają one zespołom platformowym (por. Burkhardt, 1978).

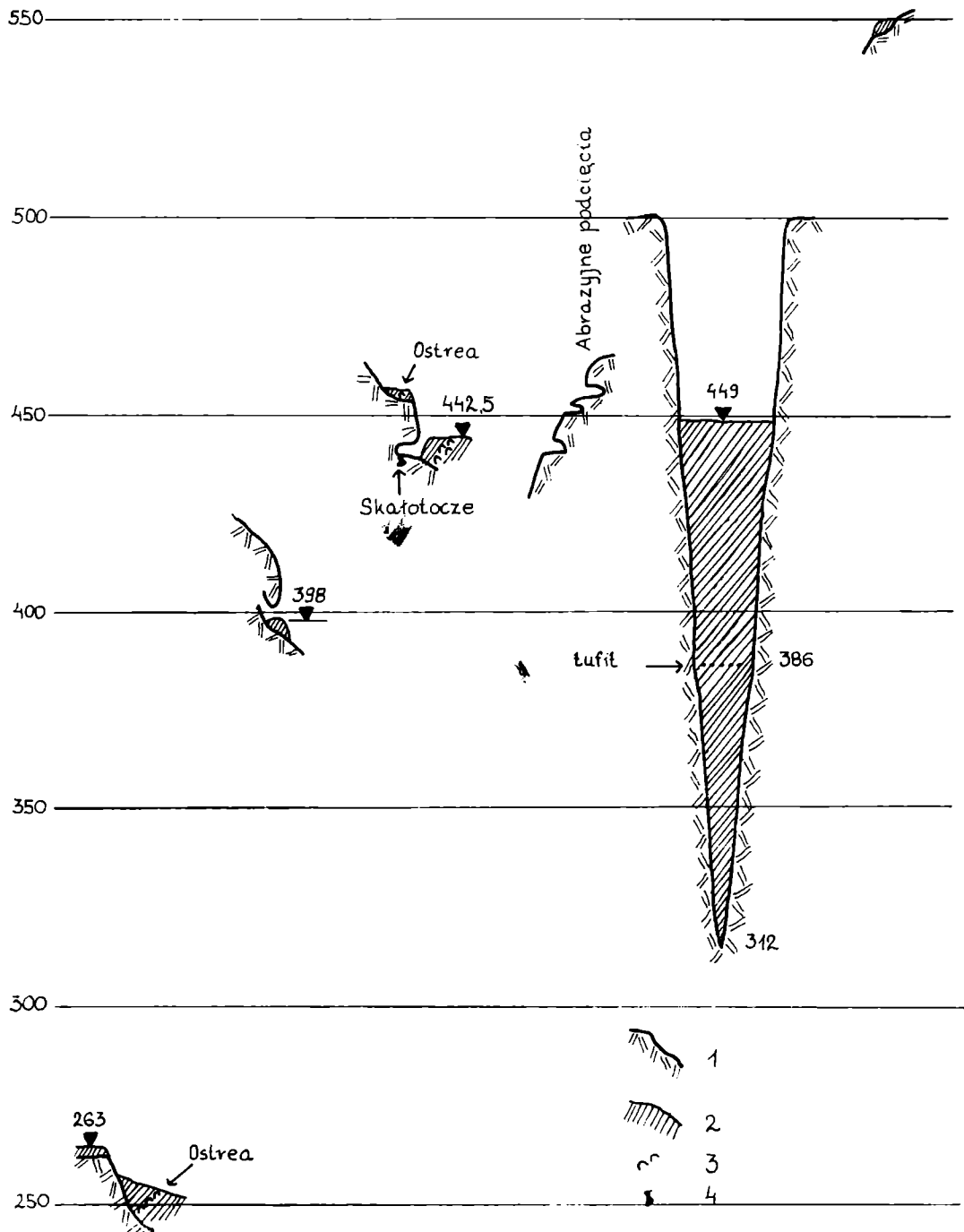
Profile wypełnień kieszeni krasu kopalnego nie są identyczne w obrębie tego samego obszaru. Dla Krasu Morawskiego K. Reichenbach opublikował (1834) wnioski z obserwacji setek czynnych wówczas kopalń w rudickim krasie kopalnym. Na podstawie wielu profilów określił on pokłady rudy limonitowej, powyżej których znajdowały się osady na przemian psamitowe i pelitowe oraz poziomy rumoszu krzemienno. Prawdopodobnie przeważająca część materiału warstw rudickich pochodzi z późniejszego wietrzenia utworów jurajskich. Jura *in situ* zachowała się pod Olomucanami (zachodnia część Krasu Morawskiego — przyp. red.). Inne kieszenie były — według Reichenbacha (1834) — wypełnione tylko limonitem, a wyższych ogniw w nich brakowało.

Jak wskazują również nowsze profile warstw rudickich, wyżej podana sekwencja osadów często nie jest zachowana: rumosze krzemienne, piaski i ily kaolinitowe kilkakrotnie nieprawidłowo się powtarzają. Podobne fakty zauważył już K. Reichenbach (1834).

Dotychczas nie wyjaśniono też wieku powstania geod kwarcowych, chalcedonowych i kaskolongowych w krasie rudickim, które — według niektórych autorów (Panož, Pelíšek, 1964) — występują w górnych pokładach piasków kwarcowych z rumoszem

* Z notatek rękopiśmiennych dr. R. Burkhardta zestawiał Pavel Bosák.

S Bedřichovice | Hostěnice | Březina | Babice | Lažánky | Šošůvka N
m n.p.m.



krzemienym. Należy zaznaczyć, że geody są znane *in situ* z osadów jurajskich w odkrywkach koło Olomucan i w nie zdenudowanych resztkach zmineralizowanych utworów limonitowo-hematytowych na Płaskowyżu Rudickim między Olomucanami i Byči Skałą.

Ślady kopalnego krasu na obszarze Krasu Morawskiego znajdują się na wysokości 400 m—540 m n.p.m.

W dolnym tortonie Masyw Czeski został objęty rozległą transgresją. Zestawienie wysokości n.p.m. znanych punktów występowania neogenu w Krasie Morawskim i najbliższych okolicach podano na schemacie (ryc. 1). Osady dolnotortonńskie są tu wykształcone przeważnie w facji ilów marglistych z bogatą mikrofauną, a gdzieś tam z ostrygami i śladami działalności skałotoczy, świadczącymi o bliskości linii brzegowej morza neogeńskiego.

Płaty neogenu leżą na różnych poziomach i nigdzie nie występują w kieszeniach kopalnego krasu. Należy więc przypuszczać, że kopalny kras wytworzył się i został wypełniony przed transgresją neogeńską.

Duży rozrzut wysokościowy osadów neogeńskich wskazuje na tak znaczne oscyla-

cje, że jest bardzo prawdopodobne, iż w tej okolicy i w tym czasie stara platforma była już tektonicznie rozbita i zróżnicowana, a w wyniku saksońskiego oddźwięku tektoniki karpackiej na obrzeżeniu Masywu Czeskiego osady neogeńskie uległy nierównomiernemu wypiętrzeniu. Zróżnicowanie osadów wypełniających formy krasowe można wyjaśnić tym, że w okolicy miejscowości Rudice w Krasie Morawskim było kilka faz procesów krasowych w warunkach tropikalnych, bądź też że krasowanie trwało dłuższy czas w warunkach różnie posuniętej denudacji starszych utworów.

Z czeskiego przełożyła Walentyna Mioduszevska

LITERATURA

- Burkhardt R., 1978: Minerale ciężkie jako wskaźnik warunków strukturalnych obszarów sedimentacyjnych, [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), s. 17—22, Katowice.
 Panoš V., Pelišek J., 1964: Rudické deprese. Exkurzi provodce Mezinárodní speleol. konference, s. 16—17, Brno.
 Reichenbach, K., 1834: Geologische Mitteilungen aus Mahren, J. G. Heubner Verlag, s. 1—218, Wien.

Ryc. 1. Zestawienie wysokości n.p.m. znanych miejsc występowania neogenu na obszarze Krasu Morawskiego i najbliższej okolicy:

1 — wapień dewoński, 2 — osady dolnotortonńskie, 3 — szczątki ostrzyg, 4 — ślady działalności skałotoczy

Fig. 1. Comparison of altitude at m a.s.l. of Neogene localities in the Moravian Karst region:

1 — Devonian limestones, 2 — Lower Tortonian deposits, 3 — remains of oysters, 4 — traces of borings

Rudolf Burkhardt

ON THE GENESIS OF FOSSIL KARST IN THE VICINITY
OF RUDICE (MORAVIA, CZECHOSLOVAKIA)

S u m m a r y

Data on the occurrence of karst pockets filled with deposits in the Rudice region (Moravia, Czechoslovakia) and their relation to Neogene deposits of the Carpathian foredeep, are reviewed and considered.

Translated by Janina Kosińska

Rudolf Burkhardt

REMARQUES SUR LA GÉNÈSE DU KARST FOSSILE PRÈS
DE RUDICE (MORAVIE)

R é s u m é

Dans cet article sont rassemblées les informations concernant l'apparition des poches karstiques remplies de dépôts dans la région de Rudice (Moravie). Il est aussi pris en considération le rapport entre les poches karstiques et les formations du Néogène provenant de l'avant fossé des Carpates.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Geneza i wiek warstw rudických w Krasie Morawskim (CSRS)

Treść: Warstwy rudické, opisane przez V. Uhlig (1881), składają się z ilów, piasków i żwirów. Wypełniają one zagłębienia kopalnego krasu o charakterze lejów, studzien, organów geologicznych i dolin, utworzone w wyniku krasowienia górnodewońskich wapieni Krasu Morawskiego. Krasowienie przebiegało tu w warunkach silnego wietrzenia typu kaolinowo-laterytowego w czasie dolnej kredy. Warstwy rudické osadzały się na podłożu o silnie rozczłonkowanej rzeźbie krasowej jako utwory rzeczne, płaskie stożki napływowe i osady jeziorne. Sedymentacja odbywała się w izolowanym obniżeniu — *polju*. Główny obszar źródłowy materiału klastycznego leżał na południe od dzisiejszego zasięgu warstw rudických. Podrzednie materiały były znoszone też ze wschodu i zachodu. Warstwy rudické zachowały się dzięki temu, że stopniowo zapadały się w pogłębiających się zagłębieniach krasowych. Proces ten zakończył się prawdopodobnie po cenomanie.

Wstęp

Zagłębienia krasu kopalnego wypełnione warstwami rudickimi leżą w środkowej części Krasu Morawskiego między miejscowościami: Rudice, Habrůvka i Josefov, na powierzchni około 10 km² (ryc. 1), około 35 km na północ od Brna.

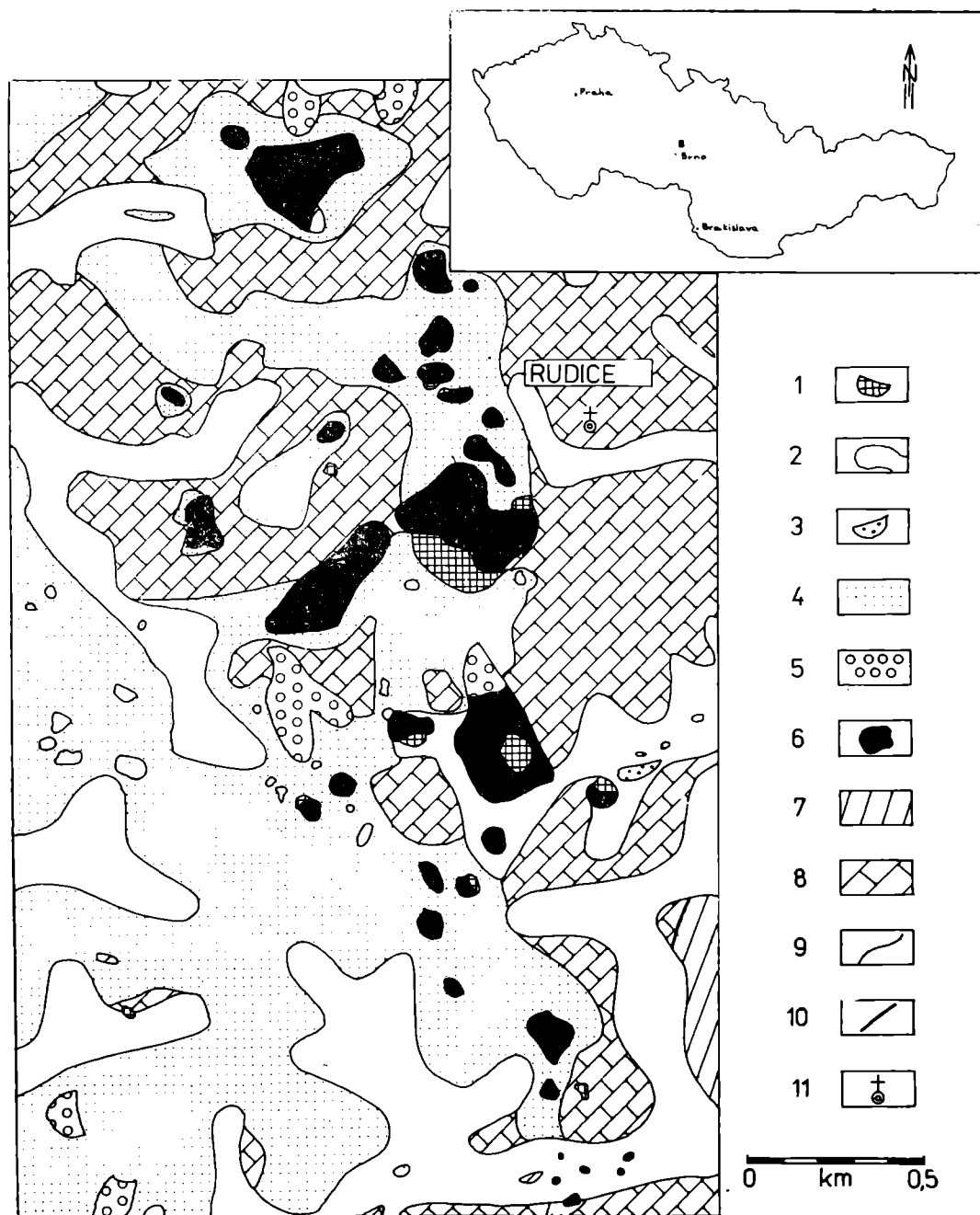
Sytuacja geologiczna obszaru występowania zagłębień jest bardzo urozmaicona. Najstarszym elementem geologicznym jest tu brneński masyw magmowy młodokadomijski (Weiss, [in:] Svoboda et al., 1964). Tworzą go granitoidy, którym towarzyszą skały żyłowe. Osadowa osłona masywu jest zbudowana ze sfałdowanych skał dewońskich (eifel — famen) w facji Krasu Morawskiego i z fliszu dolnokarbońskiego (turnej — dol-

ny wizen). Devon u dołu ma rozwinięte osady klastyczne (eifel — żywet), właściwy węglanowy kompleks dewoński jest reprezentowany przez wapienie josefowskie (żywet), lažaneckie (żywet — fran), vilemovické (żywet — fran) i křtínské (fran — dolny turnej). Flisz dolnego karbonu tworzą łupki ilaste, mułowce i podrzednie wkładki szarogłazów. Devon został sfałdowany w dwóch fazach orogenezy waryscyjskiej — w bretońskiej (Kettner, 1949; Misař, 1965), a wraz z utworami dolnego karbonu — w fazie asturyjskiej lub sudeckiej (Jar. Dvořák, Pták, 1963). Platformową pokrywę obszaru tworzą osady węglanowe jury (kelowej — oksford) zapadnięte w rowie Blanska, następnie osady warstw rudických (dolna kreda) i klastyczne osady górnej kredy (cenoman). Większość obszaru pokrywają pokrywy krzemienne (Kettner, 1942), mianowicie trzeciorzędowe iły z ułamkami krzemieni jurajskich, lessy czwartorzędowe, utwory zboczowe i gleby.

V. Uhlig (1880, 1881) nazwał warstwami rudickimi osady piaszczyste i ilaste występujące w głębokich zagłębieniach w okolicy miejscowości Rudice.

Litologia, geneza, wiekiem i pozycją geologiczną warstw rudických zajmowali się w swych pracach: V. Uhlig (1880, 1881), H. Wankel (1882), H. J. Fabian (1935), K. Zapletal (1934), R. Kettner (1942, 1959), Jar. Dvořák (1953, 1963 [in:] Kalásek et al.), I. Krystek (1959, 1966 [in:] Štelcl, Ed.), R. Svobodová et al. (1959), Jos. Dvořák (1964 [in:] Svo-

* Katedra Geologii, Wydział Przyrodniczy Uniwersytetu Karola, Albertov 6, 128—43 Praha 2 — Nove Mesto



Ryc. 1. Schematyczna mapa okolic miejscowości Rudice (oryginal: P. Bosák, 1976):
 1 — zwal, 2 — osady czwartorzędowe, 3 — lessy plejstoceny, 4 — pokrywy krzemienne, 5 — zlepienie i piaskowce cenomanu, 6 — warstwy rudické, 7 — łupki i szarogłazy dolnego karbonu (kulm), 8 — wapienie dewońskie, 9 — granice ciał geologicznych, 10 — uskoki, 11 — wsie

Fig. 1. Schematic map of Rudice region (original: P. Bosák, 1976):
 1 — dump, 2 — Quaternary deposits, 3 — Pleistocene loess, 4 — cover of chert debris, 5 — Cenomanian conglomerates and sandstones, 6 — „Rudice” layers, 7 — schists and greywackes Lower of Carboniferous (Culm), 8 — Devonian limestones, 9 — limit of geological units, 10 — faults, 11 — villages

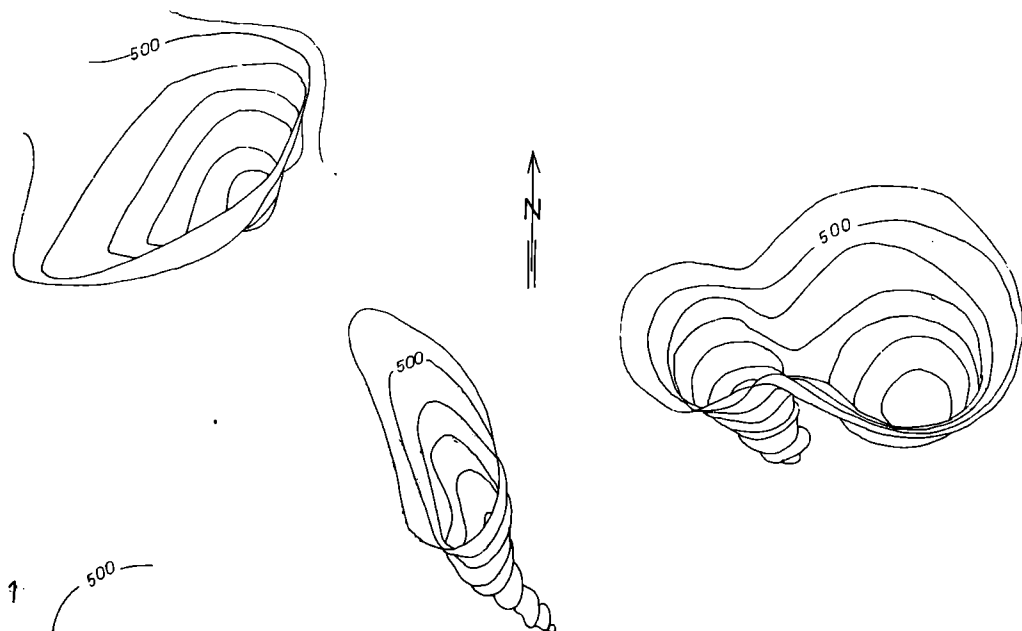
boda et al.), Peloušek (1968 [in:] Vachtl et al.), K. Absolon (1970), R. Burkhardt (1974) i P. Bosák (1976).

Warunki występowania

Warstwy rudyczne występują jako wypełnienia zagłębień krasu kopalnego, rozwiniętego w utworach węglanowych górnego dewonu. Zagłębienia mają charakter lejów, podwójnych lejów, małych dolin, studzien i organów geologicznych (ryc. 2). Rozmiary powierzchniowe zagłębień są bardzo różne: od kilku do paruset metrów średnicy. Głębokość zagłębień bywa od kilku metrów do 140 m. Średnia głębokość wynosi około 30 m — 50 m. Ściany zagłębień bywają pionowe, a nawet przewieszane (Svobodová et al., 1953). Wszystkie kopalne formy krasowe są rozwinięte na wyraźnych systemach spękań lub w strefach zmęczenia w wapieniach dewońskich. Te systemy i strefy mają kierunki NE-SW do NNE-SSW i NW-SE.

Wykształcenie warstw wypełniających zagłębienia nie wykazuje żadnej prawidłowości. Poszczególne warstwy, przeważnie kształtu soczewkowatego, na małych odcinkach wyklinowują się lub grubieją. Szybko przy tym zmienia się uziarnienie osadu, udział procentowy frakcji psefitowej, psamitowej i pelitowej, a nierzadko również wewnętrzna struktura osadu. W warstwach tych można zauważyć delikatną laminację i skośne warstwowanie.

Warstwy są nachylone do środka zagłębień pod kątem do 40° i prawie zawsze naśladują kształt zagłębienia. Wskutek zapadania się warstw tworzyły się, zwłaszcza przy krawędziach zagłębień, liczne powierzchnie poślizgowe. Gdziekolwiek górne części warstw rudycznych są nieznacznie zaburzone wskutek słabych ruchów spływowych. Nachylenie warstw nie było jednak tak duże, aby mogły powstać silnie przefalowane struktury spływowe (Peloušek, 1968 [in:] Vachtl et al.).



Ryc. 2. Obraz poziomicowy zagłębień (rzut aksonometryczny, oryginał: P. Bosák, 1976):
1 — poziomicę co 10 m

Fig. 2. Horizontal sketch of depressions (axonometric projection, original: P. Bosák, 1976):

1 — contour line every 10 m

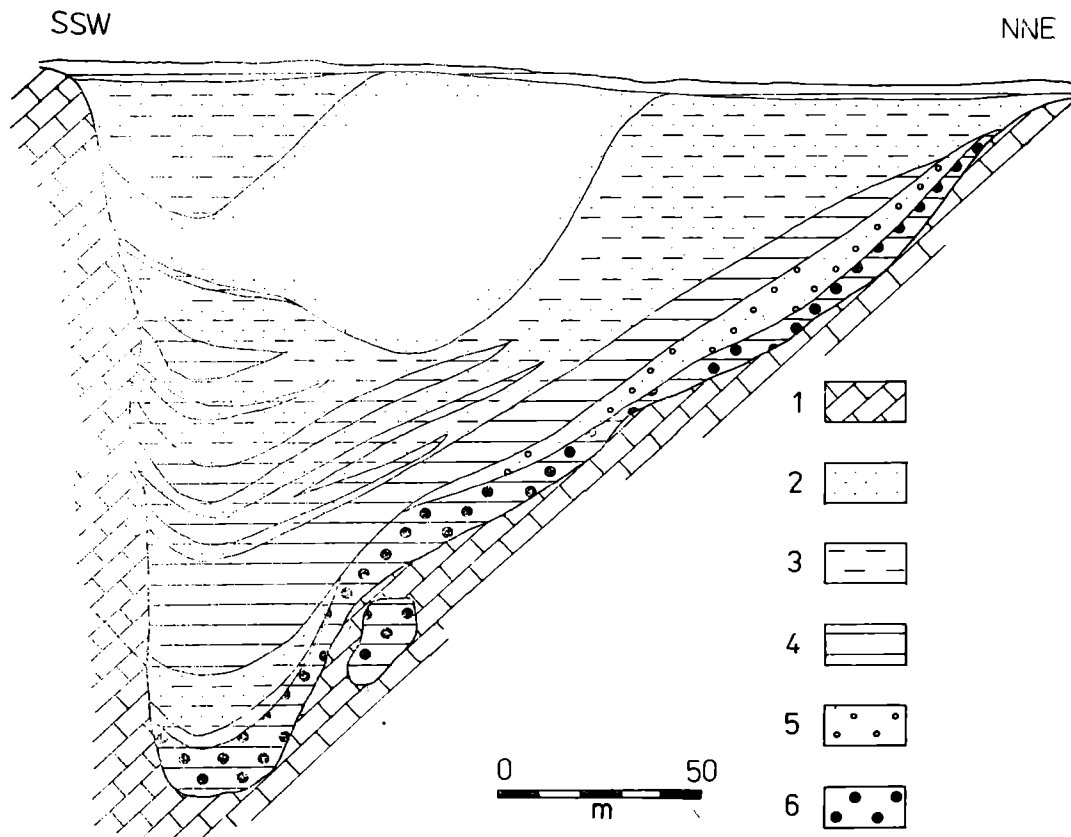
Charakterystyka litologiczna

W spągu warstw rudickich są rozwinięte iły ochrowe z domieszką żwirów kwarcowych, fragmentów krzemieni jurajskich i dewońskich wapieni. Utwory te leżą bądź bezpośrednio na skrasowiałej powierzchni wapieni, bądź na cienkich (około 20 cm—40 cm) kopalnych glebach humusowych albo na ilastych, zawierających bloki, rumoszach wapiennych o miąższości do 34 m.

Na kontakcie warstw rudickich z wapieniami dewońskimi powstały limonitowe rudy żelaza, eksploatowane od XII do XIX

wieku. Rudy te wypełniają nie tylko nierówności powierzchni wapieni, ale i pustki w wapieniach. H. Wankel (1882) podaje, że rudy mają wysoką zawartość Fe, są ciemnobrązowe, zbite lub włókniste, występują w formie skorupowych lub koncentrycznych skupień. Pustki w wapieniach, wielkości kilku decymetrów do metra, bywają wypełnione limonitem w postaci nerkowatych lub naciekowych skupień.

Na osadach spągowych w niektórych zagłębieniach leżą ilaste żwiry krzemienne o ziarnie do 8 cm średnicy. Ich miąższość wynosi 1 m—15 m. Tam, gdzie żwirów tych nie



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez zagłębienie wypełnione warstwami rudickimi (według: R. S v o b o d o v e j et al., 1959, ze zmianami):

1 — wapień dewoński, 2 — piaski, 3 — domieszka ilasta w piasku (15%—50%), 4 — iły, 5 — żwir krzemienisty, 6 — fragmenty wapieni

Fig. 3. Geological cross-section of depression filled with „Rudice” layers (after R. S v o b o d o v a and others 1959, with modifications):

1 — Devonian limestones, 2 — sands, 3 — clay intercalations (15%—50%) in sands, 4 — clays, 5 — chert gravels, 6 — fragments of limestones

ma, na utworach spągowych leżą ilasto-piaszczyste osady noszące miejscową nazwę *bi-liny* („bieliny”), obfitujące w szczątki gąbek krzemionkowych (Wankel, 1882). Dlatego R. Burkhardt (1974) uważa je za zwietrzelinę malmskich spongiolitów. W stropie *bilin* występuje niezbyt gruba warstwa białego, silnie piaszczystego iłu, tzw. *škrobovice* („krochmalówka”).

Największą część profilu warstw rudických tworzą nieprawidłowo przekładające się glinki, iły, iły piaszczyste, piaski ilaste, piaski z wkładkami żwirów krzemiennych i kwarcowych. Udział poszczególnych frakcji jest bardzo nieregularny zarówno w poziomie, jak i w pionie (ryc. 3).

Dotychczas nie stwierdzono żadnej regularności w rozmieszczeniu żwiru krzemienego i kwarcowego.

Górne części warstw rudických są przeważnie barwy żółtej, ochrowej, czerwono-brązowej, a iły bywają także fioletowe. Poziomy barwy są nieprawidłowe, miejscami nawzajem równoległe, przeważnie jednak skośnie się krzyżują. Zabarwienie jest wynikiem przesiąkania wzdłuż spękań i dyslokacji wód opadowych wzbogaconych w jony Fe. Powstały przy tym także poziomy limonitowe na kontakcie osadów mniej i bardziej ilastych. Poziomy te mają do 20 cm miąższości i tworzą nieprawidłowe faliste warstwy i zamknięte „rękawy”.

W górnych poziomach warstw rudických nastąpiło także scementowanie piasków i słabo ilastych piasków spoiwem krzemionkowym. Spoiwo jest kontaktowe i wypełniające. Miąższość scementowanych osadów wynosi do 40 m.

Piaszczysta część osadów składa się z kwarcu, ułamków skał, skaolinizowanych skałeni, muskowitu i minerałów ciężkich. Obtoczenie poszczególnych frakcji jest następujące:

frakcja	obtoczenie
15 mm — 2 mm	słabe, miejscami dobre
2 mm — 0,6 mm	przeważnie doskonałe, rzadko słabe do średniego
0,6 mm — 0,1 mm	przeważnie słabe, miejscami średnie, wyjątkowo dobre
0,1 mm i mniejsze	zwykle niedoskonałe, ziarna bywają ostrokrawędziste

Frakcję o wielkości ziarna ponad 1 mm tworzą przeważnie okruchy krzemieni jurajskich, otoczaki kwarcowe, odłamki piaskowców żelazistych i kwarcytów. We frakcji poniżej 1 mm występują głównie ziarna kwarcu, w mniejszym stopniu ułamki krzemieni, piaskowców, kwarcytów i blaszki muskowitu, rzadko — skaolinizowane skałenie i minerały ciężkie. Ziarna kwarcu w obu frakcjach są przejrzyste i błyszczące, tylko w niektórych miejscach matowe i porysowane.

Minerały ciężkie są we frakcji piaszczystej reprezentowane w ilości 3,18%—0,03% (Svobodová et al., 1959). Głównymi minerałami frakcji ciężkiej są: turmalin, dysten, magnetyt, rutyl, andaluzyt, leukoksen, staurolit, hematyt i pirokseny. I. Krystek (1959) stwierdził ponadto cyrkon i ustalił charakterystyczny dla warstw rudických zespół minerałów ciężkich: dysten — turmalin — cyrkon z rutylem i staurolitem.

Ilastą część warstw rudických tworzą głównie iły kaolinitowe z akcesorycznym udziałem pozostałych minerałów ilastych, serycytu, muskowitu i innych. W iłach często spotyka się domieszkę materiału gruboziarnistego — głównie ziarn kwarcu, ułamków krzemieni, białych, żółtych, ochrowych i czerwonych piaskowców i okruchów iłów. W ciemnych iłach z rzadka występują wityryt i gips.

Osady warstw rudických mają jasną barwę: są białe, żółtawe, ochrowe. W wyższych częściach profilu zaznaczają się barwy brązowoczerwone, czerwone, fioletowe, intensywnie ochrowe i żółte. Niektóre powierzchnie iłów i glinek są żółte, fioletowe, szare i ciemnoszare.

Skład mineralny

Metodyka

Skład mineralny warstw rudických określono na podstawie analizy dyfraktogramów rentgenowskich i krzywych termicznej analizy różnicowej (DTA). Analizę rentgenowską przeprowadzono na dyfraktografie RTG produkcji czechosłowackiej (Chirana-Mikrometa I) w warunkach: $U = 35 \text{ kV}$, $I = 18 \text{ mA}$, 100 imp./s, $T/s = 8$, przesłona 5:2, posuw goniometru 2°/min. Termiczną analizę róż-

nicową wykonano na aparacie Derivatograph, produkcji węgierskiej.

Preparaty do analizy rentgenowskiej i termicznej przygotowano metodą dekantacji naturalnych próbek po 45 s. Do analizy dyfrakcyjnej sporządzono następnie preparaty orientowane. Rentgenogramy były interpretowane z wykorzystaniem tabel V. L. Michiejewa (1957).

Wyniki

We wszystkich 24 zbadanych próbkach w ilości 24 stwierdzono kwarc. W kilku przypadkach wykazano także obecność krystalitu i trydymitu. Bardzo często występują skalenie. Skalenie potasowe są reprezentowane przez ortoklaz i mikroklin. Z plagioklazów pojawiają się tylko najbardziej kwaśne — albit i oligoklaz.

Z minerałów ilastych zawsze występuje kaolinit. Jego obecność potwierdziła także DTA. Przeważnie jest to kaolinit-T; tylko dwie próbki zawierały kaolinit-pM. Mineralowi temu niekiedy towarzyszy haolizyt. Stwierdzono go w formie nietrwałej (metahaloizyt), w formie normalnej (haloizyt), a także w postaci ferrihaloizytu. Dość często stwierdzano montmorylonit. Występuje on jednak w nieznacznej ilości, jak to wykazała DTA. Obecność illitu jest sporna.

Muskowit stwierdzono w większości próbek, natomiast serycyt występuje rzadko. Jest to spowodowane doskonałą kaolinizacją skaleni.

Z tlenków i wodorotlenków glinu występują behmit i hydrargilit. Z tlenków i wodorotlenków żelaza wykryto getyt, hydrogetyt, lepidokrokity, hematyt i hydrohematyt. Sporna jest obecność manganitu.

Minerały ciężkie zostały już opisane.

Wiek warstw rudycznych

V. Uhlig (1880, 1881) uważał warstwy rudyczne za osady pierwotne, tj. za odpowiednik warstw bimammatowych wieku sekwan — luzytan (oxford). R. Kettner (1942, 1959) uznawał je za zwietrzałe osady jurajskie. M. J. Fabian (1935), I. Krystek (1959, 1966 [in:] Štelcl, (Ed.), Svobodová, et al. (1959) i Peloušek (1968 [in:] Vachtl et al.) zaliczają warstwy ru-

dyczne do cenomanu; Jar. Dvořák (1953, 1963 [in:] Kaláček et al.) i Jos. Dvořák (1964 [in:] Svoboda et al., 1973 [in:] Dvořák, Růžicka) powstanie warstw rudycznych datują na dolną kredę, bez bliższego określenia stratygraficznego.

Porównując osady warstw rudycznych z utworami słodkowodnymi cenomanu występującymi w najbliższej okolicy miejscowości Rudice można stwierdzić, że różnią się one miąższością oraz charakterem tekstur i struktur. Różnice zaznaczają się także w składzie chemicznym ilów. Podobieństwo zespołów minerałów ciężkich warstw rudycznych i utworów słodkowodnych cenomanu (Krystek, 1959) wynika z tego, że oba typy osadów są przemytymi produktami tego samego wietrzenia kaolinowo-latorytowego takich samych typów skał w dolnej kredzie.

Okres, w którym mogły powstawać i osadzać się warstwy rudyczne, obejmuje czas od końca jury (regresja morza jurajskiego) do początku cenomanu (początek sedimentacji słodkowodnej). Dolną granicę wyznacza obecność zwietrzałych krzemieni z podścielających warstw jurajskich, paleontologicznie udokumentowanych przez P. Počtu (1890). Górną granicę wyznaczają słodkowodne cenomańskie zlepki piaszczyste i węgliste ilowce. Wiek tych ostatnich ustalił paleoflorystycznie Knobloch (1975 — informacja ustna) na podstawie licznych zarodników paprotników. Te ilowce węgliniste leżą na zachód od miejscowości Rudice, bezpośrednio na utworach warstw rudycznych, a granica między jednymi i drugimi jest bardzo ostra. Dlatego sądzę, że wiek warstw rudycznych można w sposób pewny określić jako dolnokredowy lub przedcenomański.

Geneza warstw rudycznych

Na temat powstania zagłębień krasowych, w których występują warstwy rudyczne, istniało w przeszłości wiele poglądów. K. Zapletal (1934) sądził, że „te zagłębienia są starsze od jurajskich”. Również H. J. Fabian (1935) uważał, że „krasowienie było już w jurze ostatecznie zakończone”. Jar. Dvořák (1953) stwierdził, że warstwy rudyczne wypełniają potężne, nieprawidłowe, puszczalkowate organy geologiczne o znacznej głębokości. Owe zagłębienia, zdaniem

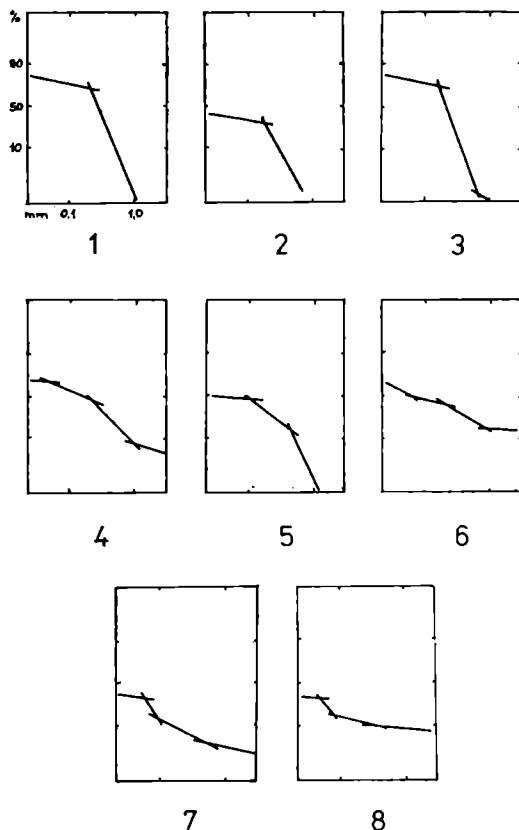
tego autora, powstały w rezultacie wietrzenia kaolinowo-laterytowego w klimacie tropikalnym. W procesie wietrzenia zostały uruchomione wzbogacone w jony Fe i Mn roztwory, które — przesiakając przez jednocześnie powstające osady — atakowały, rozpuszczały, usuwały i częściowo metasomatycznie zastępowały wapnie dewońskie podłoża. R. Svobodová et al. (1959) przypuszczają, że obniżenia powstały przed osadzeniem się warstw rudickich. R. Burkhardt (1974) datuje powstanie kopalnego krasu na dolną kredę, z zakończeniem jego rozwoju na odcinku między cenomanem i badenem (tortonem).

Z badań P. Bosáka (1976) wynika, że co najmniej część lejów, dolin i studzien powstała już przed rozpoczęciem sedymentacji warstw rudickich. Wskazują na to nie tylko zachowane kopalne poziomy glebowe, ale i lokalnie bardzo miększe nagromadzenia rumoszu wapiennego w zagłębieniach. Ten rumosz powstał wskutek zmycia zwietrzliny wapieni dewońskich do najgłębszych depresji. Większość jednak zagłębień tworzyła się jednocześnie z osadzaniem się warstw rudickich, w sposób opisany przez Jar. Dvořáka (1953). Przy przesiakaniu przez osady agresywnych roztworów następowało niemal całkowite odwapnienie, jak wykazują analizy chemiczne. Zachodziło także ługowanie i usuwanie Fe, Mn i alkaliów. Objawiło się to w postaci kaolinizacji skaleni i wytworzenia nowego zespołu chemicznie odpornych minerałów rezydualnych frakcji ciężkiej (Burkhardt, 1974).

Pogłębianie obniżień zostało zakończone dopiero po osadzeniu węglistych iłowców cenomanu, które są w zagłębieniach krasowych w nadkładzie warstw rudickich zakłębione do głębokości 4 m. Dalszego pogłębiania już nie było w czasie osadzania klastycznych utworów słodkowodnego cenomanu, czego dowodzi niezalezienie tych utworów w zagłębieniach krasu kopalnego.

Środowisko sedymentacyjne warstw rudickich analizowano za pomocą frekwencyjnych krzywych kumulatywnych prawdopodobieństwa uziarnienia metodą opisaną przez G. S. Vishera (1969).

Warstwy rudickie osadzały się w środowisku rzeczonym (ryc. 4, krzywe 1—3), w środowisku płaskich stożków napływowych (ryc.



Ryc. 4. Logarytmiczne krzywe kumulatywne frekwencyjne piasków warstw rudickich (oryginał: P. Bosák, 1976):

1—3 — krzywe charakterystyczne dla osadów środowiska rzeczowego, 4—6 — krzywe charakterystyczne dla osadów środowiska aluwialnych stożków napływowych, 7, 8 — krzywe charakterystyczne dla osadów środowiska jeziornego

Fig. 4. Logarithmic cumulative curves of frequency for „Rudice” sand layers (original: P. Bosák, 1976):

1—3 — curves characteristic for fluvial deposits, 4—6 — curves characteristic for the zone of alluvial faus, 7, 8 — curves characteristic for lake deposits

4, krzywe 4—6) i w środowisku jeziornym (ryc. 4, krzywe 7 i 8). Metodyka zastosowana przez Vishera (1969) do wielkich kompleksów sedymentacyjnych okazała się przydatna i w odniesieniu do mało miększego i występującego na bardzo niewielkiej przestrzeni kompleksu warstw rudickich, odznaczającego się przy tym bardzo dużą zmiennością facjalną.

Nachylenie odcinków krzywych odpowiadających środowisku rzeczniczemu wskazuje na dość dobre wysortowanie osadów na południo-zachodzie, a gorsze na północo-wschodzie rejonu występowania warstw rudickich. Na podstawie tych danych nie należy jednak wnosić o względnych stosunkach długości dróg transportu do oddzielnych rejonów. Transportowane były bowiem zwietrzliny zarówno już wysegregowane, jak i zupełnie niesegregowane. Również stopień obtoczenia ziarn nie może tu być wskazówką. Transportowi podlegały produkty wietrzenia dolnokarbońskich utworów fliszowych, mające wskaźnik obtoczenia stosunkowo wysokie, a także eluwia granitoidów, w których ziarna klastyczne w ogóle nie noszą śladów obtoczenia.

Na podstawie składu mineralnego warstw rudickich możemy również w pewnym stopniu wnioskować o charakterze klimatu, w którym powstawały pokrywy zwietrzelinowe i osadzały się warstwy rudickie. Zespół minerałów warstw rudickich, złożony z kwarcu, muskowitu, skaleni potasowych, plagioklazów, kaolinitu, haloizytu, montmorylonitu, bemitu, gibbsytu, lepidokrokity, getytu, hydrogetytu, hematytu i hydrohematytu, ze względu na swój charakter należy do zespołu strefy nie zakończonego wietrzenia aż do strefy resztkowych produktów wietrzenia skał kwaśnych w rozumieniu V. I. Smirnova (1965, s. 323). Wietrzenie przed i w trakcie osadzania się warstw rudickich było więc bardzo intensywne.

Z warunków powstawania poszczególnych minerałów, zwłaszcza ilastych i minerałów grupy tlenków i wodorotlenków Al i Fe, wynika, że minerały te powstawały w rezultacie wietrzenia kaolinowo-laterytowego w klimacie tropikalnym o dużych opadach.

Przebieg sedymentacji warstw rudickich

Warstwy rudickie są produktem przemycia kaolinowo-laterytowych zwietrzelin skał magmowych masywu brneńskiego, skał osadowych dewońskich, karbońskich i jurajskich. Wietrzenie zaczęło się prawdopodobnie już w najwyższej jurze. Dowodzą tego dolomity najwyższego oksfordu z rowu Blanska (Bosák, 1976) i przemyte zwietrzliny laterytowe z morskim ramienionon-

giem oznaczonym przez Marka (1976 — informacja ustna) najprawdopodobniej jako forma żyjąca od kimerydu do tytonu. Wietrzenie odbywało się także w dolnej kredzie. Jego produkty były zapewne w górnej części dolnej kredy (alb — apt?) erodowane i przenoszone przez wody płynące w okolicie dzisiejszej miejscowości Rudice. Tu, w silnie rozczłonkowanej rzeźbie krasowej, osadzał się materiał warstw rudickich. Sedymentacja początkowo odbywała się w już rozwiniętych zagłębieniach krasowych, potem następowało synsedymentacyjne zapadanie się warstw rudickich w tworzących się organach geologicznych. Obszar krasowy miał charakter zlewni ślepo zamkniętego polja (Absolon, 1970), odwadnianego za pośrednictwem lejów w jego północnej części.

Materiał klastyczny był dostarczany z południa, z obszarów zbudowanych przeważnie z granitoidów masywu brneńskiego i z klastycznych osadów fliszu dolnokarbońskiego. Podrzednie materiał dopływał do niecki sedymentacyjnej także ze wschodu i zachodu.

Z materiału pochodzącego z południa powstawały bardziej drobnoziarniste osady piaszczyste i ilaste znacznej miąższości. Ponieważ droga transportu była oczywiście dłuższa, a kinetyka środowiska mniejsza, osady gruboklastyczne nie tworzyły się. Wkładki żwirów krzemiennych i kwarcowych, nieregularnie występujące, głównie przy obrzeżeniu niecki, wśród osadów bardziej drobnoziarnistych, powstawały w wyniku bocznego splukiwania zwietrzelin. Żwiry krzemienne powstawały z materiału donoszonego z zachodu, z obszaru zbudowanego z jurajskich skał węglanowych zawierających krzemienie. Żwiry kwarcowe są rezultatem rozmycia położonych na wschód od niecki obszarów dolnokarbońskich. Intensywność dopływu materiału ze wschodu i zachodu była bardzo nierównomierna — uzależniona od okresowych ulewnych deszczów.

Ciek okresowy, przynoszący do niecki materiał klastyczny z południa, w rozczłonkowanej rzeźbie krasowej dzielił się na drobniejsze cieki, syjące wiele nawzajem zacho- dzących na siebie płaskich stożków napływowych. Całe polje bywało tylko rzadko zalewane wodą i jedynie w pewnych miejscach tworzyły się większe lub mniejsze wysychające jeziora.

Istnieniem kopalnego polja rudckiego tłumaczy się również fakt, że osady warstw rudckich nigdzie indziej nie występują na powierzchni Krasu Morawskiego.

Warstwy rudckie są najlepiej udokumentowanym produktem dolnokredowej fazy krasowienia, znanej z całej Europy (Bosák, 1977). Skrasowiałe wapienie różnego wieku tworzą podłoże większości dolnokredowych złóż boksytów. Również w Polsce ta faza krasowienia jest dobrze znana (Głazek, 1973; Wójcik, 1973). Na obszarze Częstochowa—Żarki powstawały w owym czasie osady bardzo podobne do warstw rudckich, jak to wynika z badań M. Błaszak (1970). Ostatnio jednak dyskutuje się ich wiek. J. Głazek (1977 — informacja ustna) uważa je za trzeciorzędowe, Z. Wójcik (1973, 1977 — informacja ustna) — za dolnokredowe. Zgodnie z takim poglądem Z. Wójcik (1973) wydzielił polsko-morawską prowincję krasu kopalnego¹.

Dziękuję pani M. Cieślarewej z katedry petrografii Uniwersytetu Karola za wykonanie analiz DTA. Dziękuję również dr. Jerzemu Głazkowi i doc. dr. hab. Zbigniewowi Wójcikowi za zachętę do napisania tej pracy i uwagi przekazane w czasie jej redagowania.

Z czechskiego przełożyła Walentyna Młodyszewska

LITERATURA

- Absolon, K., 1970: Moravský kras, dil. 2, Academia, Praha.
- Błaszak, M., 1970: Charakterystyka naturalnych surowców dla mas formierskich w utworach krasowych okolic Częstochowy, Biul. Inst. Geol., 5: 157—243, Warszawa.
- Bosák, P., 1976: Mezozoikum Rudické plošiny v Moravském krasu. Nepublikovaná rigorózní práce, Př. f. UK, Praha.
- Bosák, P., 1977: Spodnokřídový fosilní kras v Evropě, [v:] Český kras, č. 2, s. 59—64, Beroun.
- Burkhardt, R., 1974: Rudická plošina v Moravském krasu: č. I, Příspěvek k teorii fosilního krasu a geologickému vývoji.
- ¹ Po napisaniu tej pracy ukazał się syntetyczny artykuł R. Gradzińskiego, opublikowany w tomie 1(X) *Krasu i speleologii*, na temat sedimentacji płasków formierskich w Jurze Krakowsko-Wieluńskiej. Na podstawie dotychczasowych wyników badań nad osadami typu rudckiego powstało opracowanie polsko-czeskie, które jest publikowane w niniejszym tomie.
- Acta Mus. Moraviae, Sci. nat., 59: 37—58, Brno.
- Dvořák, Jar., 1953: Ke genezi rudických vrstev, Český kras, 6: 218—219, Praha.
- Dvořák, Jar., Pták, J., 1963: Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu, Sbor. geol. Věd., Ř. G., 3: 49—84, Praha.
- Dvořák, Jos., Růžička, B., 1973: Geologická minulost Země, wyd. III, SNTL — Alfa, 764 ss., Praha—Bratislava.
- Fabian, H. J., 1935: Sedimentpetrographische Bemerkung über Sedimente des oberen Jura von Olomučany bei Brünn, Firgenwald, 2: 84—86, Liberec.
- Głazek, J., 1973: Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych, Przegl. geol., 10: 517—523, Warszawa.
- Kalášek, J. et al., 1963: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR, 1: 200 000, list Brno, ÚÚG v NČSAV, Praha.
- Kettner, R., 1942: Blanenský prolom. Poznámky o jurském útvaru u Rudice a Olomučan, Zpr. geol. úst. pro Čechy a Moravu, 18: 302—306, Praha.
- Kettner, R., 1949: Geologická stavba severní části Moravského krasu a oblastí přilehlých, Rozpr. Čes. Akad. Věd. a Umění, Tř. 2 math. — přírodn., 59: (11), Praha.
- Kettner, R., 1959: Morfologický vývoj Moravského krasu, Český kras, 18: 47—84, Praha.
- Krystek, I., 1959: Příspěvek k poznání geneze a stáří rudických vrstev, Kras v Českoslov., 1: 22—23, Brno.
- Micheev, V. I., 1957: Rentgenometrickij opredelitel mineralov. Gosudarstvennoye nauchno-technicheskoe izdatelstvo literatury po geologii i ochrane nedr, Moskva.
- Misař, Z., 1965: Regionální geologie Českého masivu, IV, oblast moravskoslezská, Scriptum, SPN, ss. 205, Praha.
- Počta, P., 1890: Ueber den Inhalt eines Quarzknollens von Ruditz, Věst., Král. čes. Společ. Nauk, Tř. math. — přírodověd., 1, Praha.
- Smirnov, V. I., 1965: Geologia poleznych iskopaemych. Izd. Nedra, Moskva.
- Svoboda, J. et al., 1964: Regionální geologie ČSSR, sv. I, dil. 2. NČSAV, ss. 544, Praha.
- Svobodová, R. et al., 1959: Průzkum slévarenských písků a žarovzdorných jíł Rudice, nepublikováno.
- Štelcl, O. (ed.), 1965: Problems of the speleological research. Academia, ss. 220, Praha.
- Uhlig, V., 1880: Ueber die Juraablagerungen in der Umgebung von Brünn, Verh. K. — kön. geol. Reichsanstalt, 67—69, Wien.
- Uhlig, V., 1881: Die Jurabildungen in der Umgebung von Brünn, Alfred Hölder, 72 pp., Wien.

- Vachtl, J. et al., 1968: Ložiska cenomaských jílovců v Čechách a na Moravě, č. IV, Geotechnica, **32**, Praha.
- Visher, G. S., 1969: Grain size distributions and depositional processes, J. sed. Petrology, **39** (3): 1074—1106, Tulsa.
- Wankel, H., 1882: Bilder aus der Mährischen Schweiz und ihrer Vergangenheit, Holzhausen Verl., Wien.
- Wójcik, Z., 1973: Studium fosilního krasu v Polsku, Český kras, **25**: 73—82, Praha.
- Zapletal, K., 1934: Geologické exkurze na západní a střední Moravě, Příroda, **27**: 145—148, Brno.

THE GENESIS AND THE AGE OF RUDICE LAYERS IN THE
MORAVIAN KARST (CZECHOSLOVAKIA)

Summary

The Rudice layers, first described by V. Uhlig (1881), are built by clays, sands and gravels. They form fillings of depressions of the fossil karst — the sinkholes, pits, geological organs and dolinas. The depressions were formed by karstification of Upper Devonian limestones in the conditions of very intensive kaolinite — lateritic weathering in the age of Lower Cretaceous (probably in Aptian-Albian). Rudice layers were deposited in the very morphologically complex relief of the fossil Rudice polje in conditions of rivers, alluvial fans and lakes. The main source area for the clastic material lay in the south from the recent occurrence of Rudice layers. Supplementary were the coarse clastic material transported from the west and from the east. Rudice layers were conserved by synsedimentary and subsequent sinking to the contemporary deepened depressions. Their deepening stopped after the Cenomanian probably.

Rudice layers are one of the best examples of the Lower Cretaceous phase of karstification in the Central Europe, as described by P. Bosák (1977).

Translated by the author

Pavel Bosák

GÉNÈSE ET ÂGE DES COUCHES DE RUDICE DANS LE KARST
DE MORAVIE (CSRS)

Résumé

Les couches de Rudice, décrites par V. Uhlig (1881), se composent d'argile, de sables et de graviers. Ces composants remplissent les cavités du karst fossile qui comporte des cônes, des puits et des dolines, ces formes étant le résultat de la karstification des calcaires du Dévonien Supérieur du karst de Moravie. Le processus de karstification se déroulait dans des conditions de forte décomposition chimique du type kaolino-latérique pendant le Crétacé Inférieur. Les couches de Rudice se déposaient sur le relief karstique fort morcelé comme formations fluviales, cônes de déjection et dépôts lacustres. La sédimentation a eu lieu dans une dépression isolée-polie. La région qui était source du matériel clastique se trouvait au sud des couches récentes de Rudice. Le matériel supplémentaire était apporté de l'est et de l'ouest. Les couches de Rudice se sont conservées grâce à leur affaissement progressif dans des cavités karstiques s'approfondissant. Ce processus s'est probablement terminé après de Céomanien.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Geneza jaskini Szachownica — największego systemu jaskiniowego Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej**

Treść: Opisano system jaskini Szachownica (na Krzemiennej Górze koło Działoszyna) o długości korytarzy ponad 1000 m. Jest to obecnie największy znany system jaskiniowy na obszarze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Szczególne cechy tego systemu jaskiniowego wskazują, że powstał on w wyniku przepływu wód proglacialnych, które zasypały otoczenie Krzemiennej Góry piaskami sandrowymi w czasie deglacjacji zlodowacenia Warty. Na podstawie obserwacji dokonanych w systemie jaskini Szachownica sądzimy, że jest ona przykładem nowej grupy genetycznej jaskiń, które proponujemy nazwać jaskiniami proglacialnymi.

Wstęp

Północna część Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej pomiędzy Częstochową a Wieluniem do niedawna uchodziła za bardzo ubogą w jaskinie. W inwentarzu jaskiń Polski (Kowalski, 1951) znajdujemy opisy tylko dwu jaskiń na górze Zelce. Późniejsza penetracja tego obszaru przyniosła znalezienie kilkunastu jaskiń między Opatowem a Rębielcami (Mazik, 1967) i w rejonie Działoszyna (Szyrkiewicz, 1971a, 1971b, 1971c, 1971d, 1971e, 1971f, 1975, 1976). Wszystkie te jaskinie są nieduże — żadna z nich nie przekracza 100 m długości korytarzy — i ustępują znacznie wielkością jaskiniom známym z południowej części Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej, wśród których najdłuższe mierzą odpowiednio: Wierchowska Górna — 640 m, Nietoperzowa — 376 m i Piętrowa Szczelina — 340 m długości (Mazik, Radziejowski, 1967). W tej sytuacji rewelacją stało się odkrycie przez dr. A. Wierzbowskiego, w czasie kartowania geologicznego latem 1972 roku, w rejonie Działoszyna skomplikowanego systemu jaskinio-

wego o długości porównywalnej jedynie z jaskinią Wierchowską Górna.

Układ korytarzy opisywanej jaskini (ryc. 1) nasunął odkrywcy skojarzenie z szachownicą i dlatego zaproponował on dla całego systemu nazwę: jaskinia Szachownica. Pod tą nazwą jaskinia ta była już wzmiankowana w kilku publikacjach (Szyrkiewicz, 1975; Grodzicki, 1975; Głazek, Szyrkiewicz, 1977).

Jaskinia Szachownica znajduje się w szczytowej partii wzgórza zwanego Krzemienią Górą (około 227 m n.p.m.), a położonego na terenie lasów państwowych koło wsi Wapienik (gmina Lipie) na północnym skraju województwa częstochowskiego. Wzgórze to leży w odległości około 8 km na południowy zachód od Działoszyna i 5 km na wschód od Parzymiechów oraz 2 km na południowy wschód od szosy z Działoszyna do Parzymiechów (ryc. 2).

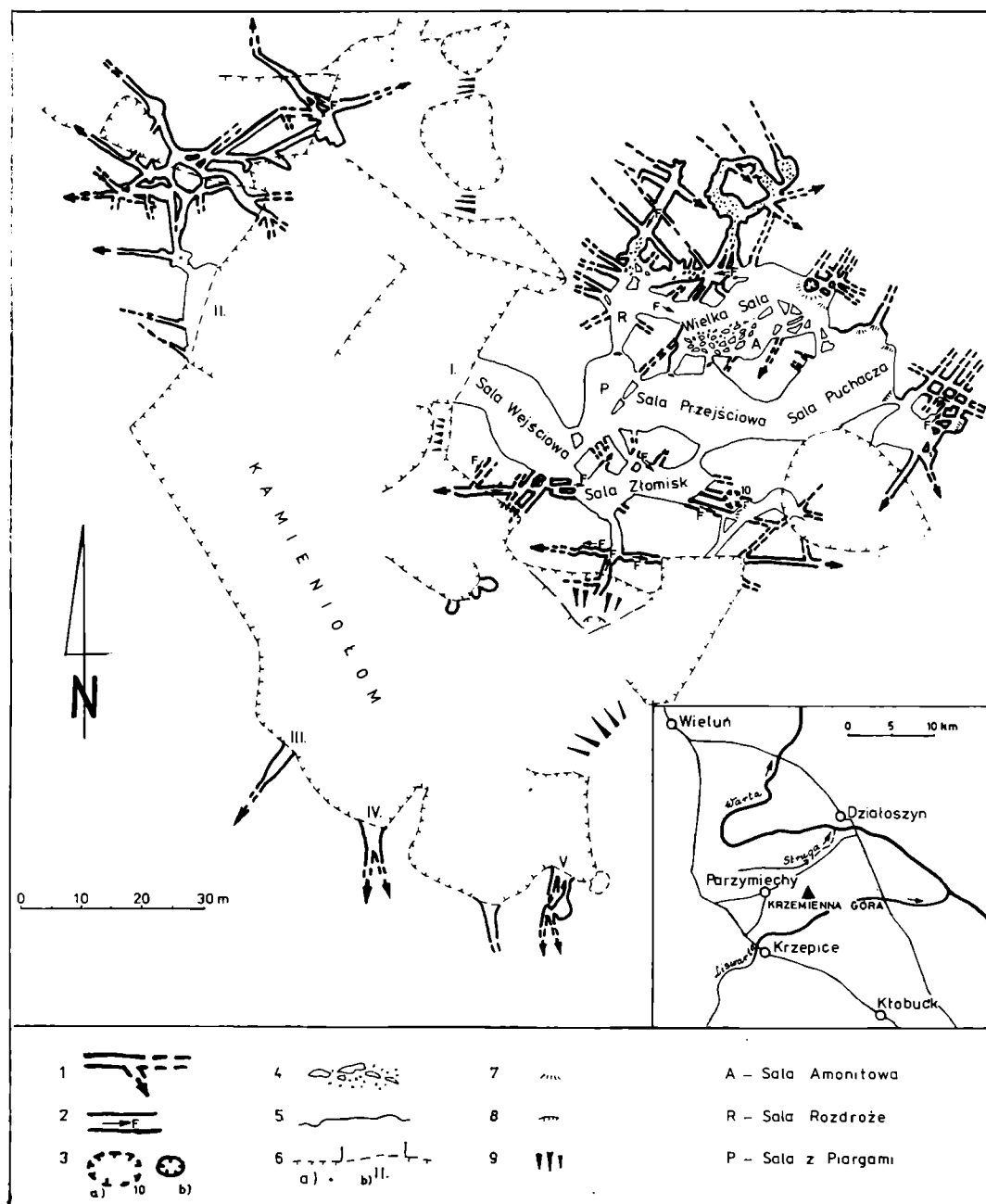
Jaskinia została odsłonięta w czasie eksploatacji wapieni górnopalańskich na potrzeby lokalnego budownictwa. Eksploatację prowadzili mieszkańcy pobliskich wsi do 1962 roku. W wyniku tej działalności wzgórze zostało rozcięte kamieniem o długości około 150 m (w kierunku północ — południe) i około 70 m szerokości (w kierunku wschód — zachód). Podczas eksploatacji natrafiono

* Jerzy Głazek, Andrzej Wierzbowski, Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Jacek Bednarek, Instytut Geofizyki PAN, ul. Pasteura 3, 02-093 Warszawa

Adam Szyrkiewicz, POLTEGOR, ul. Rozenbergów 25, 51-618 Wrocław

** Referat wygłoszony podczas II Szkoły Speleologicznej w Łądku-Zdroju, 9 lutego 1976 roku



Ryc. 1. Plan systemu jaskini Szachownicy na Krzemiennej Górze koło Działoszyna:

1 — korytarze naturalne, 2 — kierunki przepływu wody, 3 — pionowe studnie (a — w dnie jaskini, b — otwarte na powierzchnię), 4 — bloki zawaliskowe, 5 — ściany jaskini poszerzonej przez eksploatację wapieni, 6 — zarysy kamieniołomu (a — ściany, b — okapy i numery fragmentów systemu jaskiniowego), 7 — spadki, 8 — progi, 9 — skarpy; A, P, R, — skróty nazw sal

Fig. 1 Sketch-map of the Szachownica cave system at Krzemienna Mt. near Działoszyn: 1 — natural galleries, 2 — water flow directions, 3 — shafts (a — on the cave floor, b — opened to the surface), 4 — breakdown blocks, 5 — walls of the cave enlarged by limestone exploitation, 6 — quarry outlines (a — walls, b — drip lines and number of parts of the cave system), 7 — descents, 8 — thresholds, 9 — escarpments; A, P, R — abbreviations of room names

na rozległy system korytarzy rozwiniętych na szczelinach tektonicznych, który ułatwiał dostęp do skały i jej wydobywanie bez zdejmowania nadkładu. W ten sposób zostały częściowo zniszczone naturalne zarysy wstępnej części jaskini, a wąskie korytarze przekształcone w rozległe komory, częściowo zawalone.

Wkrótce po stwierdzeniu przez A. Wierzbowskiego istnienia rozległego systemu jaskiniowego rozpoczęliśmy systematyczne wykonywanie planu jaskini, w wyniku czego do końca 1973 roku skartowano korytarze i sale o długości około 600 m po wschodniej stronie kamieniołomu. Dalsze prace dokumentacyjne prowadzono w lutym 1975 roku w ramach obozu naukowego Sekcji Krasowej Koła Młodych Geologów Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego. W tym czasie grupa studentów w składzie: Janusz Karabon, Michał Karger, Jacek Kasiński, Krzysztof Krajewski, Michał Plak, Włodzimierz Rudolf, Leszek Sala, Zbigniew Zagórski i Andrzej Zatoński pod kierunkiem dr. J. Bednarka skartowała dalsze korytarze o długości ponad 300 m, głównie po północno-zachodniej stronie kamieniołomu. W ten sposób łączna długość pomierzonych korytarzy wynosi około 1000 m i bez wątpienia stanowi największy znany system jaskiniowy na obszarze Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. System ten długością korytarzy ustępuje na terenie Polski jedynie największym jaski-

niom tatrzańskim i Jaskini Niedźwiedziej w Sudetach (Grodzicki, 1975).

System jaskiniowy na Górze Krzemiennej bez wątpienia stanowi genetycznie jedną jaskinię, która przez eksploatację wapieni została podzielona na kilka części i obejmuje obecnie pięć fragmentów zasługujących na omówienie (por. ryc. 1). Fragmenty te proponujemy odróżniać kolejnymi cyframi rzymskimi: Szachownica I — największy fragment po wschodniej stronie kamieniołomu (ponad 600 m długości), Szachownica II — mniejszy fragment w północno-zachodniej części kamieniołomu (ponad 200 m długości) oraz Szachownica III, Szachownica IV i Szachownica V — trzy małe fragmenty w południowej części kamieniołomu (ryc. 1).

Unikalny charakter opisywanej jaskini skłonił autorów niniejszej pracy do przedstawienia wniosku Państwowej Radzie Ochrony Przyrody o utworzenie na Krzemiennej Górze rezerwatu pod nazwą „Szachownica” (Bednarek et al., 1977).

Sytuacja geologiczno-geomorfologiczna

Krzemienna Góra, obok wielu innych wzgórz zbudowanych z wapieni górnourajskich (ryc. 2), położona jest na przedpolu wyniosłego pasma wzniesień piaszczysto-zwirowych zwanych Górami Bugajowymi (z kulminacją na północ od wsi Węże, o wysokości 246 m n.p.m.). Pasma Gór Bugajowych ciągnie się ze wschodu na zachód z lekkim

Ryc. 2. Mapa geomorfologiczna okolic Krzemiennej Góry (na podstawie prac T. Krzemińskiego):

1 — wapień oksfordzkie, 2 — pagórki morenowe zlodowacenia Warty, 3 — powierzchnia poziomu glacyfluwialnego zlodowacenia Warty, 4 — zdenudowany poziom glacyfluwialny, 5 — tarasy kemowe, 6 — powierzchnia denudacyjna o silnie zaznaczonej erozji, 7 — powierzchnia akumulacyjna, 8 — zdenudowana powierzchnia sandrowa z wydhami, 9 — taras wysoki (würm), 10 — taras średni (schyłek würm), 11 — taras niski (holocen), 12 — powierzchnie o dużym nachyleniu, 13a — krawędzie erozyjne, 13b — podcięcia erozyjne, 14 — niecki denudacyjne, 15 — doliny denudacyjne, 16a — parowy, 16b — debrze, 17 — zagłębienia bezodpływowe (głównie leje krasowe reprodukowane w nadkładzie luźnych osadów), 18a — ciek stały z ponorem, 18b — ciek okresowy, 19 — drogi i zabudowania, 20 — linia przekroju na ryc. 3

Fig. 2. Geomorphological map of the area of Krzemien Mt. (after T. Krzemiński):

1 — Oxfordian limestones, 2 — morainic hills of the Warta Glaciation, 3 — surface of glacialfluvial accumulation of the Warta Glaciation, 4 — denuded glacialfluvial surface, 5 — kame terrace, 6 — denudational surface with strong erosion, 7 — accumulation surface, 8 — denuded surface of outwash sands with dune, 9 — high terrace (Würm), 10 — middle terrace (Late Würm), 11 — low terrace (Holocene), 12 — steep slopes, 13a — erosional edges, 13b — erosional undercuts, 14 — denudational niche, 15 — denudational valleys, 16a — ravines, 16b — furrows, 17 — blind depressions (mostly dolines reproduced in sands covering limestones), 18a — permanent stream with ponor, 18b — temporary stream, 19 — roads and buildings, 20 — line of section presented in Fig. 3

odchyleniem ku południowemu zachodowi i jest interpretowane jako fragment systemu wzgórz wyznaczających maksymalny zasięg zlodowacenia warciańskiego (por. Krzemiński, 1974). Na południe od Gór Bugajowych obszar jest stosunkowo płaski, w znacznej mierze pokryty piaskami uważanymi za osady sandrowe tego zlodowacenia. Ponad tę powierzchnię wystają jedynie wspomniane uprzednio izolowane wzgórza wapienne sięgające 220 m — 230 m n.p.m., a z drugiej strony zaznaczają się w obrębie powierzchni sandrowej zagłębienia bezodpływowe o średnicach 5 m — 30 m i głębokości 2 m — 10 m. Zagłębienia te są w większości lejami krasowymi reprodukowanymi w nadkładzie luźnych i przepuszczalnych piasków przykrywających wapienie warstwą o grubości dochodzącej miejscami do 20 m — 30 m. Pod piaskami spotyka się gliny żwałowe, leżące miejscami w obniżeniach na wapieniach. Lokalnie na glinach tych występuje pierwszy poziom wód gruntowych. Powierzchnia sandrowa wznosi się na wysokości 205 m — 220 m i jest rozcięta szerokimi i płytkimi obniżeniami nie tworzącymi zdecydowanej sieci rzecznej. Wzdłuż tych obniżeń brak stałych cieków poza strumieniem Struga (Krępa), płynącym płytką doliną z rejonu Parzymiechów (Zadworny, 1976). Dolina ta powstała w okresie deglacjacji zlodowacenia Warty (Krzemiński, 1974) w wyniku działania wody płynącej ku wschodowi wzdłuż czoła lodowca w strefie akumulacji sandrowej. Dolina jest wysłana drobnopiękistymi osadami rzecznyymi, na których występuje bardzo płytko zawieszony poziom wód gruntowych. Na północ od Drabów Struga skręca ku północy i przełamuje się przez pasma wzniesień do Warty. W tym miejscu wzrasta spadek doliny i przechodzi ona w głęboki wąwóz rozcinający osady czwartorzędowe i sięgający wapieni górnojurajskich. W wapieniach tych w kilku ponorach giną wody Strugi (ryc. 2).

Regionalny poziom wód gruntowych typu zwierciadła w sieci szczelin (*nappe en réseau*, por. Gèze, 1965) znajduje się w wapieniach jurajskich na wysokości około 200 m n.p.m. Jest on łagodnie nachylony ku dolinie Warty i kontrolowany przez wywierzyska znajdujące się nad Wartą, na zachód od Działoszyna (Markowicz-Łohinowicz, 1968, 1973).

Wapienie występujące na badanym terenie należą do środkowego oksfordu. Najstarsze są wapienie z Góry Krzemiennej, charakteryzujące się wyraźnym uławiceniem i płytową oddzielnością. Wapienie te zawierają liczne krzemienie. W kamieniołomie na Górze Krzemiennej widać, że przykryte są one wapieniami skalistymi. Granica obu tych zespołów litologicznych jest nieco diachroniczna. W południowo-wschodniej części kamieniołomu wapienie skaliste zastępują obocznie najwyższą część wapieni uławiconych z północnej i zachodniej części tego kamieniołomu.

Jaskinia Szachownica jest rozwinięta głównie w wapieniach uławiconych. Występujący ponad wapieniami uławiconymi, kilkumetrowej grubości wapień skalisty stanowi rodzaj „płyty” przykrywającej rozbudowany system jaskiniowy.

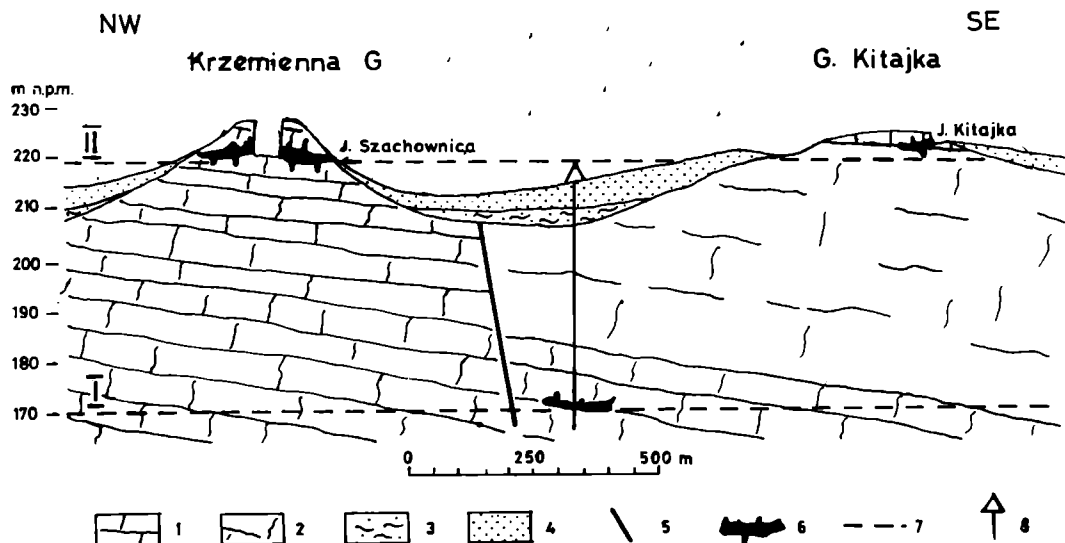
Wyższe części tego samego zespołu wapieni skalistych odsłaniają się na sąsiednim wzgórzu Kitajka we wsi Wapiennik (ryc. 2 i 3). Na wzgórzu tym są widoczne jeszcze młodsze wapienie uławicone z krzemieniami, w których rozwinięta jest mała jaskinia Kitajka.

Pomiędzy Krzemienną Górą i wzgórzem Kitajka przebiega uskok o azymucie około 30°, zrzucający skrzydło wschodnie o około 20 m — 30 m.

W wierceniu wykonanym pomiędzy tymi wzgórzami nieco na wschód od uskoku stwierdzono czwartorzędowe piaski podścielone glinami, o łącznej miąższości 8 m, niżej zaś do około 20 m wapienie skaliste leżące na wapieniach płytowych. Na głębokości 36,2 m — 37 m napotkano piasek wypełniający kawernę krasową (ryc. 3).

Wapienie górnojurajskie, w których obrębie występują system jaskini Szachownica, w skali całej Krzemiennej Góry leżą płasko. Jednak lokalnie mają urozmaiconą tektonikę, a upady dochodzą do 30°. Stan ten jest spowodowany obecnością systemu drobnych brachyantyklin i brachysynklin, których dłuższe osie sięgają kilkudziesięciu metrów długości.

Wapienie Krzemiennej Góry są pocięte spękaniami ciosowymi, tworzącymi system o głównych kierunkach WNW-ESE i NNE-SSW, z maksimami o azymutach zawartych w przedziałach 25°—35° i 105°—125°. Rzadziej występują spękania ciosowe o kierunkach zbli-



Ryc. 3. Przekrój przez Krzemienią Górę:

1 — wapienie uławiczone, 2 — wapienie skaliste, 3 — gliny morenowe, 4 — piaski sandrowe zlodowaczenia Warty, 5 — uskoki, 6 — jaskinie, 7 — poziomy rozwój pustek krasowych, 8 — wiercenie

Fig. 3. Cross-section through Krzemienna Mt.

1 — bedded limestones, 2 — massive limestones (Felsenkalk), 3 — till, 4 — outwash sands of the Warta Glaciation, 5 — fault, 6 — caves, 7 — levels of karst caverns, 8 — bore hole

zonych do EW i N-S. Podobny układ spękań ciosowych obserwuje się w całym rejonie Działoszyna.

Spękania ciosowe w rejonie Działoszyna są zawsze prostopadłe do uławiczenia, a większość szczelin obserwowanych w odsłonięciach jest zaciśnięta. Czasem jednak spękania bywają rozwarte, a wówczas na ich ścianach obserwuje się charakterystyczne rozmoczenia wskazujące na przepływ wód podziemnych, wytrącenia kalcytu, bądź nawet fragmenty pól kalcytowych typu naciekowego. Część szczelin jest wyraźnie poszerzona krasowo i wypełniona różnobarwnymi piaskami i glinami uważanymi za trzeciorzędowe. Wzdłuż takich szczelin bywają rozwinięte kominy o szerokościach dochodzących do wielu metrów i przechodzące w obszerne leje krasowe, wypełnione najczęściej czerwonymi utworami piaszczysto-ilastymi. Są to kopalne formy krasowe, rozwinięte w wielu fazach w ciągu trzeciorzędu i czwartorzędu, których wiek jest udokumentowany plicieńskimi i plejstoceńskimi szczątkami kręgowców (Samsonowicz, 1934; Głazek 1973; Głazek, Sulimski, Wysocki-Minkowicz, 1975; Głazek,

Sulimski, Szykiewicz, Wysocki-Minkowicz 1977; Szykiewicz, 1976); bez wątpienia występują tu również starsze, trzeciorzędowe formy krasowe wypełnione pstryimi osadami piaszczysto-ilastymi typu piasków formierskich (kamieniołomy w Działoszynie, Zalesiakach i odsłonięcia w Kolonii Lisowice).

System jaskini Szachownica

Na Krzemiennej Górze w kamieniołomie znajduje się 12 wejść do systemu jaskini Szachownica oraz jedno ponad kamieniołomem, będące zapewne naturalną studnią poszerzoną w czasie eksploatacji. Bez wątpienia w kamieniołomie w czasie eksploatacji musiały odsłaniać się dalsze wejścia, które są obecnie zasypane gruzem. Wejścia te istniały w tych miejscach, gdzie korytarze kończą się zawałami na skraju wyrobiska (ryc. 1).

Cała jaskinia jest rozwinięta mniej więcej poziomo, a jej rozpiętość w pionie nie przekracza 14 m, sięgając z jednej strony powierzchni, z drugiej schodząc parę metrów poniżej poziomu 220 m n.p.m., w miejscach



Fot. 1. Poszerzone przez eksploatację wejście do wschodniej (głównej) części jaskini Szachownicy. Ponad otworem widać ugięty brachysynklynalnie pokład wapieni skalistych.

Fot. A. Szyrkiewicz

Phot. 1. Entrance to the eastern (main) part of Szachownica cave, enlarged due to limestone exploitation. Above the cave entrance brachysynclinally saged massive limestone seam is seen.

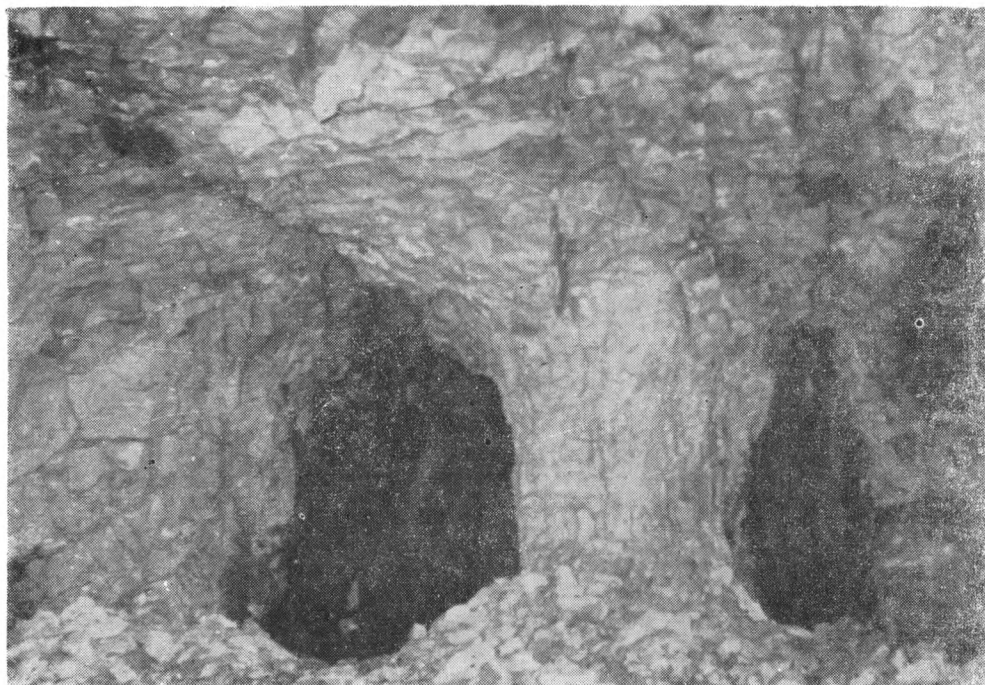
Phot. by A. Szyrkiewicz

gdzie na skrzyżowaniach korytarzy znajdują się zasypane gruzem studzienki.

Na ścianach korytarzy w wapieniach widać wypreparowane przez korozję nagromadzenia gąbek, struktury stromatolitowe, szczątki brachiopodów, amonitów i krzemienie. Korytarze naturalne wykorzystują wspomniane poprzednio kierunki spękań ciosowych. Główny system sztucznych komór w Szachownicy I powstał wskutek wybierania wapieni uławiconych podścielających wapienie skaliste (fot. 1 i 2) w obrębie jednej ze wspomnianych brachysynklin, której dłuższa oś mierzy około 45 m, a krótsza — 30 m. Sala Amonitowa natomiast znajduje się w centralnej partii brachyantykliny o nieco mniejszych rozmiarach. Dzięki rozciągłości wyrobisk i systemu jaskiniowego można by-

ło dokładnie rozpoznać zarysy omawianych struktur tektonicznych.

Naturalny system jaskini Szachownica tworzy sieć wąskich i zazwyczaj poziomych korytarzy wykorzystujących głównie system krzyżujących się spękań o kierunkach WNW-ESE i NNE-SSW. Korytarze te krzyżują się pod kątami bliskimi prostym. Odchylenia od tych reguł występują w miejscach, gdzie wapienie wykazują wyraźne upady. W północno-zachodniej części Szachownicy I stwierdzono wiele korytarzy o kierunkach WNW-ESE, pochylonych zgodnie z nachyleniem ławic wapieni. Zarówno korytarze poziome, jak i nachylone zawsze są rozwinięte prostopadle do powierzchni uławicenia wapieni. W przekroju poprzecznym korytarze te mają z reguły kształt wąskich soczewek (o



Fot. 2. Wejścia do naturalnych korytarzy z sali Rozdroże powstałej w wyniku podziemnej eksploatacji wapieni

Fot. A. Szynekiewicz

Phot. 2. Entrances to natural galleries from the Rozdroże Room originated due to underground limestone exploitation

Phot. by A. Szynekiewicz

szerokościach w najszerszym miejscu 0,5 m — 1,5 m — fot. 3). Długość takich prostoliniowych korytarzy przekracza 20 m. Naroża na skrzyżowaniu korytarzy są ostre, bez charakterystycznych w takich miejscach rozszerzeń i zaokrągleń, tłumaczonych mieszanym się roztworów o różnych stężeniach (*Mischungskorrosion*, por. Bögli, 1964).

Dno jaskini jest zasłane gruzem lub zawałami (w częściach poszerzonych przez eksploatację i sąsiadujących ze ścianami kamieniołomu). Rzadko tylko w wąskich korytarzach odległych od szczytu pagórka wapiennego (północna część systemu jaskiniowego) na dnie obserwowaliśmy fluwioglacjalne piaszki lub brunatne namuliska gliniaste.

Cała jaskinia jest obecnie sucha, a poziom wód krasowych można oczekiwać dopiero na głębokości około 30 m poniżej dna jaskini. Brak wyraźnie rozwiniętych studni krasowych, schodzących w głąb, wskazuje,

że obecnie czynny poziom wahań zwierciadła wód krasowych prawdopodobnie nie wytworzył większych form korozyjnych. Sporadycznie występujące studzienki są zasypane i płytkie, co można sugerować, że po wytworzeniu systemu jaskiniowego szybko zmalała ilość wód krążących w wapieniach.

Szata naciekowa jaskini jest bardzo uboga, sporadycznie spotykane są cienkie i zajmujące bardzo małe powierzchnie polewy naciekowe, bardzo rzadko występują małe nacieki typu makaronów, a powszechne są jedynie nacieki grzybkowe (Kasiński, Krąpiecki, 1978).

Oprócz nacieków węglanowych w jaskini tworzą się zimą powszechnie nacieki lodowe. W czasie łagodnych zim występują one jedynie w partiach przyotworowych, natomiast w okresach długotrwałych mrozów występują w całej jaskini (sytuację taką zaobserwował A. Szynekiewicz w marcu 1976

roku, kiedy zima była wyjątkowo mroźna i przez długi czas nie było odwilży).

W szczelinach stropu komór i korytarzy często widać korzenie drzew, ponieważ strop całego systemu jaskiniowego znajduje się płytko, na głębokości do 7 m od powierzchni terenu. Na korzeniach drzew sporadycznie występują cienkie otoczki białego pylastego węgla wapnia.

W jaskini masowo zimują nietoperze, a w przyotworowych komorach można także spotkać nocujące drapieżne ptaki (sowy).

Mikroklimat jaskini ma charakter dynamiczny, przynajmniej w skali wieloletniej, gdyż przy łagodnych zimach korytarze odległe od otworów mają już ustabilizowaną temperaturę.

Geneza jaskini Szachownica

Cały system jaskini (w partiach nie zdeprawowanych przez eksploatację) ma jednolity charakter, wyraźnie różniący się od dotychczas znanych i opisywanych jaskiń Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej. Jedyną podobną jaskinią jest mała jaskinia na sąsiednim wzgórzu — jaskinia Kitajka.

Charakterystycznymi cechami systemu jaskini Szachownica są: rozwinięcie w jednym poziomie wzdłuż sieci szczelin tektonicznych, co daje regularny i gęsty system korytarzy; wyraźne ślady wytworzenia tego systemu przez agresywne wody płynące jednocześnie całym systemem korytarzy; brak dowodów na zróżnicowanie chemizmu i przepływu wód w czasie tworzenia systemu korytarzy, mających w przekrojach poprzecznych prosty kształt wąskich soczewek; rozwinięcie całego systemu w poziomie odpływu wód proglacjalnych, które zasypały piaskami sandrowymi całą starszą rzeźbę poza jej kulminacjami morfologicznymi.

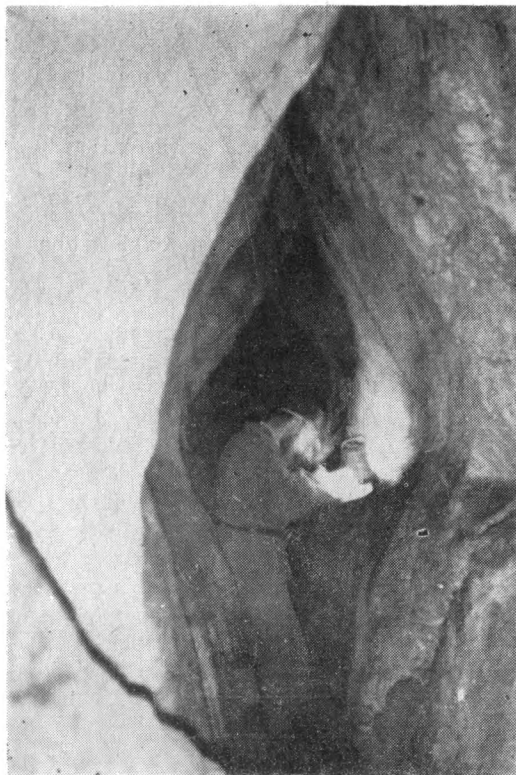
Wyliczone cechy można wyjaśnić tworzeniem się opisanego systemu jaskiniowego w wyniku rozpuszczania wapieni przez ogromne masy wód proglacjalnych, które płynęły siecią szczelin istniejących w pagórku wapiennym sterującym ponad powierzchnię sandrową.

Sformułowaną tu hipotezę potwierdzają: brak śladów starszych form krasowych w jaskini, wyraźnie jednofazowy rozwój całego systemu, szybkie wyłączenie jaskini z cyrkulacji krasowej, brak uprzywilejowanego

(głównego) ciągu jaskiniowego i intensywniejszy rozwój form krasowych po północnej stronie wzgórza, tj. od strony, gdzie w odległości około 4 km dłuższy czas stagnowało czoło lądolodu warciańskiego. Dalszym argumentem może być występowanie podobnej i rozwiniętej w tym samym poziomie małej jaskini Kitajki na sąsiednim wzgórzu (ryc. 3).

Naturalne otwory jaskini Szachownicy (zapewne liczne) zostały zamknięte przez pokrywę peryglacjalnego gruzu, pochodzącą w tym rejonie z okresu zlodowacenia bałtyckiego (por. Głazek, Sulimski, Szynkiewicz, Wysoczański-Minkowicz, 1977).

Chociaż, jak wykazały badania C. Eka (1964), wody pochodzące z topienia lodowców są mało agresywne ze względu na znikomą zawartość CO_2 , to jednak znaczną



Fot. 3. Typowy korytarz o kształcie soczewki
Fot. A. Szynkiewicz

Phot. 3. Typical lenticular passage
Phot. by A. Szynkiewicz

agresywnością odznaczają się wody pochodzące z topienia śniegów (Ek, Pissart, 1965), których udział w wodach proglacialnych mógł tu być niebagatelny. Trzeba podkreślić, że nawet wody o małej agresywności, a występujące w wielkiej ilości będą dawały duże efekty korozyjne (Markowicz-Łohinowicz, 1969, 1973). Co więcej, wody proglacialne nie zawierające węglanów przy pierwszym kontakcie z wapieniami bardzo szybko rozpuszczają je (Bögli, 1960).

Przedstawiona tu hipoteza pozwala stwierdzić, że system jaskini Szachownicy można uznać za przykład nowej szczególnej grupy genetycznej jaskiń, które proponujemy nazwać **jaskiniami proglacialnymi** (por. także Głazek, Rudnicki, Szyrkiewicz, 1977). Podstawowe cechy tej grupy genetycznej jaskiń można ująć w następujących punktach:

- występowanie na przedpolu zasięgu różnych faz postępu lodowców;
- rozwój w strefie odpływu wód proglacialnych, przy braku wyraźnego związku z rozwojem sieci dolin rzecznych kontrolujących regionalny system drenażu krasowego;
- świeży korozyjny charakter pomimo występowania wysoko ponad dnami dolin rzecznych, często znacznie wyżej od starszych jaskiń, co w dotychczasowych teoriach było trudne do wyjaśnienia, a prosto tłumaczy się spiętrzeniem wód krasowych w czasie zlodowacenia.

Wydzielony typ jaskiń jest zbliżony genetycznie do jaskiń typu powierzchniowego (*grottes cutanées* — Ciry, 1959; por. też Głazek, 1969). Jednakże jaskinie typu powierzchniowego są krótkie i szerokie, występują na południowych, nasłonecznionych zboczach, oraz nie wiążą się z żadnymi współczesnymi ich powstawaniu systemami odwodnienia powierzchniowego (Ciry, 1959). Wydaje się, że wielkie jaskinie alpejskie, które B. Gèze (1965) zaliczył do typu jaskiń powierzchniowych, w istocie należą do jaskiń proglacialnych. Proglacialną genezę można przypisać też wielu jaskiniom tatrzańskim (na przykład Jaskini Miętusiej). Jaskinie proglacialne wysokich gór zlodowaczonych w plejstocenie mogą być rozwinięte piętrowo, gdyż lodowce w dolinach gór-

skich w czasie deglacjacji mogą dawać kolejno wiele poziomów krasowego odpływu wód na różnych wysokościach.

LITERATURA

- Bednarek, J., Głazek, J., Rudnicki, J., Szyrkiewicz, A., Wierzbowski, A., 1977: Projekt rezerwatu geologicznego „Szachownica” (maszynopis), Archiwum Państw. Rady Ochr. Przyrody, ss. 23, Warszawa.
- Bögli, A., 1960: Kalklösung und Karrenbildung, Z. Geomorph., Suppl., 2: 4—21, Berlin.
- Bögli, A., 1964: Mischungskorrosion — ein Beitrag zum Verkarstungsproblem, Erdkunde, 18, 2: 121—122, Bonn.
- Ciry, R., 1959: Une catégorie spéciale de cavités souterraines: les grottes cutanées, Ann. Spéléol., 14, 1—2: 23—30, Moulis.
- Ek, C., 1964: Note sur les eaux de fonte de glaciers de la Haute Maurienne. Leur action sur les carbonates, Rev. Belge Geogr., 88, 1—2: 127—156, Bruxelles.
- Ek, C., Pissart, A., 1965: Dépôt de carbonate de calcium par congelation et teneur en bicarbonate des eaux résiduelles, C. R. Acad. Sci., 260: 929—932, Paris.
- Gèze, B., 1965: Les conditions hydrogéologiques des roches calcaires, Chronique Hydrogeol., 7: 9—39, Paris.
- Głazek, J., 1969: Uwagi o genezie i wieku Jaskiń Wołoszyńskich, Speleologia, 4, 1: 53—64, Warszawa.
- Głazek, J., 1973: Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych, Przegl. Geol., 21, 10: 517—523, Warszawa.
- Głazek, J., Rudnicki, J., Szyrkiewicz, A., 1977: Proglacial caves — a special genetic type of cave in glaciated areas, [in:] Proc. 7 Intern. Speleol. Congr., p. 215—217, Sheffield.
- Głazek, J., Sulimski, A., Wysoczański-Minkowicz, T., 1975: On the stratigraphic position of Węże 1 locality (Middle Poland), 6 Congr. Intern. Speleologie, Actes, vol. 1: 435—442, Olomouc.
- Głazek, J., Sulimski, A., Szyrkiewicz, A., Wysoczański-Minkowicz, T., 1977: Kopalny kras ze środkowopolejskoceńskimi szczątkami kręgowców w Drabach koło Działoszyna, [w:] Kras i speleologia, t. 1, (X), s. 42—58, Katowice.
- Grodzicki, J., 1975: Inwentarz jaskiń tatrzańskich, Tatarnik, 51, 4: 176, Warszawa.
- Kasiński, J., Krajewski, K., 1978: Nacieki grzybkowe w jaskini Szachownica, [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), s. 51—58, Katowice.

- Kowalski, K., 1951: Jaskinie Polski, t. 1, s. 1—466, Wyd. Muz. Archeol., Warszawa.
- Krzemiński, T., 1974: Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty, *Acta Geogr. Lodzensis*, 33: 1—177, Łódź.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1968: Procesy współczesnej korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej, *Speleologia*, 3, 2: 55—84, Warszawa.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1969: Próba oceny intensywności korozji krasowej w czwartorzędzie na obszarze Jury Częstochowskiej, *Speleologia*, 4, 1: 19—26, Warszawa.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1973: Intensywność korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej w plejstocenie (maszynopis pracy doktorskiej), *Archiwum Inst. Geol. Podst. UW*, s. 1—124, Warszawa.
- Mazik, K., 1967: Jaskinie Jury Wieluńskiej, *Niphargus*, Wyd. Oddz. PTTK, s. 60—63, Częstochowa.
- Mazik, K., Radziejowski, J., 1967: Zestawienie najdłuższych i najgłębszych jaskiń Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej, *Niphargus*, Wyd. Oddz. PTTK, s. 36, Częstochowa.
- Samsonowicz, J., 1934: Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Węzach pod Działoszynem, *Zabytki przyr. nieoż. Ziemi R.P.*, 3: 147—158, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971a: Rozmieszczenie jaskiń na górze Zelce koło Działoszyna, *Speleologia*, 6, 1—2: 49—57, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971b: Jaskinia Samsonowicza, *Speleologia*, 6, 1—2: 99—101, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971c: Jaskinia za Kratą, *Speleologia*, 6, 1—2: 103—107, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971d: Jaskinia Drobna, *Speleologia*, 6, 1—2: 109—112, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971e: Jaskinia Mała, *Speleologia*, 6, 1—2: 113—115, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1971f: Jaskinia Nie spodzianka, *Speleologia*, 6, 1—2: 117—120, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1975: Ochrona jaskiń okolic Działoszyna, *Chrońmy przyrodę oczyszczoną*, 31, 5: 32—40, Kraków.
- Szynkiewicz, A., 1976: Rezerwat przyrodniczo-geologiczny „Węże” na górze Zelce koło Działoszyna nad Wartą, *Zesz. Nauk. Uniw. Łódzkiego*, ser. 2, z. 5, s. 123—142, Łódź.
- Zadworny, Z., 1976: Sezonowa rzeka, *Wszechświat*, nr 2 (2148), s. 45—46, Kraków.

Jerzy Głazek, Jacek Bednarek, Adam Szynkiewicz,
Andrzej Wierzbowski

ORIGIN OF THE SZACHOWNICA CAVE — THE GREATEST CAVE SYSTEM IN THE CRACOW—WIELUŃ UPLAND

Summary

The Szachownica cave system was discovered in 1972 by Dr. A. Wierzbowski. The study of this cave system (not yet completed) shows that it is the longest one in the region. The total length of the passages (now cut into by a quarry — Phot. 1 and 2) is over 1000 m (Fig. 1).

The Szachownica cave system is developed at approximately the same height (c. 220 m a.s.l.) along a network of joints. As a result of that this cave represents a net of lenticular passages oriented vertically (Phot. 3) along the fissures perpendicular to the bedding planes. The cave is almost devoid of spelethems (Kasiński, Krajewski, 1978).

The Szachownica cave occurs in a gentle hill (called Krzemien-na Mt.) of the Oxfordian limestones rising above a surface of outwash sands c. 4 km south of a belt of morainic hills which mark the maximal extent of the Warta (Warthe) Glaciation (Late Riss). Natural openings (probably numerous) were covered by a Würm periglacial slope cover.

The origin of the Szachownica cave system may be explained as a result of limestone corrosion along the network of fissures by proglacial waters flowing from the ice-sheet of the Warta Glaciation on the outwash surface (cf. Figs. 2 and 3). The cave represents a new genetic type unknown to the science. For such caves we propose the term **proglacial caves** as they were formed by the corrosive action of the bulk flow of proglacial waters. This type of caves is possibly widely represented in glaciated regions. Proglacial caves differ markedly from the superficial ones (cf. Ciry, 1959) by their extension and connection with the outflow level of proglacial waters. It may be suggested that some great caves in high glaciated mountains (Alps, Tatra Mts.) are rather of proglacial than superficial origin (cf. Geze, 1965).

Translated by Jerzy Głazek

Jerzy Głazek, Jacek Bednarek, Adam Szynkiewicz,
Andrzej Wierzbowski

GÉNÈSE DE LA GROTTE SZACHOWNICA
REPRÉSENTANT LE PLUS GRAND SYSTÈME
DE CAVERNES DU PLATEAU
DE CRACOVIE-WIELUŃ

Résumé

Dans cet article a été décrit le système de la grotte de Szachownica à Krzemienna Góra, près de Działoszyn, dont les corridors se développent sur plus de 1 000 m. C'est le plus long système de grottes connu jusqu'à présent dans la région du Plateau de Cracovie-Wieluń. Les traits particuliers de ce système indiquent que sa formation est due à l'écoulement des eaux périglaciaires, qui par conséquent ont comblé l'environnement de Krzemienna Góra de sables de plaine de levage pendant la déglaciation de la glaciation de Warta. Sur la base des observations effectuées dans le système de la grotte de Szachownica on considère qu'elle est un exemple d'un nouveau groupe de grottes génétiques, qu'on propose de nommer les **grottes pro-glaciaires**.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Nacieki grzybkowe w jaskini Szachownica

Treść: Mechanizm powstawania nacieków grzybkowych, utworzonych w wyniku infiltracji roztworów węglanowych, uzależniony jest od dróg migracji roztworów bądź przez kryptokrystaliczną polewę naciekową, bądź przez system szczelin, przecinających skalne podłoże.

Wzrost nacieków grzybkowych uzależniony jest od czynników klimatycznych. Występujące w naciekach naprzemianległe poziomy czystego kalcytu i kalcytu ze znaczną domieszką tlenków żelaza odzwierciedlają prawdopodobnie cykliczne zmiany klimatyczne.

Nacieki grzybkowe, aczkolwiek bardzo częste w szacie naciekowej wielu jaskiń, nie doczekały się dotąd bogatszej literatury. Wspomina o nich wielu autorów przy opisie form naciekowych wybranych jaskiń (Rudnicki, 1950, s. 240; Wójcik, 1967a, s. 305; Gradziński, Wróblewski, 1974, s. 57—58). Nieliczne są natomiast wzmianki traktujące wyłącznie o naciekach grzybkowych. Dotyczą one głównie ich kształtu, form i miejsc występowania, nie podejmując na ogół szczegółowych zagadnień genetycznych (Vitásek, 1949; Ložek, 1963). O naciekach grzybkowych wspomniano też w większych opracowaniach poświęconych jaskiniom i ich szacie naciekowej (Gradziński, Wójcik, 1961, s. 222—223).

Badania prowadzone w jaskini Szczelina Chochołowska w Tatrach Zachodnich pozwoliły między innymi na stwierdzenie zależności pomiędzy utworami z mleka wapiennego a naciekami zbudowanymi z krystalicznego kalcytu (Gradziński, Radomski, 1957, s. 81—82; Wójcik, 1967b, s. 261). Rozpoznanie te miały podstawowe znaczenie w wyjaśnieniu niektórych procesów prowadzących do powstania nacieków grzybkowych. Według R. Gradzińskiego

go i R. Unruga (1960) nacieki grzybkowe są związane z kryptokrystaliczną polewą naciekową, utworzoną w wyniku wyschnięcia i stwardnienia pokrywy mleka wapiennego. Ta porowata polewa naciekowa jest ośrodkiem doprowadzenia roztworu do podstaw nacieków grzybkowych. Dopływ do kapilarnych części nacieków odbywa się bądź przez podsiąkanie kapilarne, bądź też przez kondensację wody rozproszoną w środowisku jaskiniowym. Nacieki grzybkowe mogą powstawać również w strefie rozprysku spadającej wody.

Ponieważ stwierdzenia te nie wyczerpują tematu, w pracy niniejszej przedstawiono kilka nowych faktów pozwalających dokładniej poznać procesy powstawania nacieków grzybkowych.

Badania autorów dotyczyły przede wszystkim nowo odkrytej jaskini Szachownica na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej (Szykiewicz 1975, s. 35—36; Głazek, Bednarek, Szykiewicz, Wierzbowski 1978), gdzie znaleziono dotychczas nie opisywane nacieki grzybkowe tworzące się bezpośrednio na podłożu skalnym. Strukturę i genezę tego typu nacieków omawia niniejsza praca.

Autorzy przeprowadzili także badania porównawcze w licznych jaskiniach polskich (Wyżyna Krakowsko-Wieluńska, Tatry, Sudety), a także czechosłowackich i węgierskich.

* Jacek R. Kasiński, Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Krzysztof P. Krajewski, Koło Młodych Geologów Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Opis morfologiczny nacieków grzybkowych

Nacieki grzybkowe są niewielkimi formami, dochodzącymi do 4 cm wysokości i 4 cm średnicy, o maczugowatym, grzybkowatym lub parasolowatym kształcie (pl. 1, fot. 1—4). Nacieki te, spotykane na ścianach, na dnie i na stropie jaskini, są prostopadłe do podłoża, na którym wyrastają (por. Gradziński, Unrug, 1960, s. 274—276). Znałe są też przypadki występowania nacieków grzybkowych na luźnych blokach, zaścielających dna sal i korytarzy jaskiniowych (Gradziński, Unrug, 1960, s. 247; Rudnicki 1959, s. 340), a także na spodniej części głazów kontaktujących z namuliskiem (Lożek, 1963). „Grzybki” na spodniej części głazów obserwuje się również na powierzchni płytowych wapieni o niewielkiej zwięzłości, np. w oligocenie Gór Budajskich na Węgrzech (informacja ustna dr. J. Rudnickiego), a także w utworach jurajskich Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej.

Niekiedy z jednego miejsca wyrasta kilka „grzybków”, bądź też osobne formy łączą się w górnych partiach w cylindryczne kolumnienki lub szerokie tarcze. Nacieki grzybkowe mogą „wyrastać” z polewy naciekowej lub tworzyć się bezpośrednio na skale podłoża (pl. 2, fot. 1,2). Same formy charakteryzują się dużą zmiennością kształtów: od stosunkowo cienkich i wydłużonych, rozgałęziających się krzaczasto, do niewysokich, masywnych, przypominających małe kopuły. Niektóre, słabo jeszcze wyodrębnione z polewy, przypominają niewielkie guzki (pl. 1, fot. 2), inne zaś odcinają się od podłoża, tworząc liczne zrosty i rozgałęzienia.

W partiach przyotworowych ciągów jaskiniowych, charakteryzujących się znaczną cyrkulacją powietrza, nacieki grzybkowe są kruche i popękane w związku z działającą tu w okresie zimy strefą zamrozu. Zamróż działa silnie niszcząco także na otaczającą skałę, o czym świadczą liczne obrywy.

Formy występowania nacieków grzybkowych

Nacieki grzybkowe mogą występować samodzielnie lub też w asocjacjach z innymi formami naciekowymi.

1. Nacieki grzybkowe występujące samodzielnie

Nacieki grzybkowe należące do tej grupy są spotykane niemal wyłącznie w zespołach o określonej orientacji geometrycznej, w których zaznaczają się dwie tendencje:

a) poszczególne „grzybki” są rozmieszczone prawie równomiernie na całej powierzchni, a ich kształt jest bardzo podobny; podłoże tych zespołów ma wyrównaną powierzchnię, zaś ich budowa wskazuje na jednokowe warunki wzrostu wszystkich „grzybków”. Zmiany warunków fizykochemicznych środowiska zaznaczają się równomiernie w całym zespole;

b) „grzybki” wykazują tendencję do skupiania się w zespoły poligonalne. Poszczególne formy w obrębie danego pola są bardzo dobrze rozwinięte w przeciwieństwie do nacieków zajmujących powierzchnię między polami, niezbyt licznych, drobnych i słabo wykształconych (pl. 1, fot. 3). Zagęszczenia „grzybków” obserwuje się na drobnych elewacjach powierzchni, na której występują.

2. Nacieki grzybkowe występujące w asocjacji z innymi formami naciekowymi:

a) nacieki grzybkowe obrastają stare formy naciekowe. Na nieczynnej, martwej powierzchni nacieku wskutek sprzyjających warunków cyrkulacji roztworu zaczynają się tworzyć nacieki grzybkowe; naciek, stanowiący podłoże wzrostu „grzybków”, zachowuje się podobnie jak podłoże skalne lub polewa naciekowa względem osobników występujących samodzielnie;

b) nacieki grzybkowe powstają razem z innymi formami naciekowymi, najczęściej stalaktytami. Zjawisko to zachodzi w przypadku współwystępowania statycznej błonki wodnej wokół miejsca powstawania nacieku ze skapywaniem wody uwarunkowanym lokalnym ukształtowaniem powierzchni skały. Przy wzroście ilości doprowadzanego roztworu „grzybki” mogą przekształcać się w stalaktyty, powstające na przewieszonych ścianach i stropie jaskini. Wraz ze zmniejszeniem przepływu rozpoczyna się proces odwrotny: wzrost niektórych stalaktytów ustaje, a na ich powierzchni zaczynają się tworzyć nacieki grzybkowe. Wynika stąd, że równowaga w asocjacji nie jest trwała, lecz zależy od konkretnych warunków cyrkulacji roztworu;

c) w miejscu wcześniejszego występowania „grzybków” powstają stalaktyty lub stalagmity.

Jest oczywiste, że zasadniczą rolę naciekotwórczą odgrywa tu omówiona już asocjacja nacieków grzybkowych z innymi formami naciekowymi. W zależności od charakteru zmian cyrkulacji roztworu (ilość roztworu doprowadzonego na jednostkę powierzchni) i morfologii podłoża nacieki grzybkowe oraz duże formy naciekowe mogą przechodzić w siebie wzajemnie.

Mikrostruktura nacieku grzybkowego

Nacieki grzybkowe mogą się tworzyć na polowie naciekowej lub bezpośrednio na ozdobionym polowie podłożu skalnym, pociętym siecią mikroszczelin (pl. 2, fot. 1, 2). W pierwszym przypadku autorzy stwierdzili występowanie dwóch rodzajów polewy: polewy porowatej o strukturze kryptokrystalicznej, podobnej do polewy opisanej przez R. Gradzińskiego i R. Unruga (1960, s. 275, tabl. 34, Fig. 2), oraz polewy o strukturze mikrokryształicznej, lekko spękanej, zbudowanej z dobrze widocznych pod mikroskopem kryształów kalcytu (pl. 4, fot. 1). Drugi z opisanych typów polewy posiada górną, dość cieką warstwę kryptokrystaliczną, identyczną z pierwszym typem polewy.

Nacieki grzybkowe wykazują w przekroju podłużnym charakterystyczne warstwowanie kopulaste (pl. 1, fot. 1) lub równoległe, związane ze zmienną zawartością kryptokrystalicznych, uwodnionych tlenków żelaza w poszczególnych warstewkach. Szczegółowe badania mikroskopowe pozwoliły na stwierdzenie dość znacznej zawartości substancji żelazistej. Grubość poszczególnych warstewek jest zróżnicowana i waha się w granicach od kilkudziesięciu do kilkuset mikrometrów. U większości rozbudowanych form przebieg warstewek stopniowo komplikuje się w kierunku wzrostu nacieku. W obrębie jednej formy występują ponadto całe partie warstewek, zbudowane zarówno ze stosunkowo czystego kalcytu, jak i wykazujące podwyższoną zawartość związków żelaza. W niektórych laminach można obserwować zmniejszenie zawartości tych związków w kierunku wzrostu „grzybka”. Generalnie warstewki o zwiększonej zawartości związków żelaza

występują naprzemian z warstewkami bardziej czystego kalcytu, dając w sumie wyraźne warstwowanie. W przekroju poprzecznym kopulaste warstwowanie „grzybków” jest widoczne w postaci koncentrycznych kręgów (por. Gradziński, Unrug, 1960, tabl. 35, Fig. 1).

„Grzybki” w częściach bocznych są otulone kryptokrystaliczną warstwą porowatą o podwyższonej zawartości uwodnionych tlenków żelaza (pl. 4, fot. 1).

W kilku przypadkach autorzy stwierdzili występowanie w naciekach grzybkowych poziomów korozyjnych, zaznaczających się przerwaniem ciągłości warstewek, obecnością detrytusów kalcytowych i wysoką zawartością uwodnionych tlenków żelaza (pl. 5, fot. 1, 2).

W naciekach grzybkowych występują także ciała obce, które dostały się w obręb nacieku inaczej niż poprzez krystalizację z roztworu. Są to najczęściej ziarna kwarcu o charakterze zanieczyszczeń.

Węglan wapnia występuje w naciekach grzybkowych badanych przez autorów wyłącznie w postaci kalcytu. Pseudomorfozy kalcytu po aragonicie opisywane były z nacieków grzybkowych jaskiń tatrzańskich oraz nielicznych jaskiń Wyżyny Krakowsko-Wiełuńskiej. Z jaskini Szczelina Chochołowska znane są ponadto nacieki grzybkowe zbudowane z naprzemianległych warstewek kalcytu i lublinitu (por. Gradziński, Unrug, 1960, s. 376; Wójcik, 1967a, s. 305).

Geneza nacieku grzybkowego

We wcześniejszych pracach wyjaśnienie genezy nacieków grzybkowych opierano na kilku doświadczeniach, mających na celu zbadanie sposobu cyrkulacji roztworu i przyrostu nacieku grzybkowego (Gradziński, Unrug, 1960, s. 277). Badaniom tym były jedynie poddane okazy „grzybków” wykształconych na kryptokrystalicznej, porowatej polowie naciekowej.

W świetle nowych faktów konieczne wydawało się przeprowadzenie podobnych eksperymentów dla nacieków wykształconych bezpośrednio na podłożu skalnym. Przecięte prostopadle do powierzchni okazy zanurzone w roztworze $MgSO_4$ i roztworze $CuSO_4$ w taki sposób, że roztwór kontaktował wyłącznie ze skałą podłoża. Po upływie 48 godzin

okazy wyjęto z roztworu i osuszono. Na powierzchni przecięcia, wykonanej w płaszczyźnie wzrostu nacieku, autorzy prześledzili drogi migracji roztworu.

Z dokonanych obserwacji wynika, że mechanizm cyrkulacji roztworu doprowadzającego węglan wapnia do kapilarnej części „grzybków” jest podobny do wspomnianego na wstępie mechanizmu wzrostu „grzybków” z polewy naciekowej (por. Gradziński, Unrug, 1960, s. 277). Różni się on jedynie sposobem doprowadzenia roztworu do podstawy nacieku — roztwór jest doprowadzany do podstawy poszczególnych „grzybków” kapilarnymi mikroszczelinami. Szczególnie predysponowane do powstawania nacieków grzybkowych tego typu są miejsca lokalnego zagęszczenia mikroszczelin.

Wydaje się również, że w przypadku nacieków powstających z polewy cyrkulacja roztworu jest bardziej skomplikowana. Roztwór cyrkulujący w obrębie polewy jest zasilany przez system mikroszczelin występujący bezpośrednio pod nią. Temu właśnie mechanizmowi zawdzięcza powstanie większość obserwowanych przez autorów nacieków grzybkowych. Podobny mechanizm podsiąkania występuje również w polewie dwuwarstwowej: w części jawnokrystalicznej podsiąkanie następuje szczelinami pomiędzy kryształami kalcytu, w części kryptokrystalicznej — porami submikroskopowymi.

Przeważająca część nacieków grzybkowych wykazuje kilka wyraźnych etapów rozwoju. Nacieki z jaskini Szachownica wykazują trzy takie etapy. Każdy poziom jest podkreślony rozszerzeniem i licznymi zrostami „grzybków” (pl. 3, fot. 2). Na takim rozrośniętym poziomie wyrasta nowa generacja, przywracająca osobniczy charakter poszczególnym formom. Należy podkreślić, że pomimo istnienia licznych połączeń nacieki następnej generacji stanowią kontynuację form z poprzedniego poziomu. Występowanie opisanych etapów rozwoju wiąże się zapewne z większymi zmianami klimatycznymi na powierzchni.

Zrosty „grzybków”, powstałe przy tworzeniu się opisanych generacji, dają możliwość prześledzenia zmian w cyrkulacji doprowadzanego roztworu. Od pewnego poziomu wewnątrz zrostu można zaobserwować całkowitą korelację warstewek, poniżej zaś tego

poziomu warstewki „nie trafiają w siebie”, stanowią odrębne systemy, związane z poszczególnymi osobnikami (pl. 4, fot. 2, 3).

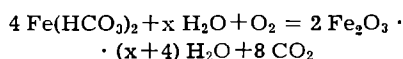
Poziomy żelaziste w naciekach grzybkowych i ich geneza

W obserwowanych naciekach można zauważyć dwa typy poziomów żelazistych:

1. Poziomy synsedymencyjne, ułożone współkształtnie z warstewkami czystego kalcytu i powierzchnią nacieków. Występowanie tych poziomów umożliwia dokładne określenie granic poszczególnych warstewek.

2. Poziomy korozyjne, zawierające liczny detrytus kalcytowy, występujące na nadzarzniętej przez korozję powierzchni nacieku. Wytrącanie żelaza w poziomach korozyjnych jest związane z rozpuszczaniem węglanu wapnia przez wody krasowe: wzrost stężenia jonów Ca^{2+} w roztworze sprzyja wytrącaniu minerałów żelaza.

Oba wspomniane typy poziomów żelazistych mają podobną genezę: w wodach krasowych, obok typowych reakcji korozji utworów węglanowych, zachodzą podobne reakcje dla związków żelaza (por. Polański, Smulikowski, 1969, s. 435). W wyniku działania rozpuszczonego w wodzie dwutlenku węgla powstaje wodorowęglan żelazawy, który jako związek o wysokim iloczynie rozpuszczalności może być transportowany w roztworze. Podczas transportu zachodzi jednak utlenienie jonów Fe^{2+} do Fe^{3+} i wytrącenie żelaza trójwartościowego w myśl reakcji:



W wyniku tych reakcji powstają mialkie, uwodnione tlenki żelaza o rdzawożółtej barwie, znane jako ochra żelazna. Podobne skupienia ochry żelaznej w znacznie większej skali autorzy obserwowali w lejach krasowych w pobliżu jaskini Szachownica. Uwodnione tlenki żelaza, będące najbardziej trwałymi związkami tego pierwiastka, stanowią główny składnik poziomów żelazistych w naciekach grzybkowych.

Na procesy rozpuszczania i wytrącania związków żelaza najistotniejszy wpływ ma temperatura (zarówno na zewnątrz, jak i wewnątrz jaskini). Wzrost temperatury stymuluje zmiany trzech głównych paramet-

trów procesu rozpuszczania związków żelaza:

- maleje stężenie jonów wodorowych w roztworze, co prowadzi do zmniejszenia rozpuszczalności związków żelaza i ich wytrącania;
- wzrasta wartość stałej dysocjacji elektrolitycznej wody, co powoduje wzrost rozpuszczalności związków żelaza i przeciwdziała ich wytrącaniu;
- wskutek obniżenia stężenia jonów wapniowych wzrasta rozpuszczalność jonów Fe^{3+} .

Można zauważyć, że zachodzą tu dwa rodzaje procesów o działaniu wzajemnie przeciwnym: do pierwszego należą zachodzące wraz ze wzrostem temperatury procesy obniżenia aktywności jonów wodorowych; do drugiego — wzrost wartości stałej dysocjacji elektrolitycznej wody i obniżenie aktywności jonów wapniowych. Procesy pierwszej grupy, prowadzące do zmniejszenia stężenia jonów żelazowych w roztworze, mają jednak mniejszy wpływ niż drugiej grupy, których działanie powoduje wzrost stężenia tych jonów. Zatem wzrost temperatury zdecydowanie sprzyja rozpuszczaniu związków żelaza trójwartościowego.

Znaczny wpływ na rozpuszczalność związków żelaza wywiera również intensywność opadów. Ponieważ wody opadowe mają stosunkowo najniższą wartość pH ze wszystkich rodzajów wód występujących na obszarach krasowych (por. Rösler, Lange, 1965), zwiększenie ilości opadów powoduje obniżenie wartości pH, a w konsekwencji wzrost rozpuszczalności związków żelaza.

Zawartość żelaza w różnych typach skał osadowych wynosi — według K. Turekiana i K. Wedepohla (1961, tabl. 2, s. 186) — średnio:

- | | |
|--------------------------|---------|
| — dla skał ilastych | — 4,72% |
| — dla skał piaszczystych | — 0,98% |
| — dla skał wapiennych | — 0,38% |

Za główne źródło żelaza należy zatem uważać gliny zwałowe złodowacenia środkowopolskiego, a być może również złodowacenia krakowskiego. Przenikające przez głębię wody opadowe, zakwaszone dwutlenkiem węgla i kwasami humusowymi, rozpuszczają rozproszone związki żelaza i transportują je w postaci wodorowęglanu żelazawego i rozpuszczalnych humatów. Niebagatelne znacze-

nie jako źródło żelaza może mieć także piryty, zawarty w dość znacznej ilości w niezwiązanych wapieniach Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej (por. Markowicz-Łohinowicz, 1973), zalegających na niewielkiej głębokości. Podrzedne znaczenie może mieć także żelazo zawarte w dość znacznej ilości w krzemieniach.

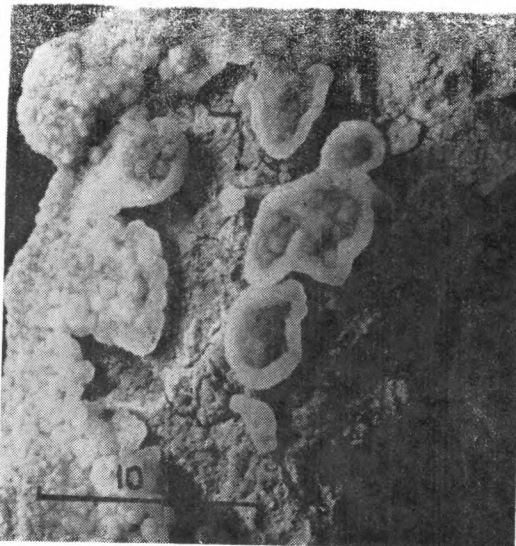
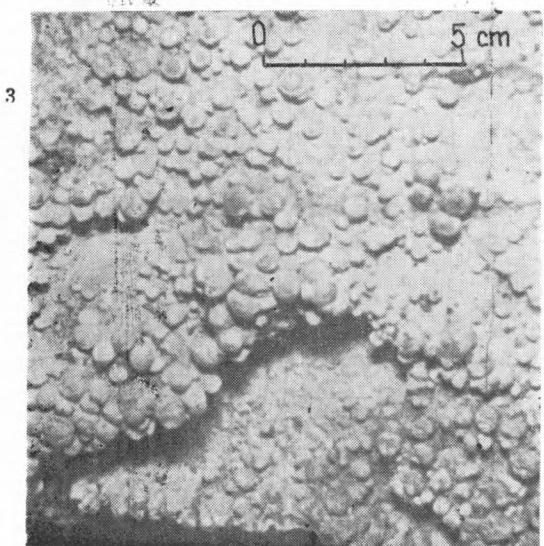
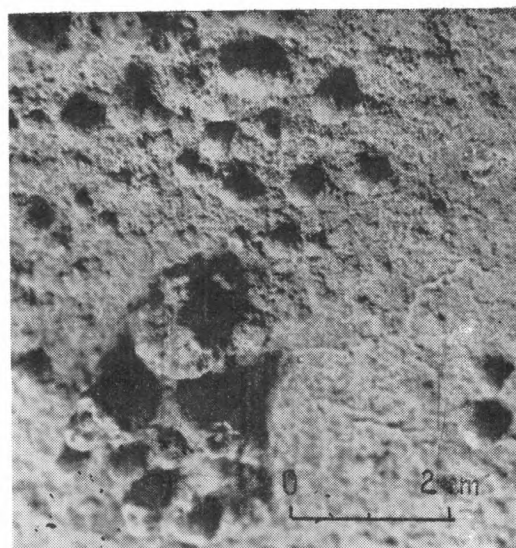
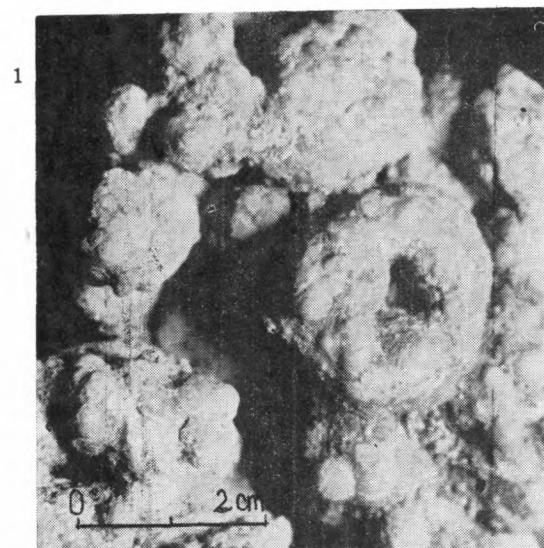
Wydaje się, że rytmiczne następstwo w naciekach grzybkowych naprzemianległych poziomów kalcytowych i żelazistych ma związek ze zmianami klimatycznymi. W okresach charakteryzujących się wyższą temperaturą i większą ilością opadów następowało rozpuszczanie związków żelaza (w naciekach osadziły się wówczas warstewki kalcytowe), w okresach o niższej temperaturze i mniejszej ilości opadów następowało natomiast wytrącanie związków żelaza — powstawały poziomy żelaziste. Poszczególne warstewki mogą reprezentować zmiany zachodzące w okresie rocznego cyklu klimatycznego, natomiast generacje zrostów — rejestrować wieloletnie zmiany klimatyczne.

LITERATURA

- Głazek, J., Bednarek, J., Szykiewicz, A., Wierzbowski, A., 1978: Geneza systemu jaskini Szachownica — największej jaskini Jury Polskiej, [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), Katowice.
- Gradziński, R., Radomski, A., 1957: Utwory naciekowe z mleka wapiennego w Szczelinie Chochołowskiej, Rocznik Pol. Tow. Geol. 26, 2: 63—83, Kraków.
- Gradziński, R., Unrug, R., 1960: Uwagi o powstawaniu nacieku grzybkowego w jaskiniach, Rocznik Pol. Tow. Geol. 30, 2: 273—288, Kraków.
- Gradziński, R., Wójcik, Z., 1961: Szata naciekowa polskich jaskiń, Ochrona Przyrody, 27: 213—235, Kraków.
- Gradziński, R., Wróblewski, T., 1974: Geologiczne warunki powstania jaskini Raj i utworzenia jej szaty naciekowej; [w:] Badania i udostępnienie jaskini Raj, s. 41—59, Wyd. Geol., Warszawa.
- Ložek, V., 1963: Bradavicnaté sintry, Československý Kras, 14: 114—117, Brno.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1973: Intensywność korozji krasowej masywu wapiennego Jury Częstochowskiej w plejstocenie, praca doktorska, Archiwum Inst. Geol. Podst. UW, Warszawa.
- Polański, A., Smulikowski, K., 1969: Geochemia, Wyd. Geol., Warszawa.

- Rösler, H., Lange, H., 1965: Geochemische Tabellen, VEB Deutsche Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- Rudnicki, J., 1959: Jaskinia naciekowa, *Speleologia* 1, 4: 239—241, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1975: Ochrona jaskiń okolic Działoszyna. Chrońmy przyrodę ojczystą, 31, 5: 32—40, Kraków.
- Turekian, K., Wedepohl, K., 1961: Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust, *Bull. Geol. Soc. Amer.* 72: 175—192, New York.
- Vitásek, F., 1949: Bradavicový sintr ze Zátvorice v Javoříčku, *Ceskoslovenský Kras* 2: 2—5, Brno.
- Wójcik, Z., 1967 a: Obserwacje geologiczne w Szczelinie Chochołowskiej w Tatrach, *Prace Muzeum Ziemi*, 11: 299—314, Warszawa.
- Wójcik, Z., 1967 b: Wyprawy speleologiczne Muzeum Ziemi do Szczeliny Chochołowskiej w Tatrach, *Prace Muzeum Ziemi* 11: 257—263, Warszawa.

Autorzy składają podziękowanie dr. J. Bednar-kowi za cenne konsultacje terenowe, mgr. A. Koz-łowskiemu za pomoc w pracach mikroskopowych oraz dr. J. Głazkowi i dr. J. Rudnickiemu za ży czliwe uwagi przy redagowaniu całości pracy.



Fot. 1. Nacieki grzybkowe z jaskini Szachownica (Wyżyna Krakowsko-Wieluńska), wykształcone w postaci kolumnienek

Phot. 1. Pillarlike botryoidal stalagmites from the Szachownica Cave (Cracow—Wieluń Jura Upland)

Fot. autorzy
Phot. by the authors

Fot. 2. Nacieki grzybkowe w stadium powstawania, słabo wyodrębnione z polewy (jaskinia Szachownica)

Phot. 2. Botryoidal stalagmites in cretion stage, slightly distinguished from the sinter crust (the Szachownica Cave)

Fot. autorzy
Phot. by the authors

Fot. 3. Poligonalne skupienia nacieków grzybkowych (jaskinia Szachownica)

Phot. 3. Polygonal fields of botryoidal stalagmites (the Szachownica Cave)

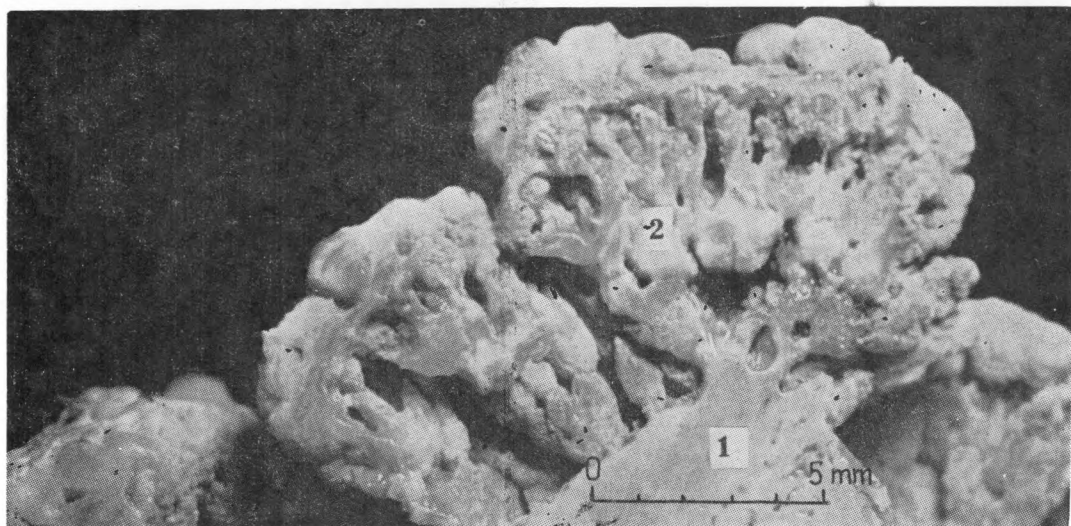
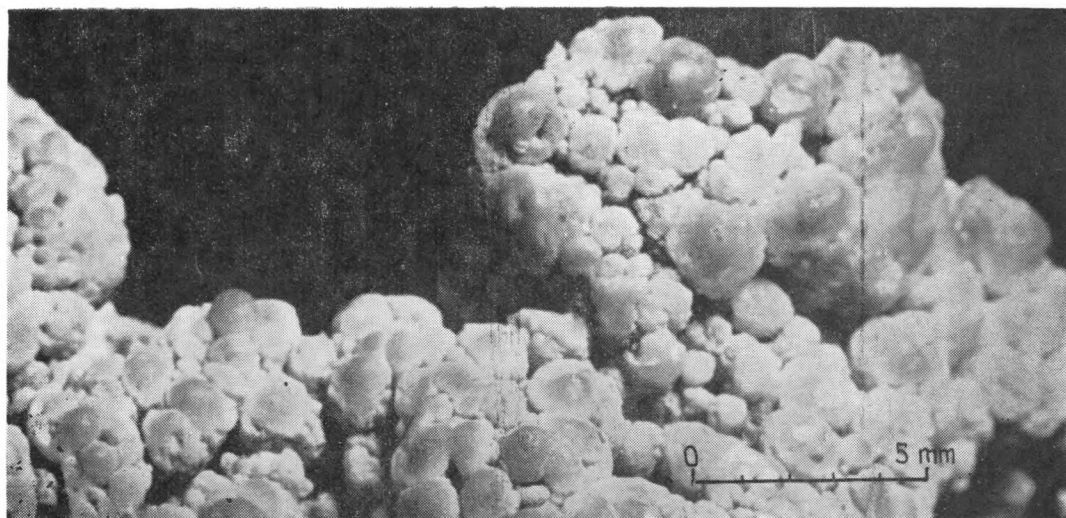
Fot. autorzy
Phot. by the authors

Fot. 4. Parasolowate nacieki grzybkowe z jaskini w Dubiu (Wyżyna Krakowsko-Wieluńska)

Fot. Rafał Kardaś

Phot. 4. Umbrellalike botryoidal stalagmites of the Dubie Cave (Cracow—Wieluń Jura Upland)

Phot. by Rafał Kardaś



Fot. 1. Nacieki grzybkowe utworzone bezpośrednio na podłożu skalnym (jaskinia Szachownica)

Phot. 1. Botryoidal stalagmites developed directly on the bedrock (the Szachownica Cave)

Fot. 2. Nacieki grzybkowe utworzone bezpośrednio na podłożu skalnym, naszlif (jaskinia Szachownica):

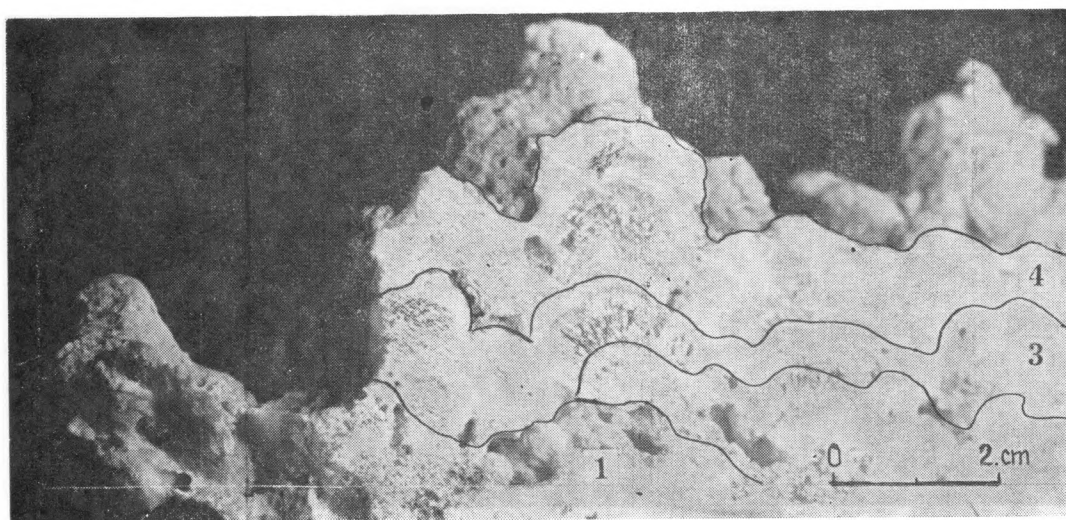
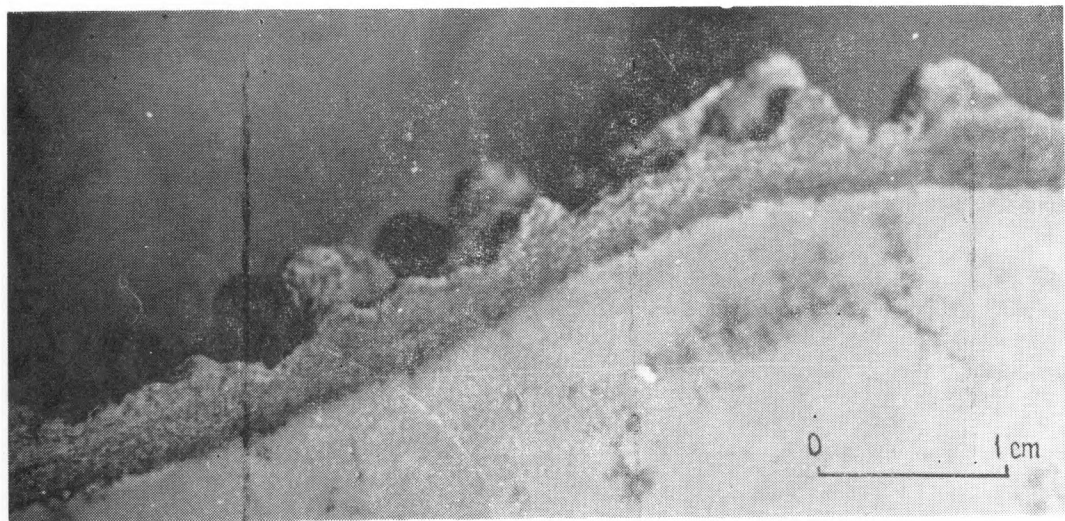
1 — wapień gruzelkowy, pocięty mikroszczelinami, 2 — naciek grzybkowy

Phot. 2. Botryoidal stalagmites developed directly on the bedrock, cross-section (the Szachownica Cave):

1 — pelletal limestone criss-crossed by minute crevices, 2 — botryoidal stalagmite

Fot. autorzy

Phot. by the authors



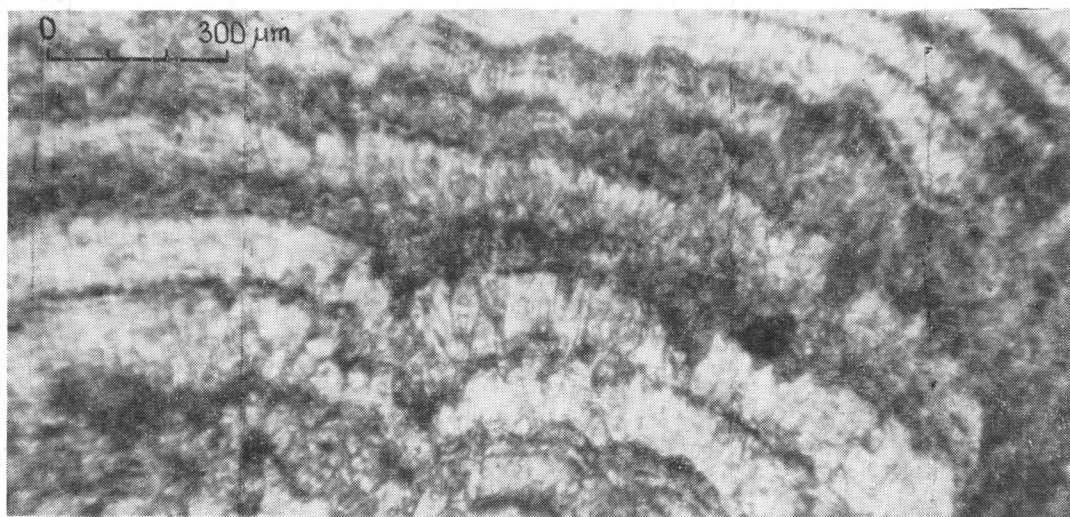
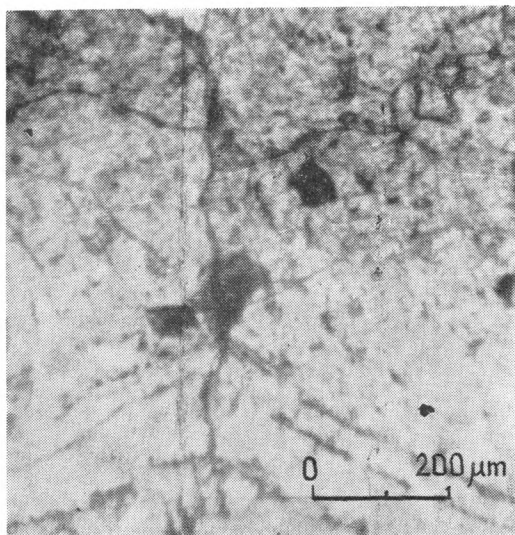
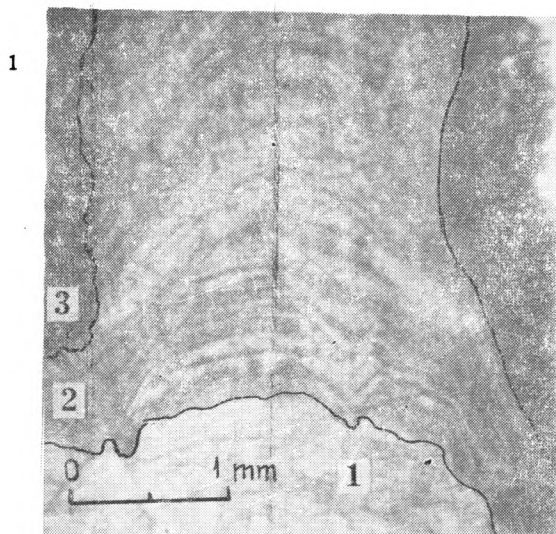
Fot. 1. Kopulaste warstwowanie polewy naciekowej i form grzybkowych, na-szlif

Phot. 1. Domelike lamination of the sinter crust and botryoidal forms, cross-section

Fot. 2. Rozwój nacieków grzybkowych. Cyframi oznaczone kolejne generacje nacieków

Phot. 2. Development of botryoidal stalagmites. The numbers refer to the successive generations of the stalagmites

Fot. autorzy
Phot. by the authors



Fot. 1. Fragment nacieku grzybkowego utworzonego na jawnokrystalicznej polowie naciekowej: 1 — podłoże skalne, 2 — jawnokrystaliczna polewa naciekowa, 3 — warstwowany naciek grzybkowy

Phot. 1. Portion of a botryoidal stalagmite developed on the eucrystalline sinter crust: 1 — bedrock, 2 — eucrystalline sinter crust, 3 — the laminated botryoidal stalagmite

Fot. 2. Zrost dwóch „grzybków” w obrębie jednej generacji. Od pewnej wysokości widoczna korelacja warstwek przyrostowych

Phot. 2. Intergrowth of two botryoidal stalagmites within one generation. Starting with a certain level, one can see the correlation of increment laminas

Fot. 3. Zrost laminacji w obrębie pojedynczego „grzybka”

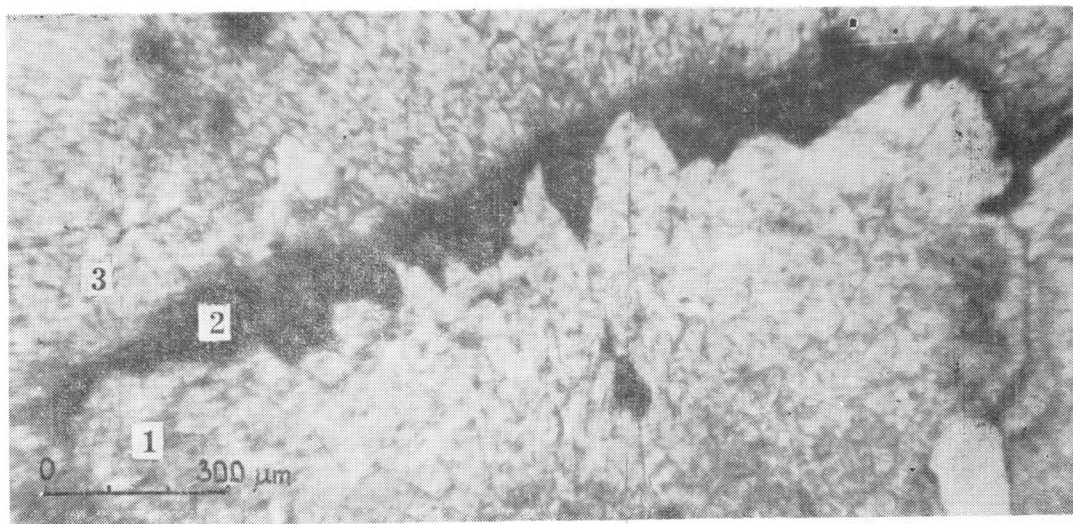
Phot. 3. Intergrowth of lamination within a single stalagmite

Fot. autorzy

Phot. by the authors



1



2

Fot. 1. Szczeliny w nacieku grzybkowym wypełnione produktami korozji
Phot. 1. Crevices in a botryoidal stalagmite with corrosion products

Fot. 2. Poziom korozyjny w nacieku grzybkowym:

1 — starsza, skorodowana część nacieku, 2 — rezydium pokorozyjne z okruchami kalcytu, 3 — młodsza część nacieku utworzona na poziomie korozyjnym

Phot. 2. Corrosion horizon in a botryoidal stalagmite:

1 — older, corroded part of the stalagmite, 2 — post-corrosion residuum with calcite crumbs, 3 — recent of the stalagmite formed at the corrosion horizon

Fot. autorzy
Phot. by the authors

ON THE ORIGIN OF BOTRYOIDAL STALAGMITES
IN SZACHOWNICA CAVE

S u m m a r y

There is no single mechanism of the formation of botryoidal stalagmites which are undoubtedly a most frequent stalagmite variety. The only genetic work concerned with this question (Gradziński, Unrug, 1960) was restricted to the capillary rise of solutions in the cryptocrystalline sinter crust — one of processes leading to the formation of such stalagmite deposits.

Detailed field and laboratory investigations of botryoidal stalagmites in caves of different regions (e.g. Cracow—Wieluń Jura Upland, Tatra Mts. and Sudetes Mts. in Poland, as well as in Czechoslovakia and Hungary) make it possible to study the question in some closer details.

Botryoidal stalagmites always develop perpendicularly to the substrate in two forms in assemblages of definite geometrical positioning. They are either uniformly distributed all over the substrate or form polygonal structures on elevations locally occurring within the substrate. Botryoidal stalagmites may also be associated with common gravitational dripstone forms. In such associations various stalagmite forms grow periodically in dependence on the alternating patterns of the flow regime of the solutions.

Botryoidal stalagmites develop either on the sinter crust or directly on the substrate. Three forms of the substrate may be distinguished. They are:

- phanero-crystalline sinter crust where the solutions rise along intergranular fissures and cleavage planes;
- cryptocrystalline sinter crust where the solutions rise in sub-capillary pores of the crust;
- bedrock where the solutions rise along a network of minute fissures.

In longitudinal section, botryoidal stalagmites display characteristic domelike lamination. Laminas with marked content of hydrated iron oxides are intercalated with almost pure calcite laminas. Stalagmites exhibit also in cross section corrosional horizons containing detritic calcite and hydrated iron oxides. The development of ferruginous horizons may be caused by changes of the chemical composition of karst waters. This changes may be related to climatic variations. The development of the ferruginous horizons seems to be linked to long (of many years) climatic cycles, while single laminas may represent a seasonal climatic cycles (during a year).

Translated by the authors

Jacek R. Kasiński, Krzysztof P. Krajewski

SUR LA GÉNÈSE DES CHOUX-FLEURS
DANS LA GROTTÉ DE SZACHOWNICA

R é s u m é

Les auteurs confirment le mécanisme de formation des choux-fleurs par suite d'infiltration de la solution de carbonate de calcium, déjà présenté dans des publications antérieures (Gradziński, Unrug, 1960). Les voies de migration des solutions peuvent toutefois varier selon la nature du support sur lequel se forment les écoulements.

Le développement des écoulements dépend des conditions physico-chimiques du milieu considéré. L'apparition, dans les choux-fleurs, de couches ferrugineuses est probablement en rapport avec les variations climatiques cycliques.

Traduit par des auteurs

Krasowe stanowisko fauny małych kręgowców w Mokrej koło Kłobucka (komunikat wstępny)

Treść: Opisano nowe stanowisko drobnych kręgowców występujących w warstwie czerwono-brązowej gliny pomiędzy dwoma warstwami kalcytowych nacieków.

Podczas wędrówek po Jurze Wieluńskiej, na początku czerwca 1976 roku, znalazłem w starym kamieniołomie, w pobliżu wsi Mokra koło Kłobucka, stanowisko krasowe z kośćmi małych kręgowców. Stanowisko to nie było dotychczas opisywane w literaturze, chociaż Z. Mossoczy (1959, s. 205) wspominał o istnieniu w Mokrej jaskini z piaszczysto-żwirowym wypełnieniem scementowanym przez kalcyt. Być może chodziło mu o tę samą formę krasową, w której zostały przeze mnie znalezione szczątki kostne.

Okolo 1,5 km na południe od wsi Mokra III, w pobliżu kilku chałup na skraju lasu, należących jeszcze do tej wsi, 200 m na wschód od drogi Kłobuck—Mokra, znajduje się mały zarzucony kamieniołom (ryc. 1), w którym eksploatowano wapnienie i kalcyt. Występują tam uławiczone wapnienie środkowego oksfordu, poziomu *Perysphinctes bifurcatus*.

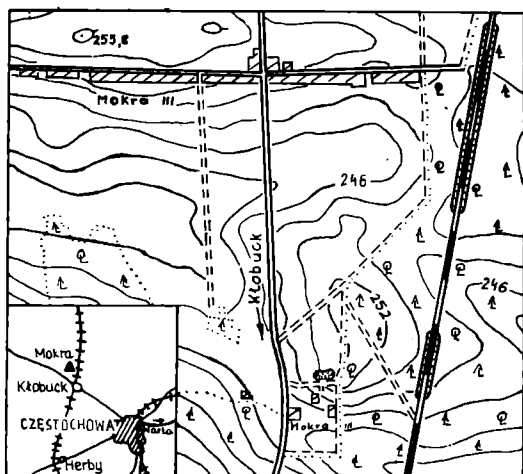
W środkowej części północnej ściany kamieniołomu odsłaniają się czerwono-brunatne osady wypełniające formę krasową. W innych miejscach tego kamieniołomu — w części północno-wschodniej i w ścianie zachodniej (mocno zapełniona glebą i zarosła trawą) — przezierną na powierzchnię czerwona glina. Prawdopodobnie są to resztki wypełnienia tej samej formy krasowej zniszczonej podczas eksploatacji, a ciągnącej się w przybliżeniu ze wschodu na zachód. Obecnie czytelność odsłonięcia jest bardzo słaba, ponieważ eksploatacji wapnienia i kalcytu zaprzestano ponad 10 lat temu.

Stanowisko fauny jest fragmentem wypełnienia zniszczonej jaskini, której osady występują bardzo płytko, bo okolo 1,5 m pod powierzchnią terenu, i są przykryte przez rumosz peryglacialny. W osadach wypełniających jaskinię, po częściowym odsłonięciu, można było wyróżnić (ryc. 2):

a) zespół ciemnobrunatnych glin rezydualnych, rozdzielony warstwą ciemnożółtego piaskowca,

b) zespół jasnobrązowych i czerwono-brązowych piaszczystych glin z kawałkami piaskowca i poprzerastanych kalcytem,

c) zespół żółtawych, lessowatych, laminowanych gliniek i mułków,



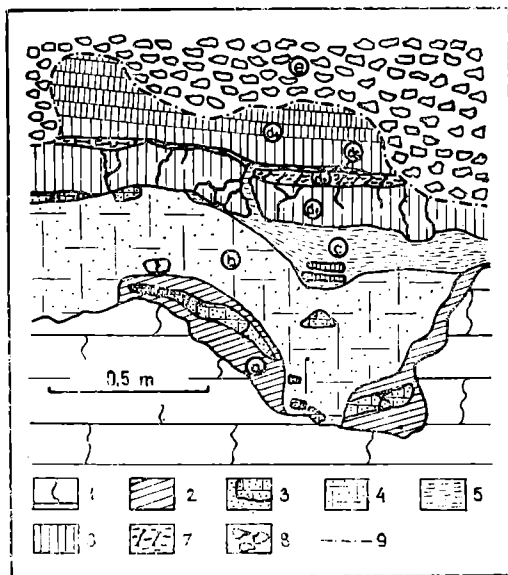
Ryc. 1. Mapka okolic Mokrej (skala 1 : 25 000)

Fig. 1. Map of Mokra region (scale 1 : 25 000)

* Sekcja Krasowa Koła Młodych Geologów Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

d) zespół nacieków kalcytowych, rozdzielony w środku glinami, w których można wyróżnić:

- (1) warstwę jasnego, grubokrystalicznego kalcytu,
 - (2) warstwę czerwono-brązowej gliny z kośćmi,
 - (3) cienką warstwę żółtawej, lessowatej glinki (bez kości),
 - (4) warstwę jasnego, laminowanego, porowatego kalcytu,
- e) gruz peryglacialny.



Ryc. 2. Schematyczny profil wypełnienia jaskini:

- 1 — uławiczone wapienie oksfordu poziomego *bifurcatus*
- 2 — gliny rezydualne,
- 3 — zwięzane kawałki piaskowca,
- 4 — gliny piaszczyste czerwono-brązowe,
- 5 — żółtawe glinki i mułki,
- 6 — nacieki kalcytowe,
- 7 — czerwono-brązowa glina z kośćmi,
- 8 — gruz peryglacialny,
- 9 — granica odosłonięcia

Fig. 2. Schematic profile of cave deposits:

- 1 — stratified Oxford limestones of *bifurcatus* horizon,
- 2 — residual clays,
- 3 — weathered sandstone fragments,
- 4 — red-brown sandy days,
- 5 — yellowish argillaceous and silts,
- 6 — calcite concretions,
- 7 — red-brown clay with bones,
- 8 — periglacial debris,
- 9 — limit of localities

Wydaje się, że żółtawe, lessowate glinki i mułki są młodsze od czerwono-brunatnych glin i przykrywających je kalcytowych nacieków zawierających warstwę z kośćmi. Glinki te zostały namyte przez wody przepływające pomiędzy spągami nacieków a oderwaniem od niego — na skutek kompaktacji i osiadania — zespołem czerwono-brunatnych glin. Świadczą o tym pęknięcia i szczeliny powstałe w osiadającym również zespole nacieków i wypełnione przez żółtawe, lessowate glinki.

Gliny i nacieki wypełniające formę kraśową są w wielu miejscach inkrustowane czarnymi tlenkami i wodorotlenkami żelaza i manganu.

Materiał kostny pochodzący z warstwy „2” zawiera fragmenty żuchw i górnych szczęk, kości długich, kręgow, a także zęby należące do różnych przedstawicieli kręgowców, wśród których wstępne oznaczenia, dokonane przez dr. A. Sulimskiego z Zakładu Paleobiologii PAN, wykazały obecność następujących taksonów:

Reptilia:

Lacerta vivipara (?)

Insectivora:

Talpa cf. *europaea*

Sorex cf. *araneus*

Chiroptera:

Rhinolophus sp.

Myotis sp.

Rodentia:

Glis sp.

Muscardinus sp.

Eliomys sp.

Clethrionomys (?) sp.

Apodemus sylvaticus (L.)

Carnivora:

Felis silvestris Schr.

Mustela sp.

Sposób zachowania kości jak i charakter miejsca, w którym zostały znalezione, wskazują na krótki transport wodny w czasie ich gromadzenia w jaskini.

Wstępne oznaczenia fauny przemawiają za czwartorzędowym wiekiem stanowiska,

natomiast występowanie tej fauny pomiędzy grubymi pokrywami nacieków w obrębie czerwono-brunatnych glin wskazuje na starszy czwartorzęd.

Zebranie większej ilości materiału kostnego oraz bardziej szczegółowe poznanie budowy odsłonięcia i litologii osadów pozwolą na bliższe określenie jego pozycji stratygraficznej.

Chciałbym podziękować dr. A. Sulimskiemu za oznaczenie szczątków kostnych, zaś dr. J. Głazkowi i dr. B. A. Matyji za wydatną pomoc przy redagowaniu niniejszej notatki.

LITERATURA

Mossoczy, Z., 1959: Zagadnienia wieku jaskiń północnej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej, *Speleologia* 1, 4, Warszawa.

Andrzej Bednarczyk

KARST LOCALITY OF SMALL VERTEBRATES AT MOKRA
NEAR KŁOBUCK (PRELIMINARY REPORT)

S u m m a r y

The report concerns an introductory description of karst locality with small vertebrates bones at Mokra near Kłobuck.

The cross-section of cave sediments comprises (Fig. 2): a) complex of residual clays; b) complex of red-brown sandy clays; c) complex of yellowish loessic clays and silts; d) complex of calcite sinters with the red-brown clay horizon with bones; e) periglacial debris.

The introductory investigations of bone remains carried out by dr A. Sulimski reveal the existence of vertebrates: *Lacerta vivipara*; *Talpa* cf. *europaea*; *Sorex* cf. *araneus*; *Rhinolophus* sp; *Myotis* sp; *Glis* sp; *Muscardinus* sp; *Eliomys* sp; *Clethrionomys* (?) sp; *Apodemus sylvaticus* (L); *Felis silvestris* Schr.; *Mustela* sp. This results point to the Quaternary age of locality; sequence of sediments seems to testify to the older Pleistocene.

More detailed investigations of structure and lithology deposits and selection of further bone material in the future will allow more precise determination of stratigraphic position of this locality.

Translated by Maria Pulinowa

Andrzej Bednarczyk

SITE KARSTIQUE DE LA FAUNE DE PETITS VERTÉBRÉS
À MOKRA PRÈS DE KŁOBUCK (NOTE PRÉLIMINAIRE)

R é s u m é

On a décrit un nouveau site de petits vertébrés apparaissant dans la couche de l'argile rouge-brune entre deux couches des concrétions de calcite.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Uwag o mezo- i mikroklimacie doliny Kleśnicy w sąsiedztwie Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (masyw Śnieżnika Kłodzkiego)

Treść: W pracy omówiono podstawowe cechy klimatu lokalnego doliny Kleśnicy, ze szczególnym uwzględnieniem jej górnego odcinka, w którym usytuowana jest Jaskinia Niedźwiedzia. Pozycja topograficzna doliny, jej morfologia oraz prostopadły przebieg do najczęstszych kierunków adwekcji powietrza powodują: osłabioną cyrkulację w dolinie, częste stany stagnacji powietrza (inwersja temperatury powietrza i długotrwałe zastoiska chłodu), obniżenie temperatury powietrza i gleby.

Wstęp

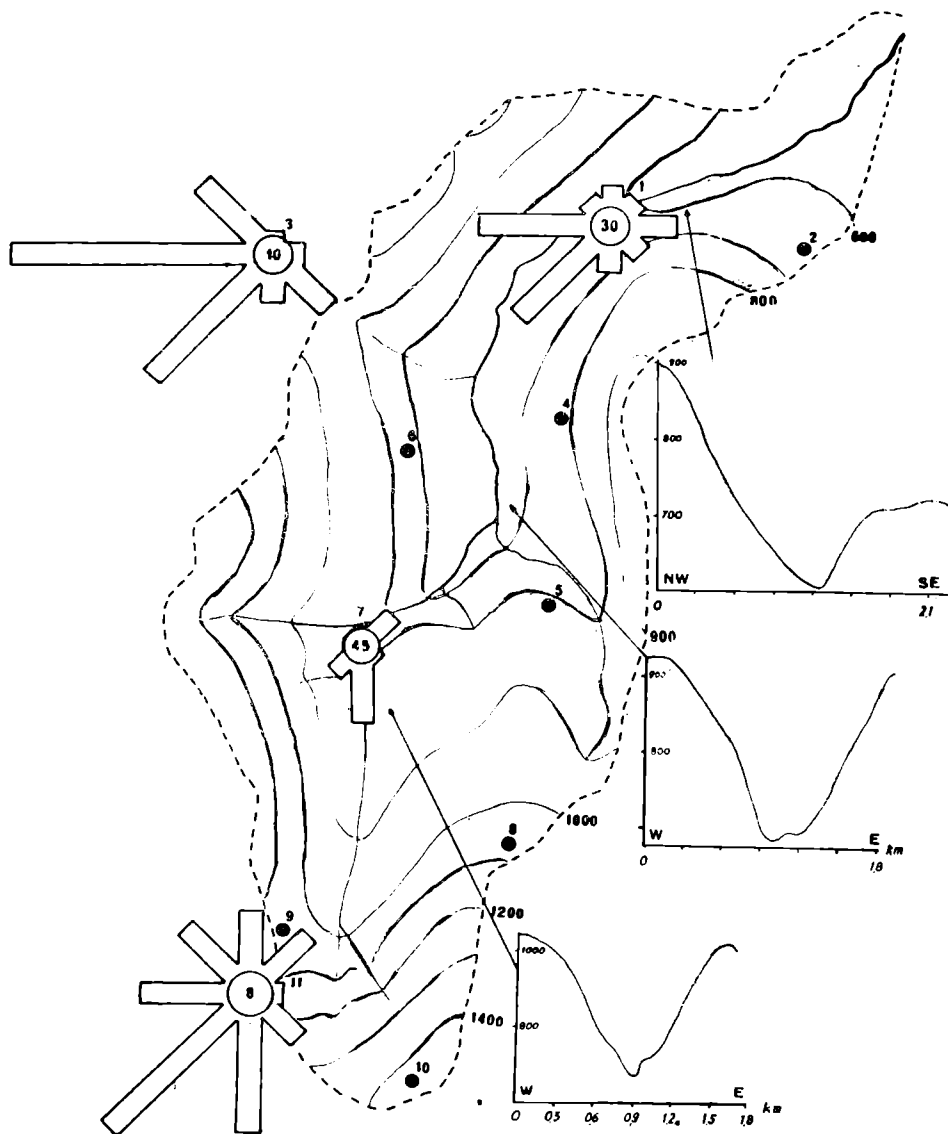
Dolina Kleśnicy jest usytuowana pomiędzy północnym (Zmijowiec—Czarna Góra—Rudka) i północno-wschodnim (Stroma Góra—Porębek—Młynsko) odgałęzieniem masywu Śnieżnika Kłodzkiego (1425 m n.p.m.). Źródła Kleśnicy znajdują się na północno-wschodnim stoku Śnieżnika, na wysokości 1200 m—1300 m n.p.m. Dolinę Kleśnicy można podzielić na trzy odcinki. W odcinku górnym, od źródeł po strefę występowania wapieni (kamieniołom Kletno II), dolina ma przebieg południkowy. Jest bardzo wąska (ryc. 1) i głęboko wcięta (300 m—400 m); poniżej zwęża się i skręca w kierunku NE. Odcinek środkowy jest znacznie szerszy od górnego; połączone doliny Kleśnicy i Czerwonego Potoku tworzą tu rozległą kotlinę. Pomiędzy Młynskiem a Rudką dolina zwęża się i skręca w kierunku NE, tworząc malowniczy odcinek przełomowy. Na jego południowym zboczu znajduje się stacja klimatologiczna w Kletnie (640 m n.p.m.). Poniżej dolina Kleśnicy znacznie rozszerza się, zachowując kierunek

NE. Ujście Kleśnicy do Morawki znajduje się na wysokości 540 m n.p.m.

Warunki naturalne doliny Kleśnicy, zwłaszcza jej głębokie wcięcie, występowanie odcinków przełomowych i zmiany kierunków biegu doliny powodują silne zróżnicowanie mikroklimatu w jej poszczególnych odcinkach. Duży stopień zasłonięcia horyzontu fizycznego dna doliny zmniejsza insolację — najmocniej w górnym odcinku doliny i w jej przewężeniach; nie pozostaje to bez wpływu na lokalne warunki termiczne i wilgotnościowe. Przewężone odcinki doliny utrudniają poziomą wymianę powietrza w dolinie i sprzyjają tworzeniu się zastoisk chłodnego powietrza. Z nimi wiąże się występowanie stanów inwersji temperatury. Czynniki te warunkują czasową i przestrzenną zmienność wielu innych elementów klimatu w dolinie Kleśnicy.

W latach 1973—1975 autorzy prowadzili badania hydrometeorologiczne we wschodniej i północnej części masywu Śnieżnika. Celem ich było określenie warunków klimatycznych oraz zasobów wodnych tego regionu. Dolinie Kleśnicy poświęcono więcej uwagi niż pozostałym częściom badanego regionu. Podyktowały to możliwość i konieczność szybkiego zagospodarowania turystycznego doliny Kleśnicy, a zwłaszcza rejonu Jaskini Niedźwiedziej. Niektóre z wyników tych badań omówimy w pracy. Ograniczymy się tu do charakterystyki tych czynników, które mogą wa-

* Instytut Meteorologii i Gospodarki Wodnej — Oddział Wrocławski, ul. Norwida 21, 50-374 Wrocław



Ryc. 1. Częstość kierunków wiatru w Kletnie, Siennie, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej i na Snieżniku. Lokalizacja stanowisk pomiarowych w dolinie Kleśnicy: 1 — Kletno, 2 — Stodoły, 3 — Sienna, 4 — Młynsko, 5 — Porębek, 6 — Janowa Góra, 7 — Jaskinia, 8 — Stroma Góra, 9 — Zmijowiec, 10 — Snieżnik (szczyt), 11 — Snieżnik (schronisko PTTK). Poprzeczne profile doliny Kleśnicy w odcinku górnym, środkowym i dolnym

Fig. 1. Fréquence des directions du vent à Kletno, à Sienna, dans la région de la grotte Niedźwiedzia et à Snieżnik. Localisation des sites de mesures dans la vallée de Kleśnica:

1 — Kletno, 2 — Stodoły, 3 — Sienna, 4 — Młynsko, 5 — Porębek, 6 — Janowa Góra, 7 — grotte, 8 — Stroma Góra, 9 — Zmijowiec, 10 — Snieżnik (sommets), 11 — Snieżnik (abri de PTTK). Profils transversaux de la vallée de Kleśnica dans sa partie supérieure, centrale et inférieure

runkować intensywność i rozmiary współczesnych procesów morfologicznych oraz tych, które należy uwzględnić w planach zagospodarowania regionu.

Warunki cyrkulacyjne w dolinie Kleśnicy

J. Jenik (1965) stwierdził występowanie w masywie Śnieżnika systemu anemo-orograficznego Czarnej. Jest to system prądów powietrza pojawiający się przy zachodnich i południowo-zachodnich (dominujących w tym regionie) kierunkach makrocyrkulacji, a uwarunkowany prawie równoleżnikowym przebiegiem doliny Wilczki i jej dopływu — Czarnej Wody. Prądy te docierają do szczytowej strefy Śnieżnika, w rejonie przełęczy pomiędzy Śnieżnikiem a Żmijowcem, ale nie dochodzą do doliny Kleśnicy. Warunki naturalne doliny Kleśnicy utrudniają docieranie do jej górnego i środkowego odcinka wiatrów zachodnich i południowo-zachodnich. W mocnogradentowych sytuacjach barycznych te prądy powietrza przepływają ponad doliną wypełnioną zastoiskiem chłodnego powietrza. Jak wykazały badania pilotażowe, pułap takiego zastoiska w górnym odcinku doliny Kleśnicy znajduje się najczęściej na wysokości 200 m—300 m ponad jej dnem. W sytuacjach słabogradentowych możliwe jest docieranie do dna doliny prądów zachodnich i południowo-zachodnich w godzinach południowych; w innych porach doby dolinę wypełnia zastoisko. W tej części doliny stosunkowo często obserwuje się lokalną cyrkulację górsko-dolinową w postaci spływu grawitacyjnego. Te stosunkowo słabe prądy mają ogólny kierunek S i występują w okresie chłodnym (listopad—marzec) zazwyczaj w godzinach 15.00—11.00, natomiast w okresie ciepłym (kwiecień—październik) — 18.00—9.00. Charakteryzują je okresowe zmiany kierunku: wieczorem przeważa SW, rano zaś SE. Prędkości ich są małe (do 2 m/s); najsilniejsze obserwuje się między północą a świtem i wtedy mogą przekraczać 4 m/s. Rzadko obserwuje się wiatry wiejące w górę doliny.

W środkowym odcinku doliny Kleśnicy zastoiska chłodnego powietrza występują znacznie rzadziej niż w odcinku górnym i są one znacznie płytsze (50 m—150 m). Dominują kie-

runki wiatru SW, a stosunkowo duże częstotliwości mają także kierunki NW i SE (ryc. 1). Prędkości wiatru są tu znacznie większe niż w odcinku górnym.

W dolnym odcinku doliny Kleśnicy dominują kierunki wiatru SW i W. Są one zgodne z osią doliny oraz z kierunkami najczęstszych w tym regionie kierunków makrocyrkulacji. W północnej części masywu Śnieżnika stwierdziliśmy występowanie systemu anemo-orograficznego Białej Wody (analogiczny do systemu anemo-orograficznego Czarnej). Jego odgałęzienie spada do doliny Kleśnicy na odcinku Sienna—Kletno. W sytuacjach barycznych mocnogradentowych te prądy osiągają prędkość ponad 20 m/s i mają charakter wiatrów fenowych. Wówczas kontrasty pogodowe pomiędzy górnym odcinkiem doliny (zastoisko chłodnego powietrza) a dolnym (występowanie zjawisk fenowych) są nadzwyczaj ostre.

Dobrym wskaźnikiem osłabienia cyrkulacji w dolinie Kleśnicy jest częstość cisz anemometrycznych ($v < 1$ m/s). W Kletnie występują one z częstością 30%, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej — 45%, w Siennej i na Hali pod Śnieżnikiem nie przekraczają 10% (ryc. 1).

Warunki termiczne

W okresie: styczeń 1973 — grudzień 1975 średnia roczna temperatura w Siennej wynosiła 5,5°C, w Kletnie 6,0°C, zaś średni gradient temperatury pomiędzy tymi stacjami — 0,26°C/100 m, podczas gdy średni spadek temperatury z wysokością w atmosferze wynosi 0,65°C/100 m. Wnioskujemy z tego, że warunki naturalne doliny Kleśnicy (w jej dolnym odcinku) powodują obniżenie średniej rocznej temperatury o około 0,8°C. Warto podkreślić, że analizowany okres był cieplejszy od wieloletniego o około 0,7°C—0,8°C.

Główną przyczyną występowania niższych temperatur w dolinie Kleśnicy są stany stagnacji powietrza i towarzyszące im inwersje temperatury.

W profilu Śnieżnik — Sienna (stok północny, różnica wysokości 388 m) częstość inwersji termicznych jest stosunkowo mała — 6,1%, a w poszczególnych porach doby słabo zróżnicowana (tab. 1). Inwersje te najczę-

Tabela 1
Tableau 1

Inwersje temperatury w profilach hipsometrycznych według częstości i terminów obserwacji (w % obserwacji możliwych)
Inversions de température en profils hypsométriques d'après leur fréquence et termes d'observations (pourcentage des observations possibles)

Profile hipsometryczne (Profils hypsométriques)	Gradient temperatury [1°/100 m] (Gradient de température)	Częstość inwersji mierzona o godzinie (Fréquence de l'inversion mesurée à l'heure)				
		01 ^h	07 ^h	13 ^h	19 ^h	Σ
Śnieżnik (1220 m n.p.m.) — Sienna (832 m n.p.m.) I 1975 — III 1976	1,1°	3,0	2,7	3,3	3,0	3,0
	0,6°—1,0°	1,1	0,3	0,5	0,5	0,6
	0,1°—0,5°	2,5	3,3	1,9	2,2	2,5
	Razem (Au total)	6,6	6,3	5,7	5,7	6,1
Sienna (832 m n.p.m.) — Kletno (640 m n.p.m.) I 1973 — III 1976	1,1°	34,9	19,4	1,5	16,2	18,0
	0,6°—1,0°	3,8	3,2	0,7	7,4	3,7
	0,1°—0,5°	6,6	6,3	1,8	8,5	5,8
	Razem (Au total)	45,3	28,9	4,0	32,3	27,5
Jaskinia I (840 m n.p.m.) — Jaskinia II (790 m n.p.m.) Grotte I — Grotte II VII 1975 — III 1976	1,1°	39,6	25,7	21,1	24,3	27,6
	0,6°—1,0°	11,0	13,2	10,8	20,5	14,5
	0,1°—0,5°	31,1	37,1	32,0	33,9	33,6
	Razem (Au total)	81,8	76,1	69,1	78,8	75,2

ciej występują przy swobodnych fenach (osiadanie powietrza w sytuacjach barycznych wyżowych) oraz przy adwekcjach ciepłych (tab. 2).

W dolinie Kleśnicy, na profilu Sienna — Kletno (różnica wysokości 192 m) inwersje temperatury występują z częstością aż 27,5%, najczęściej w porze wieczornej, nocnej i rannej, natomiast w południe są one sporadyczne (tab. 1). Mogą być wywołane wpływem różnych czynników, w większości przypadków grawitacyjnym spływem chłodnego powietrza wzdłuż doliny oraz różnicami w insolacji zboczy w porach rannej i wieczornej. Stosunkowo dużą częstość (6,2%) mają inwersje spowodowane adwekcjami ciepłymi. W takich sytuacjach na dnie doliny stagnuje stare powietrze autochtoniczne, ciepłe zaś przepływa górą.

Bardzo częste są inwersje temperatury w górnym odcinku doliny Kleśnicy, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej. Ogólna ich częstość w okresie lipiec 1975 — marzec 1976 wynosiła 75,2%; najczęściej występowały w porze nocnej i wieczornej (tab. 1). Główne ich przyczyny to grawitacyjny spływ chłodnego powietrza wzdłuż zboczy i osi doliny oraz różnice w insolacji zboczy.

Na podstawie porównania średnich dobowych temperatur z poszczególnych stanowisk pomiarowych i stacji klimatologicznych IMGW w Kletnie, Siennie i na Hali pod Śnieżnikiem obliczono dla analizowanych punktów średnie roczne temperatury, trwałości okresów z temperaturą w wybranych przedziałach oraz ich daty progowe (tab. 3). Stwierdzono, że prawie w całej dolinie Kleśnicy występuje niższa temperatura; najsil-

niej zaznacza się to w górnym odcinku doliny, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej. Wielkość tych odchyłeń jest wprost proporcjonalna do częstości inwersji (ryc. 2); średnia roczna temperatura jest tu niższa o około 1,2°C w stosunku do średniej hipsometrycznej w tej strefie omawianego regionu. Dłużej trwa tu okres zimowy, krócej wegetacyjny i ciepły. Warunki termiczne rejonu Jaskini Niedźwiedziej są zbliżone do warunków strefy wysokości 950 m—1000 m n.p.m. stoku północnego (tj. usytuowanej o 150 m—200 m wyżej). Dane te odnoszą się do okresu lipiec 1975 — marzec 1976; przypuszczać można, że przedstawione relacje są podobne w każdym roku.

Przeanalizowano zmiany temperatury gruntu na głębokościach 5 cm i 10 cm pomiędzy stacjami: Sienna, Kletno i Bolesławów (600 m n.p.m.). Stwierdzono, że średni gradient temperatury gruntu na głębokości 5 cm pomiędzy Sienną i Bolesławowem wynosi 0,51°C/100 m i jest zbliżony do średniego gradientu temperatury powietrza. W profilu Sienna — Kletno analogiczny gradient ma wartość 0,27°/100 m (tab. 4). Zastoiska chłodnego powietrza oraz inwersje temperatury w dolinie Kleśnicy wpływają na obniżenie temperatury gruntu na głębokości 5 cm. Zjawiska tego nie obserwuje się już na głębokości 10 cm (ryc. 3). W miesiącach zimowych temperatura gruntu w Siennej może być wyższa niż w Kletnie (tab. 4); wpływa na to gruba pokrywa śnieżna, zalegająca w Siennej od listopada do kwietnia, podczas gdy w niżej położonych Bolesławowie i Kletnie często zanika w okresie zimowym.

Na profilu Sienna — Kletno w 142 dniach w ciągu roku zaznacza się inwersja lub izotermia temperatury gruntu na głębokości 5 cm (tab. 5). Obserwuje się je najczęściej w godzinach popołudniowych, są więc opóźnione w stosunku do pory występowania inwersji temperatury powietrza. Zjawisko to należy tłumaczyć północno-wschodnią ekspozycją zbocza, na którym jest usytuowana stacja w Kletnie.

Średnia roczna temperatura gruntu w Kletnie na głębokości 5 cm jest o około 0,6°C niższa od średniej w danej strefie hipsometrycznej (ryc. 3); przypuszcza się, że w rejonie Jaskini Niedźwiedziej odchylenie to wyraża się wartością 0,9°C.

Tabela 2
Tableau 2

Występowanie inwersji temperatury
w dolinie Kleśnicy w profilach
analizowanych w tabeli 1
(w % obserwacji możliwych)
Apparition des inversions de température
dans la vallée de Kleśnica en profils
analysés dans le tableau 1
(pourcentage des observations possibles)

Rodzaj inwersji (Genre de l'inversion)	Profil (Profil)		
	Śnieżnik—Sienna	Sienna—Kletno	Jaskinia I — Jaskinia II Grotte I — Grotte II
Radiacyjne (Radiatives)	0,3	0,8	1,3
Adwekcyjna i fenowa (Advectives et de foehns)	1,9	6,2	12,5
Swobodne feny (Des foehns libres)	3,7	4,2	.
Spływ grawitacyjny (Confluent de gravitation)	.	8,7	38,2
Inne: (Autres)	0,2	7,6	23,2
różnice w insolacji (différence en l'insolation)	.	7,6	14,8
straty ciepła na ablację (pertes de chaleur sur l'ablation)	.	.	8,4
Razem (Au total)	6,1	27,5	75,2

Tabela 3

Tableau 3

Srednie roczne temperatury, daty progowe oraz trwałości okresów z temperaturą w wybranych przedziałach dla analizowanych stacji i stanowisk pomiarowych
 Températures moyennes annuelles, dates de seuil et durabilité des périodes avec la température dans des intervalles choisis pour les stations analysées et sites de mesures

Stacja (Station)	H [m n.p.m.] H [m d'altitude]	T [°C]	T ₁ ≤ 0°			T ₁ ≥ 5°			T ₁ ≥ 10°		
			od (de)	do (à)	N	od (de)	do (à)	N	od (de)	do (à)	N
Śnieżnik	1220	2,6	4 XI	8 IV	155	7 V	2 X	148	28 VI	19 VIII	52
Zmijowiec	1110	3,3	7 XI	2 IV	146	30 IV	7 X	156	13 VI	31 VIII	78
Jaskinia I (Grotte I)	840	4,3	14 XI	24 III	130	26 IV	14 X	171	3 VI	6 IX	95
Sienna	832	4,7	15 XI	22 III	127	24 IV	16 X	175	29 V	11 IX	105
Jaskinia II (Grotte II)	790	4,1	12 XI	26 III	134	28 IV	13 X	168	6 VI	4 IX	90
Kletno	640	5,1	22 XI	17 III	115	22 IV	19 X	180	24 V	11 IX	110

Tabela 4

Tableau 4

Roczny przebieg gradientów temperatury gruntu, mierzonej na głębokości 5 cm, w profilach hipsometrycznych Sienna—Kletno i Sienna—Bolesławów w latach 1973—1975
 Déroulement annuel des gradients de température du sol, mesurée à la profondeur de 5 cm, en profils hypsométriques Sienna—Kletno et Sienna—Bolesławów dans les années 1973—1975

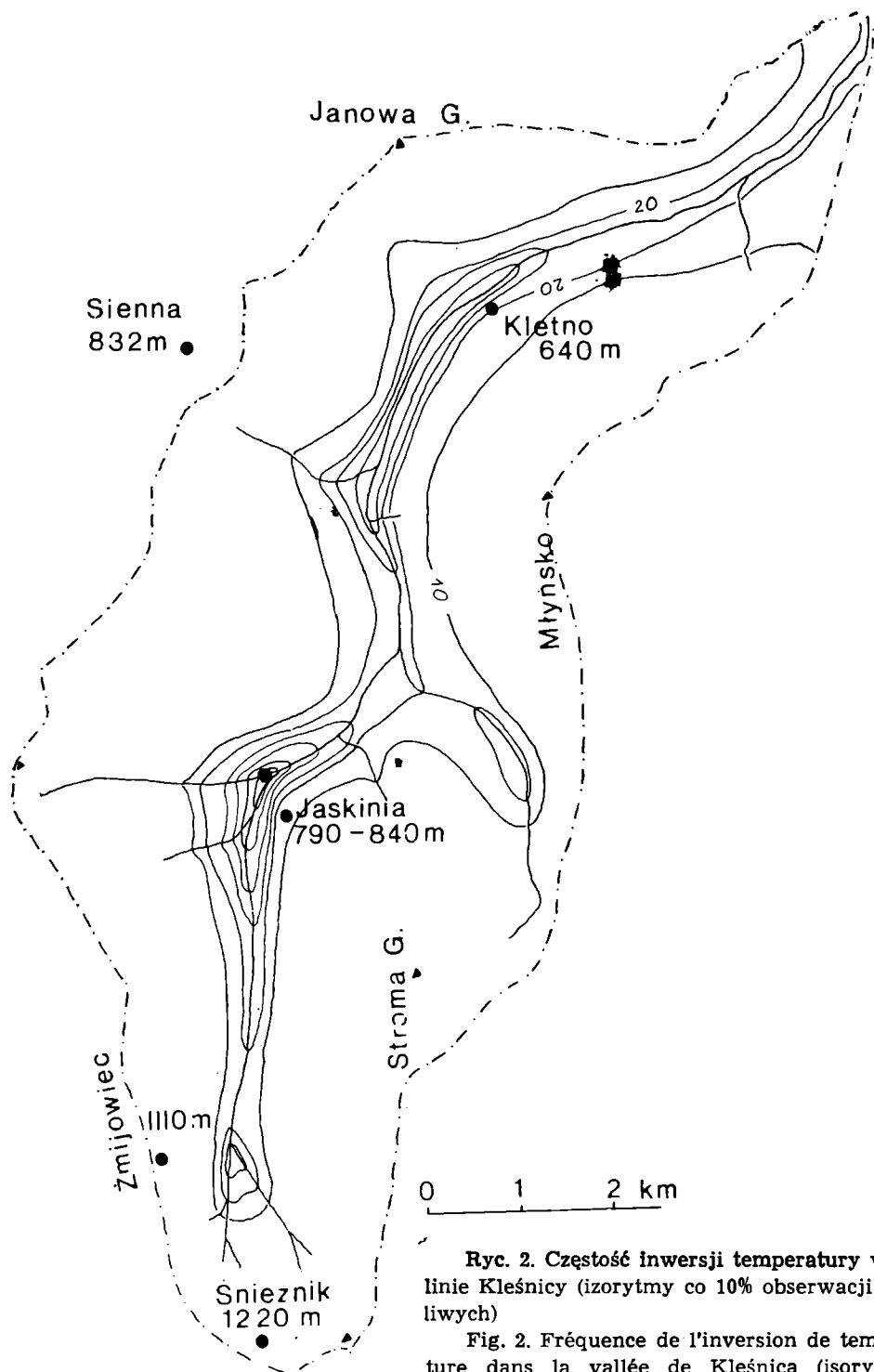
Profil (Profil)	Miesiąc (Mois)												Rok (An)
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	
Sienna— Kletno	-0,6	-0,7	-0,5	-0,2	-0,3	-0,3	-0,2	-0,3	-0,3	+0,3	0,0	-0,1	-0,27
Sienna— Bolesławów	-0,8	-1,1	-1,0	-0,7	-0,4	-0,5	-0,5	-0,5	-0,2	+0,3	-0,3	-0,6	-0,51

Stosunki opadowe w dolinie Kleśnicy

Srednie roczne sumy opadów zmierzonych w wybranych stacjach tego regionu przedstawiono w tab. 6. Porównano sumy opadów z różnych okresów; dane z Kletna (1969—1975) i Siennej (1973—1975) na podstawie ogólnie przyjętych metod (Schmuck, 1969) sprowadzono do wielkości, jaką miałyby w

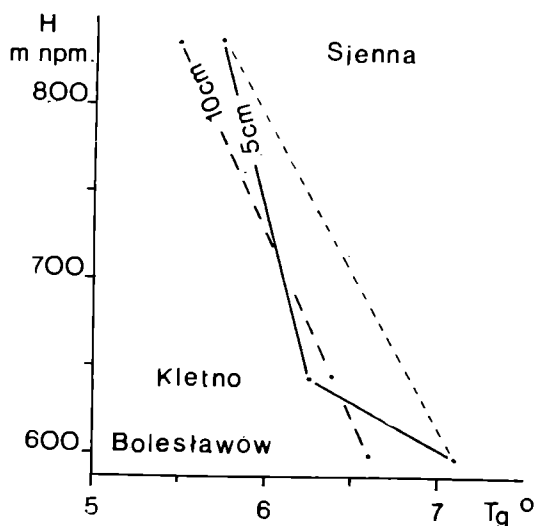
dziesięcioleciu standardowym. Według M. Hessa (1965) wartości średnie z różnych wieloleci można uznać za porównywalne, gdyż ich zmiany w poszczególnych dziesięcioleciach są niewielkie.

Opady w masywie Śnieżnika są niższe niż w innych regionach Sudetów (Schmuck, 1967); uwagę zwracają stosunkowo duże sumy opadów w Kletnie. Są one spowodowane



Ryc. 2. Częstość inwersji temperatury w dolinie Kleśnicy (izorytmy co 10% obserwacji możliwych)

Fig. 2. Fréquence de l'inversion de température dans la vallée de Kleśnica (isorythmes à 10% des observations possibles)

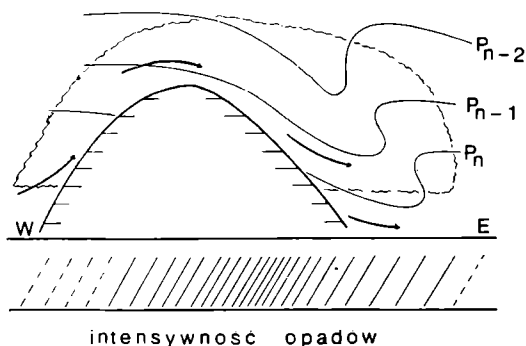


Ryc. 3. Zmienność średnich rocznych temperatur gruntu 5 cm i 10 cm w profilu: Sienna—Kletno—Bolesławów

Fig. 3. Variabilité des températures moyennes annuelles du sol à 5 cm et à 10 cm de profondeur: Sienna—Kletno—Bolesławów

orograficzną deformacją pola opadów, jaka występuje w masywie Śnieżnika przy cyrkulacji zachodniej; jej mechanizm wyjaśniają ryc. 4 i 5. Przy transfluencjach wilgotnego powietrza przez barierę górską powstają na jej zawietrznych stokach chmury orograficzno-opadowe. Stacjonarne zawirowanie (przystokowa bruzda baryczna), powstające w ta-

kich sytuacjach na zawietrznej stronie bariery (Kwiatkowski, 1975), powoduje przeciągnięcie chmury na stronę zawietrzną. Tam występują najistotniejsze opady. W północnej części masywu Śnieżnika przy cyrkulacji zachodniej lub południowo-zachodniej przystokowa bruzda występuje nie na zawietrznych stokach Zmijowca, lecz znacznie dalej w kierunku wschodnim, na zawietrznych stokach Młyńska. Cała dolina Kleśnicy jest wtedy w strefie intensywnych opadów.



Ryc. 4. Orograficzna deformacja pola opadów; przystokowa bruzda baryczna wymusza przemieszczenie się strefy największych opadów na zawietrzną stronę bariery górskiej. P_n-P_{n-2} — powierzchnie izobaryczne

Fig. 4. Déformation orographique du champ de précipitations: rainure de versant force le déplacement de la zone de précipitations. P_n-P_{n-2} — surfaces isobares

Tabela 5
Tableau 5

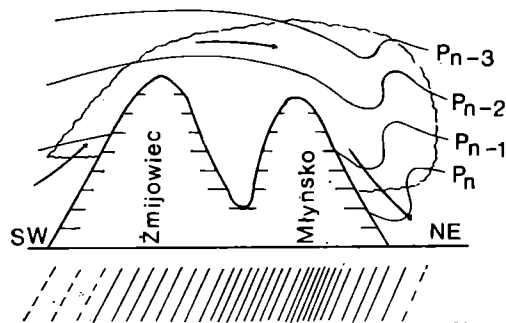
Występowanie inwersji i izotermii temperatury gruntu, mierzonej na głębokości 5 cm, w profilu hipsometrycznym Sienna—Kletno według terminów obserwacyjnych w latach 1973—1975 (w liczbie przypadków)

Apparition des inversions et des isothermes de température du sol, mesurée à la profondeur de 5 cm, en profils hypsométriques Sienna—Kletno, d'après les termes d'observations dans les années 1973—1975 (en nombre des jours)

Termin obserwacyjny (Terme d'observation)	Miesiąc (Mois)												Rok (An)
	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV	
07 ^h	4	.	.	1	17	7	3	2	4	24	18	16	96
13 ^h	1	1	11	15	11	10	9	2	1	25	19	22	127
19 ^h	1	.	.	5	2	3	6	3	6	25	13	7	71

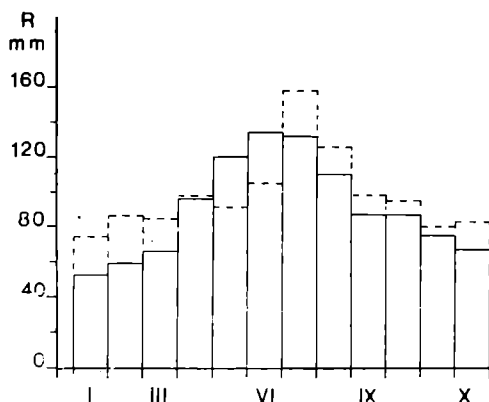
Roczny przebieg opadów w Kletnie i na Śnieżniku Kłodzkim przedstawiono na ryc. 6; największe opady występują w miesiącach letnich — czerwcu i lipcu, najmniejsze zaś w styczniu i lutym. Uwagę zwracają podwyższone sumy opadów miesiące jesiennych; jest to cecha charakterystyczna regionów górskich środkowej Europy (H e s s, 1965; S c h m u c k, 1969). Liczba dni w ciągu roku z opadem $R \geq 0,0$ mm w Kletnie wynosi 195, natomiast na Śnieżniku — 218. Jest to znacznie mniej niż w innych regionach Sudetów (S c h m u c k, 1969); dla przykładu, w zachodnich Karkonoszach, w Jakuszycach (860 m n.p.m.) notuje się średnio 245 dni rocznie z opadem $R \geq 0,0$ mm (K w i a t k o w s k i, 1976). Stosunkowo duża jest w Kletnie częstość opadów $R \geq 10,0$ mm i $R \geq 20,0$ mm (tab. 7). Mała częstość dni z opadem oraz duża częstość wysokich opadów świadczą o przewadze w tym regionie opadów konwekcyjnych, co jest zjawiskiem korzystnym z punktu widzenia rozwoju rekreacji (H ä u f l e r, 1955). Prawie 70% opadów $R \geq 10,0$ mm notuje się w sezonie ciepłym (kwiecień — październik), mają więc one istotne znaczenie dla współczesnych procesów morfologicznych.

Sumy opadów rzeczywistych (docierających do powierzchni gruntu) są większe od zmierzonych o około 10% w Kletnie i około 30% na stokach Śnieżnika. Ich przestrzenny rozkład w dolinie Kleśnicy przedstawiono na



Ryc. 5. Orograficzna deformacja pola opadów w północnej części masywu Śnieżnika (rejon doliny Kleśnicy)

Fig. 5. Déformation orographique du champ de précipitations dans le nord du massif de Śnieżnik (zone de la vallée de Kleśnica)



Ryc. 6. Średni roczny przebieg opadów w Kletnie (linie ciągłe) i na Śnieżniku Kłodzkim (linie przerywane)

Fig. 6. Moyenne annuelle des précipitations à Kletno (lignes continues) et à Śnieżnik (en tireté)

ryc. 7. Wykazują one ścisły związek z hipsometrią: zmieniają się od około 1100 mm rocznie w dolnej części doliny do około 1600 mm w szczytowej strefie Śnieżnika.

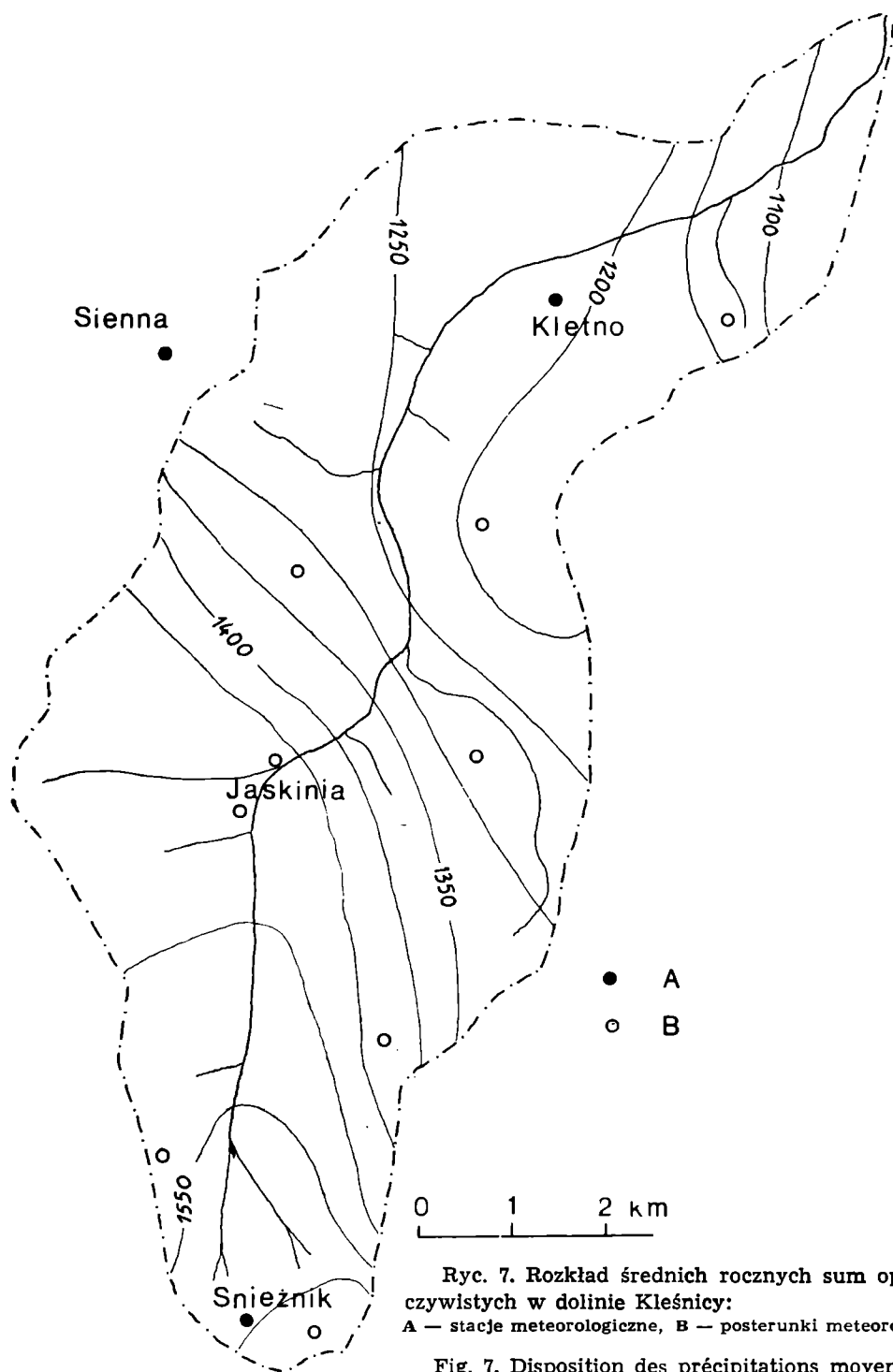
Tabela 6
Tableau 6

Średnie roczne sumy opadów
w wybranych stacjach omawianego regionu

Précipitations moyennes dans les
stations choisies de région en
question

Stacja (Station)	Wysokość [m n.p.m.] Altitude en mètres)	Roczna suma opadu [mm] (Précipitations annuelles)	Lata (Période)
Pradziad	1490	1245	1961—1970
Śnieżnik	1220	1182	1891—1930
Sienna	832	1074*	1973—1975
Kletno	640	1039*	1969—1975
Lądek- -Zdrój	460	857	1891—1930

* Wartości przeliczone na okres 10-letni. (Valeurs calculées à 10 ans)



Ryc. 7. Rozkład średnich rocznych sum opadów rzeczywistych w dolinie Kleśnicy:

A — stacje meteorologiczne, B — posterunki meteorologiczne

Fig. 7. Disposition des précipitations moyennes annuelles réelles dans la vallée de Kleśnica:

A — stations météorologiques, B — postes météorologiques

Dodatkowy przychód wody w postaci osadów mglianych jest tutaj stosunkowo niewielki. W dolnej i środkowej części doliny wynosi 10%—15% zmierzonych sum opadów, w części górnej 15%—20%, a tylko na stokach Śnieżnika i eksponowanych na zachodnie kierunki wiatru stokach Stromej Góry przekracza 30%. Średni dla całej doliny Kleśnicy wskaźnik przychodu wody z osadów wynosi 13% zmierzonych sum opadów (tab. 8).

Tabela 7
Tableau 7

Częstość opadów w Kletnie
Fréquence des précipitations à Kletno

Klasa opadu (Classe de la précipitation)	Liczba dni w roku (Nombre des jours dans l'année)
0,0 mm	195
1,0 mm	141
5,0 mm	60
10,0 mm	29
≥ 20,0 mm	14

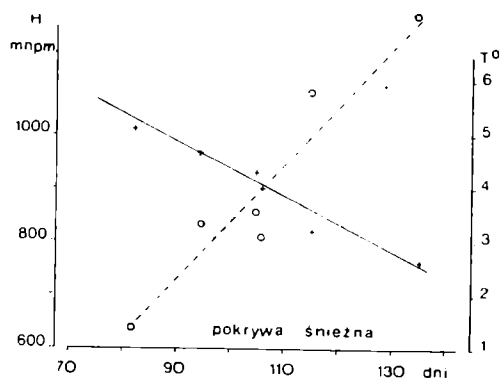
Tabela 8
Tableau 8

Wskaźniki opadu dla zlewni Kleśnicy
Indices de la précipitation pour le bassin d'alimentation de Kleśnica

Rodzaj wskaźnika (Genre de l'indice)	Wielkość (Valeur)	
	[mm]	[%]
Wskaźnik opadu zmierzonego R_1 (Indice de la précipitation mesurée R_1)	1103	100
Wskaźnik opadu rzeczywistego R_0 (Indice de la précipitation réelle R_0)	1335	121
Wskaźnik interpretacji I (Indice d'interprétation I)	400	36
Wskaźnik przychodu wody z osadów N (Indice du profit de l'eau et des dépôts N)	143	13
$R_0 + N - I$	1138	103

Warunki śniegowe

Pokrywa śnieżna w poszczególnych odcinkach doliny Kleśnicy jest silnie zróżnicowana pod względem jej wysokości, początku i końca zalegania oraz trwałości. Najwcześniej, tj. w połowie października, pojawia się w szczytowej strefie Śnieżnika, w końcu października pokrywa stoki Żmijowca i Stromej Góry, w połowie listopada pojawia się w górnym odcinku doliny Kleśnicy, a z początkiem grudnia — w odcinku dolnym. Specyficzne warunki termiczne i cyrkulacyjne (częste i długotrwałe zastoiska chłodu) sprzyjają długotrwałemu zaleganiu pokrywy śnieżnej w górnym i środkowym odcinku doliny. Częste w Sudetach, w miesiącach jesiennych oraz w grudniu i styczniu, odwilże nie zawsze tu docierają, stąd mała zmienność czasowa wysokości pokrywy śnieżnej. Dodatkowy przychód śniegu otrzymują zachodnie zbocza doliny, dokąd jest przewiewany z częściowo wylesionego grzbiету Żmijowca. Maksymalne grubości pokrywy śnieżnej (100 cm—150 cm) są tu niewiele mniejsze niż w szczytowej strefie Śnieżnika, a okres ich występowania jest bardzo wydłużony (marzec — kwiecień).



Ryc. 8. Zależność trwałości pokrywy śnieżnej w dolinie Kleśnicy (w liczbie dni) od średnich rocznych temperatur (linia ciągła) i wysokości nad poziom morza (linia przerywana)

Fig. 8. Durée de la couverture neigeuse dans la vallée de Kleśnica (en nombre des jours) en fonction des températures moyennes annuelles (lignes continues) et de l'altitude (en tireté)

W odcinku dolnym, gdzie zastoiska chłodu są mniej częste i mniej trwałe, pokrywa śnieżna zalega znacznie krócej (ryc. 8) i z przerwami. Destrukcyjnie oddziałują na nie zjawiska i procesy fenowe. Największe grubości pokrywy śnieżnej mogą tu wystąpić w każdym miesiącu, najczęściej w styczniu i lutym (średnio do 50 cm).

Zanik pokrywy śnieżnej obserwuje się najwcześniej w odcinku dolnym w początkach marca. W odcinku środkowym jest on opóźniony w stosunku do dolnego o około 6 dni, natomiast w górnym od 8—10 dni, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej do 30 dni. Najszybciej zanika pokrywa śnieżna na nasłonecznionym stoku Stromej Góry, najpóźniej zaś na stokach Żmijowca i Śnieżnika. W lesie płaty śniegu utrzymują się do połowy maja, a na stoku Śnieżnika nawet do połowy czerwca. Powolna i długotrwała ablacja przez pobór dużych ilości ciepła wyraźnie obniża temperaturę wiosennych miesięcy w dolinie Kleśnicy; przyczynia się także do długotrwałego utrzymywania się podwyższonych stanów wody w Kleśnicy.

Trwałość pokrywy śnieżnej w dolinie Kleśnicy wykazuje wyraźniejszą zależność od średniej rocznej temperatury (Hess, 1965) niż od wysokości nad poziom morza (ryc. 8). Dolina Kleśnicy jest jedynym rejonem w masywie Śnieżnika Kłodzkiego, gdzie jeszcze na wysokości 750 m n.p.m. trwała pokrywa śnieżna utrzymuje się przez 100 dni w roku.

Zakończenie

Mezoklimat doliny Kleśnicy odznacza się:

- 1) bardzo osłabioną cyrkulacją lokalną,
- 2) przeciętnie niższą temperaturą,
- 3) stosunkowo dużym przychodem wody z atmosfery,
- 4) długotrwałym zaleganiem pokrywy śnieżnej.

Czynniki te są silnie zróżnicowane w poszczególnych odcinkach biegu doliny; najmocniej zaznacza się to w odcinku górnym, w rejonie Jaskini Niedźwiedziej.

LITERATURA

- Häufler, V., 1955: Horské oblasti v Československu a jejich využití, Českosl. Ak. Ved., Praha.
- Hess, M., 1965: Piętra klimatyczne w polskich Karpatach Zachodnich, Zeszyty naukowe Uniwersytetu Jagiellońskiego, 115, Kraków.
- Jeník, J., 1965: Alpínská vegetace Karkonosů, Kralického Sněžníku a Hrubého Jeřeniku, Praha.
- Kwiatkowski, J., 1975: Zjawiska fenowe na północnych stokach Karkonoszy i w Kotlinie Jeleniogórskiej, Archiwum Instytutu Meteorologii i Gospodarki Wodnej (maszynopis), Warszawa.
- Kwiatkowski, J., 1976: Problem wielkości opadów rzeczywistych w zachodnich Sudetach (w druku).
- Schmuck, A., 1967: Klimat Sudetów, Problemy zagospodarowania ziem górskich PAN, 18, 5, Kraków.
- Schmuck, A., 1969: Klimatologia i meteorologia dla WSR, PAN, Warszawa.

ON THE MESO- AND MICROCLIMATE OF KLEŚNICA
VALLEY IN THE VICINITY OF THE BEAR-CAVE (JASKINIA
NIEDŹWIEDZIA, IN THE ŚNIEŹNIK KŁODZKI MASSIF)

S u m m a r y

The climatic conditions of the Kleśnica Valley are characterized with emphasis of its upper part, where the Bear-Cave is situated. Since this part of the Kleśnica Valley belongs to the calm zone of the Żmijowiec crest (north-west part of the Śnieżnik massif) and runs in the direction nearly perpendicular to the most probable air advections (south-west and west) — as well as owing to the topographic conditions (deep incision of the valley, occurrence of gorges) — the vicinity of the Bear-Cave is affected by the following climatic factors: weak circulation in the valley; frequent air stagnation in the valley; formation of intensive air-temperature inversions and long-term stagnation of cold air; decreased temperature of air and soil.

It was found that with the air advections from west and south-west an orographic deformation of the precipitation zone takes place, which contributes to the local increase both in the volume and the frequency of precipitation. The snow cover is relatively thick and remains rather a long time; the ablation period is extended.

The factors mentioned may also intensify the contemporary morphological processes in the Bear-Cave region, and first of all that of the chemical denudation.

Translated by Janina Kosińska

Jan Kwiatkowski, Ryszard Stopka, Zofia Szczepańska

REMARQUES SUR LE MÉSO- ET MICRO-CLIMAT DE LA
VALLÉE DE KLEŚNICA DANS LE VOISINAGE DE LA GROTT
„NIEDŹWIEDZIA” (MASSIF DE ŚNIEŹNIK KŁODZKI)

R é s u m é

Dans cette étude on discute les caractères fondamentaux du climat de la vallée de Kleśnica, en tenant particulièrement compte de la zone supérieure où est situé la grotte „Niedźwiedzia” (de l'Ours).

L'emplacement de la zone supérieure de la vallée de Kleśnica, abritée du vent par la crête de Żmijowiec (embranchement du nord-ouest de Śnieżnik Kłodzki), son trajet presque perpendiculaire aux directions les plus fréquentes de l'advection d'air dans cette région (sud-ouest et ouest), et les conditions topographiques (vallée profondément encaissée, zone de raiile) ont des conséquences climatiques.

Les plus importantes sont:

- faible circulation de l'air dans la vallée;
- fréquents états de stagnation de l'air dans la vallée, inversions importantes de la température de l'air et stagnation de l'air froid de longue durée;
- diminution de la température de l'air et du sol.

Dans cette région on a constaté l'apparition d'une déformation orographique du champ de précipitations du côté des advections d'air provenant de l'ouest et sud-ouest; il en résulte une augmentation locale des précipitations et de leur fréquence. Dans la zone supérieure de la vallée de Kleśnica la couverture neigeuse est caractérisée par une épaisseur relativement grande et une longue durée; la fonte nivale s'étend sur une période assez longue.

Les facteurs cités peuvent intensifier les processus morphologiques récents dans la région de la grotte „Niedźwiedzia” et surtout ceux de la dénudation chimique.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

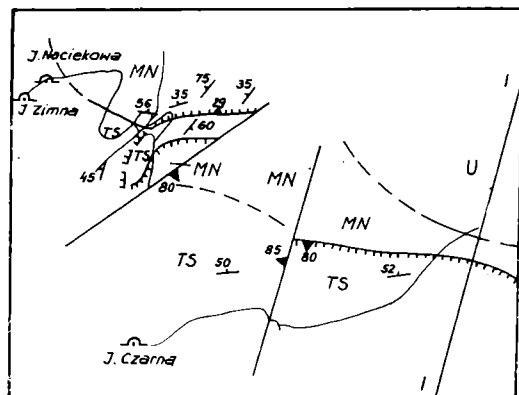
Nowe elementy strukturalne jednostki Organów między Doliną Kościeliską i Doliną Miętusią

Treść: Praca przedstawia wyniki badań geologicznych wykonanych w największych jaskiniach Tatr Zachodnich. Zestawienie danych geologicznych na mapach strukturalnych (ryc. 1 i 2) pozwoliło na odtworzenie rzeczywistej struktury geologicznej (ryc. 3B i 4B), znacznie odbiegającej od dotychczas przyjmowanych poglądów, które obrazują ryc. 3A i 4A.

Materiał do niniejszej pracy został zebrany w czasie terenowych badań prowadzonych w jaskiniach tatrzańskich w latach 1974 i 1975. Badaniami objęte były jaskinie Doliny Miętusiej (Miętusia i Miętusia Wyżnia) oraz Doliny Kościeliskiej (Zimna, Czarna i Naciekowa). Dokładne zlokalizowanie poczynionych obserwacji geologicznych pozwo-

liło na zestawienie nowych danych na mapach strukturalnych (ryc. 1 i 2). Jako płaszczyznę map wybrano płaszczyznę poziomicy 1200 m n.p.m. ze względu na fakt, iż najrozleglej rozwinięte piętra Jaskiń Zimnej i Miętusiej (łącznie około 9 km korytarzy) oscylują około tej wysokości. Dane z Jaskini Czarnej zostały sprowadzone do tego poziomu, a także wraz z obserwacjami z Jaskini Miętusiej Wyżniej posłużyły do sporządzenia przekrojów geologicznych.

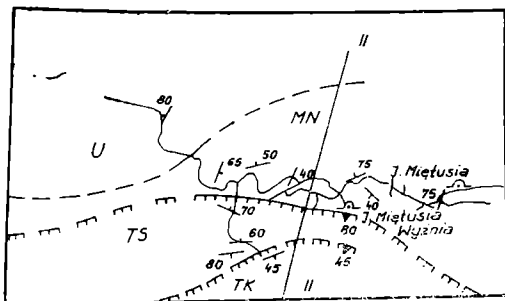
Stratygrafia i tektonika Organów zajmuje poczesne miejsce w publikacjach traktujących o budowie geologicznej fałdu Czerwonych Wierchów. Najpełniej budowa ta jest



Ryc. 1. Mapa strukturalna Organów na powierzchni 1200 m n.p.m.; skala 1:10 000: TS — trias środkowy, MN — malmoneokom, U — urgon

Fig. 1. Carte structurale des Organy au niveau de 1200 m; échelle 1:10 000:

TS — trias central, MN — Malmoneocom, U — Urgone



Ryc. 2. Mapa strukturalna okolic Sikawki i Gładkiego Uplazańskiego na powierzchni 1200 m n.p.m.; skala 1:10 000:

TK — trias dolny, TS — trias środkowy, MN — malmoneokom, U — urgon

Fig. 2. Carte structurale de la région de Sikawka et de Gładkie Uplazańskie au niveau de 1200 m; échelle 1:10 000:

TK — Trias Inférieur, TS — Trias central, MN — Malmoneocom, U — Urgone

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

przedstawiona w pracach Z. Kotańskiego (1959, 1961, 1963), M. Szulczewskiego (1963) i M. Bac, K. Grochockiej (1965).

Stratygrafia

Dolny trias jest reprezentowany przez utwory kampilu. Niższe ogniwo stratygraficzne — utwory seisu nie są znane z fałdu Czerwonych Wierchów, ponieważ odkłucie fałdu nastąpiło w obrębie plastycznych warstw kampilu (Kotański, 1961).

Kampilu dolnego nie stwierdzono na opisywanym obszarze, natomiast dobrze jest tam rozwinięty kampil górny, osiągający w Wyżniej Świstówce miąższość do 135 m. Są to warstwy myophoriowe i dolomity nadmyophoriowe, składające się z naprzemianległych czarnych wapieni, szarych dolomitów i czarnych, czerwonych i zielonych łupków. Łupki czerwone i zielone pojawiają się w górnych częściach warstw myophoriowych (Grochocka, 1963). Dolomity nadmyophoriowe występują na opisywanym terenie tylko w Organach i są reprezentowane przez naprzemianległe szare i czarne wapienie, czerwone i zielone łupki, grubopłytkowe dolomity i brekcje śródwarstwowe (Bac, Grochocka, 1965).

Trias środkowy, charakteryzujący się dużą miąższością, stanowi ponad połowę całkowitej miąższości utworów fałdu Czerwonych Wierchów. Tworzą go zasadniczo tylko utwory anizyku, jednak możliwe jest, iż najwyższe ogniwa tego kompleksu należą już do lądynu, co sugeruje zarówno Z. Kotański (1959, 1961), jak i M. Bac i K. Grochocka (1965).

Anizyk najpełniej rozwinięty jest w Organach, gdzie wykazuje charakterystyczną trójdzielność. Dolny anizyk, zaczynający się brekcją podstawową, jest wykształcony jako szare wapienie i dolomity cukrowate. K. Grochocka (1963) opisuje występujące w Wyżniej Świstówce trzy poziomy dolomitów z tego kompleksu o znacznej miąższości. Dolny poziom, zaczynający profil anizyku, ma miąższość około 40 m, środkowy 38 m, a trzeci, zamykający ten kompleks, ma grubość 15 m. Na wapieniach i dolomitach cukrowatych leży, liczący 100 m — 230 m miąższości, kompleks wapieni robaczkowych i żółto wietrzejących dolomitów

płytkowych z przewarstwieniami czerwonych łupków. Na całym opisywanym obszarze, na kompleksie wapieni robaczkowych transgredują utwory doggeru. Jedynie w Organach występuje górny anizyk, reprezentowany przez kompleks szarych, przeważnie organodetrytycznych wapieni o miąższości 140 m z diploporami i ooidami (Bac, Grochocka, 1965). W spągu tego kompleksu występuje jedyna wśród wapieni wkładka dolomitów o miąższości 4 m.

Jura środkowa o łącznej miąższości nie przekraczającej 15 m występuje na prawie całym terenie, transgredując na triasie środkowym.

Bajos wykształcony jest w postaci szarych i różowych wapieni krynoidowych o średniej miąższości około 4 m. Leżą one na zrównanej powierzchni skał anizyjskich, wnikając w nie do głębokości 15 m żyłami klastycznymi (Rabowski, 1959; Bac, Grochocka, 1965), w Małej Świstówce leżą odosobnionymi płatami do 1,5 m miąższymi (Szulczewski, 1963). Dalej na wschód cienieją do 0,25 m (Kostiukow, 1963), a następnie grubość utworów bajosu wzrasta, by w progu Wyżniej Świstówki osiągnąć maksymalną miąższość 10 m (Grochocka, 1963).

Baton ma na ogół nieznaczną miąższość, rzadko przekraczającą 40 cm. Są to czerwone lub zielonkawe wapienie z licznymi amonitami. Często występują tu stromatolity (Szulczewski, 1963). Jeśli nie ma utworów bajosu, baton leży na utworach anizyku.

Wyżej występują utwory keloweju, które — jak wynika z opracowań K. Grochockiej (1963) i M. Szulczewskiego (1963) — są dość rozpowszechnione na omawianym terenie. Są to szare, różowe i zielonkawe wapienie faliste i bulaste z glaukonitem; ich miąższość osiąga 2 m — 10 m.

Malmo-neokom tworzy seria wapieni jasnych, różowych i jasnoszarych o łącznej miąższości dochodzącej do 120 m. Poszczególne piętra są trudne do wydzielenia na podstawie cech makroskopowych (Szulczewski, 1963). Z pewnym przybliżeniem można tu zaliczyć jasne (prawie białe, przechodzące wyżej w szare) wapienie do oksfordu, a różowe wapienie bulaste do tytoniu (Bac, Grochocka, 1965). Neokom

stanowi seria monotonicznie wykształconych szarych, zbitych wapieni.

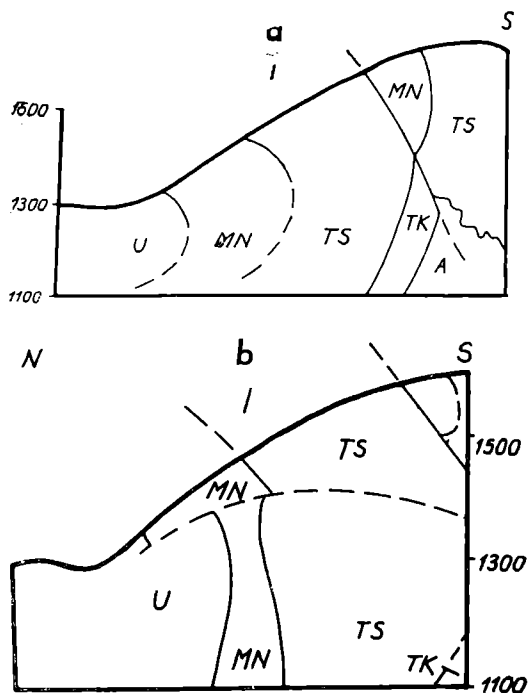
W sposób ciągły z utworami neokomu łączą się wapienie urgonu. Są to jasnoszare i białe, organodetrytyczne wapienie z orbitolinami, koralami i rudystami. Miąższość ich dochodzi do 50 m; występują na całym terenie.

Alb stanowi przestrzenne ograniczenie fałdu Czerwonych Wierchów od północy. Tworzą go głównie szare margle, w których spągu występują wapienie glaukonitowe z liczną fauną (Passendorfer, 1930) i łupki zielone. Miąższość albu wynosi około 120 m (Kotłowski, 1961). Margle albu stanowią nieprzepuszczalną przeszkodę dla wód krążących w obrębie wapieni i w związku z tym odgrywają istotną rolę w hydrografii kraśowej.

Tektonika

Budowa geologiczna jednostki Organów na badanym obszarze była interpretowana jako synklina, podniesiona dwoma uskokiemi na wschodzie, tak że dobrze wykształcony skręt synkinalny (ryc. 3A) występuje tylko w postaci „nartowego” podgięcia (ryc. 4A). Kontakty między poszczególnymi ogniwami są normalne, jedynie miejscami obserwowane są niewielkie zluźnienia (Bac, Grochowska, 1965; Szulczewski, 1963).

Podczas kartowania wspomnianych jaskiń uzyskano nowe dane dotyczące charakteru i przestrzennego przebiegu niektórych kontaktów pomiędzy poszczególnymi ogniwami litostratygraficznymi. W nielicznych przypadkach możliwe było obserwowanie wewnętrznej budowy tych ogniw. Kontakt między kamplem a anizykiem widoczny jest na powierzchni jedynie wzdłuż Żlebu nad Pisaną (Bac, Grochowska, 1965). Kampil odsłania się tam w postaci niewielkich płyt zachowanych między albem Pisaną a anizykiem jednostki Organów. Jest to jedno z dwóch znanych dotychczas miejsc występowania utworów kampilu w jednostce Organów, drugim jest wschodnie zbocze Kopy Konradzkiej (Grochowska, 1963). Nowym stanowiskiem utworów kampilu jest odsłonięcie kontaktu czerwonych i zielonych łupków z przewarstwieniami czarnych wapieni i dolomitów z brekcją podstawową anizyku na wysokości 1230 m n.p.m. w Kory-



Ryc. 3. Przekrój geologiczny przez zbocze Wystranek (A — alb; pozostałe oznaczenia jak na ryc. 2):

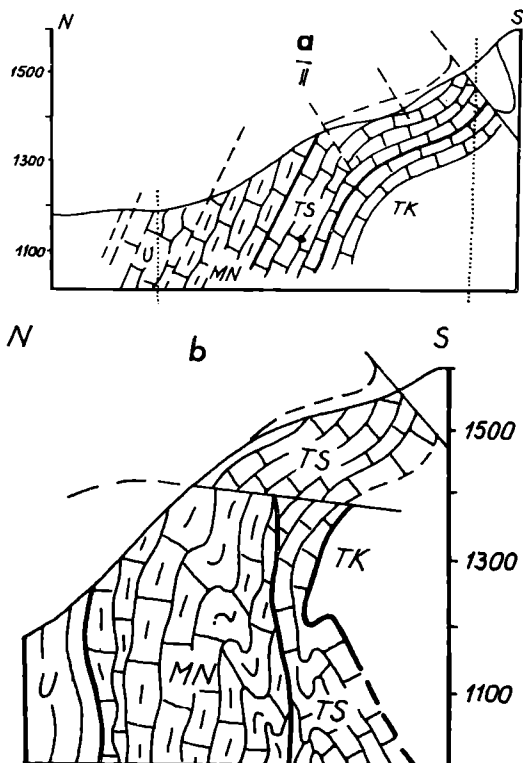
a — według M. Bac, K. Grochowskiej (1965),
b — według autora

Fig. 3. Coupe géologique du versant Wystranek (A — Albien; les autres signes comme sur la fig. 2):

a — selon M. Bac et K. Grochowska (1965),
b — selon l'auteur

tarzu Szturmgrupy w Jaskini Miętusiej (ryc. 2). Utwory kampilu i anizyku zapadają ku SE pod kątem 45° . Kontakt ten jest zluźniony tektonicznie, zluźnienie to wydaje się być efektem współczesnych ruchów tektonicznych, gdyż towarzyszą mu zawałiska. Dalej ku północy obserwuje się fałdowe zaburzenia warstw anizyku — wapieni cukrowatych i robaczkowych, upady wzrastają do 80° S, a następnie obserwuje się zapadanie tych samych warstw ku N i NE pod kątem 60° — 70° (ryc. 2 i 4B).

Kontakt triasu środkowego z doggerem i malmo-neokomem jest widoczny we wszystkich opracowanych jaskiniach. Z reguły jest to kontakt tektoniczny. W Jaskini Miętusiej Wyżniej, w korytarzu położonym na wysokości około 1400 m (1415 m — 1395 m),



Ryc. 4. Przekrój geologiczny na linii Mała Świstówka — Wantule (oznaczenia jak na ryc. 2):

a — według M. Bac, K. Grochockiej (1965),
b — według autora

Fig. 4. Coupe géologique selon la ligne Mała Świstówka — Wantule (les signes comme sur la fig. 2):

a — selon M. Bac et K. Grochocka (1965),
b — selon l'auteur

wapienie robaczkowe triasu kontaktują z czerwonymi wapieniami batonu. Upad kontaktu jest prawie pionowy (85°N) i daje się śledzić na odcinku około 100 m w poziomie i około 90 m w pionie (ryc. 4B). Ten sam kontakt jest widoczny w Jaskini Miętusiej (ryc. 2). Tu obserwuje się upad 80° ku S (ryc. 4B). Początkowo z wapieniami robaczkowymi anizyku („dolne wapienie robaczkowe”) kontaktują wapienie bajosu i batonu, dalej ku W anizyk kontaktuje z wapieniami keloweju i malmu. Utwory te wyraźnie ściągają wapienie robaczkowe, dochodząc do kontaktu dyskordantnie (ryc. 2). Charakter tego kontaktu na odcinku ponad 200 m w

pionie (1200 m — 1400 m n.p.m.) nie zmienia się (ryc. 4B). Co więcej, kontakt ten obserwowany około 1 km dalej ku W, w Jaskini Czarnej, zachowuje te same cechy, powierzchnia jego (obserwowana tu na wysokości 1290 m n.p.m.) zapada pod kątem 80° ku S (ryc. 1). Kontaktują wzdłuż niej wapienie robaczkowe z szarymi wapieniami malmo-neokomu.

Całkowicie odmiennie wygląda ten kontakt w Jaskini Zimnej. Malm, zapadający dość stromo ku N i NW (35° — 56°), nasuwa się na wapienie anizyku kopulasto wygiętą powierzchnią o upadach 29° N (w północnym „skrzydle” kopuły) i 19° S w „skrzydle” południowym (ryc. 1). Wapienie triasu środkowego pod powierzchnią nasunięcia tworzą odwróconą synklinę o osi NNE — SSW i upadach skrzydeł 45° WNW i 60° SE. Struktura ta od południowego wschodu jest obcięta uskokiem zrzucającym skrzydło północno-zachodnie i zapadającym pod kątem 80° ku SE. Jest to zapewne jeden z dwóch uskokiów opisywanych przez M. Bac i K. Grochocką (1965), podnoszących ku E jednostkę Organów.

Kontakt malmo-neokomu z urgonem obserwowany był w Jaskiniach Miętusiej i Czarnej. W obu wypadkach jest to kontakt sedimentacyjny o identycznych upadach rzędu 85° — 90° . W Miętusiej jego bieg jest w przybliżeniu SW-NE, a w Czarnej ESE-WNW (ryc. 1 i 2).

Przedstawione tu dane stały się podstawą nowej interpretacji budowy jednostki Organów na opracowanym obszarze (ryc. 1, 2, 3B i 4B). Głównym rysem budowy jednostki Organów jest dyslokacja o niewielkim nachyleniu ku W, N i S, dzieląca masyw na dwie jednostki. Górna jest rozwinięta najpełniej w zboczu Doliny Kościeliskiej, gdzie widoczna jej budowa była podstawą dotychczasowych opracowań. Jednostka ta rozwinięta na zachodzie w postaci skrzydła synkinalnego jest ścięta powierzchnią, wzdłuż której nasuwa się na dolną jednostkę i wraz z tą powierzchnią wychodzi ku wschodowi w górę (ryc. 3B i 4B). Dyslokacja Organów ścina jednostkę górną na linii Małej Świstówki prawie całkowicie. Na wschodnim zboczu Małej Świstówki utwory triasu i doggeru są ścięte blokiem malmo-neokomu (Szulczewski, 1963) wzdłuż prawie po-

ziomej powierzchni. Jest to niewątpliwie ocalały fragment tego, co było dotychczas przyjmowane za jednostkę Organów. Podobnie należy interpretować owe dwa antyklinalne kliny triasowe przedzielone synklinalnym klinem malmu na wschodnim zboczu Wielkiej Świstówki (Kostiukow, 1963; Szulczewski, 1963). Górna jednostka (dla której proponuję nazwę: synklina Organów) ma dość spokojną budowę, której szczegóły zgodne są z dotychczasowymi poglądami. Jej miąższość rośnie od wschodu ku zachodowi, aby na linii Doliny Kościeliskiej osiągnąć wartość kilkuset metrów. Powierzchnia nasunięcia synkliny Organów na niższą jednostkę zapada ku NW i N na tyle stromo, że nie ukazuje się na powierzchni terenu ani w Dolinie Kościeliskiej, ani w Żlebie pod Wysranki.

Dolna jednostka jest zbudowana z tych samych ogniw co synklina Organów. Kontakty pomiędzy poszczególnymi ogniwami są tektoniczne z licznymi wypasowaniami i wytłoczeniami (ryc. 3B i 4B). We wschodniej swej części ma charakter czoła leżącej antykliny, ku zachodowi zdaje się przybierać charakter synklinalny, szczególnie w obrębie wapieni urgonu. Na powierzchni terenu ukazuje się dość wąskim klinem w zachodnim zboczu Małej Świstówki, budując między innymi otoczenie otworu Jaskini Miętusiej Wyżniej. Zasięg tej jednostki jest wyraźnie widoczny na powierzchni (Szulczewski, 1963, pl. II i V). Obejmuje ona tutaj wapienie robaczkowe triasu środkowego, utwory bajosu, keloweju i malmu, ścięte od góry utworami keloweju synkliny Organów. Widoczny fragment dolnej jednostki jest wyniesiony do góry dobrze czytelnym uskokiem.

Reasumując, należy stwierdzić, iż jednostka Organów w rzeczywistości składa się z dwóch elementów tektonicznych: dolnego, o budowie antyklinalnej (antyklina Upłazu Miętusiego) i górnego (synklina Organów) ścinającego dolny. Antyklina Upłazu Miętusiego ukazuje się na powierzchni terenu w Małej Świstówce i wschodniej ścianie Wielkiej Świstówki. Dalej ku wschodowi

element ten powinien odgrywać istotną rolę w budowie jednostki Organów, jednak wydaje się, iż podobnie jak w Organach jest przykryty synkliną Organów. Niestety w masywie Małolącznika i Wielkiej Turni między Doliną Miętusią i Doliną Małej Łąki brak jest rozległych jaskiń poziomo rozwiniętych w obrębie jednostki Organów. W związku z tym trudno będzie rozstrzygnąć czy antyklina Upłazu Miętusiego odgrywa jakąś rolę w budowie obszarów położonych dalej ku wschodowi.

Rozpatrując genezę tektoniczną obu elementów jednostki Organów, wydaje się, że pierwotnie synklina Organów znajdowała się na południe od antykliny Upłazu Miętusiego. Pod naciskiem jednostki Zdziarów, w trakcie jej nasuwania się, jednostka Organów uległa sfałdowaniu, a następnie synklinalna część fałdu ścięta (jednocześnie fałdując swym naciskiem) antyklinę Upłazu Miętusiego.

LITERATURA

- Bac, M., Grochocka, K., 1965: Budowa fałdu Czerwonych Wierchów na wschodnim zboczu Doliny Kościeliskiej w Tatrach, *Acta Geol. Polon.*, **15**, 3, Warszawa.
- Grochocka K., 1963: Budowa geologiczna Wyżniej Świstówki, *Acta Geol. Polon.*, **13**, 2, Warszawa.
- Kotański, Z., 1959: Nowe badania nad tektoniką serii wierchowej. *Biul. Inst. Geol.*, **149**, Warszawa.
- Kotański, Z., 1961: Tektogeneza i rekonstrukcja paleogeografii pasma wierchowego w Tatrach, *Acta Geol. Polon.*, **11**, 2—3, Warszawa.
- Kotański, Z., 1963: Nowe elementy budowy masywu Czerwonych Wierchów, *Acta Geol. Polon.*, **13**, 2, Warszawa.
- Kostiukow, J., 1963: Zdjęcie geologiczne Wielkiej Świstówki oraz Kotła Mułowego i Litworowego, *Acta Geol. Polon.*, **13**, 2, Warszawa.
- Passendorfer, E., 1930: Studium stratygraficzne i paleontologiczne nad kredą serii wierchowej w Tatrach, **2**, 4, Warszawa.
- Szulczewski, M., 1963: Budowa geologiczna Małej Świstówki, *Acta Geol. Polon.*, **13**, 2, Warszawa.

NEW STRUCTURAL ELEMENTS OF THE ORGANY UNIT
SITUATED BETWEEN THE KOŚCIELISKA AND THE
MIĘTUSIA VALLEYS

S u m m a r y

The results of geological examinations made in the largest caves of the West Tatra Mts, are reviewed. Introducing geological data into structural maps (Figs. 1 and 2) made it possible to retrace the real geological structure of the area (Figs. 3B and 4B). The new data are incompatible with the previous concept presented in Figs. 3A and 4B.

Translated by the author

Jerzy Grodzicki

NOUVEAUX ÉLÉMENTS STRUCTURAUX DE L'UNITÉ DES
ORGANY SITUÉE ENTRE LA VALLÉE KOŚCIELISKA ET LA
VALLÉE MIĘTUSIA (TATRAS OCCIDENTALES)

R é s u m é

Cette publication englobe les résultats des observations géologiques effectuées par l'auteur au cours des années 1974—1975. La localisation précise des données géologiques obtenues dans les cinq grandes grottes des vallées Kościeliska et Miętusia a permis d'en élaborer des cartes structurales (Fig. 1 et 2). En tant que plan de ces cartes, on a admis le niveau de 1200 m, du fait que les couloirs les plus étendus des grottes Zimna et Miętusia (environ 9 km de couloirs au total) oscillent autour de cette valeur. Les données obtenues dans la grotte Czarna (Grotte Noire) ont été rapportées à ce niveau et, conjointement aux observations effectuées dans les grottes Naciekowa et Miętusia Wyżna, ont servi à réaliser les coupes.

Stratigraphie. Le trias inférieur apparaît, dans la zone considérée, sous forme de calcaires noirs intercolés de dolomies grises et de schistes noirs, verts, et rouges du campyle supérieur.

Le trias central apparaît avec une puissance de couche considérable (jusqu'à 400 m) et se caractérise par une triple division spécifique. L'anisic inférieur est constitué de calcaires gris et de dolomies granulées. Au dessus, s'étend un complexe de calcaires et de dolomies en plaquettes. Le niveau le plus élevé est constitué de calcaires gris avec diplopores (?) et ooides (?). Le Dogger d'une puissance de couche de l'ordre de 15 m transgresse les formations du trias central.

Les formations du dogger sont recouvertes de calcaires du malm passant en continu aux calcaires clairs organodétritiques de l'urgonien.

L'albien sous forme de marnes grises constitue, au nord, une limite spatiale de toute la série de calcaires.

Tectonique (Géologie structurale). Les formations mentionnées ci-dessus constituent une grande unité tectonique — les plis de Czerwone Wierchy — divisée, dans la zone en question, en deux unités plus réduites, à savoir l'unité des Organy et celle des Zdziary qui y est superposée au sud. L'interprétation de la formation tectonique de cette zone réalisée sur la base de données géologiques obtenues sur le terrain, est représentée sur les fig. 3A et 4A, puisées dans la publication de M. B a c et K. G r o c h o c k a (1965). La formation géologique de l'unité des Organy est, sur cette zone, interprétée en tant que synclinal (?). Les contacts entre les différents maillons sont normaux, ce n'est qu'en certains endroits que les auteurs ont observé une relaxation minime.

Les données obtenues durant les relevés topographiques des grottes citées ci-dessus permettent une nouvelle interprétation de la formation de cette zone. Les cartes structurales et les coupes géologiques réalisées à partir de ces données, présentent une image différente par rapport à l'image admise jusqu'à présent. Le trait principal de la formation de l'unité des Organy consiste en une dislocation en coupes bien formées, divisant le massif en deux sous-unités (Fig. 3B et 4B). L'unité supérieure est caractérisée par une formation relativement homogène, conforme dans ses détails, aux théories existantes. Sa puissance de couche augmente d'Est en Ouest pour atteindre, sur la ligne de la vallée Kościeliska, la valeur de quelques centaines de mètres.

L'unité inférieure est formée de ces mêmes maillons, mais leurs contacts réciproques sont tectoniques, comprenant de nombreuses marques de pression et d'extrusion (Fig. 3B et 4B). En surface, elle n'apparaît que dans une enclave dans la région de grotte Miętusia Wyżnia et la confirmation de son existence, uniquement sur la base de données obtenues en surface, est impossible.

Le présent article prouve que, dans le cas de terrains ayant une formation géologique compliquée, la cartographie géologique des grottes peut fournir des données permettant de réaliser une restitution détaillée des structures géologiques invisibles en surface.

Traduit par Anna Grodzicka

O możliwości hydrotermalnej genezy jaskini Dziura w Tatrach

Treść: Jaskinia Dziura w Dolinie ku Dziurze jest obszerną komorą, w której występują różnorodne formy korozyjne stropowe i ściennie, występujące zwykle w jaskiniach krasu termalnego. Na podstawie budowy geologicznej północnych zboczy Tatr i danych hydrogeologicznych uzasadniono możliwość występowania w tym obszarze głębokiej infiltracji wód, które w czasie tej wędrówki ulegały ogrzaniu. Na podstawie tych przesłanek sformułowano hipotezę hydrotermalnej genezy jaskini Dziury.

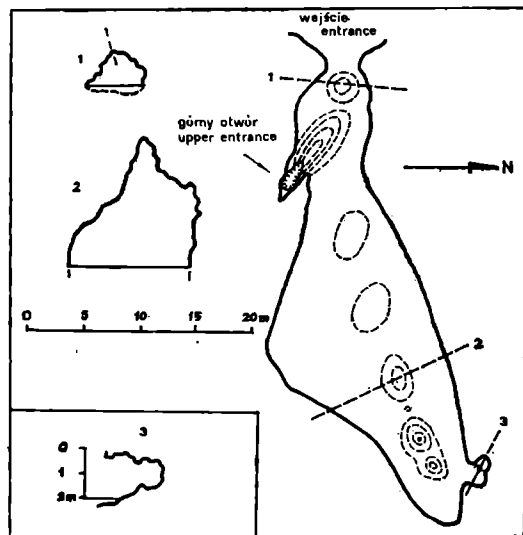
Wstęp

W przeciwieństwie do strefy wierzhowej, gdzie w grubych kompleksach wapiennych tworzyły się rozległe systemy jaskiniowe, w strefie reglowej w wapieniach występujących podrzędnie powstały jaskinie nieliczne i krótkie, nie tworzące rozległych systemów. Utrudnia to odtworzenie ich genezy.

W regłach zakopiańskich najbardziej znaną jest jaskinia Dziura w Dolinie ku Dziurze. Jaskinia ta występuje w bloku wapiennym tworzącym charakterystyczną skałkę. Poza nią w bloku tym są jeszcze jaskinie: Dziura Wyżnia i Lisia Jama. Jaskinia Dziura, choć niewielka, bo zaledwie 50-metrowej długości, jest szczególnie znana. Nisko położona i łatwo dostępna, od dawna stanowi atrakcję turystyczną. Główną częścią jaskini jest obszerna komora przechodząca w komin (ryc. 1) dochodzący do powierzchni w szczytowej części skałki. W latach pięćdziesiątych prowadzono prace zmierzające do odkrycia nowych korytarzy. Niestety, pomimo wykonania dużych prac ziemnych wszędzie trafiano na zwężające się szczeliny. Wydaje się więc, że w jaskini nie istnieją dalsze obszerne korytarze, a sala i komin stanowią główną część systemu. Dziura Wyżnia

i Lisia Jama znajdują się w górnej części skałki, 20 m ponad wejściem do Dziury, a 30 m ponad dnem współczesnej doliny. Dziura Wyżnia tworzy labiryntowy ciąg ciasnych korytarzy o długości 140 m. Lisia Jama ma kilkanaście metrów długości i kończy się zaciskiem, stanowiąc zapewne północną część tego samego poziomego systemu.

Prowadzone w 1975 roku badania geologiczne i speleologiczne pozwoliły przedstawić schemat ewolucji jaskini oraz wyjaśnić warunki, w jakich się ona kształtowała.



Ryc. 1. Jaskinia Dziura (według K. Kowalskiego, 1953, uzupełniona):

— — — zarys form w stropie jaskini

Fig. 1. Dziura Cave (after K. Kowalski, 1953, completed):

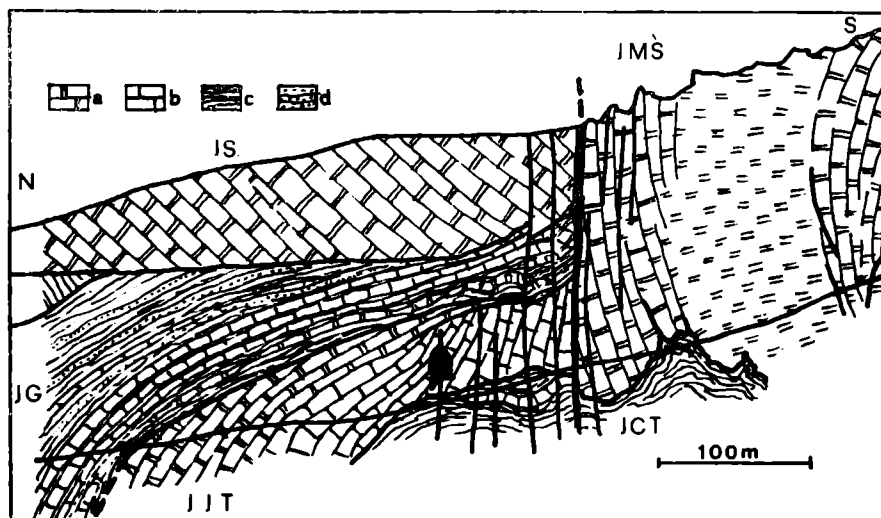
— — — outline of ceiling pockets

*Zakład Nauk Geologicznych PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Budowa geologiczna rejonu jaskini

Z geologicznego punktu widzenia wapienie tworzące skałkę w Dolinie ku Dziurze stanowią, na pierwszy rzut oka, element zagadkowy, brak jest ich bowiem na grzbiecie ponad skałką i po drugiej (zachodniej) stronie doliny, gdzie powinny występować zgodnie z równoleżnikową rozciągłością warstw. Obecność wapieni i ich zasięg udokumentowali magistranci Wydziału Geologii UW, J. Kwiatkowski (1960) i A. Piechocki (1966). W związku z brakiem wapieni po drugiej stronie doliny A. Piechocki rysował uskoki na linii Doliny ku Dziurze. Z. Kotański (1963) ustalił dolnoanizyjski wiek wapieni z *Dadocrinus* budujących skałkę i wiązał je bezpośrednio z anizyjskimi warstwami na szczycie Małej Świnicy w obrębie wydzielonej w tym samym czasie jednostki Małej Świnicy (Guzik, Kotański, 1963). Prace terenowe prowadzone w tym rejonie w 1975 roku przyniosły stwierdzenie w rejonie skałki w Dolinie ku Dziurze kilku nowych faktów. Ustalono bowiem,

że na wschodnim zboczu doliny jednostka Małej Świnicy (w znaczeniu Guzika i Kotańskiego, 1963) kończy się na południe od skałki na linii pionowej strefy dyslokacyjnej (ryc. 2, 3), przy czym z dyslokacją od południa kontaktują nie anizyjskie, lecz występujące dość wysoko w profilu środkowego triasu lądnijskie warstwy dolomitów (warstwy 10 i 11 profilu litostratygraficznego Z. Kotańskiego przez zachodnie odgałęzienie Doliny ku Dziurze, 1963, s. 346). Na północnych zboczach Małej Świnicy warstwy te mają przebieg równoleżnikowy (jak na mapach Kwiatkowskiego, 1960 i Piechockiego, 1966) i na wschód od grzbietu pomiędzy Doliną ku Dziurze i Doliną Białego z podścielającymi warstwami dolnotriasowymi kontaktują różne ogniwa środkowego triasu jednostki Małej Świnicy (tak jak to opisał nad Czerwoną Przełęczą S. Kibitlewski, 1972). W dnie Doliny ku Dziurze, poniżej stromo stojących dolomitów ładynu jednostki Małej Świnicy, stwierdzono obecność dolnotriasowych warstw jednostki podścielającej (jednostka Czarnej



Ryc. 2. Przekrój geologiczny wschodniego zbocza Doliny ku Dziurze w rejonie jaskini Dziura. Zaznaczono przebieg dna doliny:

a — dolomity, b — wapienie, c — łupki ilaste, d — piaskowce, JMS — jednostka Małej Świnicy, JCT — jednostka Czarnej Turni, JJT — jednostka Jastrzębiej Turni, JG — jednostka Grześkówki, JS — jednostka Spadowca

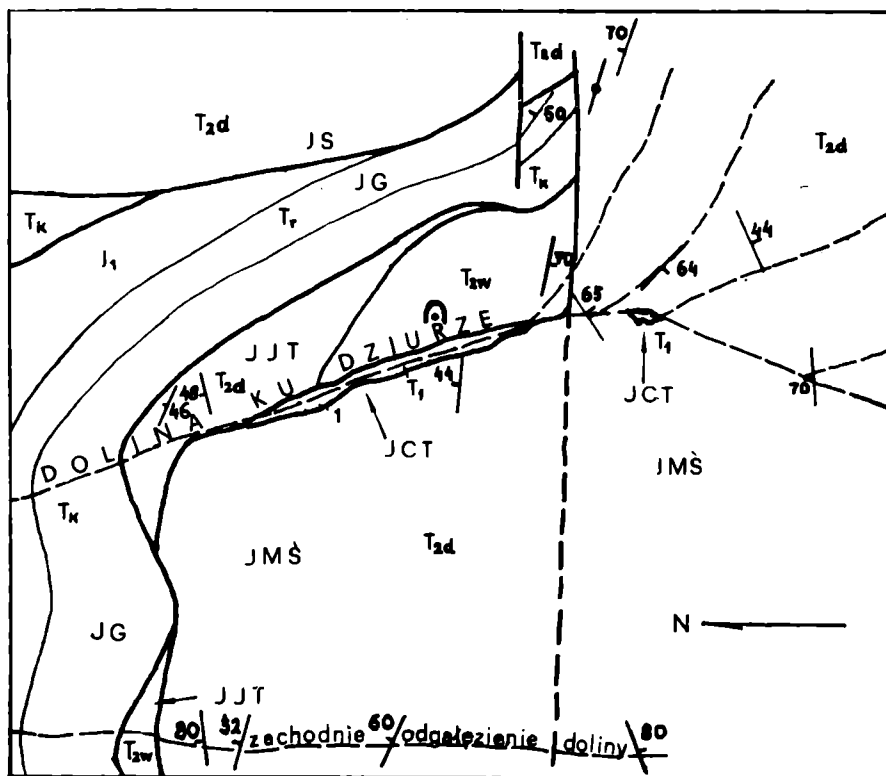
Fig. 2. Geological cross-section of the eastern slope of the Ku Dziurze valley in the vicinity of the Dziura Cave. The valley bottom is shown:

a — dolomites, b — limestones, c — clayey shales, d — sandstones; JMS — Mała Świnica unit, JCT — Czarna Turnia unit, JJT — Jastrzębia Turnia unit, JG — Grześkówki unit, JS — Spadowiec unit

Turni). Są to występujące na wysokości około 1040 m czarne łupki (na ryc. 2 ponad skalą rysunku) i ciemne brekcjowate wapienie miejscami laminowane, z czarnymi łupkami, spotykane niżej w pasie odkrywek pod wapienną skałą z jaskiniami. Na podstawie analogii litologicznych łupki i ciemne wapienie mogą być zaliczone do warstw myophoriowych kampilu (według profilu doliny Jaworzynki, K o t a ń s k i, 1963).

Jednostka Małej Świnicy, leżąca na dolnym triasie jednostki Czarnej Turni, buduje więc tylko górną część masywu Małej Świnicy. W zachodnim odgałęzieniu Doliny ku Dziurze sięga ona dalej na północ, gdzie w dnie doliny widoczne są warstwy górnolądnyńskie o upadach północnych (ryc. 3). Na-

tomiast na linii Doliny ku Dziurze, nad dolnym triasem jednostki Czarnej Turni, jednostka Małej Świnicy cofa się na południe aż do linii równoleżnikowego uskoku przecinającego cały masyw Małej Świnicy (ryc. 2 i 3). Na wschodnim zbocz doliny zastępują ją dolnoanizyjskie wapienie budujące skałę, które należą już do innej jednostki tektonicznej, widocznej dalej w Dolinie Białego, na Krokwi oraz Nosalu i Kopieńcach. Jednostka ta, dawniej łączona z jednostką Małej Świnicy (G u z i k, K o t a ń s k i, 1963), jest wyraźnie odrębnym elementem tektonicznym, o bardziej wapiennym anizyku niż w innych jednostkach północnych zboczy Tatr. Została ona nazwana jednostką Jastrzę-



Ryc. 3. Mapka geologiczna obszaru przedstawionego na przekroju (ryc. 2):

T₁ — łupki kampilu, T_{2d} — dolomity środkowego triasu, T_{2w} — wapienie środkowego triasu, T_k — kajper, T_r — retyk, J₁ — warstwy gresteńskie łlasu; JMS — jednostka Małej Świnicy, JCT — jednostka Czarnej Turni, JJT — jednostka Jastrzębiej Turni, JG — jednostka Grześkówek, JS — jednostka Spadowca

Fig. 3. Geological map of the area presented in the cross-section of Fig 2:

T₁ — Campilian shales, T_{2d} — Middle Triassic dolomites, T_{2w} — Middle Triassic limestones, T_k — Keuper, T_r — Rhaetic, J₁ — Gresten formation (Liassic); JMS — Mała Świnica unit, JCT — Czarna Turnia unit, JJT — Jastrzębia Turnia unit, JG — Grześkówki unit, JS — Spadowiec unit

biej Turni (od skałki na północnych zboczach Krokwi).

Nad wapienną skałą na wschodnim zboczu Doliny ku Dziurze, powyżej anizyjskich wapieni i dolomitów, leżą kolejno: pstre łupki i dolomity kajprowe, retyckie wapienie organodetryczne z ciemnymi łupkami i warstwy gresteńskie. Jest to jednostka Grześków (Guzik, Kotański, 1963). Nad jednostką Grześków występuje jeszcze płat ladyńskich dolomitów jednostki Spadowca (Guzik, Kotański, 1963), zbudowany z dolomitów środkowotriasowych o upadach południowych (według Z. Kotańskiego, 1963) dolny i górny ładyn w odwróconym położeniu).

W tych leżących kolejno nad sobą elementach tektonicznych, w strefie sąsiadującej bezpośrednio z obcinającą je od południa dyslokacją (ryc. 2 i 3), obserwuje się — podobnie jak w jednostce Małej Świnicy — otwarte szczeliny (na przykład w skałce i w otworze jaskini Dziura) i uskoki (w jednostce Grześków i w jednostce Spadowca) równoległe do tej dyslokacji.

Na zachodnim zboczu Doliny ku Dziurze brak jest anizyjskich wapieni budujących skałę. Strzęp tych wapieni pojawia się jeszcze w zachodnim odgałęzieniu Doliny ku Dziurze (ryc. 3), na północ od jednostki Małej Świnicy (Kotański, 1963, s. 346 opisywał je jako ladyńskie).

Tak więc anizyjskie wapienie z Doliny ku Dziurze mogą się ciągnąć tylko ku wschodowi. Rzeczywiście spotyka się je na zachodnim zboczu Doliny Białego i choć mają nieco mniejszą miąższość, występują w podobnej pozycji tektonicznej.

Obserwacje morfologiczne w jaskini

Jaskinia założona jest na jednej ze wspomnianych uprzednio szczelin, leżących w pobliżu dyslokacji i do niej równoległych. Szczelina ma kierunek E-W i jest niemal pionowa. Sądząc po śladach licznych form korozyjnych, zachowanych na ścianie skałki przed wejściem do jaskini, była tu komora przechodząca w komin. Ta część jaskini została zniszczona przez erozję. Obecne wejście do jaskini stanowi łukowy, niskosklepiony otwór prowadzący do małej, okrągłej

komórki (ryc. 1), z której przez kolejne przejście wchodzi się do Komory Głównej w jej najwyższej części. Stąd zwężający się stopniowo komin 10-metrowej wysokości, założony na tej samej szczelinie co korytarz wejściowy, doprowadza do górnego otworu groty, położonego w górnej części skałki. Ku dołowi komin rozszerza się w obszerną komorę o długości około 30 m, stopniowo obniżającą się skośnie do upadu szczeliny przecinającej komorę. W najniższej części jaskini kończy się ślepo zamkniętą półkolistą absydą. Jedynym odgałęzieniem komory są dwie, miniaturowe, półtorametrowej średnicy kuliste salki, położone w północnej ścianie w najniższej części komory. Osobliwość jaskini, niespotykaną w takim nagromadzeniu w innych jaskiniach tatrzańskich, są różnorodne korozyjne formy stropowe i ściennie. Są to różnej wielkości kopuły stropowe, kominki stropowe i kieszenie korozyjne modelujące strop i ściany wstępnej komórki i znaczną część Komory Głównej. W stropie tej komory osiągają one szczególnie wielkie rozmiary (ryc. 1). Wzdłuż sklepienia komory znajduje się zespół czterech, leżących jedna za drugą wzdłuż osi sali, wielkich miskowatych zagłębień. Mają one zarys kolisty lub lekko eliptyczny, średnicę 4 m — 5 m i są wydźlane w stropie na głębokość 1 m — 3 m. Ostatnia, najdalej w głębi sali występująca, forma jest podwójna, składa się z głębokiej półkolistej kopuły, do której przylega kilkumetrowej wysokości komin o kolistym przekroju, nie mający przedłużenia ku górze i kończący się obłym sklepieniem.

Do niedawna przeważał pogląd, że kopuły i kieszenie w jaskiniach powstawać miały, podobnie jak marmity, podczas szybkiego, burzliwego przepływu. Nowe badania wykazały jednak (Quinif, 1973), że kopuły tworzą się w warunkach freatycznych podczas powolnego przepływu i nie występują nigdzie razem z prądowymi formami korozyjnymi, takimi jak zagłębienia wirowe. Geneza kopuł i kieszeni korozyjnych nie jest dotychczas całkowicie jasna. Obserwacje wskazują, że tego rodzaju formy występują najpowszechniej i najliczniej w jaskiniach krasu termalnego (Rudnicki, 1978).

Charakterystyka jaskiń krasu termalnego

Są trzy główne cechy odróżniające kras termalny od krasu tworzonego przez chłodne wody opadowe:

1) wstępujący kierunek wpływających wód,

2) zwiększona najczęściej zawartość CO_2 w wodzie,

3) podwyższona temperatura wód.

Dzięki podwyższonej temperaturze wód i zwiększonej zawartości CO_2 powstają w jaskiniach termalnych charakterystyczne utwory będące wytrąceniami tlenków żelaza i manganu (wad) oraz węglanu wapnia, najczęściej pod postacią aragonitu. Na tej podstawie rozpoznano dotychczas ogółem około 100 jaskiń termalnych (Maksymowicz, 1969). Są to jaskinie tworzone przez wody o temperaturach wysokich (około 60°C — 100°C) i dużej zawartości CO_2 , przekraczającej zwykle 1000 mg/l . Nie ulega wątpliwości, że istnieje wiele jaskiń tworzonych przez wody ciepłe, lecz o niższych temperaturach i koncentracjach CO_2 , które nie odróżniają się specyficznym zespołem minerałów. Czy na podstawie ukształtowania jaskiń i zespołu znajdujących się w nich form korozyjnych można ustalić termalną genezę jaskini? Pionowy układ jaskini i wstępujący kierunek wód jest niewątpliwie wskaźnikiem ważnym, lecz nie decydującym, gdyż w wielu systemach jaskiń tworzonych przez chłodne wody opadowe stwierdza się wstępujący kierunek przepływających wód w strefie przywierzyskowej. Zwiększona koncentracja CO_2 powoduje głównie przyspieszenie procesów korozyjnych, nie zmieniając zapewne kształtu form. Wyjątkiem są jaskinie o bardzo dużej koncentracji CO_2 w wodach, kiedy to tworzą się formy związane z emanacją gazowego CO_2 (Jaskinia Zbraszowska — Dvořák, Slezak, 1953).

Rozstrzygającym argumentem przemawiającym za termalnym pochodzeniem jaskiń byłoby stwierdzenie form korozyjnych charakterystycznych dla wód gorących. Liczne obserwacje wskazują, że jaskinie krasu termalnego usytuowane w pobliżu powierzchni mają charakterystyczne kształty komór, nie spotykane w innych typach jaskiń. Przykładem mogą być liczne jaskinie termalne różnych rejonów Węgier. Komory tych jaskiń

mają regularny kształt kulisty, przy czym większe komory są położone zwykle wyżej, blisko powierzchni. W jaskiniach tych wielkość komór nie jest uzależniona od wielkości przekroju korytarzy doprowadzających do nich wodę. Ściany komór pokrywają liczne formy korozyjne, kieszenie i kopuły różnej wielkości. Nie ulega wątpliwości, że charakterystyczny kulisty kształt komór takich jaskiń jest wywołany procesem odmiennym od eforacji i eworsji, typowych procesów korozyjnych w warunkach freaticznego kształtowania jaskiń wód chłodnych. Tworzenie się sal w strefie przypowierzchniowej i kulisty ich kształt sugerują możliwość udziału swobodnej konwekcji wód przy powstawaniu tych form (Rudnicki, 1978). Mimo iż geneza tego typu form pozostaje sprawą otwartą, można uznać, że unikalny jak na tatrzańskie jaskinie zespół form w jaskini Dziura wraz z kulistymi salkami i licznymi formami korozyjnymi ścian i stropu jest podobny do form spotykanych w typowych jaskiniach krasu termalnego.

Podsumowanie

Budowa geologiczna północnych zboczy Tatr stwarza możliwość infiltracji wód w wyżej położonych partiach serii reglowych i wierzchowych i następnie ich przepływu ku północy, głęboko pod nieprzepuszczalnymi, izolującymi seriami marglisto-lupkowymi. Obecność wód ciepłych na Orawie w Jaszczurówce i w otworze Zakopane IG-1 na Antałówce potwierdza powszechność takich przepływów. Na Antałówce są to wody słabo zmineralizowane, o znacznie podwyższonej temperaturze dochodzącej do 37°C (Sokołowski, 1973). Zasilające cieplicę w Jaszczurówce wody opadowe prawdopodobnie infiltrują w utwory należące do jednostki Suchego Wierchu, wzdłuż której zstępują do głębokości około 1000 m , co powoduje wzrost temperatury do ponad 30°C (Sobol, 1959). Temperatura wód w źródle w Jaszczurówce obniża się znacznie w wyniku mieszania się wód ciepłych z wodami płytkiego przepływu w wyższej, nadległej jednostce tektonicznej, budującej Nosal i Kopieńce. Jednostkę tę, jak wyjaśniono uprzednio, można utożsamiać z jednostką Jastrzębiej Turni z Doliny ku Dziurze i Doliny Białego. Przyjmując taką interpretację tektoniczną, sytuacja hydroge-

ologiczna, w jakiej utworzyła się jaskinia Dziura, przypomina współczesną sytuację w Jaszczurówce.

Rozwój krasu w Dolinie ku Dziurze mógł się rozpocząć dopiero wówczas, gdy potok rozciął nieprzepuszczalne utwory kajpru i dotarł do wapieni anizyku jednostki Jastrzębiej Turni. Tym samym nastąpiło otwarcie drogi na powierzchnię dla wód głębokich o podwyższonej temperaturze. Wstępujące wody ciepłe wykorzystały niemal pionowe szczeliny, równoległe do strefy dyslokacyjnej. W pobliżu powierzchni na wygląd tworzonej jaskini znaczny wpływ wywarły zapewne prądy konwekcyjne, wywołane częściowym przekazywaniem ciepła otaczającym skałom. Utworzenie się kulistych salek oraz specyficzny zespół form stropowo-ściennych ma zapewne taką genezę. Wstępujące wody ciepłe mieszały się z zimnymi wodami podziemnego przepływu potoku, którego fragmenty są zachowane w dzisiejszych jaskiniach Dziura Wyżnia i Lisia Jama. Na podstawie wysokości tych jaskiń można przyjąć, że dno Doliny ku Dziurze znajdowało się w tym czasie około 30 m wyżej niż obecnie.

LITERATURA

- Dvořák, J., Slezak, L., 1953: Jeskyne v oblasti hranického devonu, Československý Kras, 6: 175—184, Praha.
- Guzik, K., Kotański, Z., 1963: Tektonika regli zakopiańskich, Acta Geol. Polon., 13, 3—4: 387—424, Warszawa.
- Kibitlewski, S., 1972: Cios poszariażowy w strukturach reglowych rejonu Czerwonej Przełęczy, Acta Geol. Polon., 22, 1: 83—91, Warszawa.
- Kotański, Z., 1963: Stratygrafia i litologia triasu regli zakopiańskich, Acta Geol. Polon., 13, 3—4: 317—386, Warszawa.
- Kowalski, K., 1953: Jaskinie Polski, t. II, Warszawa.
- Kwiatkowski, J., 1960: Budowa geologiczna okolic Doliny ku Dziurze i Doliny Małej Łąki w Tatrach (praca magisterska), Archiwum Inst. Geol. Podstawowej UW, Warszawa.
- Maksimowicz, G. A., 1969: Osnovy karstowiedienija, t. II, Perm.
- Piechocki, A., 1966: Seria reglowa dolna wykształcona w rejonie Doliny Bystrej — Doliny Strążyskiej, na południe od Zakopanego w Tatrach (praca magisterska), Archiwum Inst. Geol. Podstawowej UW, Warszawa.
- Quini, Y., 1973: Contribution à l'étude morphologique des coupoles, Ann. Spel., 28, 4: 566—575, Moulis.
- Rudnicki, J., 1978: Role of convection in shaping subterranean karst forms, [w:] Kras i speleologia, t. 2 (XI), Katowice.
- Sobol, H., 1959: Badania stosunków wodnych i zjawisk krasowych na terenie ciepłicy w Jaszczurówce, Speleologia, 1, 1—2: 13—27, Warszawa.
- Sokołowski, S., 1973: Geologia paleogenu i mezozoicznego podłoża południowego skrzydła niecki podhalańskiej w profilu głębokiego wiercenia w Zakopanem, Biul. Inst. Geol., 265: 5—104, Warszawa.

ON THE POSSIBLE HYDROTHERMAL ORIGIN
OF THE DZIURA CAVE
(TATRA MTS.)

Summary

The biggest caves of the Tatra Mts. have been developing in limestone of the high-tatric nappes. The sub-tatric nappes of the northern slopes of the Tatra Mts. are built of predominantly non-karst rocks. Limestones occurs in negligible quantities only. The largest limestone cave of the sub-tatric zone near Zakopane is the Dziura cave in the Ku Dziurze Valley. It developed in the block of the Anizian limestone which forms a butte situated on the eastern slope of the valley. Geological cross-sections (Fig. 2) and map (Fig. 3) present the geological structure of this slope. The southern portion of the area presented in the cross-section is built of steeply dipping layers of the Ladinian dolomites of the Mała Swinica unit (Guzik, Kotański, 1963). Along the plane of vertical dislocation this unit borders upon four small tectonic elements which are superposed on each other (1—4, Fig. 2 and 3). As can be seen in the cross-section, limestone buttes in the Ku Dziurze Valley form a part of one of these elements (2) which develops further eastwards into a larger unit named by the authors the Jastrzębia Turnia unit. The latter unit is overlaid, in the cross-section of the Ku Dziurze Valley, by impermeable layers of marly shale of the Keuper belonging to the Grzeszkówki unit (Guzik, Kotański, 1963).

The cave consists of a large chamber passing into a vertical chimney (Fig. 1). Numerous cupolas and ceiling pockets are unsurpassed both in their number and dimensions by any other Tatra cave. The largest of those forms are marked on the plan (Fig. 1). Similar forms are abundant in thermal karst caves. The position of the cave along the dislocation plane, its vertical cross-section, and specific system of ceiling forms led the authors to the conclusion that the cave originated due to the action of warm waters with low mineral content. The tectonic situation of the currently active warm (30°C) spring at Jaszczórwka is very similar. The formation of spherical ceilings in thermal caves located close to the surface, may be attributed to vertical convectional currents which are responsible for the differences in temperature between water and rocks surrounding the cave.

Translated by Janina Kosińska

POSSIBILITÉS D'ORIGINE HYDROTHERMALE DE LA GROTTÉ
DZIURA DANS LES TATRAS

Résumé

Des recherches géologiques conduites en 1975 ont permis de constater que la grotte Dziura est située dans une zone de grande dislocation dirigée en E-W (Fig. 2, 3). Le long de cette dislocation, se rejoignent deux unités tectoniques différentes, considérées jusqu'ici comme étant une seule unité — celle de la Mała Świnica (Fig. 2, 3).

La grotte est constituée par une salle prenant ensuite la forme d'une cheminée verticale (Fig. 1). Dans la voûte de cette salle, on remarque de nombreuses coupôles et des coupôles sphériques en quantités et dimensions inconnues jusqu'ici dans les autres grottes des Tatras. Les plus importantes ont été indiquées sur le plan (Fig. 1). Les formes de ce genre apparaissent souvent dans les grottes du karst thermal.

La position de la grotte le long de la ligne de dislocation, son développement vertical et l'ensemble de formes spécifiques constituant sa voûte permettent de supposer que la grotte a été formée par des eaux chaudes, quoique faiblement minéralisées. La source d'eau chaude actuellement active à Jaszczurówka (au dessous de 30°C) se trouve dans une situation tectonique identique. La formation des formes sphériques de la voûte des grottes thermales situées près de la surface, peut être expliquée par des courants de convection provoqués par les différences de température entre l'eau et la roche dans laquelle est située la grotte.

Traduit par des auteurs

Role of convection in shaping subterranean karst forms

Abstract: According to the shape of corosional forms in caves two different hydrodynamic environments have been separated in a phreatic zone, namely: 1) the already known flow under pressure characterised by linear path of drainage directed to emergence, 2) circular movement caused by convection, typical for hydrothermal caves. Thermal conditions in which convection forms are created have been discussed.

Introduction

According to generally accepted views caves in phreatic zone are shaped by the flow of water under pressure caused by the difference in height between the highest and lowest points of subterranean drainage system. Theoretically, in early phreatic stage of karst drainage development, groundwater moves in arcuate paths concentrating near bottom of valleys. Corosion of rocks by waters causes specific and extremely important drainage evolution. This evolution is realised by competition among growing primary channels (Ford, 1971). As a result of the increase of water corosion along path with the lowest resistance of flow a master conduit collecting nearly all waters of the given region is being developed. It is probable that such evolution begins when the flow is already laminar (Rudnicki, 1967). The predominance of corosion in near-surface zone leads to the domination of shallow-phreatic systems (Davies, 1959). Water flow dependend on joint network is marked on a plan by a characteristic zigzag pattern of galleries. Increasing of water ve-

locity in narrowings of karst channels leads, according to the well known experiment by C. A. Kaye (1957), to a local growth of corosion intensity and, in consequences, to widening of the narrowed part of channels. Due to that phenomenon — the flow speed in idealised late phreatic drainage stage is unified at the whole lenght of the system, and cross-sections are approximately proportional to water discharge. Thus a characteristic branchwork cave system is being developed. And so the most common and best examined type of cave systems is being formed in condition of linear water flow.

But apart from already mentioned channel caves exist other non-linear caverns. They constitute of separate chambers or groups of chambers, sometimes without any visible entrance. Such caves are usually situated near the surface and can be entered only as a result of roof-collapsing or by another casual outcrops. Large chambers of such caves are usually irregularly shaped, resembling the shape of a pear, ending in one or several hemispherical blind chimneys. Smaller chambers usually have quite regular spherical shape. The latter are sometimes met in caves of Kraków-Częstochowa Jurassic Karst region. On walls and roofs there are corosion sculptures formed by hemispherical niches and spherical copules overlapping each other and differing in size.

The most regular, often almost strictly spherical chambers are met in karst hydrothermal caves.

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

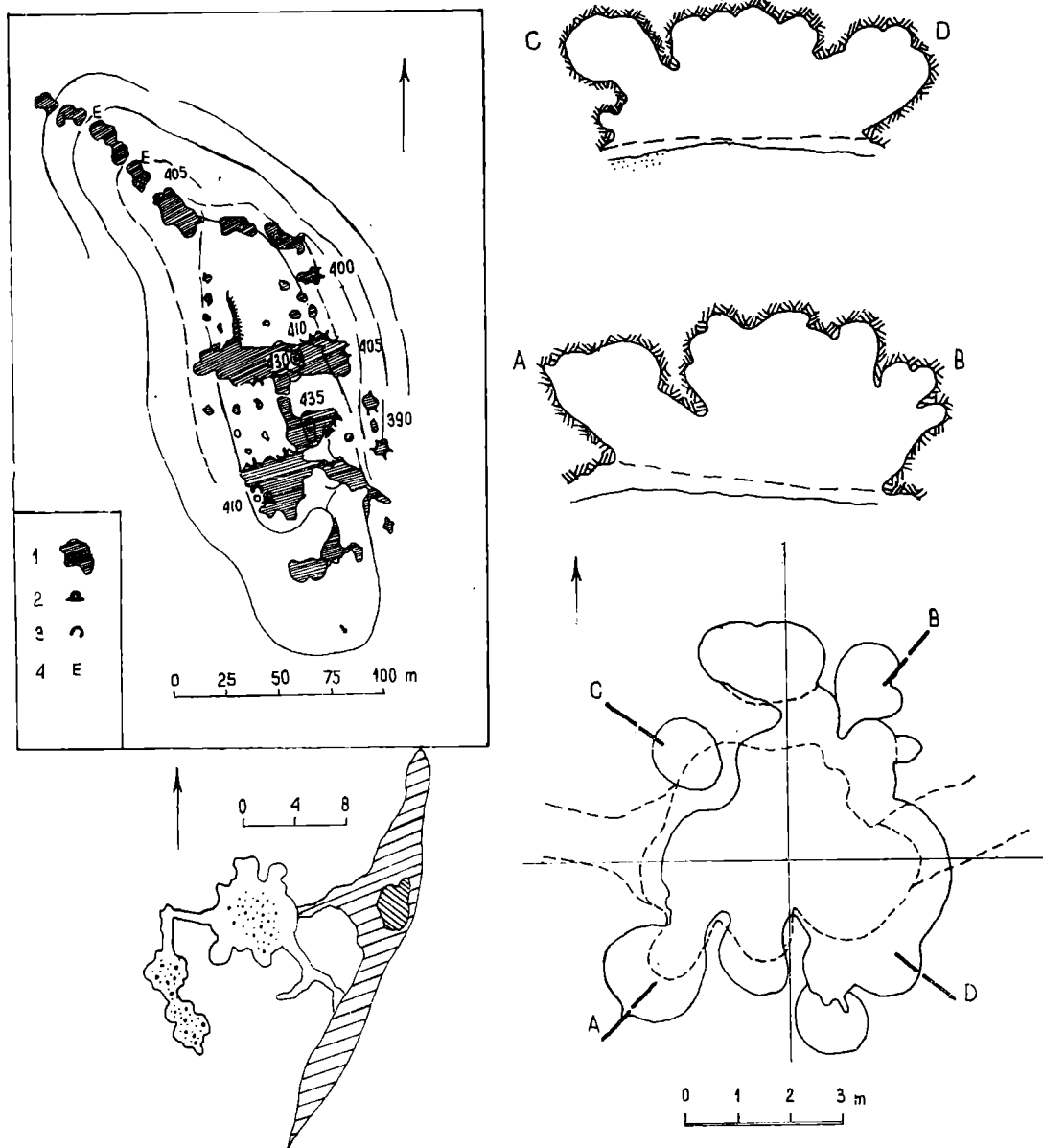


Fig. 1. Location, plan and sections of a cave with spherical niches in Kołoczek Hill (Kraków—Częstochowa Jurassic Region):

1 — rock outcrops; 2 — caves; 3 — karst shelters; 4 — other karst forms

Previous views on the origin of spherical forms in hydrothermal caves

Publications on mentioned spherical forms in caves are scarce. In Europe such caves

occur in several karst regions of Hungary and their descriptions are published nearly exclusively in Hungarian and are generally unknown in karst world literature. Long time ago Hungarian scientists discovered different types of hydrothermal caves. Ho-

wever, at first their origin was explained by other, not karst processes. F. Pavai-Vajna (1931) thought they are formed by desintegration of limestones due to hot water steams. According to L. Jakucs (1948) limestones were altered by hot waters and than mechanically washed out by the hot water impact. At present, the karst origin of such caves is accepted (Jakucs, 1977; Müller, Sárváry, 1977), but process of their formation is still disputable. P. Müller (1974) is of the opinion that spherical chambers in thermal caves originate above water level due to air convection containing water vapour. Thus spherical forms situated at different levels correspond to successive stages of lowering of hot water table.

Hydrothermal caves of Buda and Pilisz Mountains

Thermal waters of Buda and Pilisz Mountains are closely connected with the tectonic blocks of mezozoic rocks, mainly Triassic limestones and dolomites. This block structures formed on the turn of the Cretaceous and Tertiary periods, are partially covered with impermeable tertiary rocks and plunge below Hungarian Plane by several tectonic steps. Infiltrating rain waters in the region of mezozoic rock outcrops descend into mezozoic structures and ascend to the surface along the still active tectonic North-South line occupied by the Danube river. The small value of the geothermal grade 10—18 m/1°C causes the rise of water tem-

perature up to over 70°C. However, in most cases they mix with cold waters before reaching the surface, which lowers the temperature of thermal springs to about 30°C—40°C. As a result, karst waters near Budapest can be divided into three groups: 1) karst ascending hot waters of deep circulation, 2) karst mixed waters formed by mixing of ascending hot waters with percolating cold waters of shallow circulation; 3) karst cold waters of shallow circulation without connection with thermal waters.

The majority of thermal caves in the Budapest region belong to the second group formed by mixed waters. They are called „thermal” because of the precipitation of aragonite in them and are of a typical channel character with a dominating horizontal development. In some galleries of such caves spherical copules and spherical chambers are found of numerous quantity and shape never met in karst cold water caves (e.g. Ferenc-Hegy Cave). Few vertical caves with more original forms are to be found there. According to Hungarian authors these caves have been formed by ascending thermal waters. The most characteristic of them are Batori Cave in Buda Mountains and Satorköpuszta near the town of Dorog in Pilisz Mountains. These caves mainly constitute of spherical chambers of diameter reaching up to six meters, joint by narrow channels of only several dozen centimeters in diameter. They are often inaccessible. In Satorköpuszta Cave two stages of development may be observed (Fig. 2). Growth of spherical chambers can lead to the conjunction of two nearby forms. Such

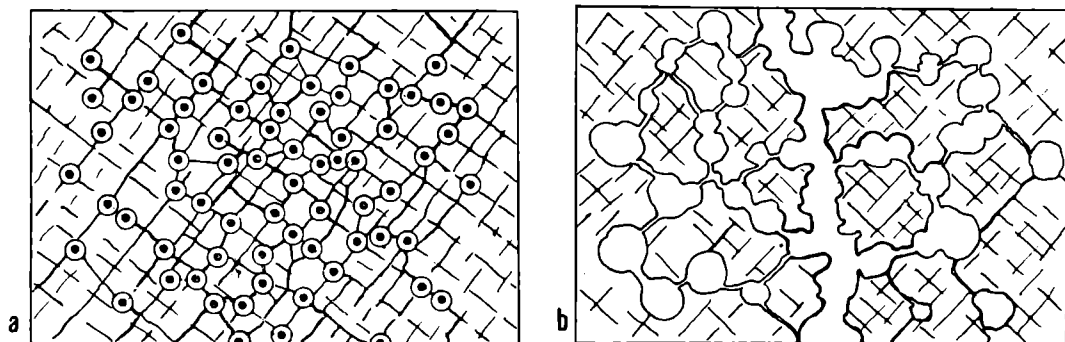


Fig. 2. Scheme of development of hydrothermal cave with spherical chambers (Satorköpuszta Cave):
a — initial stage; b — final stage

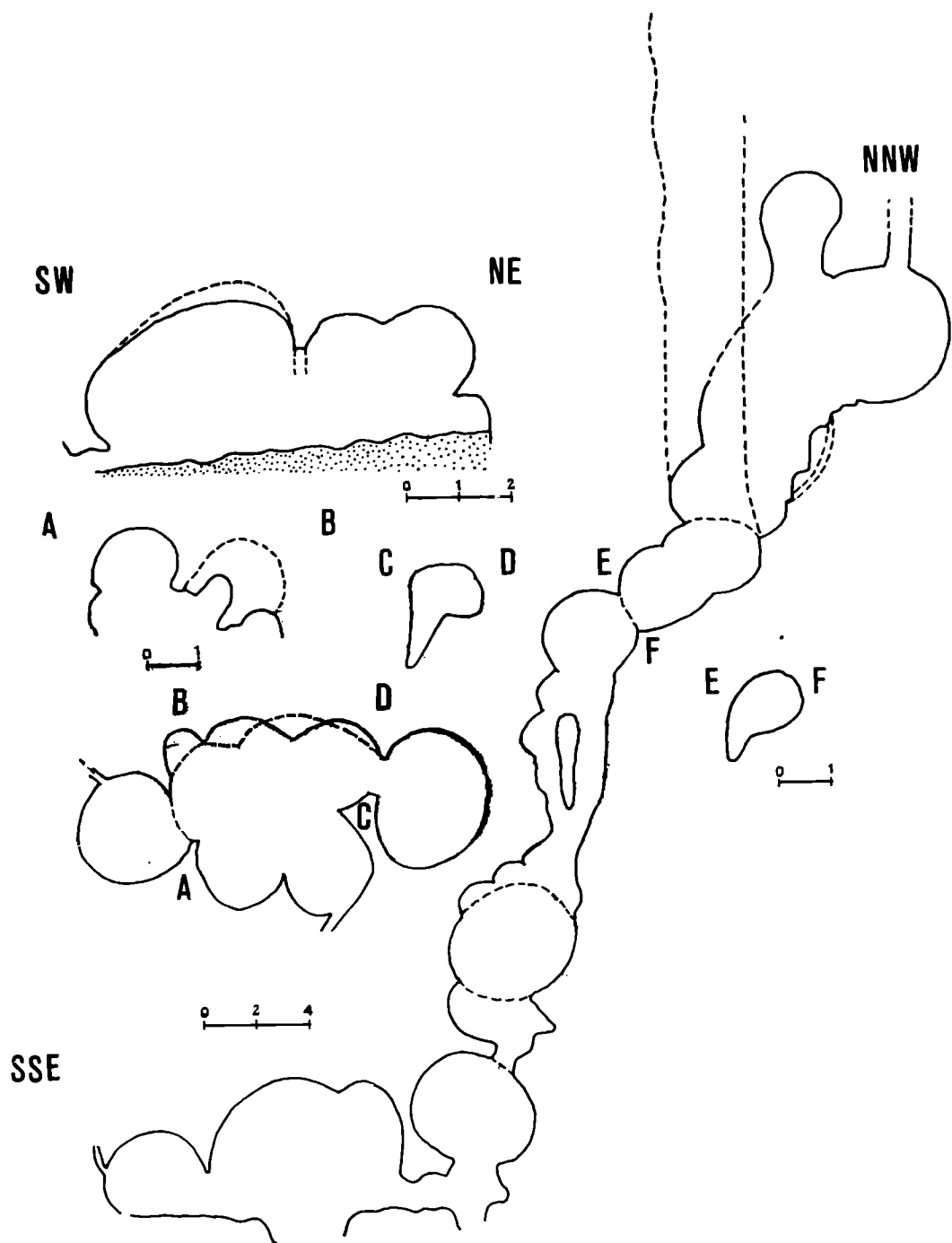


Fig. 3. Section and plan of a part of Bátori Cave in Buda Mountains. Chimney formed by enlarged spherical forms of first stage

conjunction of forms situated one above another are used by ascending thermal waters, as it forms the shortest way to the earth surface, forming a kind of chimney. Curved, nearly vertical chimney in Sátorköpuszta Cave may serve as an example. It was formed by a series of linked spherical forms of 1.5 m—2 m in diameter. This chimney constitutes the only accessible way in the cave. Along its walls, narrow lateral channels occur leading to several spherical chambers connected by a complicated network of narrow galleries. At that stage of its development the shape of the cave resembles vertically arranged bunch of grapes (Fig. 2b). Similar stages of development were also observed in Bátori Cave. It is composed of four vertical chimneys joined at the roof by a fissure passage of irregular profile containing fragments of old spherical chambers of several meters in diameter. They have probably been formed by a conjunction of neighbouring forms, which sometimes can be easily noticeable (Fig. 3). The general degree of transformation here is much higher than that in Sátorköpuszta Cave. Large spherical forms of regular shape remain only when they constitute side branches of a chimney or a gallery. And in spite of secondary transformations we can see fragments of primary curved narrow channels beginning in a spherical chamber and going parallel to the main chimney which connects the two forms.

Such non-functionality of these narrow channels indicates that the network of narrow anastomotic galleries connecting separate chambers was the first stage of development of Bátori and Sátorköpuszta Caves. And so, observations of these caves clearly indicate that spherical forms are created already in the early stage of development of hydrothermal caves (Fig. 2a). In a system of primary channels centres of intensified corrosion must be formed resulting in spherical forms. When trying to explain the origin of such forms we should know the answers to two basic questions: what is the mechanism of water movement in spherical forms and why does it cause the radical increase of corrosion intensity?

Fundamental principles of convection

The difference between temperatures of fluid and surrounding solid causes continuous heat flow from the region of higher temperature to that of the lower. The existing differentiation of temperature inside the fluid resulting in reciprocal differentiation of fluid density may cause, under certain conditions, natural circulation of the fluid, called natural convection. Such natural convection in phreatic caves of hydrothermal karst may be caused by the difference of temperatures between hot water t_w and cool rock t_s . This latter approximately equals to the average annual temperature for the given karst region.

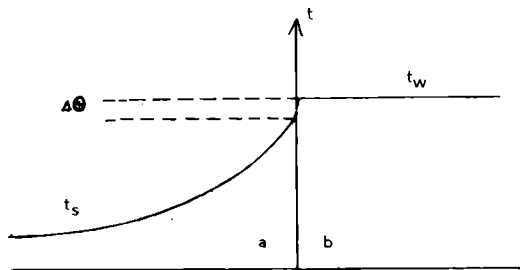


Fig. 4. Profile of temperature between a form and rock:

a — rock, b — water, t — temperature axis;
 t_w — water temperature, t_s — rock temperature,
 $\Delta\theta$ — local thermal gradient of water and rock boundary

The process of the heat transfer from water to rock is characterised by local thermal gradient ($\Delta\theta$) in boundary layer and further asymptotically diminishing inside the rock in perpendicular direction to the surface of heat exchange (Fig. 4). Intensification of heat transport caused by natural convection is characterised by non-dimensional Grashof's number (Gr).

$$Gr = \frac{\beta g r^3 \Delta\theta}{\nu^2},$$

where:

g — acceleration of gravity,
 r — sphere radius,
 ν — kinematic viscosity,
 β — coefficient of cubic expansion,
 $\Delta\theta$ — difference in temperature between wall surface and fluid streamline.

For spherical forms convection starts already with the values of Grashof's number beginning from several dozens to several hundred depending on water temperature. When analysing natural convection it is more convenient to use Rayleigh's number (Ra), that is product of Grashof's and Prandtl's numbers. (Prandtl's number is a parameter depending on temperature in the theory of homology allowing to compare thermal exchange of fluids of different physical properties.) A diagram (acc. Geršuni, Zuchovickij, 1972) based on that criterion has been made (Fig. 5). At first, at small Ra values, the patterns of convection streamlines inside the sphere assumes the shape of strictly definite forms. These forms undergo jump modifications becoming more and more complicated in their shape with the increase of Ra number (compare successive changes of convection schemes — a-e, Figs. 5, 6). The stages of successive changes of convection schemes constitute sequential spectrum. Their shapes are being more and more complicated as Ra number increases.

The above mentioned formula for Grashof's number allows us to characterize the intenseness of convection in spherical forms of hydrothermal caves with the fixed rock temperature t_s and water inside the spheric form t_w and substituting various values of sphere radius corresponding to successive stages of form's development.

Because β and ν depend on the water temperature, at given water temperature the only unknown quantity when calculating Grashof's number is $\Delta \theta$ — a local thermal gradient on the boundary between water and rock. This quantity may be calculated by the method of successive approximations balancing the power of thermal flux given out by water of a determined temperature inside the sphere, with the power of heat flux which can be absorbed by a rock in determined thermal conditions assuming the known set up thickness of overlaying rocks. Calculations show that the thickness of overlay has minimal influence on the amount of heat exchange.

The following table shows the change of $\Delta \theta$ and Gr for spherical forms of different radius situated 20 meters below the surface. Water temperature is 60°C and an average rock temperature 10°C .

$r = 0,05 \text{ m}$,	$\Delta \theta = 1,5^\circ\text{C}$,	$Gr = 3,3 \times 10^6$
$r = 0,35 \text{ m}$,	$\Delta \theta = 0,45^\circ\text{C}$,	$Gr = 4,7 \times 10^8$
$r = 0,75 \text{ m}$,	$\Delta \theta = 0,27^\circ\text{C}$,	$Gr = 2,5 \times 10^9$
$r = 1,5 \text{ m}$,	$\Delta \theta = 0,18^\circ\text{C}$,	$Gr = 1,3 \times 10^{10}$

Values shown at this table indicate that if inside the sphere water temperature remains constant then, when the sphere is enlarging, Grashof's number quickly rises in spite of the lowering of $\Delta \theta$ because the decisive factor here is the influence of linear growth of a sphere occurring in the formula in the third power (r^3). Besides, as the convection begins already at the Grashof's number 10^2 , we are of the opinion that in the underground flow of karstic hot waters of a constant thermal value basic energy conditions are fulfilled for a permanent convectational circulation already in the initial stage of cave development.

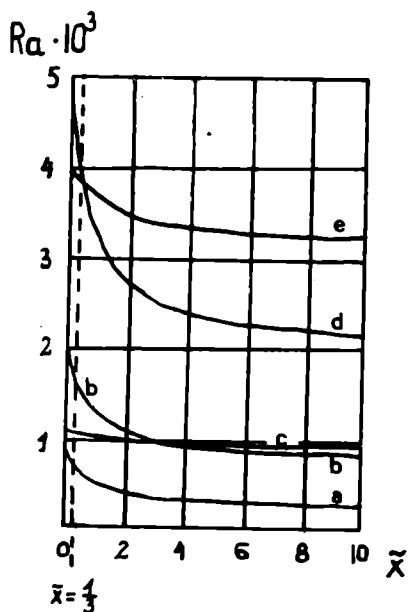


Fig. 5. Diagram representing successive stages of acceleration stream lines (acc. as fig. 6): a—e depending on Ra number — y axis; and $\tilde{x}$ — ratio of thermal conductivity of water to thermal conductivity of rock — x axis. Thermal conductivity of water differs within the range of mentioned temperatures from 0,57 to 0,65 wat/m/deg and thermal conductivity of limestone depending on moisture differs from 1,0 to 2,2. In the discussed condition $\tilde{x}$ value can differ from 0,3 to 1,0

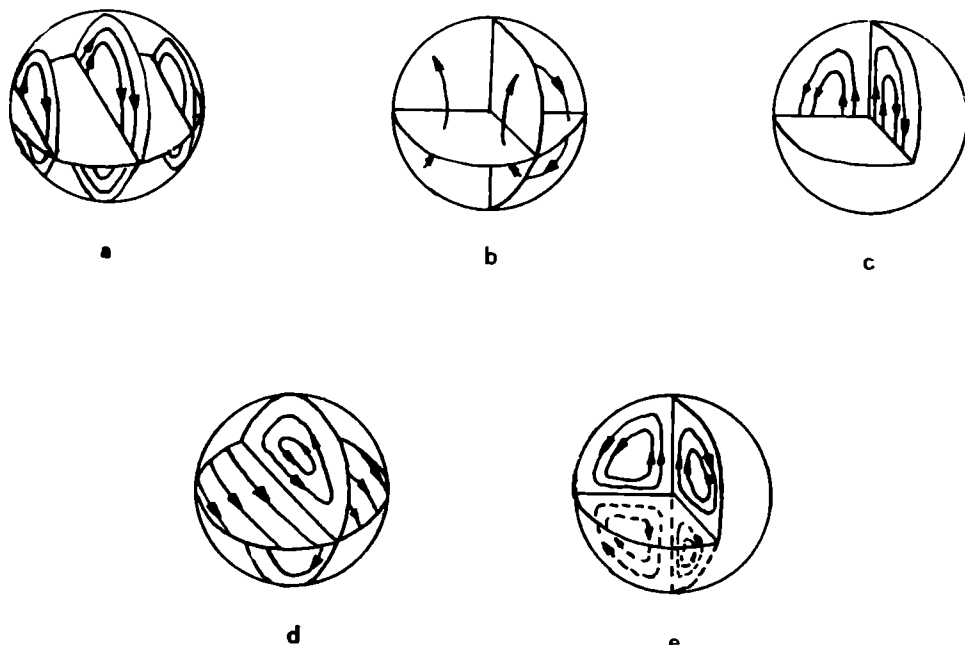


Fig. 6. Convection streamlines in a sphere:
a—e successive stages of convection development (acc. Geršuni, G. Z. and Zuchowicki, E. M., 1972).

But whether and where such circulation is started depends on other factors. Many enlargement and irregularities of a channel are suitable places for stable convection areas and facilitate their occurrence. However, on the other hand, water current is tending to hinder them.

Spherical convectional chambers in hydrothermal caves

The size of spherical chambers in caves of Buda and Pilisz mountains is varied. The smallest ones have about 1 meter in diameter, the biggest approach 5—6 meters. Small forms are usually very regular, almost strictly spherical with smooth walls without sculptures. Bigger chambers differ from each other by several details. Particularly characteristic are chambers with a roof resembling Romanesque vault formed with four ribs joined at the top. Such a shape of a chamber corresponds to the scheme of convection streamlines indicated on Fig. 6b. Inside other chambers an almost horizontal shelf is being developed. It divides the cham-

ber equatorially into the upper and lower hemispheres, according to the scheme of current movements (Fig. 6d, e).

This conformability of spherical forms in caves with first stages of spectrum of natural convection in a sphere, allows us to define an approximate range of Ra number describing the final stage of the formation of a spherical form in a cave. Thus it also defines the range of Grashof's number. Depending on the assumed water temperature inside a spherical form from 20° to 60°C Grashof's number ranges from about 200 to approximately 1500. These values are very small, approaching the lowest limit of convection occurrence in a spherical form and smaller by several orders than those presented previously in a table. They point out that the final stages of spherical forms development are characterised by the lowest levels of spectrum situated near the lowest limit of convection. It allows us to draw an important conclusion indicating that as the development of spherical forms proceeds, intensiveness of convection decreases (reduction of Gr number). It means that

the conditions of heat exchange are worsening and a natural limit of forms is defined by deterioration of convection to which the given forms is asymptotically approaching. This conclusion is based on the following argumentation: if, as the form develops and the water temperature is maintained at the same level, the heat exchange and Grashof's number will be increasing (compare table pg. 97). Because the existing forms reaching for eg. 3 meters in diameter correspond to the lowest levels of convection and in the case they would have been formed in constant thermal conditions, then with the smaller diameter of forms (that is a form in an earlier phase of its development), its Grashof's number will appear under the lower limit of convection and the form could not have been emerged. Reduction of Gr number as the spherical forms grows indicates that the speed of worsening of heat exchange expressed by the drop of $\Delta \theta$ is larger than the rise of Gr number caused by the growth of the form's diameter expressed by third power of radius. The drop of $\Delta \theta$ thus must be also connected with the dependence of the third or any higher power. It could be assumed that the drop of heat exchange is proportional to the enlargement of volume of the sphere. $V = \frac{4}{3} \pi r^3$ which may mean that the process

of heat exchange in spherical form is limited by the amount of heat reaching the form in water supplied by a channel but which is not sufficient for maintaining constant temperature of water inside the form.

Evolution of spherical forms in caves

Presented calculations show that in case when the development of convection forms is limited by the quantity of hot water the most efficient conditions, from the energetic point of view of heat exchange, exist in convectional cells of a small diameter. Such forms are characterised by large value of Gr number, indicating a turbulent convection.

This turbulent convection causes local growth of corrosion (cf. Rudnicki, 1967; Markowicz-Łohinowicz, 1971) because the contact of aggressive water with walls

of a form is in these circumstances facilitated. Forms diameter grows quicker than that of the main supplying channel, especially if the flow in the channel is laminar. In this case wall corrosion is very slow as it is defined by the velocity of ion diffusions. With water temperature of 60°C and the diameter of an anastomotic channel of 30 cm the biggest value of laminar flow speed is 0,3 cm/sec, which corresponds to the water discharge of 0,25 l/sec. So small warm water influx during the creation of spherical forms corresponds to the observed facts. Such amount of water secures its permanent exchange and maintenance of constant temperature only with forms of small diameter. With the growth of their diameter the influx does not compensate the loss of heat, and exchange conditions become worse thus decreasing the intensiveness of convection and corrosion.

The outlined evolution process of spherical forms in hydrothermal caves points to the great influence of the heat exchange on the development of subterranean karst forms. The existence of spherical forms in some caves created by cold waters can point to the more universal significance of this process.

Translated by Anna Bogobowicz

REFERENCES

- Davies, W.S., 1959: Origin of caves in folded limestone, Bull. Geol. Soc. Amer., 70, Boulder.
- Ford, D.C., 1971: Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis, Trans. Cave Res. Group of Great Brit., 13, 2.
- Geršuni, G.Z., Žuchovickij, E.M., 1972: Konvektivnaja ustojcivost nesžimajemych židkosti, Moskwa 1972.
- Jakucs, L., 1948: Geological and Physical Factors of Cave Formation by the action of Hot Springs, Hidrologiai Közlöny, 28, 1—4: 53—58, Budapest.
- Jakucs, L., 1977: Genetic Types of the Hungarian Karst, Karszt és Barlang, Spec. Iss., p. 3—18, Budapest.
- Kaye, C.A., 1957: The Effect of Solvent Motion on Limestone Solution, J. Geol., 65, 1, Chicago.
- Markowicz-Łohinowicz, M., 1972: Aktywność chemiczna wód krasowych (L'activité chimique des eaux karstiques), Speleologia, 7, 1—2: 25—45, Warszawa.

- Müller, P., 1974: On the Origin of Thermal Caves and Spherical niches, *Karszt és Barlang*, nr 1, p. 7—10, Budapest.
- Müller, P., Sarváry, I., 1977: Some Aspects of Developments in Hungarian Speleology Theories During the Last 10 Years, *Karszt és Barlang*, Spec. Iss., p. 53—60, Budapest.
- Pavai-Vajna, F., 1931: Über die Rolle heisser Lösungen, Dämpfe und Gase bei der Höhlenbildung, *Hidrologiai Közlöny*, v. 10—11, p. 115—122, Budapest.
- Rudnicki, J., 1967: Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich (Origin and Age of the Western Tatra Caverns), *Acta Geol. Polon.*, 17, 4: 521—591, Warszawa.

Jan Rudnicki

ROLA KONWEKCJI W KSZTAŁTOWANIU PODZIEMNYCH FORM KRASOWYCH

Streszczenie

Na podstawie kształtu form korozyjnych w jaskiniach wyróżniono dwa odrębne środowiska hydrodynamiczne w strefie freaticznej:

- 1) znany od dawna przepływ pod ciśnieniem, który cechuje liniowy przebieg dróg drenażu, skierowany ku wywierzysku,
- 2) cyrkulacja okrężna wywołana konwekcją i typowa dla jaskiń hydrotermalnych. Omówiono warunki termiczne, w jakich powstają formy konwekcyjne.

Jan Rudnicki

RÔLE DE LA CONVECTION DANS LA FORMATION DES FORMES KARSTIQUES SOUTERRAINES

Résumé

Sur la base des observations des formes de corrosion dans les grottes on a distingué deux milieux hydrodynamiques distincts dans la zone phréatique:

- 1) écoulement sous pression connu depuis longtemps, qui se caractérise par un système linéaire de drainage dirigé vers la source vauclusienne,
- 2) circulation due à la convection, typique pour les grottes hydrothermales. Ont été également discutées les conditions thermiques dans lesquelles apparaissent les formes de convection.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Obserwacje geologiczne w jaskini Garma Ciega (Góry Kantabryjskie, Hiszpania)

Treść: Na podstawie obserwacji przeprowadzonych w trakcie wyprawy Komisji Taternictwa Jaskiniowego PZA w 1975 roku autor określa tektoniczną genezę poszczególnych partii jaskini i wiąże ją z ewolucją Gór Kantabryjskich w rejonie, w którym znajduje się omawiany system jaskiniowy.

Jaskinia Garma Ciega znajduje się w SE części prowincji Santander na wysokości 1104 m n.p.m., w południowo-zachodnich zboczach Pico Tejes. Stanowi ona część rozległego systemu jaskiniowego Sumidero de Cellagua — Garma Ciega. Obie wymienione jaskinie (typu *gouffre*) łączy podziemna rzeka, spływająca obszernym korytarzem od głębokości — 200 m (w Sumidero de Callagua) do — 970 m, gdzie ginie w syfonie.

Główny ciąg jaskini od otworu Garma Ciega dzieli się na trzy odmienne morfologicznie części (ryc. 1). Odcinek wstępny do głębokości —540 m stanowią wąskie, szczelinowate korytarze. Retencja w tej części jaskini jest znikoma, w czasie opadów na powierzchni pojawia się okresowy przepływ wody o nasileniu zależnym od intensywności i czasu trwania opadów. Pierwsza stała struga wody wypływa z bocznej szczeliny na dnie Białej Sali na głębokości około —400 m (700 m n.p.m.).

Na głębokości —540 m charakter jaskini zmienia się zasadniczo: dominującą formę rozwinięcia jaskini aż do głębokości —870 m stanowią olbrzymie sale zawaliskowe. Jedyne na niewielkim odcinku na głębokości —750 spotyka się podziemną rzekę (Cañon) poza tym płynącą popod zawaliskami.

Ponowną zmianę charakteru jaskini obserwuje się od głębokości —870 m. Spod zawalisk wypływa podziemna rzeka, a korytarz

przewodzący wodę jest wąski, szczelinowy i opada dość stromo w dół aż do głębokości około —900 m. Tu drogę blokuje wielkie zawalisko, nad którym znajduje się rozległa sala. Po jej przejściu ponownie dochodzi się do rzeki, ginącej w płytkim, rozległym syfonie. Ostatni odcinek, rozpoznany w sierpniu 1975 roku (Grodzicki, 1976), to 200-metrowy syfonalny, poziomo rozwinięty ciąg szerokiego korytarza, do znacznej wysokości wypełnionego osadami podziemnej rzeki.

Jaskinia w całym swoim przebiegu jest wyraźnie uwarunkowana strukturalnie. Wstępną, pionowo rozwiniętą partię jaskini tworzą szczelinowe korytarze o genezie tektonicznej. Powstały one na pionowych szczelinach o kierunkach N-S i W-E rozszerzonych tensyjnie. Rozszerzenie to należy wiązać z rozwojem głębokich dolin rozcinających masyw. Szczeliny tną gruboławicowe wapienie kredowe, przepełnione fauną gruboskorupowych małży i ślimaków z rodzaju *Hippurites* i *Rudistes*. Piękne przekroje tych skamieniałości są doskonale widoczne w ścianach korytarzy i studni aż do Białej Sali. Udział procesów krasowych w modelowaniu tej partii jaskini był niewielki i ograniczył się do korozji ścian korytarzy i studni przez spływającą po ich powierzchni wodę, nie zmieniając w widocznym stopniu pierwotnych, tektonicznie rozszerzonych szczelin. W dnach sal i korytarzy jest widoczne erozyjne działanie okresowych strug wody w postaci nisz zakolowych i listew erozyjnych, szczególnie w najniższej partii między Białą

* Zakład Nauk Geologicznych PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Salą a Biwakiem na głębokości —540 m. W całej tej części jaskini nie obserwuje się śladów przepływu wody pod ciśnieniem.

Całkowicie odmienny charakter ma następny odcinek jaskini, poczynając od Biwaku aż do głębokości —870 m. Główny ciąg jaskini to olbrzymie sale zawaliskowe, połączone obszernymi korytarzami o znacznej wysokości. Jaskinia rozwinęła się tu na kontakcie wapieni z serią marglisto-piaskowcowo-lupkową. Pierwotny charakter uwarunkowań tektonicznych jest całkowicie zatarty przez zawaliska, podobnie jak zatarte są ślady pozwalające odtworzyć dawny charakter przepływu wód. Jedynie na głębokości —750 m zachował się fragment pierwotnego korytarza (Cañon) z przepływem podziemnej rzeki. Kształt poprzecznego przekroju tego korytarza oraz zachowane na stropie zagłębienia wirowe pozwalają stwierdzić, że powstał on dzięki działaniu wód przepływających pod ciśnieniem (Bögli, 1956; Grodzicki, 1970). Można stąd wnioskować, że pierwotnie cała ta część jaskini powstała jako korytarz typu *master conduit* dzięki działaniu wód przepływających pod ciśnieniem, a wykorzystujących rozwartą w postaci szczeliny inicjalnej strukturalną powierzchnię kontaktu wapieni rudystowych z marglisto-lupkową serią utworów dolnej kredy (Rat, 1975). Ten pierwotny korytarz uległ następnie w procesie rozwoju jaskini daleko idącej modyfikacji. Liczne zawaliska (których wiek zdaniem autora należy wiązać z powstaniem szczelinowych korytarzy i studni wstępnej partii jaskini) przekształciły korytarz w ciąg dużych sal i spowodowały zepchnięcie czynnego przepływu wody w wąskie szczelinowe korytarze poniżej spągu zawalisk, gdzie istnieje obecnie przepływ pod ciśnieniem.

W obrębie tej partii jaskini, na głębokości —750 m, zostały znalezione ciekawe wykwyty mineralne. Wyniki badań pobranych próbek są przedstawione w artykule J. Grodzickiego, B. Koisara i P. Zawidzkiego (1978).

Najniższa partia jaskini (od —870 m do —970 m) ponownie jest rozwinięta w postaci szczelinowego korytarza na powierzchni nieciągłości o kierunku N-S. Tektoniczna geneza tego korytarza nie budzi najmniejszych wątpliwości, gdyż powstał on w niekrasowielących łupkach marglistych.

Obserwacje zebrane w jaskini Garma Ciega, zinterpretowane zgodnie z koncepcją genezy jaskiń opracowaną przez autora (Grodzicki, 1970, 1973), pozwalają na wyciągnięcie następujących wniosków:

1. Wstępny, pionowo rozwinięty odcinek jaskini ma wyraźnie tektoniczną genezę. Powstanie tego odcinka należy wiązać z młodymi ruchami wynoszącymi cały masyw.

2. Galeria z podziemną rzeką ma odmienną genezę; powstała w wyniku korozyjno-erozyjnego oddziaływania wody wzdłuż powierzchni kontaktu stratygraficznego wapieni kredowatych z serią jurajską. Utworzyła się w warunkach przepływu pod ciśnieniem, a baza erozyjna znajdowała się wówczas około 100 m wyżej niż obecnie. Galeria ta jest więc znacznie starsza od wstępnego odcinka jaskini.

3. Dźwignięcie całego masywu objawiło się zawaliskami, zacierającymi w znacznej mierze pierwotny charakter galerii. Wielkość tego dźwignięcia jest określona wartością deniwelacji między najniższym punktem galerii a poziomem obecnej partii syfonalnej i wynosi około 120 m (Grodzicki, 1976). Podobną wartość wcięcia erozyjnego można obserwować w okolicznych dolinach.

4. Najniższy, syfonalny odcinek jaskini ma tektoniczną genezę podobnie jak odcinek wstępny i powstał w tym samym czasie. Jest więc młodszy od głównej galerii i prawdopodobnie równowiekowy zawaliskom w głównym ciągu.

Przeprowadzenie szczegółowych badań w głębokich jaskiniach tego regionu pozwoliłoby na rozbudowanie i uściślenie przedstawionych tu poglądów na temat rozwoju podziemnej sieci krążenia wód i morfologii tego regionu Gór Kantabryjskich.

LITERATURA

- Bögli A., 1956: Grundformen von Karsthöhlenquerschnitten, *Stalactite*, 6, 3.
Grodzicki, J., 1970: Rola tektoniki w genezie jaskiń masywu Czerwonych Wierchów, *Speleologia*, 5, 1—2, Warszawa.
Grodzicki, J., 1973: Relaciones entre la morfología, la tectónica y el origen de las cuevas, *Congr. Intern. Spéléologie*, Res., Olomouc.

- Grodzicki, J., 1976: *Garma Ciega 1975*, *Speleologia*, 9, 1—2, Warszawa.
Grodzicki, J., Koisar, B., Zawadzki, P., 1978: Mirabilit z jaskini Garma Ciega (Góry Kontabryjskie, Hiszpania), [w:] *Kras i speleologia*, t. 2 (XI), Katowice.
Rat, P., 1975: Notes géologiques sur le système karstique de Garma Ciega, *Cuadernos de Espeleologia*, 8, Santander.

Jerzy Grodzicki

GEOLOGICAL OBSERVATIONS IN THE GARMA CIEGA CAVE (CANTABRIAN MTS., SPAIN)

Summary

The paper presents the geological observations made by an expedition of the Commission for Cave Climbing at the Polish Association of Alpine Clubs which was aimed to study the world's fourth deepest cave (970 m below ground level, Fig. 1). The data obtained permit conclusions as to the tectonic origin both of the vertically-directed entrance part and of the terminal part which developed in the sequence of sandy and marly shales.

Translated by Janina Kosińska

Jerzy Grodzicki

OBSERVATIONS GÉOLOGIQUES DE LA GROTTES GARMA CIEGA DANS LES MONTS CANTABRES EN ESPAGNE

Résumé

L'auteur, qui dirigea l'expédition de la Commission Spéléologique de la Fédération Polonaise d'Alpinisme dans la quatrième, de par sa profondeur, grotte du monde (—970 m), Fig. 1, présente les résultats des observations géologiques effectuées dans cette caverne.

La grotte Garma Ciega fait partie d'un important système de cavernes — Garma Ciega-Sumidero de Cellagua. Ces deux grottes (du type „gouffre”), sont reliées par une rivière souterraine qui, à la profondeur de —200 m (Sumidero de Cellagua), emprunte un large couloir pour descendre à —970 m, où elle disparaît dans un siphon.

Jusqu'à la profondeur de -540 m, la grotte est constituée de couloirs fissurés, développés dans un système de crevasses verticales dirigées N-S et E-O. La grotte apparaît ensuite sous forme de grandes salles à éboulis sur une surface stratifiée au contact de calcaire et de schistes marneux du crétacé. Les fragments du premier couloir qui ont subsisté, permettent d'affirmer qu'il s'est formé par suite de l'action d'eaux coulant sous pression. La partie la plus profonde de la grotte forme de nouveau un couloir étroit en forme de crevasse aux parois de schistes sableux et marneux.

Sur la base de ses observations, l'auteur tire la conclusion que la première partie verticale de la grotte est d'origine tectonique et est plus jeune que la galerie menant la rivière souterraine. A l'époque de la formation de cette galerie, les eaux y coulaient sous pression, et la base d'érosion se situait 100 m plus haut qu'actuellement. La partie crevassée de la grotte, à son niveau le plus bas, est également exclusivement d'origine tectonique et son âge correspond à la période de formation des la partie primaire de la grotte. L'auteur rattache le mécanisme d'écartement des crevasses à l'élévation du massif et à l'érosion accrue des vallées entrecoupant ce massif.

Traduit par Anna Grodzicka

Mirabilit z jaskini Garma Ciega (Góry Kantabryjskie, Hiszpania)

Treść: W jaskini Garma Ciega, na kontakcie wapieni kredy i łupków marglisto-piaszczystych jury, znaleziono wykwity mineralne, które określono jako mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$). Przeprowadzono badania rentgenowskie oraz w podczerwieni.

Wyprawa Komisji Taternictwa Jaskiniowego Polskiego Związku Alpinizmu napotkała w Jaskini Garma Ciega (Góry Kantabryjskie w Hiszpanii) ciekawe wykwity mineralne. Mineral występuje w jaskini na głębokości —750 m, w niewielkiej sali zawiliskowej, w obrębie kontaktu wapieni kredy i jurajskiej serii łupków marglisto-piaszczystych (Grodzicki, 1978).

Minerał bezbarwny i przeźroczysty występuje w trzech formach: jako delikatna wata złożona z cienkich (0,1 mm grubości) igiełek, w postaci cienkich (1 mm—3 mm grubości) igieł dochodzących do 15 cm—20 cm długości oraz w postaci spiralnie skręconych wstążek i wstąg o grubości 1 mm—6 mm, szerokości 5 mm—30 mm i długości do 30 cm—40 cm. W postaci waty i igieł występuje głównie na piaszczysto-mulastym namulisku, natomiast wstęgi i częściowo igły wystają wprost ze skały.

Z pobranych próbek skały wykonano cienkie płytki. Badanie mikroskopowe pozwoliło określić skałę jako łupek piaszczysto-marglisty o teksturze równoległej. Materiał piaszczysty stanowią źle obtoczone ziarna kwarcu, spotyka się także nieliczne, duże blaszki i pakiety muskowitu. Z minerałów ciężkich określono turmalin, tytanit i cyrkon. Skała zawiera wiele fragmentów węglanowych skorupiek (między innymi krynoidy) oraz liczne jurajskie otwornice zlepieńcowate. W ilasto-węglanowym tle występują liczne sku-

pienia substancji organicznej z ziarenkami pirytu.

Znaleziony minerał ulegał szybkiemu rozkładowi zarówno w warunkach podwyższonej temperatury, jak i niższej wilgotności względnej. W miejscu jego występowania panował mikroklimat o typowych dla Garma Ciega parametrach: temperatura 6°C, wilgotność względna ponad 98%, słaby przewiew. Wrażliwość minerału na zmianę warunków środowiska spowodowała, że można było pobrać do badań jedynie fragmenty wstążek i wstęg.

Zarówno „igły”, jak i „wata” ulegały natychmiastowemu rozkładowi w zetknięciu z ręką ludzką.

W pierwszej kolejności przeprowadzono obserwację badanych próbek za pomocą mikroskopu ze stolikiem grzewczym — Boetiuss. Wiele wykonanych pomiarów wykazało, że badany minerał rozkłada się, ulegając rozpuszczeniu we własnej wodzie krystalizacyjnej, w temperaturze około 32,5°C. Po odprowadzeniu wilgoci krystalizuje ponownie, przechodząc w formę trwałą do temperatury powyżej 350°C. Minerał w formie uwodnionej okazał się trwały jedynie w temperaturze poniżej 32°C przy wilgotności względnej 100%. Analiza półilościowa wykazała obecność około 55% H_2O , a w mineralu odwodnionym około 32% Na. Spektralna analiza emi-

* Jerzy Grodzicki, Zakład Nauk Geologicznych PAN, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Bernard Koisar, Polski Związek Alpinizmu, ul. Sienkiewicza 12/439, 00-010 Warszawa

Paweł Zawidzki, Instytut Geochemii, Mineralogii i Petrografii Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

syjna minerału odwodnionego wykazała obecność śladowych ilości Ba, Sr i K oraz nie większą zawartość Ca.

Aby wykonać badania rentgenowskie i badania w podczerwieni, minerał uwodniony delikatnie ucierano w moździerzu agatowym. Ucieranie prowadzono w pomieszczeniu chłodzonym do 2°C, umieszczając moździerz w pojemniku, gdzie starano się zachować wilgotność względną około 100%. Niestety sam proces przygotowywania pastylki do badań w podczerwieni powodował przynajmniej częściowe odwodnienie minerału. Badania absorpcji podczerwieni wykonano na aparacie UR-20. Widmo absorpcji podczerwieni wykazało następujące pasma absorpcyjne: szerokie pasmo z maksimum około 3430 cm⁻¹ silne, ostro zarysowane pasmo przy 1140 cm⁻¹ z garbkami 1125 cm⁻¹, pasmo 685 cm⁻¹ oraz nieco silniejsze od niego pasmo 640 cm⁻¹ i słabe, rozmyte pasmo 520 cm⁻¹. Widmo absorpcji podczerwieni minerału całkowicie odwodnionego wykazało następujące pasma absorpcji: szerokie pasmo z maksimum przy 3450 cm⁻¹, silnie i ostro zarysowane pasmo mające dwa maksima o tej samej intensywności przy 1140 cm⁻¹ oraz 1125 cm⁻¹, garbek przy 1165 cm⁻¹ pasma przy 690 cm⁻¹ i (nieco silniejsze) przy 645 cm⁻¹, jak również słabe, szerokie pasmo z maksimum około 520 cm⁻¹. Badania rentgenowskie przeprowadzono na dyfraktometrze rentgenowskim Dron 1 oraz aparacie VEM TUR z kamerą Debaya — Scherrera 57,3 mm. Zdjęcie rentgenowskie preparatu igłowego w kamerze 57,3 mm dało rentgenogram analogiczny do dyfraktogramu minerału odwodnionego. W obu przypadkach zarejestrowano następujące refleksy (tab. 1).

Jak wynika z tabeli, uzyskane rezultaty bardzo dobrze korelują z danymi dla tenardytu Na₂SO₄ (rombowy) podawanymi przez ASTM (prawa strona tabeli).

Wykonanie zdjęcia uwodnionego minerału w kamerze na aparacie VEM TUR było niemożliwe ze względu na długi czas ekspozycji zdjęcia (około 4 godziny) oraz podwyższoną temperaturę, powstającą w wyniku bliskości grzejącego się silniczka elektrycznego obracającego preparat w kamerze. Podjęto próbę wykonania dyfraktogramu minerału w stanie uwodnionym na aparacie DRON-1. Niestety ze względu na szybkie odwadnianie się preparatu zaprasowanego

Tabela 1

Table 1

Rentgenogram proszkowy próbki odwodnionej

Powder X-ray pattern of dehydrated sample

Badana próbka (Examined sample)		Wzorzec według ASTM (Standard after ASTM) tenardyt Na ₂ SO ₄ (Thenardite)	
d/n	I	d/n	I
4,67	7	4,66	73
3,84	3	3,84	18
3,18	5	3,178	51
3,07	5	3,075	47
2,785	10	2,783	100
2,650	5	2,646	48
2,328	2	2,329	21
2,215	1	2,211	5
		1,919	4
		1,891	4
1,868	5	1,864	31
		1,841	6
1,801	2	1,798	4
1,680	3	1,680	12
1,660	3	1,662	8
1,600	1	1,605	5
1,590	1	1,589	3
1,554	4	1,553	10
		1,537	1
1,504	podwój- na	1,512	2
1,465	1	1,497	5
1,430	1	1,465	1
1,388	1	1,429	5
1,324	1	1,386	3
1,302	1	1,324	3
1,297	2	1,304	3
1,280	2	1,297	6
1,259	1	1,279	5
1,233	1	1,258	1
1,210	1	1,233	1
1,930	1	1,214	1
1,165	1	1,1922	1
1,134	1	1,1654	1
1,102	1	1,1345	3
1,077	1		
1,062	1		
1,044	1		
1,032	1		
1,007	1		

Tabela 2

Table 2

Rentgenogram proszkowy próbki uwodnionej

Powder X-ray pattern of hydrated sample

Badana próbka (Examined sample)		Wzorzec sztuczny według ASTM (Artificial standard after ASTM) mirabilit $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (Mirabilite)	
d/n	I	d/n	I
		7,55	1
7,12	1	7,11	3
6,10	2	6,11	17
5,90	2	5,89	9
5,49	10	5,49	100
5,33	4	5,32	25
5,15	1	5,17	5
4,88	4	4,88	20
4,78	6	4,77	45
4,32	4	4,32	20
3,96	3	3,95	15

w kuwetkę, pomimo zabiegów prowadzących do nawilgocenia próbki, udało się zarejestrować jedynie część refleksów uzyskanych przy małych kątach 2θ .

Po pewnym okresie rejestracji dyfraktogram zmieniał się, dając refleksy tenardytowe. Zarejestrowano następujące refleksy pochodzące od minerału uwodnionego (tab. 2):

Jak widać zamieszczone w tabeli wyniki bardzo dobrze korelują z danymi dla mirabilitu sztucznego $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$ (jednoskośny), podawanymi przez ASTM. Suma uzyskanych informacji wskazuje, że badany minerał jest mirabilitem o wzorze $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$. Planowane są dalsze badania rentgenowskie tego minerału przy zastosowaniu dyfraktometru rentgenowskiego i umieszczeniu próbki minerału uwodnionego w specjalnej kamerze umożliwiającej zachowanie dowolnej wilgotności względnej. Pozwoli to na zarejestrowanie dyfraktogramów mirabilitu przy skokowym odwadnianiu tego minerału przy różnych wilgotnościach względnych.

Jak podaje W.B. White (1976), występowanie mirabilitu notowane było w kilku zaledwie jaskiniach, na przykład w lawowych jaskiniach Afryki Wschodniej czy w systemie Plint-Mammoth w Stanach Zjednoczonych. To ostatnie wystąpienie wykazuje F. Benington (1959).

LITERATURA

- Benington, F., 1959: Preliminary identification of crystalline phases in a transparent stalactite, *Science*, 12: 1227.
- Grodzicki, J., 1978: Obserwacje geologiczne w jaskini Garma Ciega (Góry Kantabryjskie, Hiszpania), [w:] *Kras i speleologia*, t. 2 (XI), Katowice.
- White, W.B., 1976: Cave minerals and speleothems, [in:] *The Science of Speleology*, Academic Press, London, New York, San Francisco.

MIRABILITE FROM THE GARMA CIEGA CAVE

S u m m a r y

Interesting mineral efflorescences were reported from the Garma Ciega Cave in the Cantabrian Mts. by a Polish speleological expedition. These efflorescences were found at a depth of 750 m within an area where the massive Cretaceous limestone comes into contact with the marly shales. Colourless and transparent, they resemble pieces of a fine cotton-wool, needles or twisted ribbons. Transferred from the cave environment into normal conditions, all these forms rapidly disintegrate with the alteration of the mineral. The mineral is stable and remain unaffected at the temperatures below 32,5°C, with the relative humidity kept at the level of 100%. The semi-quantitative analysis of the mineral showed approximately 55% water content; and in dry condition, the dehydrated mineral was found to have approximately 32% Na content. As was showed by spectrochemical analysis, the mineral contained Ba, Sr, K, and Ca in trace quantities. The results of X-ray and IR absorption analyses pointed to thenardite in the case of the mineral in dehydrated form, and partly recorded diffractogram of the mineral in hydrated form pointed to mirabilite. All the available data allows for the conclusion that the mineral found in the Garma Ciega cave is mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$).

Translated by the authors

Jerzy Grodzicki, Bernard Koisar, Paweł Zawidzki

MIRABILITE DANS LA GROTTES DE GARMA CIEGA

R é s u m é

Dans la grotte de Garma Ciega, à la limite des calcaires crayeux et des schistes marneux et sableux ont été trouvées les concrétions minérales déterminées comme mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$). On a également effectué les recherches aux rayons X et infra-rouges.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Zjawiska krasowe w okolicach Gusinje (góry Prokletije, Jugosławia)

Treść: Zjawiska krasowe w okolicach Gusinje rozwijają się w wapieniach malmu należących do jednostki „przedkrasowej” w strefie Wysokiego Krasu (doliny Grbaja i Ropojana) oraz w wapieniach triasowych strefy Durmitoru (masyw Visitor). Na obszarze wychodni malmu obserwowano przejawy krasowego odwodnienia terenu, z którym wiążą się wywierzyska Alipašini Izvori oraz Grliji. Występują tam też inne formy krasowe: powierzchniowe (żłobki i żebra krasowe) oraz podziemne (niewielkie jaskinie o długościach od kilku metrów do około 35 m). Większe jaskinie rozwinęły się w wapieniach triasowych. Są to: jaskinia Čardak (długość ponad 1100 m, głębokość –175 m, w górnej części obszerne korytarze i zawaliskowe sale, w dolnych partiach przemodelowana przez wodę szczelina tektoniczna) oraz położona w pobliżu jaskinia o długości około 100 m.

Przedstawione obserwacje zjawisk krasowych w górach Prokletije, w okolicy miejscowości Gusinje, zostały zebrane w 1973 roku. W dniach 15 VII–2 VIII przebywała w tym rejonie niewielka wyprawa Polskiego Klubu Górskiego pod kierownictwem M. Malinowskiego (uczestniczyli w niej również członkowie Speleoklubu Warszawskiego PTTK). Bliższe szczegóły na temat przebiegu i wyników wyprawy znaleźć można w „Wierchach” (Kardaś, Malinowski, 1975).

Góry Prokletije rozciągają się we wschodniej części Gór Dynarskich, na pograniczu czarnogórsko-albańskim (ryc. 1A). Obserwacje prowadzone były głównie w dolinie Grbaja (gdzie założono bazę wyprawy), a także częściowo u wylotu doliny Ropojana oraz w rejonie szczytu Čardak w masywie Visitor położonym na N od Gusinje (ryc. 2).

Pod względem geologicznym Prokletije jest częścią dynarydów, w których łańcuchu wy-

różniono liczne wielkie strefy (jednostki) tektoniczno-facjalne (Aubouin et al., 1970). Strefy te, o rozciągłości NW-SE, oddzielone są nasunięciami. Jedno z tych nasunięć przebiega na S od Gusinje (ryc. 1B). Na północ od niego występują utwory należące do strefy serbskiej, a ściślej do jej południowej części zwanej strefą Durmitoru (por. Rampoux, 1970). W dolinie Lučy, w której leży miejscowość Gusinje, występują (na ogół pod utworami czwartorzędu) różnorodne skały młodopaleozoiczne, na których zalegają utwory triasu tworzące masyw Visitor. Dolna ich część, zaliczana do werfenu, to różne utwory klastyczne oraz wapienie piaszczyste (Rampoux, 1970). Wyżej występują wapienie triasu środkowego i górnego oraz triasowe skały wulkaniczne. Na południe od nasunięcia, w interesującym nas rejonie, przeważają wapienie malmu oraz górnokredowy flisz. Utwory te należą prawdopodobnie do jednostki „przedkrasowej” w strefie Wysokiego Krasu (por. Papa, 1970 — pogląd tego autora jest nieco odmienny od przedstawionego na szkicach Rampoux, 1970 i Aubouin et al. 1970).

W dolinie Grbaja zjawiska krasowe rozwijają się w wapieniach malmu. Na obszarze ich wychodni odpływ powierzchniowy jest niewielki. W lipcu 1973 roku wody topniejących śniegów, dopływające z kotłów pod Karanfilem, nie docierały nawet do dna doliny. Suche łóżysko potoku w górnych partiach doliny jest niewielkich rozmiarów w stosunku do ilości wód, które muszą być odprowadzane z tego rozległego obszaru

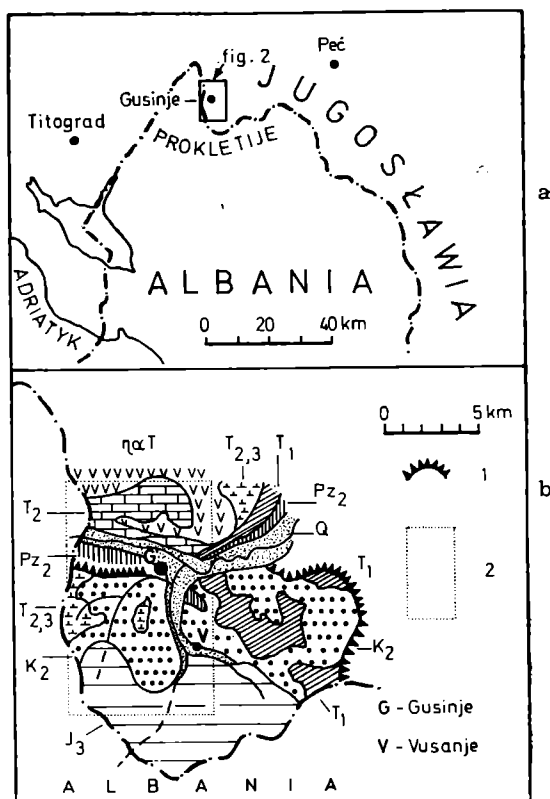
* Instytut Geologiczny, Zakład Geologii Złóż Surowców Skalnych, ul. Rakowiecka 4, 02-517 Warszawa

(średnie opady roczne powyżej 2 000 mm, por. Malicki, 1974). Woda pojawiała się w nim dopiero znacznie poniżej schroniska (wchodnie fliszu). Po obfitych opadach w dniach 26–28 lipca łożysko potoku w rejonie schroniska napęliło się, lecz i wówczas główny dopływ wód następował z dolinki za Voluśnicą (flisz), a wodospady spływające wapienną ścianą Voluśnicy zanikały w piargach u jej podstawy. Nasuwa to wniosek, że większość wód jest tu odprowadzana podziemnie. Wywierzyiskami wód krasowych otoczenia doliny Grbaja są zapewne olbrzymie źródła Alipašini Izvori, położone w dolinie Skakavicy u podnóża Vezirovej Brady. Ilość wody jest tak duża, że porusza ona wybudowane tam młyny. Brak dokładnej mapy geologicznej nie pozwala na bardziej szczegółowe określenie drogi wód, ale prawdopodobne jest, że przepływają one pod fliszem Vezirovej Brady i wydostają się na powierzchnię wzdłuż nasunięcia.

Również na wapiennym podłożu doliny Ropojana łożysko potoku (obserwowane w okresie bez opadów) było suche aż po położone powyżej wsi Vusanje duże wywierzyisko. Nieco powyżej, w progach łożyska potoku, widać szczeliny, które przy wyższym stanie wód funkcjonują prawdopodobnie jako wywierzyiska. Rozpoczynający się wywierzyiskiem potok Grlja w okolicy Vusanje wpada wodospadem do wąskiego kanionu wyciętego w wapiennym podłożu. Wschodnie wapieni kończą się tu wysokim progiem na granicy z paleozoikiem. U jego podstawy wypływa Grlja (w najniższym odcinku przepływ potoku jest częściowo podziemny) oraz bije spore wywierzyisko.

Oprócz przejawów krasowego odwodnienia obszaru zaobserwowano także występowanie innych form krasowych powierzchniowych i podziemnych. Duże powierzchnie pokryte są żłobkami krasowymi, których większe pola zostały zaznaczone na szkicu (rys. 2). Są to formy spływowe występujące na pochyłych powierzchniach skalnych, często ostre, lecz również i zmienione przez roślinność — zaokrąglone. Także na powierzchniach dużych luźnych głazów występują niewielkie żłobki rowkowe.

Na rozległym, słabo pochylonym tarasie pod północnym szczytem Karanfila (2 460 m n.p.m.), będącym prawdopodobnie fragmentem



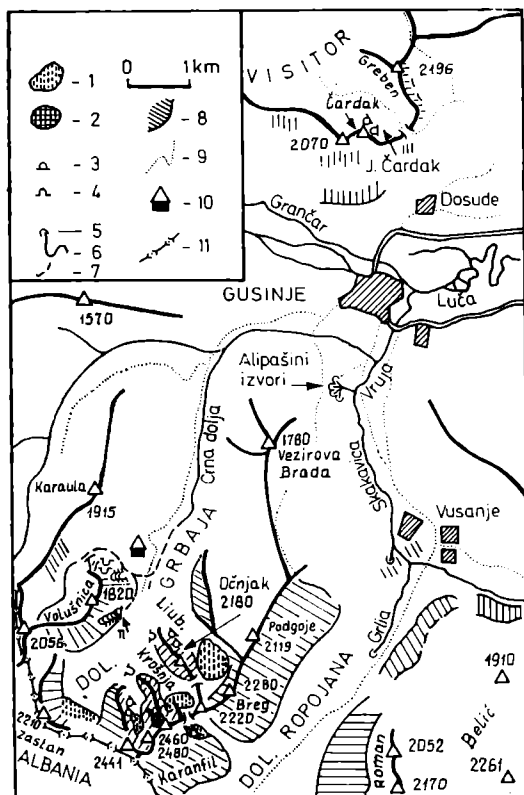
Ryc. 1. Sytuacja opisywanego obszaru: a — szkic lokalizacyjny, b — szkic geologiczny (na podstawie mapy: Geološka Karta SFR Jugoslavija, 1970):

Pz₂ — młodszy paleozoik, T₁ — werfen, T₂ — środkowy trias, ηαT — triasowe skały wulkaniczne, T_{2,3} — środkowy i górny trias, J₃ — malm, K₂ — kreda górna, Q — czwartorzęd, 1 — nasunięcie, 2 — obszar przedstawiony na rys. 2

Fig. 1. Situation of the Gusinje area: a — location — sketch of the investigated sites, b — geological map (after: Geološka Karta SFR Jugoslavija, 1970):

Pz₂ — lower Paleozoic, T₁ — Werfenian, T₂ — Middle Triassic, ηαT — Triassic volcanic rocks, T_{2,3} — Middle and Upper Triassic, J₃ — Malm, K₂ — Upper Cretaceous, Q — Quaternary, 1 — overthrust, 2 — area shown in Fig. 2

starej powierzchni zrównania, są rozwinięte na dużą skalę formy o charakterze wielkich żeber krasowych. Sterczą one po kilka metrów nad rozdzielające je zagłębienia wypełnione często śniegiem. Powierzchnia ich nosi ślady wietrzenia mechanicznego (mrozowego).



Ryc. 2. Formy krasowe w okolicach Gusinje:

1 — duże pola żłobków krasowych, 2 — zebra krasowe, 3 — jaskinie zbadane podczas wyprawy, 4 — niektóre nie zbadane jaskinie, 5 — wywieziska, 6 — potoki i rzeki, 7 — potoki okresowe, 8 — skały, 9 — drogi, 10 — schronisko, 11 — granica, Liub-Liubokuća

Fig. 2. Map of karst phenomena in the area of Gusinje:

1 — large limestone pavement, 2 — karstic clints, 3 — caves examined by the expedition, 4 — some not examined caves, 5 — important karst springs, 6 — streams and rivers, 7 — temporary streams, 8 — rocks, 9 — roads, 10 — hostel, 11 — state frontier

W trakcie działalności wyprawy zlokalizowano 25 otworów jaskiń, z których 21 zbadano. Większość z nich znajduje się na obszarze wychodni malmu (22 w dolinie Grbaja, a 1 od strony doliny Ropojana). Poznane jaskinie w wapieniach malmu są krótkie (od kilku do kilkunastu metrów, maksymalnie do około 35 m długości). Najdłuższa z nich znajduje się pod Cčnjakiem,

od strony dolinki Liubokuća. Większość to formy szerokie o charakterze schronisk podskalnych, wielkich ryz lub pojedynczych salek. Często też brak w nich wyraźniejszych śladów mycia przez wodę; widać związek z tektoniką nieciągłą strefami strzaskania. W niektórych przypadkach wygląd tych próżni nasuwa przypuszczenie, że dużą rolę w ich kształtowaniu odgrywa wietrzenie fizyczne. Rzadko mamy do czynienia z wyraźniej wykształconymi korytarzami. Do nielicznych wyjątków należy na przykład jaskinia w dolinie Ropojana (krótkie, zatłoczone gliną korytarzyki, dostępne na przestrzeni około 8 m). Większość tych jaskiń musiała być już dawno znana pasterzom i turystom ze względu na widoczne z daleka otwory lub położenie przy drodze wspinaczkowej (jak to ma miejsce w przypadku jaskiń na SE ścianie Voluńnicy).

O wiele ciekawsze jaskinie występują na północ od Gusinje w masywie Visitor, pod szczytem Čardak¹, w wapieniach środkowego triasu (ryc. 2).

Otwór jaskini Čardak znajduje się na wysokości około 1970 m n.p.m. we wschodnim zboczu szczytu o tej samej nazwie, ponad głęboką kotlinką. Wstępne partie jaskini znane były od dawna. Członkowie klubu turystycznego z Gusinje poznali ją do I Wodospadu (ryc. 3), a nawet wykonali do tego miejsca pomiar głównego ciągu (prawdopodobnie nie robiąc jednak planu). Poniżej I Wodospadu jaskinia została wyeksplorowana przez wyprawę PKG (w zejściu na dno uczestniczyło także dwóch Jugosłowian). Sporządzono również plan głównego ciągu oraz rozległych ciągów bocznych (ryc. 3). Z braku czasu niektóre boczne korytarze nie zostały spenetrowane do końca. Długość skartowanych korytarzy wynosi 1118 m (w tym ciąg główny 528 m), a głębokość — 175 m.

W jaskini tej można wyróżnić dwie części. Górne partie, od otworu do Komory Żłomisk, to ciąg obszernych korytarzy, wysokich zawaliskowych sal z rozbudowanym systemem odgałęzień. Występują tam miejscami ładne nacieki (między innymi misy

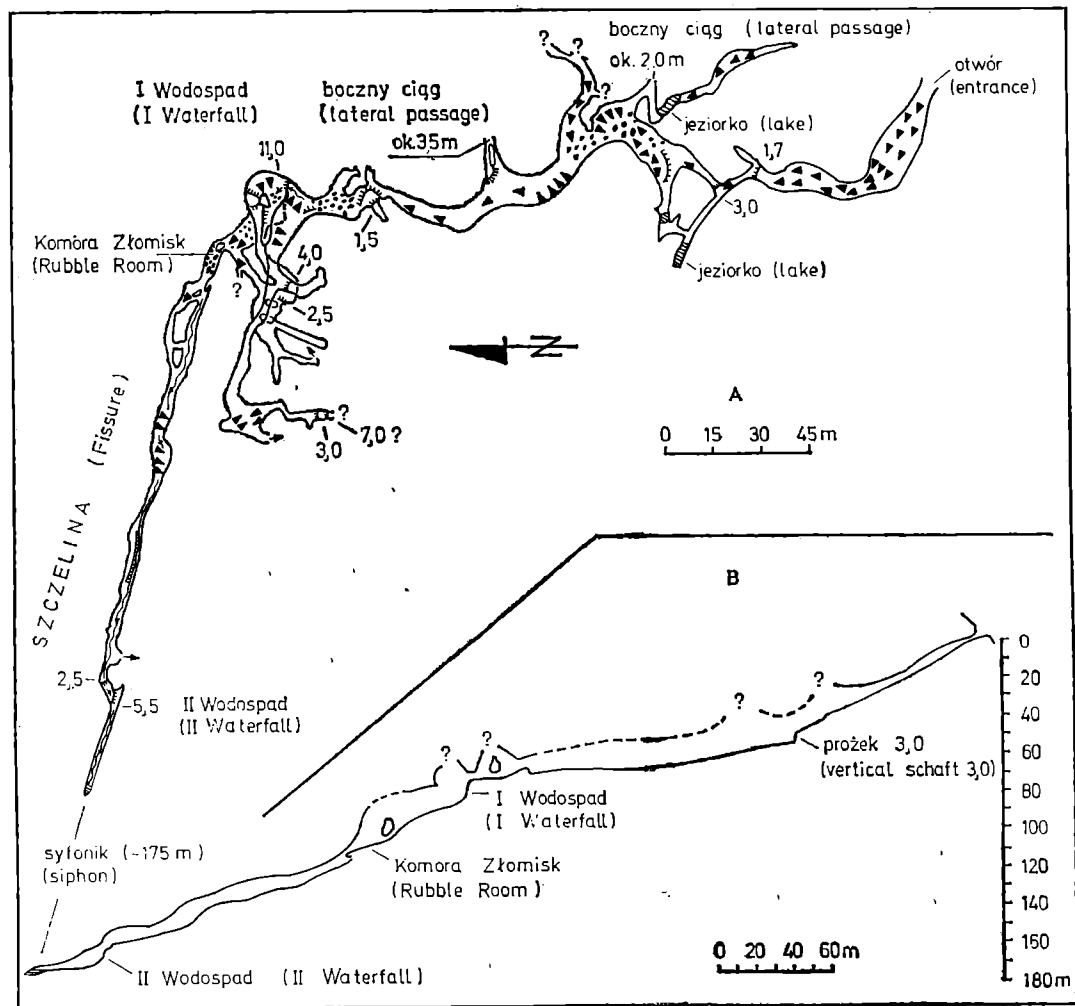
¹ Nazwa używana przez pasterzy. Na mapie turystycznej 1:75 000 jest to kulminacja bez nazwy, o wysokości ponad 2000 m n.p.m., położona na E od szczytu z kotą 2070 m, a na S od wierzchołka Greben (2196 m n.p.m.).

martwicowe). W niektórych miejscach nacieki mają ciekawe zabarwienia (czarne, pomarańczowe). Końcowe partie jaskini (Szczelina) rozwinięte są na przemodelowanej przez wodę szczelinie tektonicznej. Szczelina ta jest stromo nachylona na S, a poniżej II Wodospadu upad jej zmienia się na bardzo stromy północny. Zawaliska występują tu sporadycznie i na małą skalę.

W górnej części jaskini woda gromadzi się w licznych jeziorkach i kałużach, misach martwicowych; występują strefy silnego de-

szczu podziemnego. Struga wody pojawia się w Sali nad Wodospadem, przepływa pod rumowiskami niżej położonych sal i płynie dnem Szczeliny, zamykając w końcu dalsze przejście ciasnym syfonikiem. Obserwacje te przeprowadzono po trzech dniach silnych opadów, jednak ślady okresowych strug i obłocenia w niektórych korytarzach świadczą, że przepływ bywa jeszcze intensywniejszy.

Namulisko stanowi rumosz, a miejscami piasek. W szczelinie na dużych odcinkach



Ryc. 3. Jaskinia Čardak (na podstawie pomiarów R. Kardasia, Z. Krawczyka, R. Urbańczyk i A. Wygralak, 1973):

A — plan, B — przekrój rozwinięty ciągu głównego

Fig. 3. Čardak cave (mapped by R. Kardas, Z. Krawczyk, R. Urbańczyk, A. Wygralak, 1973):

A — map of the cave system, B — extended section of the main gallery

brak jest osadów. W górnych partiach jaskini na powierzchni namuliska występują liczne kości (kości długie, żebra, czaszki, fragmenty poroży).

Zamieszczony plan jest bardzo zgeneralizowany, sporządzona została również jego znacznie dokładniejsza wersja.

Powyżej jaskini Čardak, na zboczu północno-wschodnim znajduje się jeszcze jedna jaskinia o długości ponad 100 m. Centralnym jej punktem jest sala ze śniegiem dostającym się do wnętrza przez obszerne okno w stropie.

W rejonie Gusinje spotyka się ciekawie rozwinięte zjawiska krasowe. Na zbadanie zasługują szczególnie podziemne przepływy wód w rejonie dolin Grbaja i Ropojana. Pod względem speleologicznym bardziej interesująca, w świetle dotychczasowych wyników, jest okolica Čardaku (eksploracja nie skartowanych bocznych ciągów jaskini Čardak i poszukiwania innych jaskiń w tym masywie). Niezmiernie ciekawym terenem jest również rejon płaskowyżu Belić i szczytu Roman (ryc. 2) na wschód od doliny Ropojana. Ten rozległy płaskowyż, zbudowany z wapieni malmu, opada do doliny Ropojana stromymi (200 m—400 m) ścianami, w których widać otwory jaskiń. Obszar ten, o

nierównej powierzchni (dobrze widocznej z grupy Karanfila) jest prawdopodobnie w znacznym stopniu odwadniany krasowo. Istnieje możliwość występowania tam jaskiń pionowo rozwiniętych o znacznej głębokości. Niestety teren ten pozostanie na razie słabo zbadany ze względu na trudności w uzyskaniu zezwolenia na działalność w rejonie doliny Ropojana.

LITERATURA

- Aubouin, J. et al., 1970: Essai sur la géologie des Dinarides, Bull. Soc. géol. de France, ser. 7, 12, 6, Paris.
- Geološka Karta (Geological map) SFR Jugoslavija, 1:500 000, 1970, Beograd.
- Kardaś, R., Malinowski, M., 1975: Polacy w Prokletije, Wierchy, 43: 200—201, Kraków.
- Malicki, A., 1974: Jugosławia, PWN, Warszawa.
- Papa, A., 1970: Conceptions nouvelles sur la structure des Albanides (presentation de la Carte tectonique de l'Albanie au 500 000^e), Bull. Soc. géol. de France, ser. 7, 12, 6, Paris.
- Rampnoy, J.P., 1970: Regards sur les Dinarides internes yougoslaves (Serbie — Monténégro oriental): Stratigraphie, évolution paléogéographique, magmatisme, Bull. Soc. géol. de France, ser. 7, 12, 6 Paris.

KARST PHENOMENA IN THE VICINITY OF GUSINJE
(PROKLETIJE MTS., JUGOSLAVIA)

S u m m a r y

The Gusinje area is divided by an overthrust into two large facial-tectonic zones (Fig. 1). The area south of the overthrust is characterized by karst phenomena developed in the Malm limestones. Observations made in the Gerbaja Valley and the lower section of the Ropojana Valley (Fig. 2) revealed that the area had some karst drainage characteristics. Immense springs — the Alipašini Isvori — are presumably resurgences of karst waters draining the area of the Grbaja Valley. These waters occurring in the layer underlying the flysch deposits emerge to the surface along the overthrust.

The inclined surfaces and even separate blocks are often covered with networks of runnels. Beneath the Northern Karanfil peak there are also karst clints occurring over a large area. Some small caves occurring in the Malm limestone were investigated (Fig. 2). All of them were found to be less than 35 m in length. Some caves seemed to be formerly strongly affected by mechanical weathering.

The caves that have developed in the Middle Triassic limestone north of Gusinje, in the Visitor massif, beneath the Čardak peak, are of much greater interest. In July 1973 the Čardak cave (Fig. 3) was explored by an expedition of the Polish Mountaineering Club, starting from a depth of 75 m below the entrance (Waterfall I) down to the bottom (175 m below entrance level). The total length of the mapped corridors was 1118 m. The Rubble Room is connected with the entrance by several spacious corridors and high chambers packed with collapsed blocks. The cave system abounds in branch passages with nice speleothems here and there. The terminal portion of the cave — the „Fissure” — is a single tectonic fissure widened by water corrosion. Water streams trickling along the cave gather in the final „Fissure” to form a small terminal siphon. In the upper part of the cave, close to the entrance, numerous bones were occasionally located in the cave filling deposits. Another cave, measuring over 100 m, is situated nearby.

Translated by the author

PHÉNOMÈNES KARSTIQUES DANS LA RÉGION
DE GUSINJE (MONTS PROKLETIJE, YOUGOSLAVIE)

Résumé

Les phénomènes karstiques dans la région de Gusinje se développent dans les calcaires du malm appartenant à l'unité „avant karstique” de la zone de Wysoki Kras (vallées Grabaja et Ropojana) et dans les couches triasiques de la zone de Durmitor (massif Visitor). Dans la région d'affleurement du malm ont été observés des symptômes de l'enfouissement karstique des eaux, lié aux sources vauclusiennes — Alpašini Izvori et Grlji. D'autres formes y apparaissent soit: superficielles (lapiaz à arêtes karstiques), soit souterraines (petites grottes à 35 m de longueur environ). Les grottes plus grandes se sont développées dans les calcaires triasiques, par exemple la grotte Čardak (1100 mm de longueur, 175 m de profondeur; dans sa partie supérieure il y a de vastes galeries et des salles et dans sa partie inférieure — une faille tectonique modelée par l'eau) et la grotte située à proximité de la première de 100 m de longueur.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

SPRAWOZDANIA

III Szkoła Speleologiczna

Współorganizatorzy Szkoły: w Polsce: Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego, Instytut Geografii Uniwersytetu im. B. Bieruta we Wrocławiu, Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika w Krakowie, Urząd Wojewódzki w Wałbrzychu, Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi — Oddział Dolnośląski we Wrocławiu; w Czechosłowacji: Uniwersytet im. Palackiego w Ołomuńcu oraz Instytut Geografii Czechosłowackiej Akademii Nauk w Brnie.

Seminaria i zajęcia kameralne odbyły się w Łądku-Zdroju, a zajęcia terenowe przeprowadzono na Szczelińcu Wielkim w Górach Stołowych oraz w Morawskim Krasie.

Komitet organizacyjny: mgr J. Bieroński, prof. dr hab. A. Jahn, mgr J. Jankowski (sekretarz), doc. dr V. Panoš, doc. dr hab. M. Pulina (kierownik Szkoły).

Uczestnicy Szkoły reprezentowali: uniwersytety z Budapesztu, Katowic, Liverpoolu, Ołomuńca, Paryża, Pragi, Warszawy, Wrocławia; Akademię Rolniczą we Wrocławiu, Instytuty Akademii Nauk z Brna, Krakowa, Warszawy, C.N.R.S. — Paryż; Oddziały PIG z Kielc, Sosnowca, Warszawy; Biura Projektów Górniczych: „Poltegor” z Wrocławia i „Cuprum” Wrocław, Kombinat Geologiczny „Zachód”, Kopalnię Węgla Brunatnego „Bełchatów”, Państwową Radę Ochrony Przyrody w Warszawie i w Pradze; Międzynarodową Unię Speleologiczną przy UNESCO i inne. Studenci rekrutowali się z Uniwersytetów: Śląskiego, Warszawskiego i Wrocławskiego.

W pracach Szkoły wzięło udział 98 osób, w tym 20 studentów.

Zajęcia Szkoły odbywały się metodą seminaryjną. Zorganizowano trzy seminaria. Dwa z nich były poświęcone wykorzystaniu badań krasowych w praktyce górniczej, ochronie obiektów krasowych oraz metodom turystycznej adaptacji jaskiń. Jedno seminarium dotyczyło hydrologii i hydrochemii obszarów krasowych. Ponadto wygłoszono dwa referaty o krasie Wysp Brytyjskich. Wystąpienia te miały na celu poinformowanie uczestników Szkoły o aktualnych problemach krasu angielskiego w związku z 7 Międzynarodowym Kongresem Speleologicznym or-

* Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 58, 41-200 Sosnowiec

ganizowanym w Sheffield w sierpniu 1977 roku. Równolegle z zajęciami Szkoły prezentowano przeźrocza oraz otwarto wystawę fotograficzną poświęconą Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.

Owocem pracy III Szkoły Speleologicznej było zrealizowanie następujących zadań:

1. Szkolenie pracowników zajmujących się problematyką krasową zarówno w aspekcie naukowym, praktycznym, jak i dydaktycznym (wysłuchano 12 wykładów przedstawiających własny dorobek naukowy uczestników oraz 13 komunikatów).

2. Publikacja materiałów Szkoły w roczniku Uniwersytetu Śląskiego: *Kras i speleologia*, t. 2 (X).

3. Podjęcie decyzji o włączeniu się specjalistów z dziedziny krasu i speleologii do zadań praktycznych (problemy adaptacji jaskiń i obiektów krasowych do celów turystycznych oraz udział w prognozowaniu szkodliwego wpływu zjawisk krasowych w górnictwie i budownictwie wodnym).

Program zajęć III Szkoły Speleologicznej

1—4 II 1977

Prace grupy organizacyjnej w Łądku-Zdroju oraz w masywie Śnieżnika Kłodzkiego.

5 II 1977

Oficjalne otwarcie Szkoły w godzinach rannych. Wykład inaguracyjny doc. dr. V. Panoša (uniwersytet w Ołumuńcu): Kras Wysp Brytyjskich.

Otwarcie wystawy fotograficznej poświęconej Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie w Zakładowym Domu Kultury Huty Szkła w Stroniu Śląskim (organizacja wystawy: dr A. Ogorzałek — Uniwersytet Wrocławski).

Po południu zebranie Komitetu Państwowej Rady Ochrony Przyrody pod kierunkiem prof. dr. A. Jahna (Uniwersytet Wrocławski) oraz prof. dr. S. Kozłowskiego (Instytut Geologiczny, Warszawa) z udziałem władz wojewódzkich.

6 II 1977

Sesja przedpołudniowa — przewodniczyli doc. dr V. Panoš i doc. dr Z. Rubinowski (Instytut Geologiczny — Oddział w Kielcach). Referaty oraz seminarium na temat: Praktyczne zastosowanie wyników badań krasowych, część 1.

K. Paterson (Uniwersytet w Liverpool): Wybrane zagadnienia krasu powierzchniowego na terenie Anglii

Z. Wójcik (Muzeum Ziemi, Warszawa): Kras skał dolomitowych w Tatrach

P. Bosák (Uniwersytet w Pradze): Kopalny kras dolnej kredy w Europie Środkowej

J. Głazek (Uniwersytet Warszawski), J. Rudnicki (Zakład Nauk Geologicznych PAN, Warszawa), J. Szynkiewicz („Poltegor”, Wrocław): Jaskinie proglacjalne — nowy typ genetyczny jaskiń

J. Mikuszeński (Instytut Geologiczny, Warszawa): Stan opracowania polskiej bibliografii speleologicznej

- Z. Rubinowski, W. Magiera („Cuprum”, Wrocław): Problemy projektowania i eksploatacji jaskiń turystycznych na przykładzie Jaskini Niedźwiedziej i jaskini Raj
- J. Kwiatkowski (Oddział Wrocławski IMGW): Zmiany termiki w Jaskini Niedźwiedziej w trakcie prac górniczych.
- Sesja popołudniowa: — prowadził A. Ogorzałek. Prezentacja przeźroczy z Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.

7 II 1977

Sesja przedpołudniowa — przewodniczący R. Muxart (C.N.R.S., Paryż)

Seminarium: Hydrologia i hydrochemia obszarów krasowych. Wygłoszono referaty:

- T. Muxart (Uniwersytet III, Paryż): Aktualna problematyka obszarów krasowych we Francji
- K. Paterson: Problemy hydrochemiczne regionu krasowego Oxfordu
- M. Pulina (Uniwersytet Śląski): Niektóre własności fizykochemiczne i dynamika wód krasowych w masywie Vercors (Prealpy Francuskie)
- J. Rudnicki: Rola swobodnej konwekcji termicznej przy kształtowaniu sal w jaskiniach
- Sesja popołudniowa — przewodniczący J. Głazek. Przedstawiono komunikaty:
- M. Moravec (Muzeum Przyrodnicze w Ołomuńcu): Speleoterapia w krasie północnomorawskim
- A. Bednarczyk (Uniwersytet Warszawski): Krasowe stanowisko fauny kręgowców w Mokrej koło Kłobucka

8 II 1977

Sesja przedpołudniowa

Seminarium na temat: Praktyczne zastosowanie wyników badań krasowych, część II: Kras w okolicach Bełchatowa. Przewodniczył L. Kasza (Uniwersytet Wrocławski)

- J. Derkacz (Kombinat Geologiczny „Zachód”, Wrocław): Przejawy krasu na obszarze złoża Bełchatów stwierdzone w trakcie dokumentowania
- L. Kossowski („Poltegor”, Wrocław): Budowa geologiczna i tektoniczna w rowie Kleszczowa i jego otoczeniu
- A. Szynkiewicz: Stan rozpoznania zjawisk krasowych w rejonie Kleszczowa i jego otoczenia
- J. Głazek, J. Rudnicki: Niektóre aspekty zjawisk krasowych w Jurze Krakowsko-Wieluńskiej i w rejonie Bełchatowa
- K. Górecki („Poltegor”, Wrocław): Charakterystyka odwodnienia KWB „Bełchatów” ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk krasowych w podłożu
- Z. Kozłowski („Poltegor”, Wrocław): Technologia i eksploatacja złoża Bełchatów
- L. Kasza: Wpływ zjawisk krasowych na warunki geologiczno-inżynierskie eksploatacji złoża Bełchatów
- L. Jarodzki („Poltegor”, Wrocław): Prognozowanie przepływów w spękanym górotworze i nawiedzonym krasem oraz wymagania stawiane w tych przypadkach modelom warunków hydrogeologicznych

M. Pulina: Aktualne procesy hydrogeologiczne i hydrochemiczne w obszarach o budowie geologicznej zbliżonej do Bełchatowa

Sesja popołudniowa — przewodniczący J. Głazek. Komunikaty: H. Dubois (IMGW, Warszawa), R. Ryżak (IMGW, Warszawa): Eksploatacja zbiornika Przeczyce związana z geologicznymi warunkami jego posadowienia

K. Szekely (Uniwersytet w Budapeszcie): Zakres i organizacja badań naukowych w zakresie speleologii na Węgrzech

9 II 1977

Zajęcia terenowe w dolinie Kletnicy (masyw Śnieżnika Kłodzkiego i w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie. Przewodniczył M. Pulina

Zajęcia w grupach tematycznych:

W. Magiera: Adaptacja jaskiń do celów turystycznych

S. Kozłowski: Metody ochrony zabytków krasowych

T. Wiszniovska (Uniwersytet Wrocławski): Metody badań materiału kostnego

J. Kwiatkowski: Badania mikroklimatyczne w Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie

10 II 1977

Zajęcia terenowe w masywie Szczelińca w Górach Stołowych. Przewodniczyli: A. Jahn, M. Pulinowa (IKNiBO Wrocław)

12—14 II 1977

Zajęcia terenowe w północnej części Morawskiego Krasu, którym przewodniczył J. Přibil (Instytut Geografii ČSAV, Brno) oraz wizyta w Instytucie Geografii w Brnie na zaproszenie dyrektora prof. dr. J. Demka

VII Międzynarodowy Kongres Speleologiczny

Kolejny Międzynarodowy Kongres Speleologiczny odbył się w 1977 roku w Wielkiej Brytanii. Na czele Komitetu Organizacyjnego stanęli: prof. E. K. Tratman — honorowy przewodniczący, prof. G. T. Warwick — przewodniczący; w skład Komitetu weszli przedstawiciele licznych brytyjskich organizacji i ośrodków naukowych zainteresowanych speleologią. Termin Kongresu został skoordynowany z odbywającym się bezpośrednio wcześniej X Kongresem INQUA, co umożliwiło uczestnikom udział w obu po kolei, a jednocześnie wykorzystanie tych samych obiektów w imprezach towarzyszących obu Kongresom.

W Kongresie wzięło udział około 400 osób z 34 krajów. W programie obrad znalazły się 222 referaty i komunikaty.

Obrady Kongresu odbywały się w Sheffield (Anglia), w nowoczesnym centrum konferencyjnym uniwersytetu, zwanym Rammoor House. Pierwszy dzień Kongresu, tj. 11 września wypełniły uroczyste posiedzenia plenarne. Prof. E. K. Tratman przedstawił rozwój speleologii brytyjskiej, prof. G. T. Warwick omówił regiony krasowe Wysp Brytyjskich, M. K. Lyon przedstawił „jaskiniarstwo”¹ brytyjskie, po czym odbyło się plenarne posiedzenie Międzynarodowej Unii Speleologicznej², zaś wieczorem R. Leakey w dowcipnym wystąpieniu omówił motywacje skłaniające ludzi do chodzenia po jaskiniach.

Dalsze obrady od rana 12 IX do południa 16 IX toczyły się w 10 sekcjach: Geologia i mineralogia, Biospeleologia, Archeolo-

* Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹ Oryginalny termin *Caving in Britain* trudno wprost przełożyć na język polski, gdyż *caving* obejmuje wszelką działalność w jaskiniach (badania naukowe, alpinizm podziemny, nurkowanie, eksplorację itp.) z wyłączeniem zwiedzania jaskiń specjalnie przystosowanych do ruchu turystycznego (oświetlenie, budowa trwałych, wygodnych i całkowicie bezpiecznych przejść podziemnych, co nie wymaga specjalnego sprzętu, odzieży ani też wyszkolenia).

² Międzynarodowa Unia Speleologiczna (L'Union Internationale de Spéléologie, w skrócie UIS) została powołana w 1965 roku na IV Międzynarodowym Kongresie Speleologicznym w Lublanie w celu koordynacji działalności speleologicznej w skali międzynarodowej (por. J. Głazek, *Speleologia*, 3, 1, 39-40, Warszawa 1967). Unia ta jest afiliowana przy UNESCO i zrzesza obecnie 38 krajów (od 1973 roku Polskę). Oficjalnym organem UIS jest *Biuletyn UIS* (półrocznik) wydawany od 1970 roku w Wiedniu, gdzie mieści się też Biuro Unii.

gia i paleontologia, Dokumentacja, Technika i sprzęt, Ochrona i turystyka oraz w 7 seminariach: Typologia krasu, Speleochronologia, Powierzchniowe procesy krasowe, Klimat jaskiń, Kras arktyczny i zlodowacony, Kras górski, Kras tropikalny, a także w 12 komisjach UIS: Bibliografii, Znaków konwencjonalnych, Najdłuższych i najgłębszych jaskiń, Speleochronologii, Statutowej, Ochrony i turystyki, Nurkowania podziemnego, Denudacji krasowej, Sprzętu, Typologii krasowej, Fizykochemii, Ochrony i eksploatacji jaskiń. Jednocześnie odbywała się 4 Międzynarodowa Konferencja Ratownictwa Jaskiniowego.

Obrady wymienionych sekcji i seminariów obejmowały 1—6 półdniowych posiedzeń, w czasie których wygłaszano referaty i dyskutowano o nich. Na podkreślenie zasługuje fakt, że najwięcej posiedzeń miały sekcje: Geologii i mineralogii oraz Hydrogeologii i Biospeleologii, co najlepiej ilustruje, które dziedziny wykazują najbardziej dynamiczny rozwój i są najszerzej uprawiane na świecie. Posiedzenia komisji³ miały inny charakter, gdyż przygotowują one programy i zalecenia w odpowiednich dziedzinach speleologii, które stają się przedmiotem międzynarodowej współpracy oraz normami działania w skali międzynarodowej. Wśród wymienionych komisji najbardziej ożywione i najdłuższe dyskusje trwały w Komisji Statutowej, Komisji Speleochronologii i Nurkowania jaskiniowego.

Nieco inaczej zorganizowana była 4 Międzynarodowa Konferencja Ratownictwa Jaskiniowego, która obejmowała wiele posiedzeń z referatami na temat organizacji ratownictwa, aspektów medycznych, sprzętu oraz demonstracje sprzętu i sposobów jego użycia w pobliskich kamieniołomach.

Po południu 16 IX odbyło się plenarne posiedzenie Międzynarodowej Unii Speleologicznej (UIS), na którym podsumowano obrady, przyjęto wiele uchwał, zatwierdzono opracowane w komisjach plany działania oraz dokonano wyboru nowych władz UIS, po czym nastąpiło zamknięcie obrad Kongresu.

Ponadto w czasie obrad Kongresu codziennie po południu odbywały się wycieczki w obszary krasowe znajdującego się tuż obok Sheffield Parku Narodowego (Peak District) i do systemu jaskiniowego Treack Cliff, który zawdzięcza swe powstanie hydrotermalnie-freatycznemu krążeniu roztworów mineralizujących Pb-Zn-Ba-F w obrębie dolnokarbońskich wapieni podczas permotriasu. Wieczorami zaś odbywały się projekcje filmów speleologicznych i demonstracje przeźroczy. Podczas obrad Kongresu czynne były wystawy publikacji speleologicznych i sprzętu turystycznego oraz trwała sprzedaż tych materiałów w stoiskach zorganizowanych przez firmy wydawnicze i produkujące sprzęt turystyczny.

Przed Kongresem odbyły się dwie wycieczki: jedna w rejon Parku Narodowego Yorkshire Dales, gdzie demonstrowano glacialno-krasową rzeźbę i liczne jaskinie, oraz druga w rejon Wzgórz Mendip i Południowej Walii, gdzie zwiedzano niezwykle dokładnie zbadany obszar krasowy Mendip i rozległy obszar kra-

³ Poszczególne komisje UIS stanowią specjaliści z różnych zakresów. Każdy kraj będący członkiem Unii może zgłosić do komisji jednego oficjalnego delegata z prawem głosu w czasie podejmowania uchwał.

sowy Południowej Walii, w którym znajdują się największe jaskinie Wielkiej Brytanii. Ponadto zorganizowano trzy obozy w Yorkshire Dales, Południowej Walii i Fermanagh, gdzie uczestnicy mogli poznać największe i najtrudniejsze systemy jaskiniowe Wysp Brytyjskich i brać udział w ich eksploracji.

Po Kongresie odbyły się sympozja poświęcone: glacialno-krasowej morfologii (Uniwersytet Lancaster), krasowi tropikalnemu (Uniwersytet Oxfordzki), hydrologii krasowej i metodom znaczenia wód podziemnych (uniwersytet w Bristol), biologii jaskiń (uniwersytet w Cardiff), archeologii (uniwersytet w Bristol) oraz technologii jaskiniowej (Caving Centre w Whernside Manor). Bliższe omówienie tak bogatej i zróżnicowanej tematyki Kongresu i towarzyszących mu imprez przekracza ramy krótkiego sprawozdania z Kongresu.

Wśród dyskutowanych z żywym problemom naukowym trzeba wymienić zwłaszcza rozwój badań fizykochemicznych z zastosowaniem elektronicznej techniki obliczeniowej, oznaczeń składu izotopowego pierwiastków w wodach krasowych i laboratoryjnego modelowania procesów krasowych z uwzględnieniem układów wieloskładnikowych. W tym zakresie bardzo ciekawe są wyniki R.G. Picknetta, który wykazał znaczny wzrost agresywności wód w stosunku do kalcytu, jeżeli zawierają one niewielką ilość jonu magnezowego. Stracił już znaczenie klasyczny podział W.M. Davisa i J.H. Bretza, zakładający trójfazowy rozwój jaskiń (*phreatic, water table, vadose*). Nowe syntetyczne ujęcie przedstawione przez D.C. Forda zakłada istnienie 5 faz: batyfreatycznej, freatycznej, freatycznych pętli z odcinkami kontrolowanymi przez zwierciadło piezometryczne, zwierciadła wód krasowych, po których dopiero następuje rozwój wadyczny (cyrkulacji grawitacyjnej). Stadia te wyjątkowo tylko są rozwinięte konsekwentnie, gdyż w historii niemal każdego systemu jaskiniowego zachodzą przemiany powodujące nakładanie się warunków cyrkulacji pod ciśnieniem i grawitacyjnej w wyniku jednoczesnego oddziaływania innych procesów geologicznych i zmian klimatycznych. To powoduje, że niekiedy w rozwoju jednego systemu jaskiniowego może być zarejestrowana historia geologiczna obejmująca setki milionów lat z wielokrotnym nakładaniem się faz freatycznych i wadycznych. Przykładem tego może być rozwój systemu jaskiniowego Treack Cliff, gdzie T.D. Ford wykazał 7 etapów od permo-triasu po postglacjał! Do podobnych wniosków skłaniają też datowania wieku bezwzględnego nacieków metodami izotopowymi (R.S. Harmon i in.), które dowodzą istnienia w obecnie dostępnych i nadal aktywnych jaskiniach Anglii nacieków holocenów (2—14 tys. lat), interstadiałów ostatniego zlodowacenia (61, 92 tys. lat), Interglacjału Ipswichian (112—131 tys. lat), Interglacjału Hoxnian (225 tys. lat) i Interglacjału Cromerian (350—390 tys. lat). Ta ostatnia data oraz skład fauny najbogatszego w Anglii stanowiska krasowego fauny kręgowców wieku kromerskiego w kamieniołomie Westbury sub Mendip (E. K. Tratman, A. J. Sutcliffe i in.) dowodzą, że tzw. interglacjał kromerski w Polsce i na kontynencie europejskim jest w istocie znacznie starszym ciepłym okresem niż interglacjał poprzedzający zlodowacenie Anglian na Wyspach Brytyjskich. Trze-

ba zatem zrewidować korelacje zlodowaceń kontynentalnych i angielskich, gdyż Cromerian odpowiada wielkiemu lub holstyńskiemu interglacjalowi na kontynencie, a więc i w Polsce.

Wydawnictwa kongresowe były stosunkowo skromne, lecz za to ukazały się punktualnie i obejmowały trzy przewodniki: *Jaskinie i kras Yorkshire Dales*, *Jaskinie i kras Południowej Anglii i Południowej Walii*, *Jaskinie i kras Irlandii*; każdy z tych przewodników służył kilku imprezom. Wydano jeden tom *Proceedings of the 7th International Speleological Congress*, w którym opublikowano 192 referaty i komunikaty nadesłane przez uczestników.

W wyniku prac poszczególnych komisji uchwalono apel do rządów Jugosławii i Włoch o ochronę środowiska w klasycznym obszarze krasu (Wyżyna Krś) i zmianę projektów utworzenia tam nowego okręgu przemysłowego. W uzasadnieniu obok wartości naukowych i rekreacyjnych podkreślono problem wód podziemnych oraz fakt, że aglomeracja miejska Triestu jest zaopatrywana w wodę pitną ze źródeł krasowych zasilanych przez infiltrację z obszaru projektowanego okręgu przemysłowego. Zmieniono też strukturę organów i władz UIS. Zmiany te polegają na reorganizacji i zgrupowaniu komisji w departamenty oraz na zwiększeniu liczby sekretarzy UIS.

Organizację następnego 8 Międzynarodowego Kongresu Speleologicznego w 1981 roku powierzono Stanom Zjednoczonym, ze względu zaś na to, że liczny udział speleologów europejskich w tym kongresie będzie utrudniony ze względu na koszty podróży, postanowiono zwołać regionalną konferencję europejską w 1980 roku, której organizację powierzono Bułgarii.

W wyniku przeprowadzonych wyborów na najbliższe 4 lata Prezydentem UIS został wybrany ponownie prof. A. A. Cigna (Włochy), wiceprezydentami N. A. Sullivan (USA) i M. Audetat (Szwajcaria), sekretarzem generalnym doc. H. Trimmel (Austria), sekretarzami: doc. V. Panoš (Czechosłowacja), prof. L. Dinev (Bułgaria), prof. D. C. Ford (Kanada), prof. F. Habe (Jugosławia), prof. A. Eraso Romero (Hiszpania) i G. Propos (Francja).

Polskę w obradach Kongresu reprezentowali: E. Dumnicka, M. Harasimiuk, M. Pulina, A. Skalski, A. Szyrkiewicz, A. Wójciak i autor. Po raz pierwszy w Kongresie nasza delegacja uczestniczyła w wystawie publikacji, przedstawiając biuletyn „Speleologia” oraz — dzięki pomocy WPT „Łysogóry” — zestaw wydawnictw i pamiątek dotyczących jaskini Raj. Po raz pierwszy też nasze wnioski odgrywały znaczącą rolę w formułowaniu uchwał, a wyrazem uznania dla naszej aktywności były: powierzenie Polsce organizacji 5 Międzynarodowej Konferencji Ratownictwa Jaskiniowego w 1979 roku, wybór dr. inż. A. Wójciaka na wiceprzewodniczącego Komisji Ratownictwa Jaskiniowego, a autora na sekretarza Komisji Paleokrasu i Speleochronologii. Trzeba podkreślić, że delegacja polska, choć nieliczna, wyraźnie zaakcentowała swoją aktywność, mimo że nie byliśmy w stanie obsadzić wszystkich odbywających się równolegle posiedzeń. Mogliśmy się przekonać, że polska działalność speleologiczna jest szeroko znana na świecie, lecz wyraźnie odczuwa się brak publikacji w językach kongresowych o wynikach tej działalności.

XI Sympozjum Speleologiczne w Ojcowie

W 1963 roku powstała Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika. Zrzesza ona geologów, geografów, biologów oraz specjalistów z innych dziedzin, zainteresowanych wszechstronnym badaniem jaskiń. Członkowie Sekcji spotykają się na corocznych zjazdach w celu zapoznania się z rezultatami najnowszych badań w poszczególnych regionach kraju. Referaty przedstawione na I, III, IV i IX spotkaniu zostały opublikowane staraniem Kieleckiego Towarzystwa Naukowego i Muzeum w Częstochowie. Stanowią one wartościowe materiały z zakresu fizjograficznego poznania jaskiń polskich.

W latach 1975—1977 Sekcja Speleologiczna PTP im. Kopernika była współorganizatorem Szkół Speleologicznych Uniwersytetu Wrocławskiego i Uniwersytetu Śląskiego. W tym czasie nie odbywały się robocze spotkania członków Sekcji. Zarząd, którym kieruje prof. dr hab. R. Gradziński (Zakład Nauk Geologicznych PAN, Kraków), postanowił ponowić doroczne zjazdy Sekcji. Ostatni z nich (XI) odbył się w dniach 23 i 24 października 1977 roku w Krakowie i Ojcowie. Uczestniczyło w nim 30 osób niemal ze wszystkich ośrodków naukowych kraju.

Jednym z ważniejszych powodów spotkania było wręczenie nadzwyczajnej nagrody im. Marii Markowicz-Lohinowicz, byłego członka Sekcji. Nagroda została ustanowiona przez matkę zmarłej — Helenę Markowicz i przyznawana jest raz na trzy lata za najwartościowsze publikacje speleologiczne o charakterze interdyscyplinarnym. W 1977 roku Helena Markowicz w trzecią rocznicę zgonu córki ufundowała nagrodę nadzwyczajną.

Specjalna komisja, której przewodniczył prof. dr Kazimierz Kowalski, przyznała pierwszą nagrodę dr. Jerzemu Głazkowi (UW) za pracę *Fossil Karst and the paleogeographic development of Poland*, opublikowaną w 1976 roku w materiałach Międzynarodowego Kongresu Speleologicznego w Czechosłowacji, a także za liczne studia nad stanowiskami krasu kopalnego ze szczątkami fauny (między innymi Przeworno, Kozi Grzbiet). Laureat — współpracownik dr M. Markowicz-Lohinowicz w ostatnim okresie Jej życia — wydatnie przyczynił się także do rozszerzenia badań speleologicznych w Polsce na nie notowaną dotąd skalę.

Drugą nagrodę przyznano doc. dr. hab. Marianowi Pulinie (UŚ)

* Muzeum Ziemi PAN, al. Na Skarpie 20/26, 00-488 Warszawa

za pracę opublikowaną w 1974 roku: *Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego*. Opracowanie to stanowi wartościowe studium, znane szeroko poza granicami naszego kraju. Komisja wyróżniając doc. dr. hab. M. Pulinę podkreśliła międzynarodową rangę jego działalności naukowej i dydaktycznej, między innymi organizację dorocznych szkół speleologicznych.

Trzecią nagrodę przyznano mgr. Adamowi Szynkiewiczowi („Poltegor”, Wrocław) za opracowanie opublikowane w 1977 roku w Polsce *Krasowe deformacje skarp w odkrywkach wapieni* oraz studium wydrukowane w Wielkiej Brytanii: *Infilled dolines in northern part of the Polish Jura*. Laureat jest młodym pracownikiem naukowym, który przyczynił się do poznania zjawisk i form krasowych północnej części Wyżyny Krakowsko-Częstochowskiej (tzw. Jury Wieluńskiej) oraz krasu budującej się kopalni odkrywkowej w Bełchatowie. Praca jego ma ważne znaczenie dla gospodarki narodowej.

Bogaty program spotkania przewidywał zwiedzenie wystaw speleologicznych, sesję referatową oraz wycieczkę do jaskiń dolin: Saspowskiej i Klucz wody. W związku z tym zapoznano się z nowo otwartą wystawą speleologiczną na Akademii Górniczo-Hutniczej im. S. Staszica w Krakowie. Została ona urządzona przez dr. J. Horzemskiego i A. Górnego oraz pracowników muzeum geologicznego tej uczelni. Dobór materiału (okazy geologiczne, fotografie, rysunki) oraz komentarzy stawia wystawę w rzędzie najlepszych ekspozycji tego typu w skali międzynarodowej. Znacznie skromniejszy pokaz poświęcony zjawiskom krasowym zwiedzono w Muzeum Ojcowskiego Parku Narodowego im. W. Szafera. Wystawa ta, urządzona według scenariusza prof. R. Gradzińskiego, popularyzuje piękno jaskiń oraz rezultaty prowadzonych w nich badań geologicznych, archeologicznych i biospeleologicznych.

Na sesji wysłuchano następujących referatów:

M. Meiges: Problemy ochrony przyrody w Ojcowskim Parku Narodowym

J. Głazek: VII Międzynarodowy Kongres Speleologiczny

J. Mikuszeński: Zagadnienia polskiej bibliografii speleologicznej

T. Madeyska: Osady jaskiń ojcowskich

A. Górny: Nowe odkrycia jaskiniowe na terenie OPN.

Po referatach rozwinęła się ożywiona dyskusja dotycząca zwłaszcza stanu rozpoznania osadów jaskiniowych, kierunków badań speleologicznych w innych krajach itp.

Podczas wycieczki terenowej zwiedzono między innymi nowo odkrytą Jaskinię Saspowską (około 140 m długości), Schronisko Wylotne, Koziańnię, schronisko Tunel Wielki oraz Jaskinię Wierchowską Górna. Dyskutowano przede wszystkim nad genezą tzw. kotłów stropowych. Dawniej uważano, że tworzyły się one w całkowicie zalanych kanałach podziemnych w wyniku burzliwego przepływu wody. Na sesji ostatniej Szkoły Speleologicznej w 1977 roku dr J. Rudnicki zwrócił uwagę, że niektóre z tych form mogą tworzyć się w korytarzach całkowicie zalanych wodą wskutek istnienia prądów konwekcyjnych. Podczas wycieczki prof. dr S. Dżużyński wskazał na przykłady (zwłaszcza w Schro-

nisku Wylotnym) postawiania tego typu form w warunkach aeralnych. W tym przypadku kotły tworzą się na mokrych skałach stropu wskutek zawirowań powietrza przepływającego przez tunele krasowe, wstępne partie jaskiń itp. Wniosek ten został poparty analizą würmskich pokryw gruzowych. Wskazują one, że wietrzenie mechaniczne stropu jaskini w ostatnich kilkudziesięciu tysiącach lat usunęło ponad 1 m skały. Mimo to kotły stropowe są obecnie dobrze widoczne, maskując zarazem ubytek skały. Ponadto znaleziono także miejsca świeżych obrywów, w których zaczynają się tworzyć współcześnie nowe generacje kotłów stropowych.

Przedstawione referaty wskazały na pilną potrzebę nowych kierunków badań między innymi nad krasem kopalnym i chronologią jaskiń, a także konieczność druku polskiej bibliografii speleologicznej.

Terenowe sympozjum hydrogeologiczne poświęcone problematyce krasowej

Pracownicy Oddziału Górnośląskiego Instytutu Geologicznego w Sosnowcu, doc. dr hab. A. Różkowski oraz mgr A. Pacholewski, zorganizowali sympozjum hydrogeologiczne, które odbyło się w Złotym Potoku (Jura Częstochowska) w dniach 3 i 4 września 1977 roku.

W Sympozjum wzięło udział 50 osób. W godzinach przedpołudniowych odbywały się sesje referatowe. Popołudnia poświęcano na wyjazdy terenowe w dolinę Wiercicy i dyskusję przy zainstalowanych profilach pomiarowych.

Celem sympozjum było zapoznanie hydrogeologów polskich ze wstępnymi obserwacjami przeprowadzonymi w zlewni Wiercicy oraz przedyskutowanie programu dalszych badań zaplanowanych na kilka lat. Zważywszy na niecodzienną i trudną problematykę organizatorzy liczyli na dyskusję poświęconą metodom badań hydrologicznych (głównie określenie elementów bilansu wodnego) oraz na konstruktywne uwagi uczestników dotyczące modelowania ruchu i wymiany wody w krasowej zlewni podziemnej.

W pierwszym dniu sympozjum wygłoszono referaty i komunikaty:

A. Pacholewski: Wyniki i metody badań modelu hydrogeologicznego zlewni Wiercicy

J. Rokicki, T. Sznaj (Zakład Badań Geofizycznych P.P.G. Warszawa) w imieniu zespołu (A. Gajewski, J. Grodnicki, A. Pacholewski): Wyniki kompleksowych badań geofizycznych w utworach szczelinowo-krasowych na przykładzie zlewni Wiercicy

C. Kolago (Uniwersytet Warszawski): Problematyka krasowa we współczesnych badaniach hydrogeologicznych

T. Rudzińska (Instytut Geologiczny w Sosnowcu): Zastosowanie metod izotopowych w badaniach ruchu wód w węglanowych utworach szczelinowo-krasowych

A. Różkowski: Badania środowiska hydrogeochemicznego w utworach węglanowych jury

Drugi dzień obrad poświęcono metodom badań elementów bilansu hydrogeologicznego zlewni Wiercicy. Referaty wygłosili:

A. Pacholewski: Projektowane metody badań parametrów bilansu hydrogeologicznego w zlewni Wiercicy

* Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 58, 41-200 Sosnowiec

A. Pawuła (Instytut Kształtowania Środowiska, Oddział w Poznaniu): Parametry bilansu wody wycinka zlewni Warty poniżej Konina w świetle badań modelowych.

Materiał przedstawiony w referatach i komunikatach oraz wyniki dyskusji skłaniają do następujących uwag:

1. Zespół śląski, kierowany przez doc. dr. hab. A. Rózkowskiego, przedstawił konstruktywne propozycje metod badawczych w zlewni Wiercicy. Propozycje te zostały poparte wstępnymi wynikami zaprezentowanymi przez A. Pacholewskiego zarówno w referatach, jak i w terenie. Jest to pierwsza zlewnia krasowa w Polsce wszechstronnie badana z punktu widzenia hydrogeologicznego.

2. Badania geofizyczne w obszarach krasowych są zadaniem skomplikowanym. Niemniej przy zastosowaniu kilku metod można już uzyskać wyniki wiarygodne. Na uwagę zasługują rezultaty uzyskane przez zespół geofizyków warszawskich metodami geotermiczną i polaryzacji wzbudzonej.

3. Specyfika krasowego środowiska hydrogeologicznego wymaga stosowania najnowszych metod badawczych, w tym również badań izotopowych. T. Rudzińska na podstawie kilkuletnich doświadczeń zwraca uwagę na dobre wyniki uzyskiwane za pomocą trytu oraz zawodność oznaczeń C_{14} .

4. W ostatnich latach mówi się coraz częściej o trudnych do rozwiązania problemach hydrologicznych w obszarach krasowych w Polsce. Niektóre z nich udaje się rozwiązać na (przykład problemy złóż cynkowo-ołowiowych w triasie śląskim), inne nadal stwarzają trudności (między innymi rejon Bełchatowa). Zlewnia Wiercicy jest dobrym poligonem badawczym, w którym można badać i modelować procesy hydrologiczne zachodzące w skałach krasowych. Dlatego też wydaje się, iż inicjatywy zespołu z Instytutu Geologicznego w Sosnowcu są godne uznania i rokują nadzieję na dalszą działalność w tej deficytowej w Polsce problematyce.

Konferencja w Złotym Potoku poświęcona problemom inwentaryzacji i dokumentacji jaskiń

W dniach 30 i 31 października 1977 roku, z inicjatywy Koła Badań Krasu Oddziału Warszawskiego Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi, odbyła się w Złotym Potoku koło Częstochowy konferencja na temat: Problemy inwentaryzacji i dokumentacji jaskiń.

Głównym celem konferencji była konfrontacja dotychczasowych poczynąń nad skatalogowaniem jaskiń Polski i ustalenie jednolitych zaleceń metodycznych dla prowadzących prace dokumentacyjne w jaskiniach. Zalecenia te wykorzystują doświadczenia zdobyte przez ośrodek warszawski podczas prowadzonej od trzech lat inwentaryzacji jaskiń tatrzańskich.

W obradach wzięło udział około 50 osób reprezentujących ośrodki speleologiczne z: Bielska, Częstochowy, Katowic, Krakowa, Warszawy, Wrocławia, Zakopanego i Zagania.

W pierwszym dniu obrad, w sesji przedpołudniowej, uczestnicy konferencji zapoznali się z dotychczasowymi wynikami inwentaryzacji jaskiń tatrzańskich, które przedstawił dr Jerzy Grodzicki z Zakładu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie, oraz wysłuchali skrótów przygotowanych referatów:

J. Grodzicki: Zadania i cel inwentaryzacji jaskiń

R. Kardaś: Proponowany wzór dokumentacji jaskini w inwentarzach regionów jaskiniowych Polski

J. Grodzicki: Propozycja znaków konwencjonalnych do części graficznej dokumentacji jaskiń

W. Tymowski, M. Buracki: Opracowanie planów i przekrojów jaskiń za pomocą kalkulatora programowego

J. Szaran: Dokładności uzyskane przy użyciu busoli Oulianoff firmy „Meridian” do pomiaru jaskiń w trakcie inwentaryzacji jaskiń tatrzańskich.

Referaty w formie wydrukowanych materiałów roboczych otrzymali wszyscy uczestnicy konferencji przed rozpoczęciem obrad. Dyskusja nad przedstawionymi zagadnieniami została podzielona tematycznie i przeniesiona do zespołów problemowych. Wynikiem drugiego dnia obrad było podjęcie uchwały, w której zawarto wnioski i sugestie uczestników konferencji. Z wielu przyjętych ustaleń trzy sprawy mają szczególnie ważne znaczenie:

* Instytut Geografii Uniwersytetu Śląskiego, ul. Mielczarskiego 58, 41-200 Sosnowiec

1. Wniosek do Zarządu Głównego Polskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk o Ziemi o podjęcie tematu: „Inwentaryzacja jaskiń i zjawisk krasowych Polski” i o opracowanie programu realizacji tego tematu przez poszczególne oddziały Towarzystwa.

2. Zobowiązanie się Oddziału Warszawskiego PTPNoZ do opracowania (na podstawie przedstawionych w trakcie obrad wniosków) wytycznych do wykonywania inwentaryzacji jaskiń i zjawisk krasowych, które byłyby obowiązującym schematem w pracach inwentaryzacyjnych na terenie całego kraju.

3. Dokonanie regionalnego podziału obszarów jaskiniowych pomiędzy zainteresowane ośrodki i powołanie koordynatorów naukowych każdego obszaru:

- region jurajski — prof. dr hab. Ryszard Gradziński
- region tatrzański — dr Jerzy Grodzicki
- region sudecki — doc. dr hab. Marian Pulina
- region beskidzki — prof. dr hab. Ryszard Gradziński
- region świętokrzyski — doc. dr hab. Zbigniew Wójcik.

Po zamknięciu obrad dr Bernard Koisar z Komisji Tatarnictwa Jaskiniowego Polskiego Związku Alpinizmu podzielił się ze zbranymi wrażeniami z wyprawy speleologicznej do Wenezueli, a wieczorem odbył się pokaz filmów o tematyce przyrodniczej i górskiej.

Podsumowując konferencję, należy stwierdzić, że spełniła ona swoje zadanie, tym bardziej że było to pierwsze — w tak szerokim gronie — spotkanie ludzi z różnych ośrodków speleologicznych w kraju zainteresowanych sprawami inwentaryzacji jaskiń.

**INWENTARZ
JASKIŃ
POLSKICH
(Uzupełnienia XVI)**

Od Redakcji

Liczne odkrycia nowych jaskiń lub nie znanych poprzednio partii w jaskiniach już opisywanych, dokonywane w naszym kraju w ciągu ostatniego ćwierćwiecza, są mało znane. Szczególnie brak jest opublikowanej ich dokumentacji, tak nieodzownej nie tylko przy wszelkich pracach poświęconych krasowi (jako ważny materiał faktograficzny), lecz także w wielu innych dziedzinach nauk przyrodniczych i w planowaniu przestrzennym, gdzie istnieje potrzeba uwzględniania specyfiki obszarów krasowych, lokalizacji jaskiń lub obserwacji dokonywanych w jaskiniach.

Rosnącemu zapotrzebowaniu na kompleksowy inwentarz jaskiń polskich nie może już sprostać dzieło prof. dr. K. Kowalskiego: *Jaskinie Polski*, t. 1—3 (Wyd. Państwowego Muzeum Archeologicznego, Warszawa 1951, 1953, 1954), zawierające opisy 649 jaskiń, co stanowi tylko połowę sygnalizowanych dziś jaskiń. Nie spełniają tego zadania także liczne późniejsze wzmianki i różnorodne opisy rozproszone w wielu publikacjach naukowych i turystycznych.

W celu udostępniania na bieżąco nowych planów i opisów jaskiń Komitet Redakcyjny *Krasu i speleologii* postanowił kontynuować wydawanie uzupełnień do inwentarza jaskiń Polski w formie wypracowanej przez prof. K. Kowalskiego i kontynuowanej w latach 1959—1976 przez „Speleologię” (Uzupełnienia I—XV), jako stałego działu naszego rocznika.

Zamieszczane w tym dziale opisy muszą być tak przygotowane, aby stanowiły nie tylko przewodnik po jaskini, lecz także aby zawierały dane o odkryciu i położeniu jaskini, informacje o wykonanych badaniach naukowych w danej jaskini i kompletną bibliografię (z pominięciem mniej istotnych wzmianek prasowych), jak również informacje na temat metod pomiarowych i sprzętu, którym posługiwano się w czasie wykonywania planu i przekrojów.

Dział ten traktujemy jako kontynuację dzieła prof. K. Kowalskiego, dlatego zachowujemy układ opisów i symboli jaskiń. W pracy K. Kowalskiego jaskinie różnych regionów były opisywane oddzielnie i zaopatrywane odrębnymi numerami dla każdego regionu, a w trzecim tomie (1954 rok) uzupełnione symbolami literowymi oznaczającymi region. Przyjmujemy też ujednolicenie tych symboli zaproponowane w notce redakcyjnej „Speleologii” (t. 3, nr 2, 1968). Aby ułatwić orientację, podajemy wykaz symboli jaskiń opublikowanych dotychczas w inwentarzu:

WK-W — Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej: 1—507 (Kowalski, t. 1, 1951), 508—513 (Kowalski, t. 3, 1954), 514—521 („Speleologia”, t. 1, nr 1/2, 1959), 522 („Speleologia”, t. 5, nr 1—2, 1970), 523—527 („Speleologia”, t. 6, nr 1—2, 1971), obecnie 528—531 (*Kras i speleologia*, t. 2 (XI), 1978).

T — Jaskinie Tatr: 1—70 (Kowalski, t. 2, 1953), 71 („Speleologia”, t. 1, nr 3, 1959), 72 („Speleologia”, t. 1, nr 4, 1960), 73—76 (Speleologia, t. 2, nr 1, 1960), 77¹ („Speleologia”, t. 3, nr 1, 1967), 78—79 („Speleologia”, t. 3, nr 2, 1968), 80—83 („Speleologia”, t. 4, nr 2, 1969), 84 („Speleologia”, t. 5, nr 1—2, 1970), 85—86 („Speleologia”, t. 6, nr 1—2, 1971), 87—90 („Speleologia”, t. 7, nr 1—2, 1973), 91 („Speleologia”, t. 8, nr 1, 1974), 92 („Speleologia”, t. 9, nr 1—2, 1976).

P — Jaskinie Pienińskiego Pasma Skałkowego: 1—10 (Kowalski, t. 3, 1954).

B — Jaskinie Beskidów i Pogórza Karpackiego: 1—23 (Kowalski, t. 3, 1954).

S — Jaskinie Sudetów: 1—19 (Kowalski, t. 3, 1954), 20—23 („Speleologia”, t. 1, nr 1/2, 1959), 24—25 („Speleologia”, t. 2, nr 2—4, 1962), 26 („Speleologia”, t. 4, nr 2, 1969), 27 („Speleologia”, t. 9, nr 1—2, 1976).

NS — Jaskinie Niecki Nidziańskiej: 1—14 (Kowalski, t. 3, 1954).
GS — Jaskinie Gór Świętokrzyskich: 1—7 (Kowalski, t. 3, 1954), 8 („Speleologia”, t. 5, nr 1—2, 1970), 9 („Speleologia”, t. 7, nr 1—2, 1973), 10 („Speleologia”, t. 8, nr 2, 1975).

Oprócz opisów nowych jaskiń w inwentarzu będą też publikowane opisy jaskiń już znanych, w których nowe odkrycia zdezaktualizowały poprzedni opis i plan. W uzupełnieniach będą stosowane te same symbole co poprzednio, lecz z dodatkiem kolejnej małej litery alfabetu na oznaczenie następnego uzupełnienia, na przykład tatrzańska Jaskinia Żimna opisana przez K. Kowalskiego (t. 2, 1953) pod numerem 20 po wielu odkryciach została opisana jako T 20 a („Speleologia”, t. 3, nr 2, 1968), a następnie uzupełnienie powinno być oznaczone symbolem T 20 b. W celu ułatwienia orientacji podajemy wykaz uzupełnień opublikowanych dotychczas w inwentarzu:

Jaskinie Wyżyny Krakowsko-Wieluńskiej: WK-W 507A a („Speleologia”, t. 8, nr 1, 1974).

Jaskinie Tatr: T 20 a („Speleologia”, t. 3, nr 2, 1968), T 4 a („Speleologia”, t. 4, nr 1, 1969), T 46 a („Speleologia”, t. 4, nr 1, 1969), T 61 a („Speleologia”, t. 6, nr 1—2, 1971).

Jaskinie Gór Świętokrzyskich: GS 1 a („Speleologia”, t. 7, nr 1—2, 1973).

Opisy zamieszczane w „Uzupełnieniach” będą zawsze autoryzowane. Należy także podawać nazwiska autorów pomiarów bez

¹ W oryginale opis ten dotyczący Jaskini Śnieżnej został omyłkowo oznaczony T 76; pod tym symbolem już poprzednio opisano „Szczelinę pod Mylną”. Omyłka ta została sprostowana w następnym numerze „Speleologii”.

względu na to, czy są oni autorami tekstu i planu, czy tylko udostępnili autorowi swoje materiały. Opisy i plany muszą być wykonane na odpowiednim poziomie naukowym, z uwzględnieniem widocznych form rzeźby i utworów wypełniających, oraz zaopatrzone w odpowiedni szkic lokalizacyjny bądź dokładny opis położenia. Wskazówkami dla autorów powinny być dotychczas opublikowane opisy, a także materiały z konferencji na temat: Problemy inwentaryzacji i dokumentacji jaskiń (które miało miejsce w Złotym Potoku w 1977 roku), wydane przez Polskie Towarzystwo Przyjaciół Nauk o Ziemi.

Zwracamy się do speleologów, którzy mają zgromadzone materiały inwentaryzacyjne, o przygotowanie ich do publikacji i nadesłanie do redakcji w celu bieżącego uzupełniania „Inwentarza jaskiń polskich”.

WK-W 528. Jaskinia w Dubiu**

Dubie, gmina Krzeszowice, woj. krakowskie
Wysokość otworu n.p.m.: około 365 m
Wysokość otworu nad dnem Doliny Zbrzy:
około 60 m
Ekspozycja otworu: ku N
Długość korytarzy: 54 m

Położenie: w górnym, nowym wyrobisku czynnego kamieniołomu w Dubiu, w zachodniej części ściany, około 5 m nad poziomem wyrobiska znajdowała się płytka, prostokątna nisza o szerokości około 1,5 m, w której prawej części mieścił się sztuczny otwór jaskini, odsłonięty w wyniku eksploatacji dolomitów.

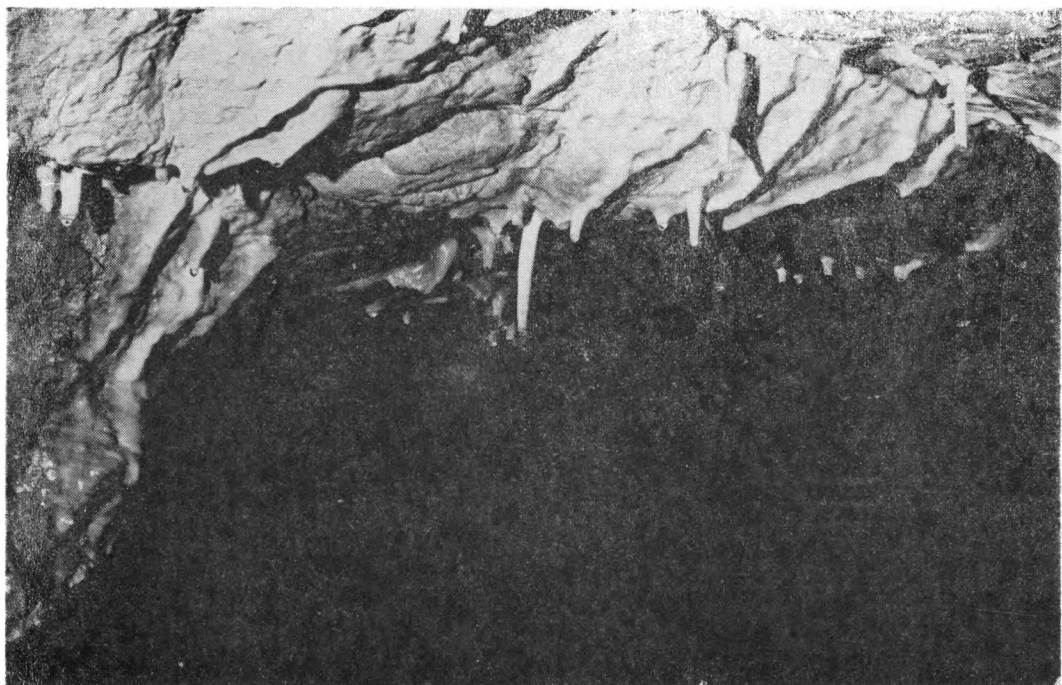
Od otworu prowadził w dół wąski i niski korytarzyk o dnie zasłanym rumoszem. W okresie, kiedy sporządzano plan, korytarzyk był już silnie naruszony przez strzelania w kamieniołomie. Wzdłuż jego wschodniej ściany biegły otwarte spękania. Po około 4 m, przechodząc przez duży blok oderwany od stropu, można było dojść do prostopadłego, poziomego korytarza o wysokości 1,4 m—1,8 m i rozwiniętej szacie naciekowej, na którą składały się polewy oraz kilkucentymetrowe stalaktyty i stalagmity (fot. 1). Dalej znajdowała się dość obszerna sala o wysokości około 4,5 m. Filar skalny przy lewej ścianie dzielił ją na dwie części. Południowo-zachodnia część sali oraz wychodzący z niej wąski, szczelinowaty korytarz posiadały szatę naciekową. Występowały tam polewy, nacieki wełniste oraz nacieki grzybkowe (fot. 2). Największy, choć niski stalagmit, znajdował się u wejścia do korytarza. Na stropie komory występowały na powierzchni około 0,5 m² nacieki zabarwione na czerwono.

Wspomniany korytarz po 3 m skręcał w prawo i zmieniał swój wygląd. Górna jego część, wąska i szczelinowata, była wygięta w kształcie meandra i posiadała rozwinięte na spękaniach drobne wnęki. Dolna część, o wysokości 0,5 m—0,7 m, była szeroka i uwieńczona poziomym stropem. W odróżnieniu od górnej części występowały tu kilkunastocentymetrowe stalaktyty oraz nacieki grzybkowe. W gliniastym namulisku rozwijały się jamki egutacyjne.

* Rafał Kardaś, Instytut Geologiczny, Zakład Złóż Surowców Skalnych, ul. Rakowiecka 4, 02-517 Warszawa

Jan Kłossowski, Instytut Geologiczny, Zakład Stratygrafii, Tektoniki i Paleogeografii, ul. Rakowiecka 4, 02-517 Warszawa

**Jaskinia zniszczona, opis według stanu w dniu 9 I 1975 roku.



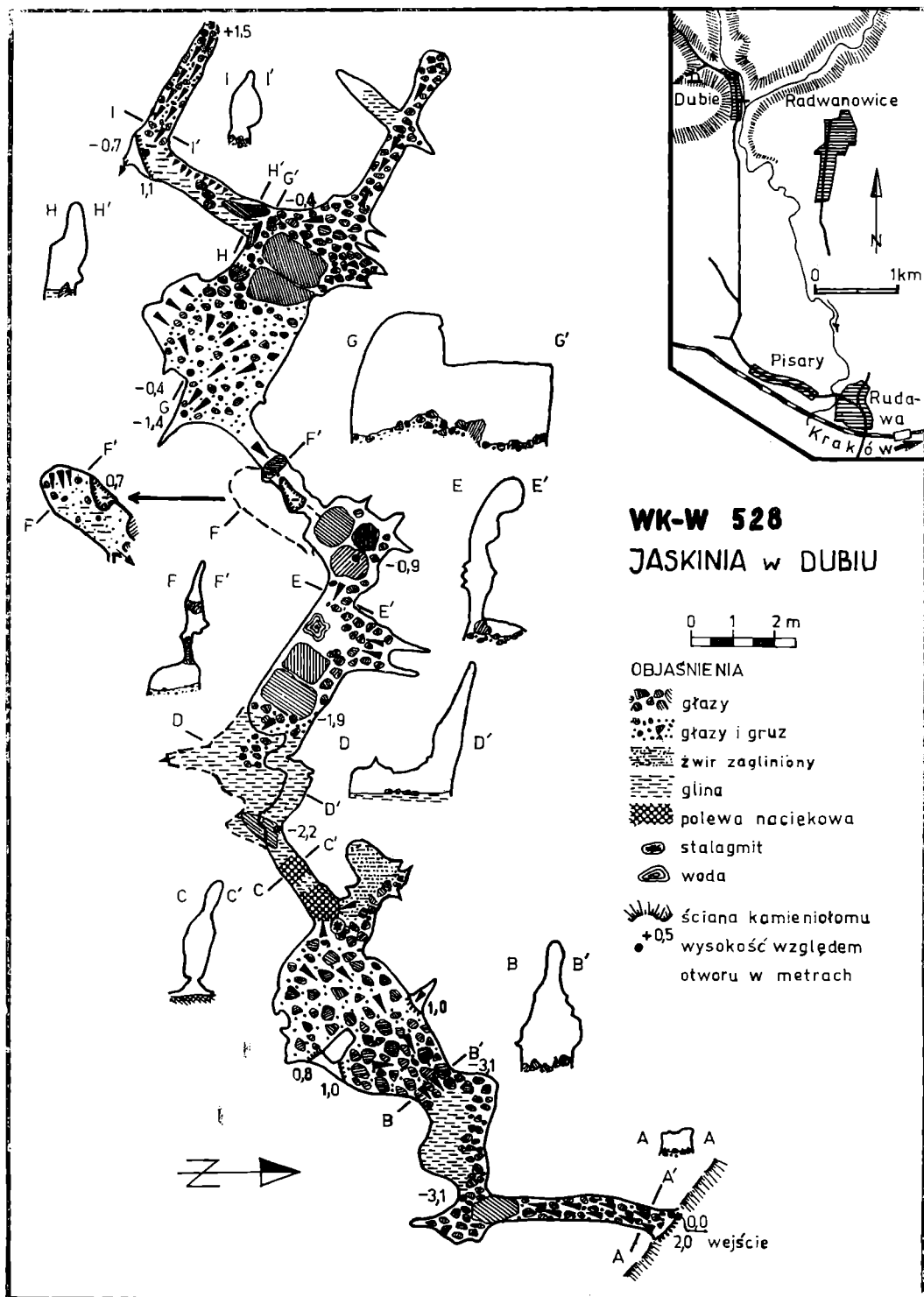
Fot. 1. Jaskinia w Dubiu. Stalaktyty na stropie korytarza prowadzącego do pierwszej sali

Fot. R. Kardaś

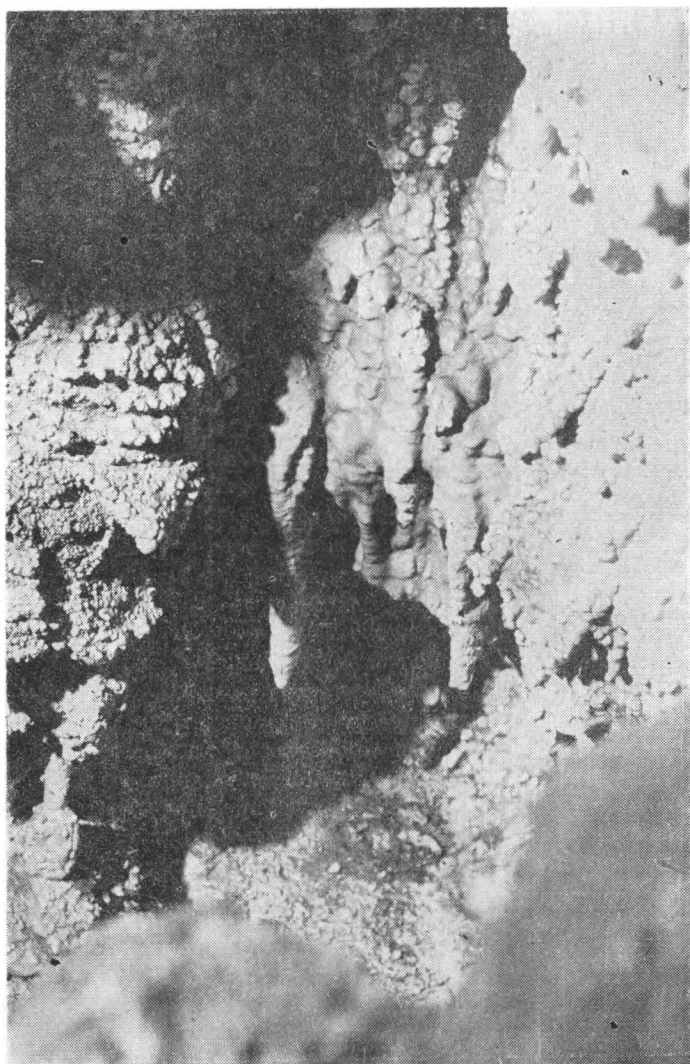
Korytarz doprowadzał do następnej, wydłużonej sali o wysokości około 4 m. Występowało tam nieco nacieków grzybkowych i welnistych, polewy oraz scementowany kalcytem gruz. Osobliwością były naciekowe „nitki” o średnicy około 1 mm i długości kilkudziesięciu centymetrów, rozwinięte prawdopodobnie na przenikających z powierzchni bardzo cienkich, pojedynczych korzeniach. Pod ścianą znajdowała się niewielka kałuża wody o głębokości około 5 cm i średnicy około 0,6 m. Za zwężeniem sala rozszerzała się ponownie i osiągała wysokość około 3,5 m. Występowały tam nacieki welniaste, stalaktyty i stalagmity osiągające 10 cm długości oraz drobne kryształki kalcytu.

Ciągnący się dalej korytarz był ciasny i szczelinowaty. W połowie jego długości, między ścianami, zaklinowany był gładz obłany kalcytem. Szatę naciekową stanowiły tam polewy, liczne nacieki grzybkowe i drobne miseczki martwicowe. Przez otwór w dnie można było dostać się do dolnej, szerszej części korytarza o wysokości 0,6 m (zob. osobny szkic na planie w rejonie przekroju F—F'). Była ona dostępna na odcinku 2,5 m, ku NE łączyła się z rumowiskiem poprzedniej sali, ku SW była zasypana.

Ostatnia sala jaskini była stosunkowo obszerna o wysokości dochodzącej do 2,5 m—3,0 m. Przez strop przenikały miejscami cienkie korzenie. Występowały w niej brekjeje spojone naciekiem.



Ryc. 1. Plan i szkic lokalizacyjny jaskini w Dubiu

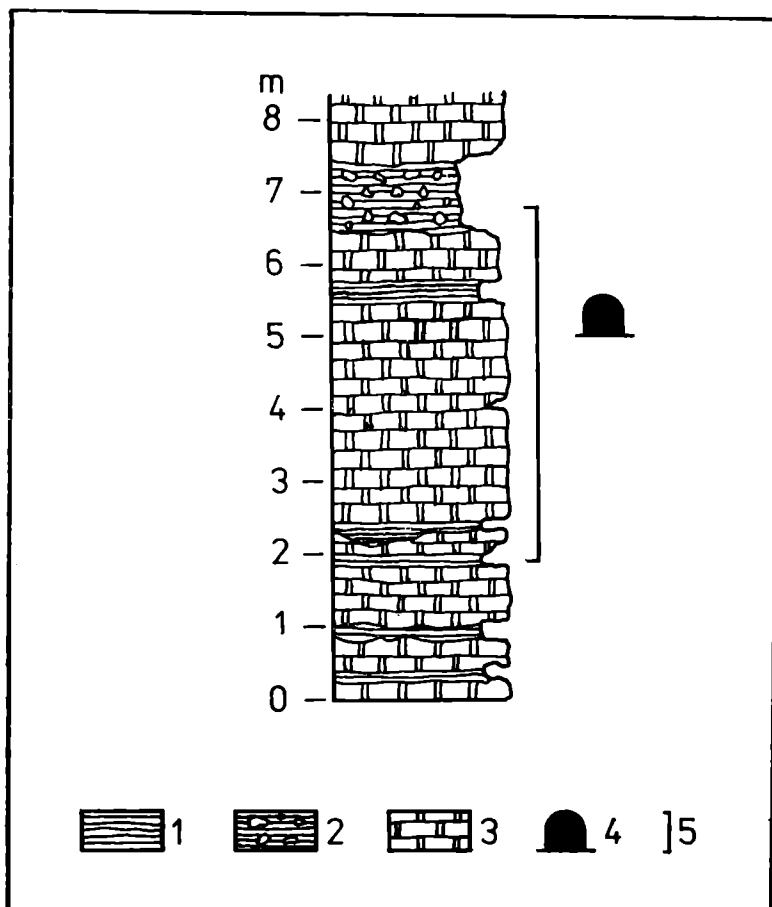


Fot. 2. Jaskinia w Dubiu. Nacieki w korytarzu za pierwszą salą.

Fot. R. Kardaś

W niższej, NW części sali, za dużymi blokami skalnymi, odchodził ku NW krótki, niski i ciasny boczny ciąg. W ciągu tym i w NW części sali występowały oryginalne, drobne utwory naciekowe, wykształcone w postaci cienkich blaszek, przypominające nieco niektóre nacieki grzybkowe. Z tej samej części sali biegł ku SW obszerniejszy korytarz, rozwinięty na szczelinie. W jego stropie występowały wymycia wirowe. Na zakręcie korytarza, na dnie i ścianach można było obserwować polewy i nacieki grzybkowe. Około 1 m dalej, w lewej ścianie znajdowała się rura krasowa o średnicy 20 cm. Końcową część korytarza zasypywał rumosz.

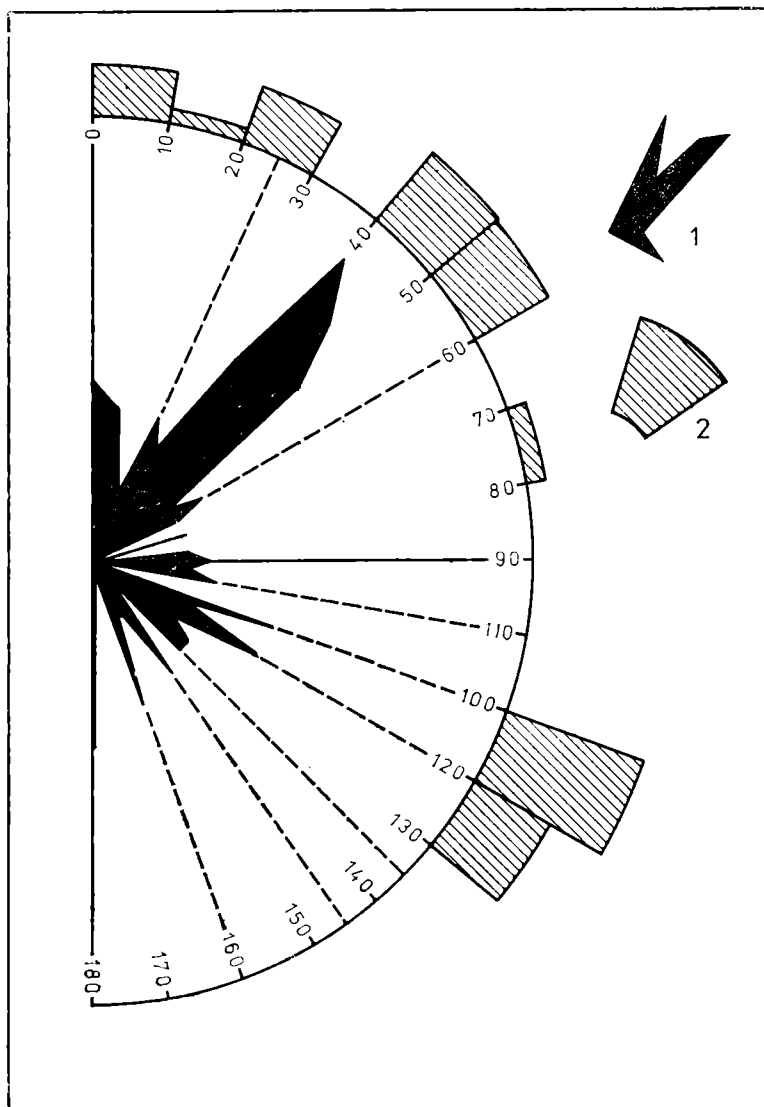
Jaskinia była horyzontalnym ciągiem salek i korytarzy, rozwiniętym w obrębie dolomitów ze Zbrzy (żywet), występujących



Ryc. 2. Profil litologiczny kompleksu dolomitów, w których utworzyła się jaskinia (według D. Krawczyka, 1977 — uzupełniony):

1 — dolomity wapniste, laminowane, 2 — dolomityczna brekcja z okruciami dolomitów i wapieni dolomitycznych, 3 — dolomity krystaliczne, 4 — otwór jaskini, 5 — kompleks warstw odsłaniających się w jaskini

tu w jądrze antykliny dębnickiej. Litologię pięciometrowej miąższości kompleksu warstw (ryc. 2), w którym jaskinia powstała, przedstawiono na podstawie pracy D. Krawczyka (1977). Kompleks ten tworzą ciemnoszare, miejscami niemal czarne, gruboławicowe dolomity krystaliczne, przewarstwione wkładkami jasnoszarych, drobnokrystalicznych, laminowanych dolomitów wapnistych o nieregularnej miąższości do 40 cm. W górnej części profilu występuje metrowej miąższości ławica dolomitycznej brekcji z okruciami dolomitycznych wapieni i dolomitów, osiągającymi rozmiary 10 cm. Ławica ta tworzyła w jaskini stropy salek. Odbiega ona dość wyraźnie swoim składem chemicznym od pozostałych utworów kompleksu. Cechuje ją przede wszystkim o wiele wyższa zawartość krzemionki (9%, przy zawartości 1%—3% w dolomitach krystalicznych i laminowanych) i wyraźnie



Ryc. 3. Porównanie kierunków rozwinięcia korytarzy jaskini z diagramem spękań ciosowych w jądrze antykliny dębnickiej: 1 - - kierunki pionowych spękań ciosowych (według S. Kozłowskiego, 1955), 2 — kierunki rozwinięcia korytarzy

nizsza zawartość MgO (8% przy 19%—20% w pozostałych utworach).

Wysoka zawartość SiO_2 w występujących w Dubiu dolomitach jest związana prawdopodobnie ze strefami kontaktowymi intruzji porfirowych (Kozłowski, 1955, 1962).

Korytarze i sale jaskini utworzyły się wzdłuż spękań ciosowych (ryc. 3). W ich ścianach występowały również często rozmocia pionowych szczelin, poprzecznych do kierunku korytarzy. W ukształtowaniu jaskini dużą rolę odegrały także powierzchnie

uławiczenia (na przykład korytarz pod meandrem, ostatnia sala). W korytarzach zachowały się formy związane z przepływem wód pod ciśnieniem (wymycia wirowe na stropie, rura krasowa) oraz o zwierciadle swobodnym (ukształtowanie ścian korytarzy), natomiast w rozwoju sal znaczną rolę odegrały również zawaliska.

Namulisko w swej powierzchniowej warstwie było przeważnie gładowo-gruzowe lub gliniaste. W odgałęzieniu pierwszej sali występował zagliniony żwir i piasek, a w biegnącym dalej korytarzu dno pokrywała polewa naciekowa.

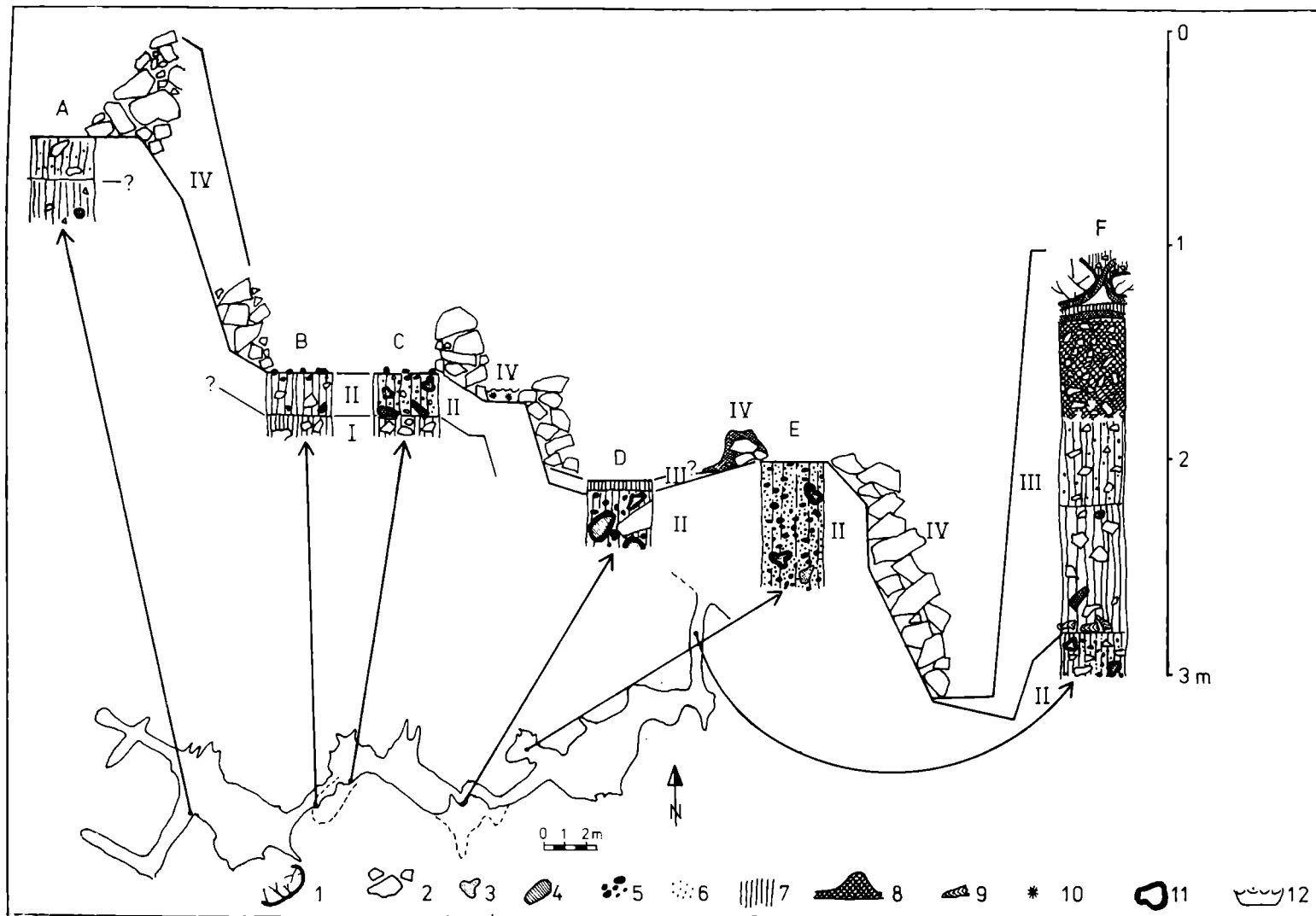
Podczas prac terenowych prowadzonych w dniach 15 III i 16 III 1975 roku wykonano kilka płytkich wkopów w górne warstwy namuliska oraz opisano jego profil odsłonięty w ścianie kamieniołomu w miejscu, gdzie wcześniej (na początku stycznia 1975 roku) znajdował się wstępny korytarzyk. Stan zachowania tego profilu nie był kompletny, zniszczeniu uległy części górna i dolna. Ponieważ jaskinia już nie istnieje i dalsze badania namuliska na podstawie nowych obserwacji i głębszych odsłonień nie będą możliwe, celowe wydaje się przedstawienie wyników tych wstępnych i wrywkowych prac. Podane dalej opisy litologiczne wykonane były wyłącznie na podstawie makroskopowych obserwacji w terenie, bez wykonywania analiz osadów. Litologię warstw w poszczególnych profilach i wyniki ich korelacji (wydzielenie czterech jednostek litologicznych) przedstawiono na ryc. 4.

Najstarszą z obserwowanych warstw (ryc. 4 — warstwa I) była występująca w profilach B i C glina z licznym gruzem dolomitowym o frakcji do 10 cm oraz nielicznymi okruchami polewy naciekowej.

Występujące powyżej, zróżnicowane litologicznie osady (II) charakteryzowały się zawartością dużych ilości materiału allochtonicznego o przeważającej frakcji 0,2 cm—2,0 cm (maksymalnie do 5 cm). Były to głównie dobrze obtoczone żwiry złożone z otoczków kwarcu, kwarcytów i piaskowców kwarcytowych. Materiał ten pochodził z piaszczysto-żwirowej serii batonu występującej ponad utworami paleozoicznymi i pokrywającej w tym rejonie kulminacje wyżyny. W mniejszych ilościach występowały krzemienie wypręparowane z wapiennych utworów jury górnej. Wiele z nich otoczonych było lśniąca, czarna, czasem brunatnoczarna skorupą (prawdopodobnie manganowo-żelazista). Podobne otoczki występowały też na skrzemionkowanych, jasnych okrucach skał węglanowych, będących, być może, przeobrażonymi kontaktowo dolomitami z aureoli kontaktowych intruzji porfirowych (por. Kozłowski, 1955).

W profilu korytarza wstępnego (profil F) materiał allochtoniczny występował wraz z nielicznymi drobnymi okruchami dolomitów w żółtobrunatnej, silnie piaszczystej glinie. Niektóre ziarna miały kalcytowe otoczki o grubości 1 mm—2 mm, maksymalnie 5 mm.

W profilu E odsłonięto czerwono-brązową warstwę zaglinionego żwiru i piasku z nielicznymi krzemieniami i niewielkimi okruchami dolomitów, o niewyraźnie zaznaczonym płaskim ułożeniu otoczków. Na powierzchni namulisko było miejscami słabo scementowane. Warstwie tej w profilach B, C i D odpowiadały żółtobrunatne lub brunatne gliny ze żwirami, krzemieniami oraz



Ryc. 4. Schematyczny przekrój górnych warstw namuliska jaskini w Dubiu:

1 — ściana jaskini, 2 — okruchy dolomitów, 3 — krzemienie, 4 — okruchy skrzemionkowanych skał węglanowych, 5 — otoczaki kwarcu, kwarcytów i płaskowców kwarcytowych, 6 — piasek, 7 — glina, 8 — polewy naciekowe, stalagmity, 9 — połamane stalaktyty, 10 — pizoidy, 11 — skorupy manganowo-żelaziste, 12 — woda

gruzem dolomitów o przeciętnych rozmiarach do kilkunastu centymetrów, sporadycznie do 30 cm. Obok dolomitów, zwłaszcza w profilu D, występowały też okruchy skrzemionkowanych skał ze skorupami manganowo-żelazistymi. W miarę oddalania się od współczesnego otworu jaskini najgrubsza frakcja warstwy II pozostawała nie zmieniona, wyraźnie jednak malała ilość okruchów oraz miąższość kompleksu.

Kolejny zespół warstw (III), odsłonięty w profilu F, nie zawierał materiału allochtonicznego grubych frakcji. Najniższą warstwę tworzyła żółta glina z ostrokrawędzistym, drobnym gruzem dolomitów i okruchami nacieków, wśród których znajdowano w spągowej partii połamane stalaktyty o długości do 5 cm. Ku stropowi udział składnika ilastego i mułowego wyraźnie malał. Powyżej występowała brązowa glina piaszczysta, cechująca się także dużą zawartością drobnych okruchów dolomitowych, otoczonych niekiedy kalcytowymi powłokami. Ku górze glina ta przechodziła w porowatą brekcję, złożoną z dolomitowego gruzu o frakcji 2 cm—3 cm, maksymalnie 6 cm. Ziarna często miały krawędzie zaokrąglone. Kalcytowe spoiwo nie wypełniało całkowicie przestrzeni między okruchami, pozostawiając liczne próżnie. Strop brekcji pokrywała cienka (1 cm—2 cm) warstwowana polewa kalcytowa, ponad którą występowała 4 cm miąższości warstewka gliny ilastej z fragmentami nacieków. Powyżej w profilu można było obserwować szczątki kolejnej warstwy gliny z okruchami dolomitów i polewy naciekowej.

Być może z opisanymi warstwami należy korelować występującą w profilu D cienką warstwę szarej gliny bez materiału o frakcji żwirowej.

Problematiczna jest pozycja osadów odsłoniętych w profilu A. W dolnej jego części występowała żółtobrunatna glina z pojedynczymi, drobnymi okruchami dolomitu. Znaleziony w niej jeden niewielki fragment skrzemionkowanej skały z czarną polewą nie przesądza jeszcze o związku tego osadu z warstwą II, z której transport materiału allochtonicznego do jaskini był bardzo intensywny. Wyższą część profilu tworzyła zielonkawoszara, nieco piaszczysta glina z pojedynczymi okruchami dolomitu o rozmiarach do 10 cm.

Na warstwach I—III zalegał zespół najmłodszych osadów (IV) zawaliskowych (gruz i bloki skalne) i chemicznych (nacieki pokrywające miejscami starsze osady zawaliskowe). Stropowa partia gruzowisk związana była ze stopniowym niszczeniem jaskini w wyniku pracy w kamieniołomie.

Wśród szaty naciekowej jaskini, oprócz stalaktytów (między innymi ciekawych form wytrącanych na korzeniach) i nielicznych stalagmitów, zwracały uwagę oryginalne nacieki grzybkowe oraz występujące w kałużach i miseczkach martwicowych pizoidy. Według A. Górnego (1976a) niektóre okazy tych ostatnich osiągały średnicę 4 cm.

Światło sięgało tylko do korytarzyka wstępnego (stan z dnia 9 I 1975 roku), przewiewu nie obserwowano. Woda intensywnie kapiała ze stropu i wypełniała małe miseczki martwicowe oraz niewielką kałużę w środkowej sali. Fauny i flory, poza przenikającymi do wnętrza korzeniami, nie zaobserwowano.

Otwór jaskini został odsłonięty podczas eksploatacji dolomitów na przełomie listopada i grudnia 1974 roku. Eksploracji — po odgruzowaniu zasypanego otworu — dokonali A. Górny i J. Smiałowski 29 XII 1974 roku. Wzmianki o odkryciu ukazały się w prasie (między innymi w „Taterniku” 1975, nr 1, s. 40). Pierwsze ogólne opisy jaskini, zawierające wiele obserwacji geologicznych, opublikował A. Górny (1976a, b). W artykułach tych zamieszczono też kilka fotografii i plan wykonany przez członków Studenckiego Koła Naukowego Geologów AGH. Plan ten, nie uwzględniając większości istotnych szczegółów topograficznych, ma zaledwie wartość szkicu. Poza tym zarysy korytarzy, a zwłaszcza ich kierunki znacznie odbiegają od planu załączonego do niniejszego inwentarza, będącego wynikiem pomiarów przeprowadzonych przez autorów w dniu 9 I 1975 roku. Pomiary te wykonano busolą geologiczną typu „Freiberg” i taśmą stalową, mierząc azymuty dwukrotnie: w przód i wstecz. Uzupełniające obserwacje przeprowadzono w dniach 15 i 16 III 1975 r.

Ze względu na niekorzystne usytuowanie w obrębie czynnego kamieniołomu jaskinia była stopniowo niszczona. 15 III 1975 roku wstępny korytarzyk już nie istniał. Otwór prowadził wtedy do obszerniejszego korytarza przed pierwszą salą. Według A. Górnego (1976a) w październiku 1976 roku pozostał jedynie trzy-metrowy fragment końcowego korytarza jaskini.

W posiadaniu autorów znajduje się dokumentacja fotograficzna oraz próby pobrane z niektórych warstw osadów. Liczne okazy nacieków grzybkowych i pizoidów są zdeponowane w Muzeum Geologicznym AGH (Górny, 1976a).

Warto wspomnieć, że na podziemne formy krasowe natrafiono w kamieniołomie już wcześniej, między innymi we fragmencie złoża wyeksploatowanym na N od wejścia do jaskini (informacja pracowników kamieniołomu). W górnych partiach ścian dolnego kamieniołomu są widoczne szczątki form krasowych, wypełnione materiałem żwirowo-gliniastym i glinami piaszczystymi. W pobliżu występują też inne formy krasowe: wypływy wód krasowych i drobne żłobki krasowe. Te ostatnie obserwowano około 500 m na N od kamieniołomu, na lewym zboczu doliny Zbrzy. Ich maksymalne wymiary osiągają 45 cm długości, 3,5 cm szerokości i 3,5 cm głębokości. Niewielkie źródło w okolicy kamieniołomu, położone 14 m nad dnem doliny, jest prawdopodobnie wywierzyiskiem (w dniu 16 III 1975 roku jego wydajność wynosiła 3 l/s). Obserwowano też niewielkie wysięki wody z ławicy brekcji wapienno-dolomitycznej w dolnym kamieniołomie.

LITERATURA

- Górny, A., 1976a: Nowa jaskinia naciekowa w Dubiu, Wszechświat, 7—8, Kraków.
Górny, A., 1976b: Nowa jaskinia naciekowa w Dubiu, Jamnik (Biuletyn Krakowskiego Klubu Taternictwa Jaskiniowego), 4, Kraków.
Kozłowski, S., 1955: Intruzje porfirowe w grzbiecie dębickim, Biul. Inst. Geol., 97, Warszawa.
Kozłowski, S., 1962: Zagadnienie eksploatacji dolomitów dewońskich w rejonie śląsko-krakowskim z punktu widzenia ochrony przyrody, Ochrona przyrody, 28, Kraków.
Krawczyk, D., 1977: Praca magisterska (nie publikowana), Archiwum Instytutu Geologii Podstawowej UW, Warszawa.

WK-W 529. Jaskinia Ewy

Draby, gmina Działoszyn, woj. sieradzkie

Góra Draby

Wysokość otworu n.p.m.: 218 m

Wysokość względna otworu w stosunku do otaczającej górę powierzchni sandrowej: około 15 m

Długość korytarzy: około 25 m

Głębokość jaskini: około 8 m

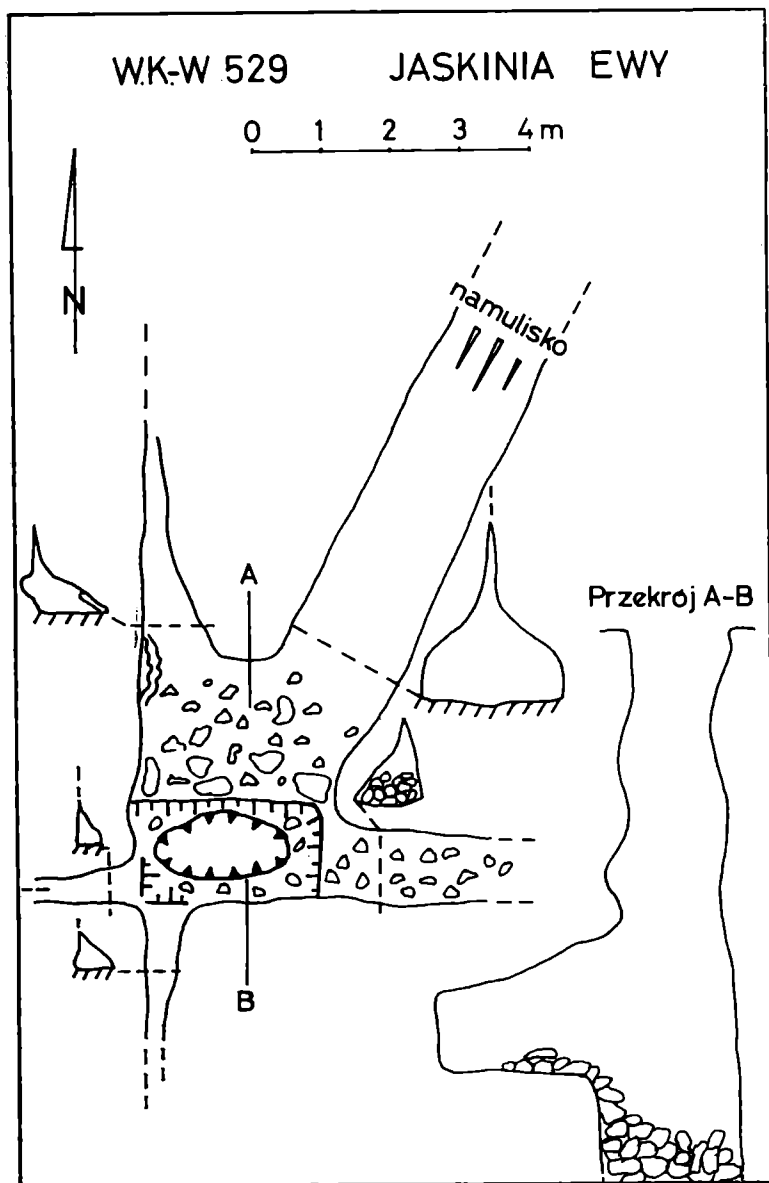
Położenie: w dnie niewielkiego, zarośniętego wyrobiska, znajdującego się po wschodniej stronie szczytu góry Draby, jest wejście do ośmiometrowej studni krasowej prowadzącej do jaskini, której korytarze są założone na szczelinach o azymutach: 0°, 90°, 30°, w wapieniach skalistych oksfordu.

Otwór wejściowy studni ma wymiary 2 m × 1,5 m. Ściany studni noszą ślady rozmycia przez wodę. Na głębokości 6 m szczelina, na której założona jest studnia, rozszerza się i przechodzi w komorę o wymiarach 3,5 m × 2,5 m. Komora ta powstała w wyniku eksploatacji kalcytu, którego ślady są widoczne w postaci resztki polewy kalcytowej o grubości 25 cm na wysokości 0,5 m od dna komory, zasypanego piaszczysto-ilastym namuliskiem i pokrytego blokami grubokrystalicznego kalcytu.

W przedłużeniu południowej ściany komory w kierunku E i W znajdują się niewielkie korytarzyki jaskiniowe. Także w przedłużeniu ściany zachodniej ku N i S występują niewielkie korytarze jaskiniowe. Korytarzyki biegnące z komory w kierunkach: południowym i zachodnim mają wysokość 1 m, szerokość u podstawy 0,5 m oraz długość 2,5 m. Dalej zwężają się do 0,3 m; ich penetrację utrudniają namuliska. Ściany korytarzyków są rozmyte i łączą się ze sobą w szczelinie stropowej.

Korytarz wschodni, o długości 4,5 m, szerokości 1 m i wysokości 1 m, jest zawałony blokami skalnymi oraz kalcytowymi. Ściana południowa ma nacieki w postaci kolumn, żeber i nacieku wełnistego. Nacieki te były przykryte piaszczysto-ilastym namuliskiem, co spowodowało, że ich powierzchnia została mocno skorodowana.

* POLTEGOR, ul. Rosenbergów 25, 51-616 Wrocław



Korytarz biegnący w kierunku północnym ma szerokość i wysokość 1 m oraz długość 3,5 m. Dalszą penetrację utrudniają namuliska. Ściany korytarza są rozmyte, a na wysokości 20 cm od dna występuje 30 cm warstwa grubokrystalicznego kalcytu. W stropie wzdłuż całego korytarza przebiega szczelina.

Bloki krystalicznego kalcytu zalegającego na dnie komory utrudniają wejście do korytarza biegnącego pod azymutem 30° , o wymiarach: długość 12,5 m, szerokość 2 m i wysokość 2 m, który został poszerzony w wyniku wyeksploatowania nacieku kalcytowego o grubości 0,5 m. W stropie wzdłuż całego korytarza

przebiega szczelina. Końcowy fragment korytarza zawiera duże bogactwo nie zniszczonych form naciekowych, silnie skorodowanych i oblepionych piaskiem wypełniającym też rynną denną.

Obecnie jaskinia jest sucha. Szata naciekowa została całkowicie zniszczona w komorze pod studnią, natomiast po rozkopaniu namulisk ukazują się fragmenty korytarzy z bogactwem nacieków.

Pierwszą wzmiankę o jaskini podał A. Szynkiewicz w czasopiśmie „Chrońmy przyrodę ojczystą” nr 5 z 1975 roku.

Plan jaskini został sporządzony w 1974 roku za pomocą taśmy parcianej i busoli geologicznej.

WK-W 530. Jaskinia Buki

Draby, gmina Działoszyn, woj. sieradzkie

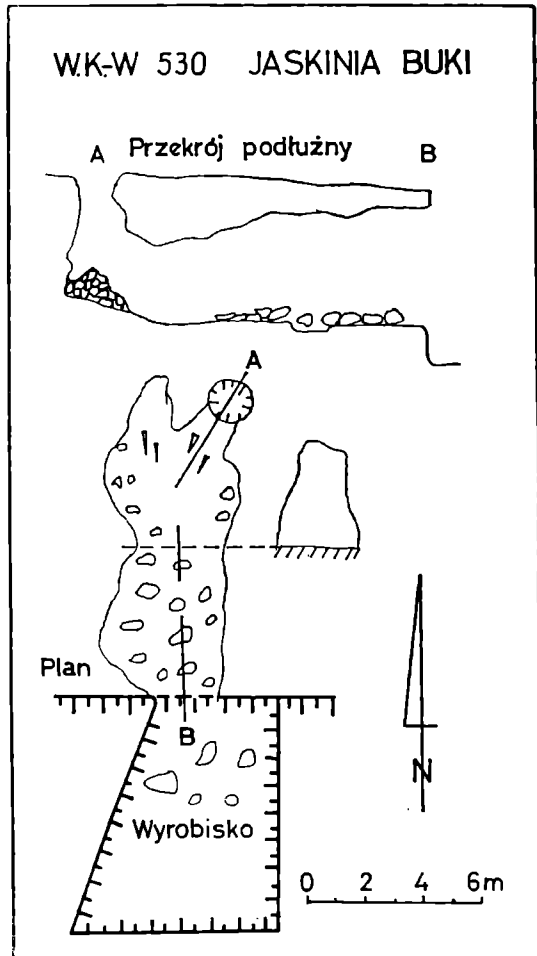
Góra Buki

Wysokość otworu n.p.m.: 221,5 m

Ekspozycja otworu: ku S

Długość korytarzy: około 14 m

Głębokość jaskini: około 6 m



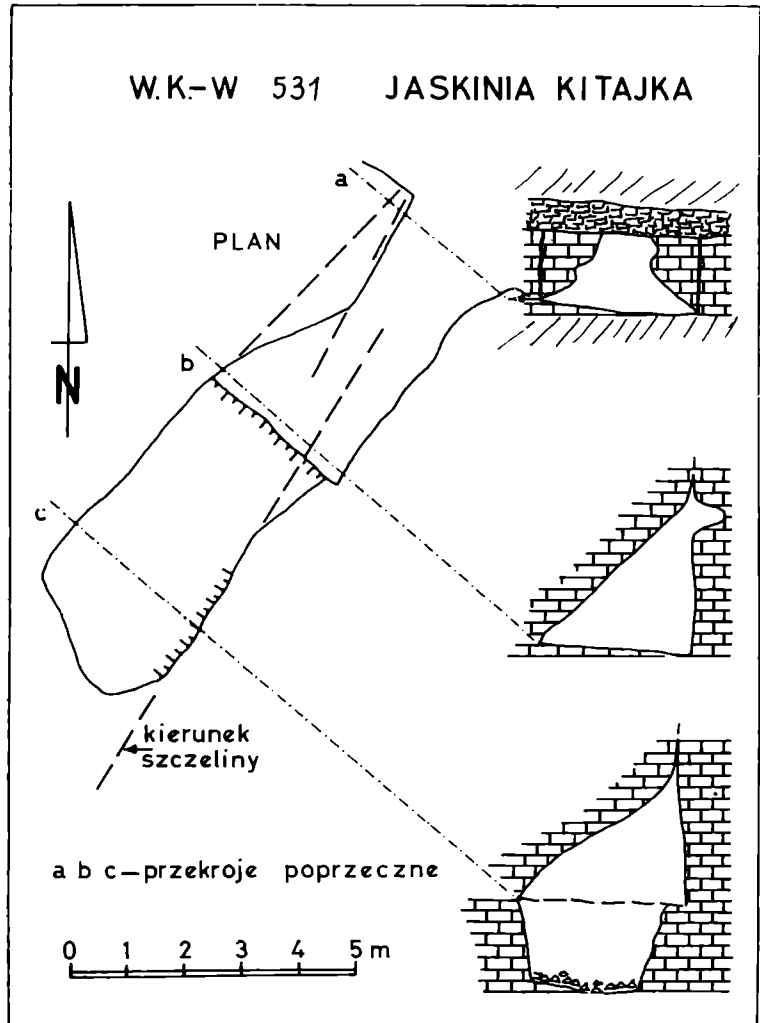
Jaskinia znajduje się w niewielkim prywatnym kamieniołomie wapieni położonym na zachodnim stoku Góry Buki.

W eksponowanej ku południowi ośmiometrowej ścianie kamieniołomu jest wejście do jaskini; jego wysokość wynosi 4 m, szerokość u podstawy — 2 m. Jaskinia, założona na szczelinach o kierunkach N-S i NE-SW, została bardzo zniszczona i rozszerzona w wyniku eksploatacji wapieni. Obecnie stanowi ona układ dwóch przylegających do siebie rozległych komór.

Komora wstępna o wymiarach: długość 5 m, szerokość 4 m oraz wysokość 4,5 m nie zawiera już śladów szaty naciekowej. Komora druga, o długości 6 m, szerokości 3,5 m oraz wysokości 3,5 m, ma dno zasypane piaszczysto-ilastym namuliskiem. Na ścianach stwierdzono resztki pól kalcytowych. W przedłużeniu osi komory ku północy znajduje się niewielki korytarzyk kończący się szczeliną. Na jego ścianach stwierdzono resztki szaty naciekowej w postaci obłamanych kolumn. W północno-wschodniej ścianie komory znajduje się wejście do komory (korytarzyka) o długości 2,5 m, szerokość 1,5 m i wysokość 3 m, założonej na szczelinie, która kończy się kominkiem przebijającym się do powierzchni. Pod kominkiem na dnie jest hałda gruzowa.

Pomiary jaskini wykonano za pomocą taśmy i busoli geologicznej.

WK-W 531. Jaskinia Kitajka



* Adam Szyrkiewicz, POLTEGOR, ul. Rosenbergów 25, 51-010 Wrocław

Andrzej Wierzbowski, Instytut Geologii Podstawowej Uniwersytetu Warszawskiego, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Wieś Wapiennik-Kitajka, gmina Lipie, woj.
częstochowskie
Wysokość otworu n.p.m.: około 222 m
Ekspozycja otworu: ku NE
Długość jaskini: 10,5 m
Głębokość jaskini: 4 m

Położenie: wejście do jaskini znajduje się w południowej ścianie niewielkiego, obecnie nieczynnego i zarośniętego wyrobiska, położonego na północno-wschodnim stoku góry Kitajka (228 m n.p.m.). Otwór wejściowy o wysokości 1,5 m i szerokości 2,5 m prowadzi do korytarza wstępnego, założonego na szczelinie uskokowej o azymucie 40° . Korytarz wstępny o długości 5 m ma płaskie dno o szerokości do 2,5 m, lekko pochylone ku SE. Pionowa ściana południowo-wschodnia nosi ślady rozmycia przez wodę, natomiast ściana przeciwna, pochylona ku NW, została sztucznie ukształtowana w wyniku eksploatacji wapieni. W odległości 5 m od wejścia, w dnie jaskini jest wyrobisko o głębokości 1,5 m, szerokości 3 m i długości 5,5 m, powstałe przy eksploatacji wapieni. Wysokość jaskini w tym miejscu dochodzi do 4 m. Na ścianie południowo-wschodniej jaskini widoczne są niewielkie nacieki oraz zniszczone polewy kalcytowe. Jaskinia rozwinięta jest w obrębie uławiconych wapieni zawierających krzemienie. Wapienie te należą do oksfordu środkowego.

Pomiary wykonano za pomocą taśmy oraz busoli geologicznej.

Jaskinia „Pod Skipirzepą”

Czarny Las koło Kiedrzyń, woj. częstochowskie

Wysokość otworu n.p.m. w studni gospodarskiej: 222 m (9 m poniżej poziomu terenu)

Rzędna powierzchni terenu: 231 m n.p.m.

Długość korytarza jaskini: 128 m

Jaskinia „Pod Skipirzepą” znajduje się na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej w miejscowości Czarny Las koło Kiedrzyń w województwie częstochowskim (ryc. 1).

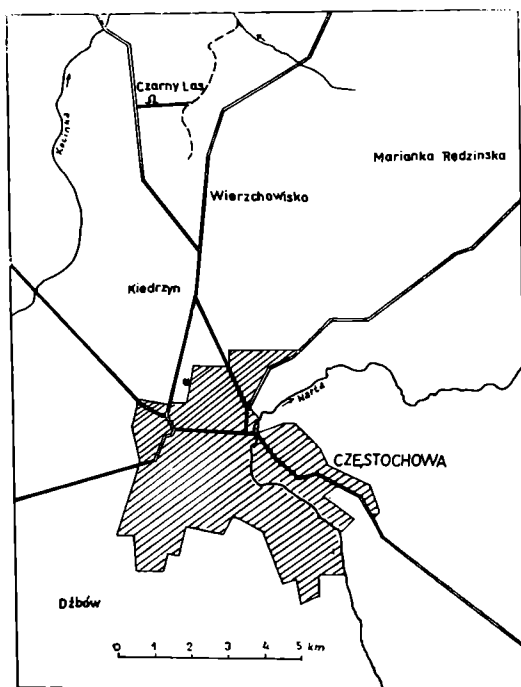
Jaskinia została odkryta w dniu 27 V 1978 roku przez zespół w składzie: M. Ćwiertniewski, S. Juziuk, M. Napierała, A. Pacholewski, Z. Rysiecki. W 1975 roku M. Ćwiertniewski, prowadząc terenowe pomiary hydrogeologiczne do pracy magisterskiej, uzyskał informację o gwałtownym dopływie wody podczas głębinienia jednej ze studni w Czarnym Lesie. Dopływ ten można było wiązać z trafieniem robót studziennych na zawodniony kanał krasowy. W chwili obecnej powstały sprzyjające warunki do próby eksploracji jaskini, ponieważ nastąpiło znaczne obniżenie poziomu wód podziemnych w zbiorniku górnojurajskim na skutek drenującej działalności ujęcia w Wierzchowiskach na potrzeby WPWiK w Częstochowie.

Do jaskini można dostać się przez nieczynną obecnie suchą studnię o głębokości 9,26 m, znajdującą się na parceli nr 90, należącej do ob. A. Skipirzepy. Tuż nad dnem studni, w jej południowej ścianie znajduje się ciasny otwór prowadzący do niskiego korytarzyka o dnie pokrytym drobnym rumoszem skalnym. Czołgając się korytarzykiem, po kilku metrach dociera się do głównego korytarza jaskini. Rozwinięty jest on na szczelinie o przebiegu N-S (ryc. 2). Korytarz osiąga szerokość 3 m—5 m, natomiast jego wysokość jest niewielka — w kilku tylko punktach osiąga 1,5 m. Ściany mają wymycia charakterystyczne dla korozyjnej działalności wody. Dno korytarza na środku jest nieco wzniesione, a przy ścianach opada, co zostało spowodowane sto-

* Michał Ćwiertniewski, Centrum Techniki Komunalnej, ul. Filtrów 57, 02-056 Warszawa

Andrzej Pacholewski, Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, ul. Białego 1, 41-200 Sosnowiec

Zbigniew Rysiecki, Speleoklub „Górniki” w Katowicach



pniovym obrywaniem się stropu jaskini. Obrywy postępują najszybciej tam, gdzie strop najbardziej zbliża się do powierzchni terenu. W końcowych partiach jaskini dno na znacznej długości jest zalane wodą. Obserwowane w czasie zejścia jeziora utworzone przez wodę osiągają głębokość do 0,5 m.

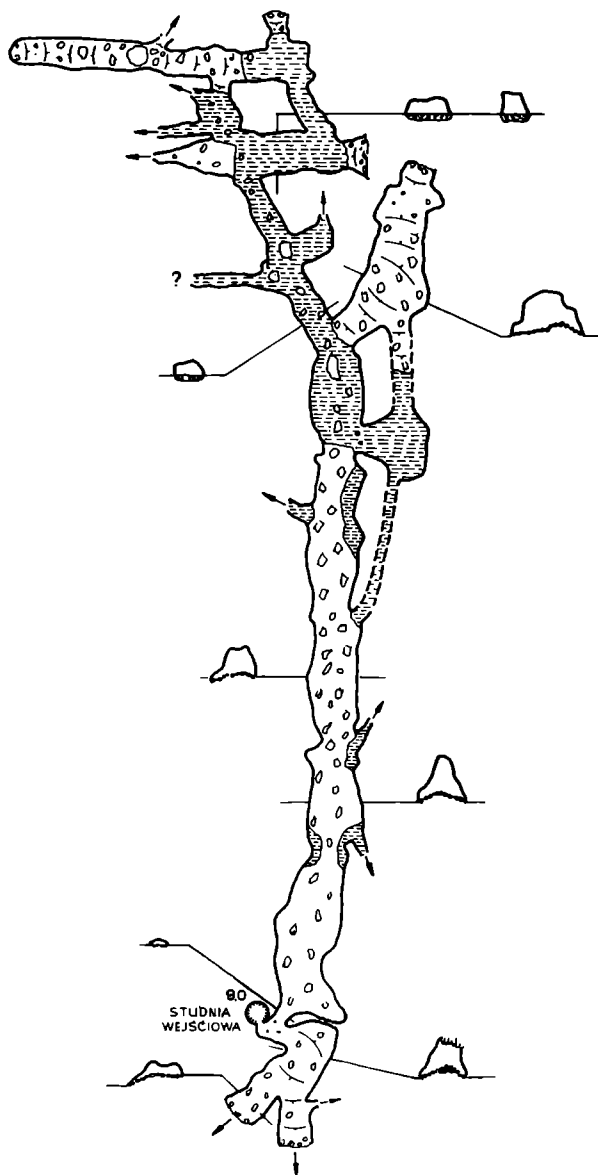
W przeszłości jaskinia tworzyła znacznie większy system korytarzy. Wskazują na to liczne zawaliska zamykające korytarze, rozchodzące się w wielu kierunkach. Być może dalsza eksploracja jaskini przyniosłaby rezultaty w postaci odkryć następnych korytarzy, jednak związane byłoby to ze zbyt wielkim ryzykiem.

W jaskini wyczuwa się lekki przepływ powietrza. Przepływ ten był prawdopodobnie znacznie silniejszy dopóki istniał drugi otwór jaskini, znajdujący się w dużym leju krasowym, oddalonym od studni wejściowej około 70 m na północ. Kształt tego leja jest dzisiaj znacznie zmieniony przez wysypisko odpadków i niwelację terenu.

Geologicznie jaskinia położona jest na monoklinie śląsko-kra-kowskiej, w strefie wychodni węglanowych skał górnej jury (malmu).

Jaskinia założona została w serii wapieni należących straty-graficznie do oksfordu.

W jaskini z form naciekowych stwierdzono występowanie nacieków grzybkowych, tworzących się w strefie dynamicznych zmian klimatu jaskini. Zmiany te (temperatury i wilgotności) występują blisko powierzchni terenu. Brak występowania innych form naciekowych spowodowany jest krótkim czasem obecnego wadycznego stadium jaskini. Przed antropogennym odwodnieniem jaskinia znajdowała się w strefie saturacji (freatycznej).



WYŻYNA KRAKOWSKO-
CZĘSTOCHOWSKA
CZARNY LAS K/KIEDRZYNA
WOJ. CZĘSTOCHOWSKIE

JASKINIA POD SKIPIRZEPĄ

PLAN POZIOMY

0 10 20m

PLAN WYKONAŁ
M. NAPIERAŁA
POMIARY PRZY WSPÓŁPRACY
S. JUZIUKA I Z. RYSIECKIEGO
28.05.1978 r.

COPYRIGHT © 1978
by WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO

WSZELKIE PRAWA ZAstrZEŻONE

PROJEKT OKŁADKI I STRONY TYTUŁOWEJ
GERARD LABUS

REDAKTOR
WIESŁAWA PISKOR

REDAKTOR TECHNICZNY
LECH DOBRZAŃSKI

KOREKTOR
LUDMIŁA SZPILMAN-SZYSZKA

Wydawca (Editor)
UNIwersYTET ŚLĄSKI
UL. BANKOWA 14, 40-007 KATOWICE

Nakład: 1000 egz.+30+25 nadbitek. Ark. druk.
10,0+2 wklejki. Ark. wyd. 23,3. Papier powlek.
kl. V, 90 g. 70×100. Oddano do drukarni w li-
stopadzie 1978 r. Podpisano do druku w grud-
niu 1978 r., druk ukończono w styczniu 1979 r.
Zam. 1811/78 G-17 Cena zł 54,—

DRUKARNIA UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO
UL. 3 MAJA 12, 40-096 KATOWICE

