



UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1977

Kras i speleologia



tom 1(X)



Kras i speleologia

tom 1 (X)



PRACE NAUKOWE UNIWERSYTETU ŚLĄSKIEGO W KATOWICACH NR 185



UNIWERSYTET ŚLĄSKI KATOWICE 1977

Kras i speleologia

tom 1 (X)

REDAKTOR SERII: GEOGRAFIA

JAN TREMBACZOWSKI

REDAGUJE ZESPÓŁ:

STANISŁAW DŻUŁYŃSKI, JERZY GŁAZEK,

RYSZARD GRADZIŃSKI, ALFRED JAHN,

**VLADIMIR PANOS, MARIAN PULINA (przewod-
niczący), JAN RUDNICKI**

RECENZENT

ALFRED JAHN

PROJEKT OKŁADKI I STRONY TYTUŁOWEJ

GERARD LABUS

REDAKCJA

WIESŁAWA PISKOR

REDAKTOR TECHNICZNY

LECH DOBRZAŃSKI

KOREKTA

LUDMIŁA SZPILMAN-SZYSZKA

COPYRIGHT © 1977

by WYDAWNICTWO UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO

WSZELKIE PRAWA ZAstrZEŻONE

Wydawca

UNIwersYTET ŚLĄSKI

UL. BANKOWA 14, 40-007 KATOWICE

Nakład: 1000+30+75 nadbitek. Ark. druk. 9,75+
+6 wklejek. Ark. wyd. 16,25. Papier ilustr.
kl. III 80 g. 70×100. Oddano do drukarni
20 sierpnia 1977 r. Podpisano do druku i druk
ukończono w grudniu 1977 r.

Zam. 1345/77 — P-9

Cena zł 40,—

DRUKARNIA UNIwersYTETU ŚLĄSKIEGO

UL. 3 MAJA 12, 40-096 KATOWICE

Spis rzeczy

OD REDAKCJI	9
-----------------------	---

ARTYKUŁY I NOTATKI NAUKOWE

Jerzy GŁAZEK, Leszek LINDNER, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstoczeńskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich	13
Zbigniew RUBINOWSKI: Wpływ turystyki na stan zachowania jaskini Raj w Górach Świętokrzyskich	29
Jerzy GŁAZEK, Andrzej SULIMSKI, Adam SZYNKIEWICZ, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Kopalny kras ze środkowoplejstoczeńskimi szczątkami kręgowców w Drabach koło Działoszyna	42
Ryszard GRADZIŃSKI: Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiałym podłożu w środkowej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej	59
Teresa MADEYSKA: Zróżnicowanie wiekowe jaskiń i schronisk skalnych oraz ich osadów w Dolinie Sąspowskiej koło Ojcowa	71
Jerzy GŁAZEK, Kazimierz GALEWSKI, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Nowe dane o krasie kopalnym w Przewornie	81
Stefan CACON, Roman GĘZIKIEWICZ: Geodezyjne badania Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (masyw Śnieżnika Kłodzkiego)	89
Jan RUDNICKI: Kras wybrzeży morskich. Ewolucja chemiczna wód i rozwój podziemnych form krasowych w wapiennych rejonach nadmorskich	97
Marian PULINA: Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu	104

SPRAWOZDANIA

I Szkoła Speleologiczna w Łądku-Kletnie, zorganizowana w XXX-lecie Uniwersytetu Wrocławskiego w dniach 1—15 lutego 1975 roku (<i>Marian Pulina</i>)	133
II Szkoła Speleologiczna w Łądku i Bozkovie w dniach 1—15 lutego 1976 roku (<i>Marian Pulina</i>)	136

Contents

EDITORIAL NOTE	9
--------------------------	---

PAPERS AND COMMUNICATIONS

Jerzy GŁAZEK, Leszek LINDNER, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Old Pleistocene cave deposits with fauna at Kozi Grzbiet (Holy Cross Mts, Central Poland) — a geological interpretation	13
Zbigniew RUBINOWSKI: Human impact on the „Raj” Cave in the Holy Cross Mountains (Góry Świętokrzyskie)	29
Jerzy GŁAZEK, Andrzej SULIMSKI, Adam SZYNKIEWICZ, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Fossil karst with Middle Pleistocene vertebrates at Draby near Działoszyn (Central Poland)	42
Ryszard GRADZIŃSKI: Sedimentation of „moulding sands” on karstified limestone surface in the middle part of Kraków-Wieluń Upland	59
Teresa MADEYSKA: The age differentiation of caves and their sediments of the Saspowska Valley	71
Jerzy GŁAZEK, Kazimierz GALEWSKI, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: New data on fossil karst at Przeworno	81
Stefan CACON, Ryszard GEZIKIEWICZ: Geodetic measurements of the Bear-Cave (Jaskinia Niedźwiedzia)	89
Jan RUDNICKI: Coastal karst. Chemical evolution of waters and the development of underground drainage in coastal limestone regions	97
Marian PULINA: On karst phenomena occurring in the southern part of Špitsbergen	104

REVIEWS AND REPORTS

First Speleological School in Łądek-Kletno organized on the XXXth Anniversary of the University of Wrocław, February 1—15, 1975 (Marian Pulina)	133
Second Speleological School in Łądek and Bozkov, February 1—15, 1976 (Marian Pulina)	136

Table des Matières

EDITORIAL	9
----------------------------	----------

ARTICLES ET NOTES DE RECHERCHE

Jerzy GŁAZEK, Leszek LINDNER, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Dépôts fossilifères du Pléistocène ancien à Kozi Grzbiet (Montagnes de Sainte Croix, Pologne centrale) — interprétation géologique	13
ZBIGNIEW RUBINOWSKI: Influence de la fréquentation touristique sur l'état de conservation de la grotte „Raj” dans les Montagnes de Sainte Croix (Góry Świętokrzyskie)	29
Jerzy GŁAZEK, Antoni SULIMSKI, Adam SZYNKIEWICZ, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Karst fossile contenant des vertébrés du Pléistocène moyen à Draby près de Działoszyn (Pologne centrale)	42
Ryszard GRADZIŃSKI: Sédimentation des „sables pour le moulage” sur la surface de calcaires karstifiés dans la partie centrale du Haut-Plateau de Cracovie-Wieluń . .	59
Teresa MEDEYSKA: Différenciation d'âge des cavités et de leurs sédiments dans la vallée Sąspowska	71
Jerzy GŁAZEK, Kazimierz GALEWSKI, Tadeusz WYSOCZAŃSKI-MINKOWICZ: Nouvelles données sur le karst fossile à Przeworno	81
Stefan CACON, Roman GEZIKIEWICZ: Recherches géodésiques de la grotte „Niedźwiedzia” (de l'Ours)	89
Jan RUDNICKI: Karst des littoraux. Évolution chimique des eaux et développement des formes karstiques souterraines dans les régions calcaires maritimes	97
Marian PULINA: Remarques sur les phénomènes karstiques dans la partie méridionale du Spitzberg	104

COMPTES RENDUS

I ^e École Spéléologique à Łądek-Kletno, organisée à l'occasion de XXX ^e anniversaire de l'Université de Wrocław, 1—15 février 1975 (<i>Marian Pulina</i>)	133
II ^e École Spéléologique à Łądek et Bozkov, 1—15 février 1976 (<i>Marian Pulina</i>)	136

Od Redakcji

Wzrost zapotrzebowania na wodę oraz rozwój wydobywania surowców mineralnych na obszarach krasowych zmusza do intensyfikacji i koncentracji badań krasu oraz szkolenia specjalistów w tym zakresie.

Wychodząc naprzeciw tym potrzebom gospodarki narodowej, Uniwersytet Śląski powołał 1 października 1976 roku w Instytucie Geografii Zakład Geomorfologii Krasu — pierwszą placówkę naukowo-dydaktyczną tego typu w kraju. Umożliwi to skupienie rozproszonej dotychczas działalności naukowej w zakresie badań krasu. Temu celowi służą również organizowane przez Uniwersytet Wrocławski i Uniwersytet Śląski coroczne szkoły speleologiczne, które poprzez prowadzone dyskusje naukowe realizują program podnoszenia kwalifikacji specjalistów z różnych dziedzin nauk o Ziemi w zakresie problematyki krasowej. Doceniając wagę i znaczenie tych problemów oraz konieczność utrwalenia i rozpowszechnienia dorobku polskich badań krasu, Wydawnictwo Uniwersytetu Śląskiego rozpoczyna edycję nowej serii *Kras i speleologia*.

Publikacja ta będzie miała charakter ogólnopolski. Przejmując ona tradycję i dorobek biuletynu „Speleologia” wydawanego w latach 1959—1976 oraz serii tematycznych Uniwersytetu Wrocławskiego rozpoczętych w 1970 roku. Dlatego tom 1 stanowi jednocześnie X tom ogólnego zbioru. Dzięki temu zostanie zachowana ciągłość dotychczasowej tradycji i wymiany zagranicznej, jaką w ciągu 17 lat uzyskała „Speleologia”.

Praca zawiera głównie materiały I i częściowo II Szkoły Speleologicznej, które odbyły się w latach 1975 i 1976 w Sudetach polskich i czeskich. W następnych tomach będą publikowane materiały z corocznych szkół speleologicznych.

Seria *Kras i speleologia* będzie zawierać oryginalne prace i komunikaty naukowe, kronikę działalności naukowej w dziedzinie badań krasowych i speleologii oraz inwentarz jaskiń polskich. Ponadto będziemy zamieszczać krótkie informacje o najwybitniejszych pracach z dziedziny krasu, jakie ukazują się aktualnie w kraju bądź za granicą.

Oddajemy ten tom do rąk czytelników z nadzieją, że w ten sposób, choć w części, wypełniamy poważną lukę w polskiej literaturze naukowej.

Katowice, marzec 1977 roku

Editorial note

Annals *Kras i speleologia* are published since the volume X (= vol. 1 of the new series) by the Silesian University. They form a continuation of the bulletin „Speleologia” (vols. I—IX) published in Warsaw (1959—1976) by the Commission of Speleology. These annals are established as a central scientific bulletin of Poland devoted to all branches of the scientific speleology.

Éditorial

Les annales *Kras i speleologia* sont publiées à partir du tome X (=tome 1 de la nouvelle série) par l'Université de Silésie. Elles font suite au bulletin „Speleologia” (tomes I—IX) publié à Varsovie (1959—1976) par Commission de Spéléologie. Ces annales sont conçues comme un bulletin central de Pologne, consacré à tous les domaines de la spéléologie scientifique.

**ARTYKUŁY
I NOTATKI
NAUKOWE**

Geologiczna interpretacja stanowiska fauny staroplejstoczeńskiej Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich

Treść: Przedmiotem pracy jest analiza osadów wypełniających fragment zniszczonej jaskini w wapieniach dewońskich na Kozim Grzbiecie koło Chęcin. Profil osadów rozpoczyna się żółtymi ilami rezydualnymi (ciąglącami), na których leżą czerwone piaski i iły będące redeponowaną zwietrzeliną psrego piaskowca. Osady te częściowo uległy erozji przed przykryciem brązowymi glinami jaskiniowymi, zawierającymi materiał pochodzący z rozmycia najstarszych osadów lodowcowych zaliczanych do zlodowacenia krakowskiego oraz bogatą faunę kręgowców i ślimaków z *Miomys savini*, wskazującą na ciepły klimat interglacjalny i staroplejstoczeński wiek osadów. Oznaczenia wieku kości metodą fluoro-chloro-apatytową wskazują na Cromer II. Zróżnicowanie ubytków kolagenu w kościach i frekwencji gatunków w kolejnych warstwach świadczą o zmianach klimatycznych zachodzących w czasie osadzania glin. Na erozyjnej powierzchni glin jaskiniowych leżą piaski fluwioglacjalne młodszej części zlodowacenia krakowskiego.

Wstęp

Stanowisko fauny staroplejstoczeńskiej Kozi Grzbiet położone jest w zachodniej części Gór Świętokrzyskich w odległości 20 km na zachód od Kielc. Jest ono fragmentem wypełnienia zniszczonej jaskini, znajdującym się w północnej ścianie nieczynnego kamieniołomu wapieni dewońskich budujących wzniesienie zwane górą Kozi Grzbiet (ryc. 1).

Stanowisko Kozi Grzbiet zostało odkryte i wstępnie scharakteryzowane przez A. Wódkowskiego (1971), który w tym rejonie wykonywał pracę dyplomową pod kierunkiem C. Radlowskiej.

J. Głazek zetknął się z tym stanowiskiem, konsultując pracę A. Wódkowskiego. Jedno-

cześnie stanowiskiem tym zainteresował się K. Kowalski, który już do notatki A. Wódkowskiego (1971) dokonał wstępnej identyfikacji szczątków kostnych, a następnie wspólnie z autorami prowadził prace terenowe i obecnie kieruje opracowaniem paleontologicznym. Niektóre wyniki badań paleontologicznych zostały już opublikowane (Black, K. Kowalski, 1974; K. Kowalski, 1975; K. Kowalski, [w:] Bartolomei et al., 1975)¹.

W latach 1973—1975 dzięki dofinansowaniu z Komitetu Badań Czwartorzędu PAN przystąpiliśmy do kompleksowego opracowania geologicznego stanowiska. Odsłonięto i zbzdano (przy współpracy J. Lewandowskiego) profil osadów o miąższości 8,5 m (ryc. 3). Z. Jońca z pobranych 18 próbek osadów wykonał analizy granulometryczne, zaś A. Barczuk opracował skład mineralny frakcji lekkiej i ciężkiej. K. Szpila wykonał 8 analiz derywatograficznych, a M. Stępniewski tyleż analiz dyfraktometrycznych. Wszystkim wymienionym osobom autorzy wyrażają serdeczne podziękowanie za współpracę.

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

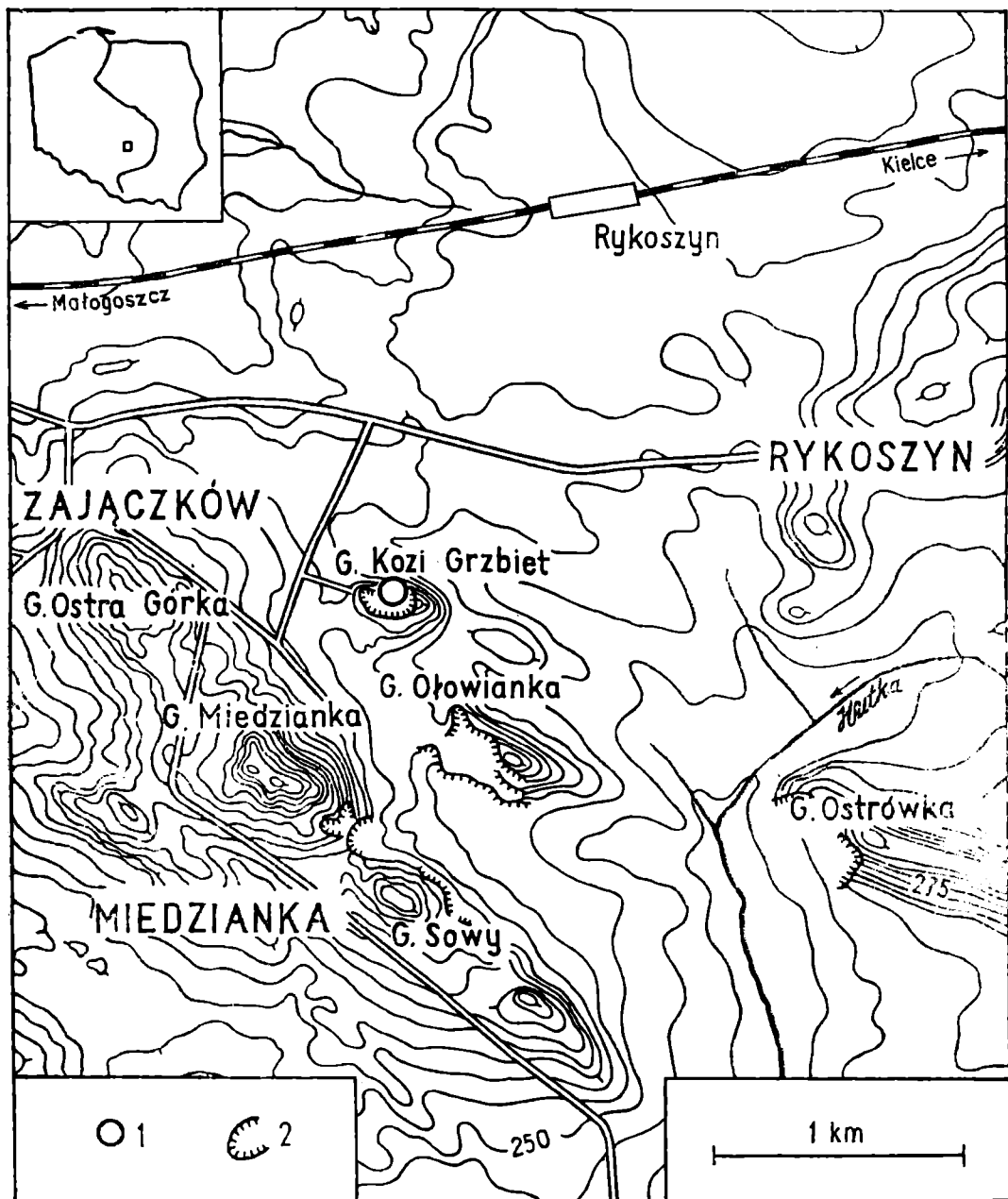
Tadeusz Wysoczański-Minkowicz, Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹ Autorzy rozwinęły naszkicowane tu zagadnienia korelacji stratygraficznej w następnej pracy: *Interglacial Mindel I/Mindel II in fossil-bearing karst at Kozi Grzbiet in the Holy Cross Mts* (Acta Geol. Polon., vol. 26, nr 3, s. 377—393, Warszawa 1976)

Budowa geologiczna badanego obszaru

Na opisywanym terenie najstarszymi, a jednocześnie najmniej odpornymi na procesy erozyjno-denudacyjne, są dolnokambryjskie

(Czarnecki, 1919) łupki i mułowce, stanowiące jądro antykliny chęcińskiej pomiędzy górami Miedzianką a Kozim Grzbietem. W skrzydłach tej antykliny występują wapień i dolomity środkowo- i górnodewońskie,



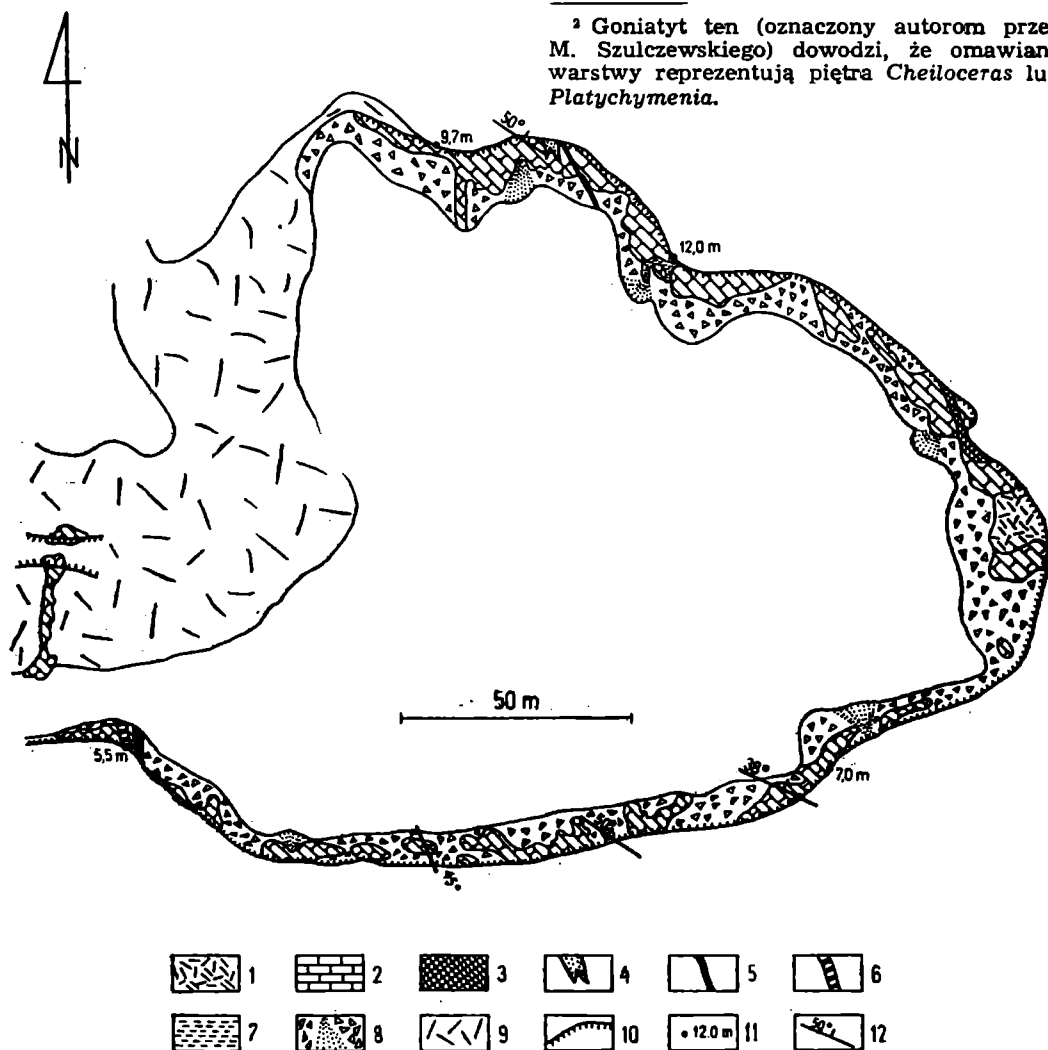
Ryc. 1. Położenie stanowiska Kozim Grzbiet: 1 — stanowisko jaskiniowe, 2 — ważnejsze kamieniołomy

Fig. 1. Location of the site Kozim Grzbiet: 1 — the cave site, 2 — important quarries

tworzące kulminacje morfologiczne Miedzianki, Koziego Grzbietu, Ołowianki, Sów i Ostrówki (ryc. 1). Dużą wyrazistość wspomnianych wzniesień podkreśla obecność mało odpornych utworów dolnotriasowych na skrzydłach antykliny.

Góra Koziego Grzbietu zbudowana jest z gruboławicowych wapieni zaliczanych do górnego żywetu (Czarnocki, 1938, 1948); pierwszy z autorów stwierdził jednak w zachodniej części kamieniołomu (por. ryc. 2) faunę z *Prolobites* sp.², co dowodzi, że istnieje tu

² Goniatyt ten (oznaczony autorem przez M. Szulczewskiego) dowodzi, że omawiane warstwy reprezentują piętra *Cheiloceras* lub *Platychymenia*.



Ryc. 2. Szkic geologiczny ścian kamieniołomu w Kozim Grzbiecie:

1 — pokruszone margle famenu, 2 — gruboławicowe wapienie organodetrytyczne (żywet — fran), 3 — brekcja tektoniczna, 4 — żyły klastyczne (pstry płaskowiec?), 5 — żyły barytu, 6 — żyły kalcytu, 7 — osady jaskiniowe stanowiska Koziego Grzbietu, 8 — osypiska i stożki osypiskowe, 9 — hałdy, 10 — krawędzie ścian kamieniołomu, 11 — wysokości ścian kamieniołomu, 12 — biegi i upady warstw

Fig. 2. Geological sketch-map of the quarry walls at Kozim Grzbiecie:

1 — brecciated Famennian marls, 2 — thick-bedded organodetrital limestones (Givetian — Frasnian), 3 — tectonic breccia, 4 — clastic dykes (Buntsandstein?), 5 — barite veins, 6 — calcite veins, 7 — cave deposits of the site Kozim Grzbiecie, 8 — rock debris and talus, 9 — heaps, 10 — quarry escarpments, 11 — height of quarry walls, 12 — dip and strike of strata

również famen w facji marglistej zaklinowany wśród wapieni, które zapewne reprezentują też część famenu, fran i część żywetu. Są to stosunkowo czyste wapienie gruboławicowe zawierające nieliczne stromatoporoidy, których wiek nie został sprecyzowany, a dawniejsze odnoszenie tych wapieni do żywetu oparte było na przesłankach litologicznych.

Wapienie te są nachylone ku NNE pod kątem około 40° – 50° . Cała zaś góra Kozi Grzbiet jest odpreparowanym blokiem wapieni o kontaktach tektonicznych z utworami kambru na południu i dolnego triasu na północy (por. Czarnocki, 1948; W. R. Kowalski, 1975).

Wapienie dewońskie są silnie strzaskane, a starsze strefy strzasków wypełniają kalcyt lub baryt z galeną (por. rys. 2). Wapienie te są silnie skrasowiałe, a formy krasowe wypełniają czerwone osady ilasto-piaszczyste lub brunatne gliny i piaski.

Procesy erozyjne zapoczątkowane w czasie wypiętrzania Gór Świętokrzyskich w masyście (Kutek, Głazek, 1972) doprowadziły w starszym czwartorzędzie do rozcięcia badanego obszaru dolinami, których dna znajdują się obecnie na głębokości 30 m–40 m poniżej powierzchni terenu (Lindner, Braun, 1974; Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977). Doliny te były następnie wypełniane osadami piaszczystymi i mułkowymi aż do momentu ich dwukrotnego przykrycia przez lądolód maksymalnego stadiała zlodowacenia krakowskiego (Mindel). Zarówno podczas pierwszego, jak i drugiego nasunięcia tego lądolodu (fazy przedmaksymalnej i fazy maksymalnej) wspomniane kulminacje sprzyjały utworzeniu oazy śródlodowej będącej miejscem akumulacji piaszczysto-mułkowych tarasów kemowych sięgających do wysokości około 320 m n.p.m. Dalszą ewolucję tego obszaru przedstawiono we wspomnianych pracach (Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977).

Opis i interpretacja profilu

Zbadany profil osadów wypełniających fragment jaskini wyraźnie dzieli się na 7 ogniw litostratygraficznych. Niektóre z nich udało się w terenie rozdzielić na warstwy. Miąższość poszczególnych warstw jest zmien-

na i silnie uzależniona od morfologii i dynamiki sedymentacji w jaskini. Warstwy numerowano od góry ku dołowi zgodnie z postępowaniem robót ziemnych i kolejną numeracją próbek pobieranych do badań laboratoryjnych (ryc. 3).

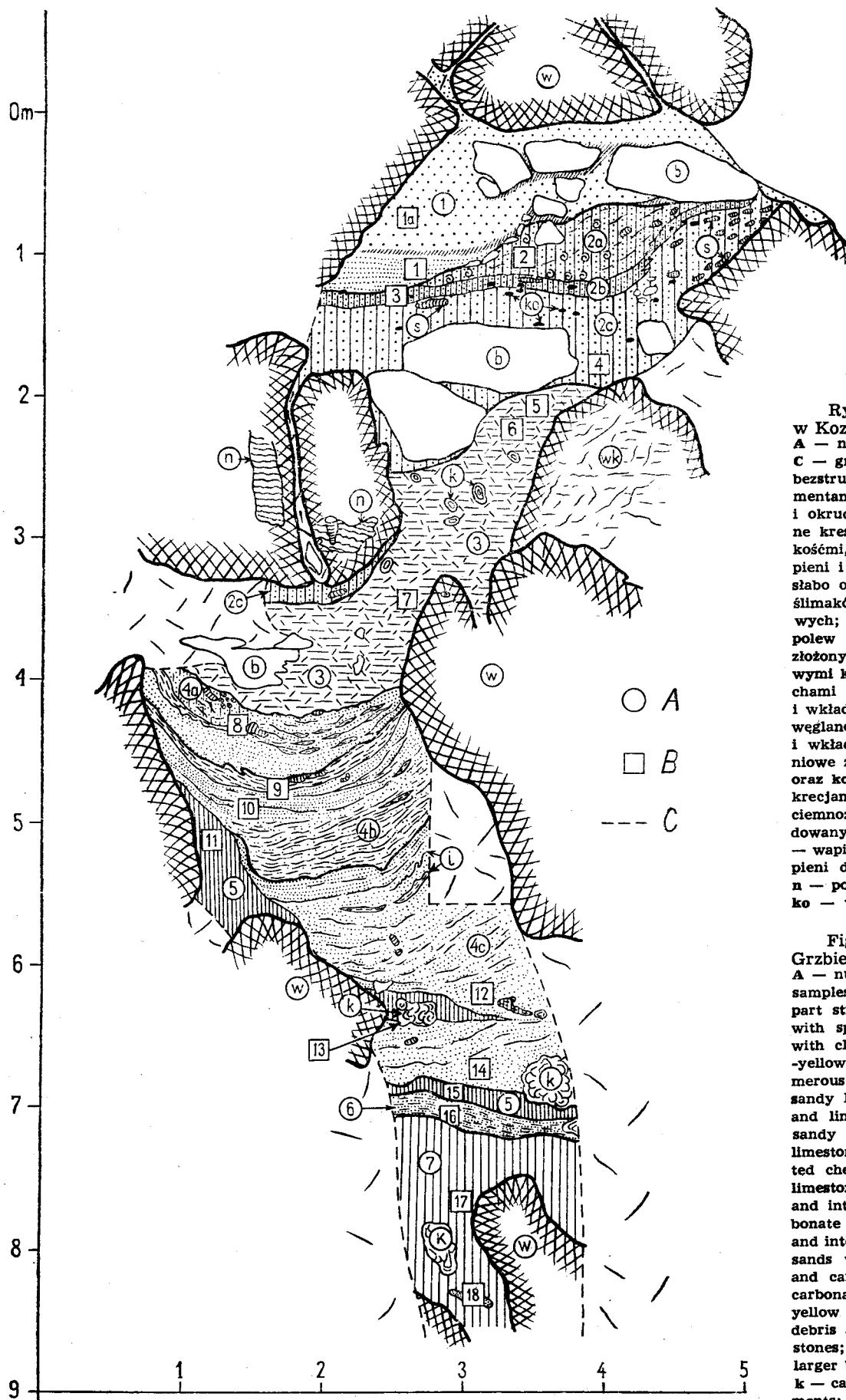
Ogniwo 1

Tworzą je drobnoziarniste piaski, w których frakcja $0,5$ – $0,1$ mm stanowi około 88%, brak jest frakcji powyżej 2 mm, a frakcje pyłowa i ilowa stanowią około 10% osadu. Są to żółtoróżowe piaski z zatartym warstwowaniem w górnej części, natomiast tangencjalnie warstwowane u dołu. Piaski te zawierają bloki i okruchy wapieni dewońskich oraz fragmenty nacieków. Na granicy z blokami wapieni, jak również na granicy części warstwowanej i nie warstwowanej piaski mają barwę czerwoną, spowodowaną związkami żelaza, oraz są wzbogacone w substancję ilastą. Zespół minerałów ciężkich (tab. 1) jest bardzo urozmaicony, ząszcza się też ubytek minerałów łatwiej wietrzejących (amfibole, apatyt, biotyt, glaukonit, pirokseny) i pojawiają się węglany w górnej części warstwy (próbka 1a). We frakcji lekkiej dominuje kwarc o ziarnach dość dobrze obtoczonych i wysortowanych; ponadto występują obtoczone okruchy skał krzemionkowych i ziarna skaolinizowanych skałeni.

Piaski te są typowym osadem fluwioglacjalnym, lecz zostały osadzone w warunkach stosunkowo słabego przepływu (drobne ziarno, warstwowanie). Tkwiące w piaskach okruchy skalne pochodzą ze stropu i ścian jaskini. Dolna część tego ogniwa nie jest zaburzona, górna natomiast uległa przeróbce w warunkach periglacialnych i glebowych, z czym należy wiązać zanik warstwowania i minerałów łatwiej wietrzejących, obecność glebowych koncentracji węglanów wapnia i ilasto-żelazistych otoczek wokół bloków wapieni.

Ogniwo 2

Zbudowane jest z piaszczystych glin z fragmentami kości, skorupkami ślimaków, okruciami wapieni i nacieków. W obrębie tego



Ryc. 3. Profil osadów stanowiska jaskiniowego w Kozim Grzbiecie:

A — numeracja i symbole warstw, B — numeracja próbek. C — granice wykopu; 1 — piaski drobnoziarniste, w stropie bezstrukturalne, w spągu warstwowane tangencjalnie, z fragmentami stalaktytów i pól naciekowych oraz blokami i okruskami wapieni, miejscami żyłone i żażelazione (skośne kreski); 2a — glina piaszczysta, brązowożółta z drobnymi kośćmi, skorupkami ślimaków oraz licznymi okruskami wapieni i nacieków; 2b — glina piaszczysta, ciemnobrązowa ze słabo obtoczonymi dużymi szczątkami kostnymi, skorupkami ślimaków oraz fragmentami stalaktytów i pól naciekowych; 2c — glina piaszczysta, brązowa z fragmentami kości, pól naciekowych i stalaktytów; 3 — il „brekcyjowy” złożony z okruszków ilu laminowanego, wiśniowego z różowymi kongrecjami węglanowymi o średnicy do 10 cm i okruskami wapieni; 4a — piaski ilaste, wiśniowe z soczewkami i wkładkami łów żółtowiśniowych oraz fragmentami kongrecji węglanowych; 4b — il piaszczysty, wiśniowy, z soczewkami i wkładkami wiśniowych piasków; 4c — piaski ilaste, wiśniowe z soczewkami ilu żółtowiśniowego, okruskami wapieni oraz kongrecjami węglanowymi; 5 — il żółtobrązowy z kongrecjami węglanowymi; 6 — piasek ilasty, wiśniowy; 7 — il ciemnożółty z kongrecjami węglanowymi, okruskami skorodowanych wapieni oraz soczewkami piasków wiśniowych; w — wapień dewoński; wk — skorodowana powierzchnia wapieni dewońskich; b — większe bloki wapieni dewońskich; n — polewy naciekowe; k — kongrecje węglanowe; i — il; ko — większe szczątki kostne; s — fragmenty stalaktytów

Fig. 3. Vertical sequence of cave deposits at Kozim Grzbiec site:

A — numeration and symbols of layers, B — numeration of samples, C — limits of excavation; 1 — fine sands, in top part structureless, in bottom part with tangential bedding, with speleothem and limestone debris, in places enriched with clay and iron hydroxides (hatched); 2a — brownish-yellow sandy loam with minute bones, snail shells and numerous limestone and speleothem debris; 2b — dark brown sandy loam with large slightly smoothed bones, snail shells and limestone as well as speleothem debris; 2c — brown sandy loam with bone and speleothem fragments and limestone blocks; 3 — brecciated clay consisting of laminated cherry-red clay debris with carbonate concretions and limestone debris; 4a — cherry-red clayey sands with lenses and intercalations of yellowish-red clays and debris of carbonate concretions; 4b — cherry-red sandy clay with lenses and intercalations of cherry-red sands; 4c — cherry-red clayey sands with lenses of yellowish-red clay, limestone debris and carbonate concretions; 5 — yellowish-brown clay with carbonate concretions; 6 — cherry-red clayey sand; 7 — dark yellow clay with carbonate concretions, etched limestone debris and lenses of cherry-red sands; w — Devonian limestones; wk — corroded surface of Devonian limestones; b — larger blocks of Devonian limestones; n — speleothem debris; k — carbonate concretions; i — clays; ko — larger bone fragments; s — larger speleothem fragments

Tabela 1

Table 1

Skład mineralny frakcji ciężkiej próbek ze stanowiska Kozi Grzbiet
(w % objętości ziarn)

Mineral composition of heavy fraction of samples from the site Kozi Grzbiet
(in volumetric percent)

Nr próbki (Sample N°)	1	1a	2	3	4	6	7	8	10	12	14	15	16	17	18
Minerały (Minerals)															
Amfibole (Amphiboles)	2,7	1,2	1,3	1,3	1,1	1,9	—	0,4	0,9	2,4	0,7	0,1	0,4	0,1	1,4
Andaluzyt (Andalusite)	0,5	0,7	0,1	0,2	0,3	—	—	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Apatyt (Apatite)	0,2	0,1	0,3	0,2	0,3	—	0,5	7,9	6,2	4,3	4,3	0,3	3,7	0,2	0,3
Biotyt (Biotite)	0,5	0,4	0,7	1,3	0,4	1,9	2,3	1,5	0,7	1,0	0,4	0,2	1,6	1,1	1,0
Chloryt (Chlorite)	—	—	—	0,2	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	—	0,1
Cyrkon (Zircon)	10,0	9,4	4,0	7,8	3,9	4,8	1,4	5,3	9,7	1,1	1,9	0,5	3,0	1,2	8,9
Dysten (Disthene)	0,3	0,4	—	0,3	0,5	1,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Epidoty (Epidotes)	4,8	4,9	1,9	3,0	2,5	2,9	0,9	0,8	1,5	0,2	0,4	0,2	1,2	0,4	3,1
Fosforany (Phosphates)	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—	0,7	0,3	0,2	0,4	0,1	0,2	0,1	0,3
Glaukonit (Glauconite)	0,5	—	0,3	0,2	0,1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Granaty (Garnets)	9,8	7,1	5,0	12,0	8,6	5,8	0,9	1,7	1,9	1,3	0,8	0,1	1,0	0,2	0,5
Muskowit (Muscovite)	2,7	3,6	2,7	2,3	1,8	—	0,9	1,1	0,8	0,2	1,9	0,2	3,7	0,3	1,2
Pirokseny (Pyroxenes)	2,1	1,0	0,3	0,2	0,3	1,0	0,5	0,1	0,1	—	—	—	—	—	—
Rutyl (Rutile)	3,4	1,6	1,6	2,2	0,9	5,8	0,9	2,8	6,2	4,0	2,5	0,1	4,4	0,4	7,2
Staurolit (Staurolite)	2,7	1,6	1,9	2,5	2,6	1,0	0,5	0,8	0,5	0,3	0,4	—	0,1	0,2	0,4
Syllimanit (Sillimanite)	0,5	0,1	0,3	0,3	0,1	—	—	—	0,1	—	0,1	—	—	—	—
Turmalin (Tourmaline)	2,7	1,4	1,1	2,0	2,2	1,0	0,5	2,6	3,5	7,5	6,6	0,5	5,7	0,9	6,3
Węglany (Carbonates)	—	5,9	9,9	7,0	6,1	—	0,5	0,1	—	—	—	—	—	—	—
Minerały półprze- zroczyste i nie- przezroczyste (Opaque and half -transparent mi- nerals)	56,4	60,3	68,3	56,7	67,0	72,9	90,2	74,1	67,6	77,5	79,6	97,7	74,8	94,9	69,3

ogniwa rozmieszczenie okruchów skalnych i szczątków fauny oraz barwa pozwoliły wydzielić 3 warstwy.

Warstwa 2a odznacza się brązowożółtą barwą, obecnością drobnych szczątków kostnych i skorupki ślimaków, a także licznymi okruchami wapieni i nacieków.

Warstwa 2b wyróżnia się ciemnobrązową barwą, obecnością dużych szczątków kostnych, mniejszą ilością okruchów nacieków i wapieni, przy czym okruchy te są ogładzone i mają mniejsze rozmiary niż w warstwach wyższej i niższej. Tutaj pojawiają się pierwsze pojedyncze skorupki ślimaków. W części zachodniej warstwa ta jest zaburzona spływowo i przemieszana z osadami sąsiadującymi (ryc. 3 — po prawej stronie).

Warstwę 2c cechuje jaśniejsza barwa brązowa, występowanie dużych bloków wapieni i dużych kawałków pokryw naciekowych oraz brak ślimaków. Zawiera ona dość liczne szczątki kostne.

Opisywane warstwy nie różnią się wyraźnie od siebie składem granulometrycznym, zawierają nieco ponad 50% frakcji iłowej i pyłowej, przy znacznym udziale grubszego piasku — rzędu 10%—15%. Ogólnie zaznacza się niewielki wzrost grubości ziarna ku górze. Podobnie warstwy te niewiele różnią się składem minerałów ciężkich, tylko środkowa warstwa (2c) zawiera nieco więcej minerałów odpornych na wietrzenie (cyrkon, granaty, rutyl). Obecność biotyty, glaukonitu, piroksenów i amfiboli w podobnych proporcjach jak w ogniwie 1 upodabnia pod tym względem opisywane ogniwo do wyżej leżących piasków. Głównymi składnikami frakcji lekkiej są: słabo obtoczony i wysortowany kwarc oraz ziarna kalcytu, podrzędnie zaś występują skaolinizowane skaleni. Analizy dyfraktometryczne i derywatograficzne dowodzą, że osady tego ogniwa składają się głównie z kwarcu i węglanów oraz drobnych ilości smektytu, kaolinitu, illitu oraz skaleni. Wyraźnie też zaznacza się wzrost zawartości kalcytu od około 10% w warstwie 2a do około 25% w warstwie 2c.

Ogniwo to jest typowym przykładem glin jaskiniowych spotykanych powszechnie w osadach czwartorzędowych, wypełniających jaskinie w pasie wyżyn środkowopolskich (por. Ma d e y s k a, 1970, 1974).

Ogniwo 3

Buduje je wiśniowy ił „brekcjowaty”, złożony z drobnych okruchów iłu laminowanego z nerkowatymi konkrecjami węglanowymi i rzadkimi, skorodowanymi okruchami wapieni. Iły te zawierają 99,0%—99,5% frakcji ilastej. Osady charakteryzuje niewielka ilość minerałów ciężkich, wśród których dominują: cyrkon, granaty, rutyl, epidot i biotyt, brak zaś glaukonitu, dystenu, chlorytu, andaluzytu i syllimanitu. W obrębie tego jednolitego makroskopowo ogniwa występują wyraźne różnice pomiędzy składem minerałów ciężkich w części górnej i dolnej; w pierwszej jest dużo cyrkonu, epidotu, granatów i rutylu oraz występują amfibole i dysten, w dolnej natomiast dominują biotyt i cyrkon, a brak jest amfiboli i dystenu (tab. 1). W ubogiej ilościowo frakcji lekkiej stwierdzono obtoczzone ziarna kwarcu, okruchy kalcytu i agregaty węglanowo-żelazisto-ilaste. Badania rentgenowskie i termiczne wykazały, że osady te składają się głównie z kaolinitu i hematytu oraz wermikulitu.

Ogniwo to składem przypomina niżej leżące zespoły 4 i 6; różni się od nich pokruszeniem i obecnością wermikulitu, który w tym przypadku może być interpretowany jako produkt przeobrażeń hipergenicznych krzemianów warstwowych (por. St o c h, 1974). Jest to prawdopodobnie wietrzeniowo przeobrażona stropowa, bardziej ilasta część sekwencji wiśniowych osadów ilasto-piaszczystych (ogniwa 4 i 6).

Ogniwo 4

Stanowi zespół cienkich warstw wiśniowych, drobnoziarnistych piasków ilastych z wkładkami iłów. W jego obrębie można wyróżnić 3 warstwy: 4a — piaski w górnej części z wkładkami i soczewkami iłów ze skorodowanymi okruchami nacieków i wapieni, 4b — iły piaszczyste z wkładką piasków ilastych, 4c — piasek ilasty z soczewkami iłu wiśniowego, okruchami wapieni i nacieków oraz konkrecjami węglanowymi. W środkowej części warstwy 4c występuje jezor, a także strzępy żółtobrązowych iłów stanowiących spływ starszych i zachowanych niżej oraz na ścianie

jaskini osadów ogniwa 5. Osady zaliczane do ogniwa 4 charakteryzuje też wyraźne ugięcie warstw, zwiększające się ku górze. Towarzyszą mu deformacje powierzchni sedymentacyjnych, szczególnie dobrze czytelne na granicach materiału piaszczystego i ilastego. Iły w obrębie tego ogniwa zawierają około 55% frakcji ilastej, 5% frakcji pylastej i około 40% frakcji drobnopiaszczystej. Piaski rozpatrywanego ogniwa zawierają natomiast do 30% frakcji ilastej, kilka procent frakcji pylastej i 60%—70% frakcji drobnopiaszczystej. Frakcja ciężka (tab. 1) ogniwa 4 cechuje się znaczną zawartością cyrkonu, apatyty, rutylu i turmalinu, a mniejszymi ilościami granatów, amfiboli, epidotów i biotyty. Warstwy 4a i 4b zawierają ponadto pirokseny. W całym ogniwie brak chlorytu, glaukonitu, a sporadycznie pojawiają się drobne ilości andalazytu, syllimanitu i węglanów. We frakcji lekkiej, poza dominującym kwarcem (w znacznej mierze pochodzącym ze skał przeobrażonych dynamicznie), w mniejszych ilościach występują skaleni i okruchy skał krzemionkowych. W warstwie 4c piaski cechuje szczególnie słabe obtoczenie ziarn i słabe wysortowanie. Analizy dyfraktometryczne i derywatograficzne wykazały, że substancja ilasta tego ogniwa jest złożona głównie z kaolinitu z niewielkimi domieszkami illitu i smektytu. Wiśniowe zabarwienie osadów spowodowane jest obecnością hematytu.

Utwory te składem przypominają bardzo pstry piaskowiec obszaru świętokrzyskiego i zapewne w głównej masie powstały przez redeponowanie w pustkach krasowych zwierzelin nadległych nad wapieniami dewońskimi osadów pstrego piaskowca. Uderzająca, znaczna zawartość słabo odpornych na procesy wietrzenia minerałów ciężkich mogłaby wskazywać na istotny udział materiału glacialnego z osadów czwartorzędowych. Wobec stwierdzenia znacznych ilości tych minerałów w niektórych warstwach pstrego piaskowca (informacja ustna A. Barczuka) trudno tę hipotezę uznać za udowodnioną na podstawie samych minerałów ciężkich.

Ogniwo 5

Jest to il żółtobrazowy z konkrecjami węglanowymi. Ogniwo to występuje zarówno poniżej ogniwa 4, jak i na zboczu jaskini oraz

w postaci jezora spływowego w obrębie warstwy 4c. Il ten posiada 90%—93% frakcji ilastej, około 7%—10% frakcji pylastej oraz do 1% frakcji drobnopiaszczystej. Osady zawierają minimalne ilości oznaczalnych minerałów frakcji ciężkiej (tab. 1), wśród których największą zawartością wyróżniają się cyrkon i turmalin, brak natomiast chlorytu, epidotu, glaukonitu i piroksenów. We frakcji lekkiej poza drobnymi ilościami kwarcu zaobserwowano owalne agregaty żelaziste. Wśród minerałów ilowych dominuje kaolinit z drobnymi domieszkami smektytu i illitu, ponadto stwierdzono ślady uwodnionych tlenków żelaza i glinu.

Skład mineralny tych ilów, a szczególnie ich frakcji ilastej, jest zgodny z zanieczyszczeniami węglanowych skał dewonu tej części Gór Świętokrzyskich (por. Majchert, 1966, fig. 6). Zatem można je interpretować jako czyste residuum wapieni podłoża.

Ogniwo 6

Są to wiśniowe piaski ilaste, z lekko zaznaczonym warstwowaniem i konkrecjami węglanowymi. Piasek ten zawiera około 20% frakcji ilastej, tyleż frakcji pylastej i około 60% frakcji drobnopiaszczystej. We frakcji ciężkiej stwierdzono znaczne ilości turmalinu, rutylu, muskowitu, apatyty i cyrkonu, w mniejszej ilości występują epidot, granaty i amfibole, brak jest natomiast andalazytu, chlorytu, dystenu, glaukonitu, piroksenów, syllimanitu, staurolitu i węglanów (tab. 1). We frakcji lekkiej dominują ziarna kwarcu, skał krzemionkowych i skaleni o słabym stopniu wysortowania. Utwór ten zarówno litologicznie, jak i genetycznie przypomina ogniwo 4.

Ogniwo 7

Zbudowane jest z ciemnożółtych ilów z konkrecjami węglanowymi, okruchami skorodowanych wapieni oraz soczewkami wiśniowego piasku. Ogniwo to litologicznie i genezą przypomina ogniwo 5. Różni się od niego większą zawartością frakcji piaszczystych, sięgającą do kilkunastu procent, kosztem frakcji ilastej. Piaski tworzące soczewki pod względem składu są podobne do ogniw 4 i 6.

Opisany profil osadów można podzielić na trzy części: ogniwo 1, stanowiące zespół osadów najmłodszych; ogniwo 2, zawierające szczątki fauny, mające znaczenie kluczowe w określeniu wieku całego profilu; ogniwa 3—7, będące osadami starszymi. Jedynie wiek osadów ogniwa 2 można sprecyzować bezpośrednio metodami biostratygraficznymi i geochronologicznymi. Wiek pozostałych ogniw został ustalony na podstawie klimatycznej analizy osadów i następstwa procesów geologicznych w czwartorzędzie tej części Gór Świętokrzyskich (por. Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977).

Piaski reprezentujące ogniwo 1 są młodsze od warstw z fauną o charakterze kromerskim (por. Black, K. Kowalski, 1974; K. Kowalski, 1975; K. Kowalski, [w:] Bartolomei et al., 1975). Z całości materiałów geologicznych uzyskanych ze stanowiska Kozi Grzbiet oraz ze znajomości historii geologicznej rejonu Miedzianki w okresie czwartorzędowym (Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977) wynika, że piaski te stanowią strzęp osadów kemowych akumulowanych podczas maksymalnego stadia zlodowacenia krakowskiego (Mindel) w obrębie istniejącej tu wówczas oazy śródlodowej. W pierwotnym swym rozprzestrzenieniu piaski te pokrywały obniżenia, zbocza, a nawet kulminacje wyniosłości, sięgając do wysokości około 320 m n.p.m. Piaski zostały również naniesione do jaskini (otwartej na powierzchnię wzgórza, o czym świadczy fauna z warstw niżej leżących), której otwór znajdował się na wysokości około 275 m—270 m n.p.m.

Gliny jaskiniowe, stanowiące ogniwo 2, zawierają szczątki kręgowców i ślimaków. Kręgowce występują we wszystkich wyróżnionych warstwach, ślimaki zaś pojawiają się w warstwie 2b, a najliczniej występują w niższej części warstwy 2a.

Fauna kręgowców jest bogata i składa się z dużych ssaków (między innymi *Ursus deningeri* Reichenau, jeleniowatych, świnowiowych), dotychczas nie opisanych (K. Kowalski, 1975). Liczne drobne ssaki zostały już częściowo opisane i oznaczone (Black, K. Kowalski, 1974; K. Kowalski, 1975; K. Kowalski, [w:] Bartolomei et al.,

1975). Warto zacytować obecność następujących form: *Citellus polonicus*, *Petauria* sp., *Dicrostonyx simplicior*, *Lemmus* sp., *Pliomys lenki*, *Castor fiber*, *Glis* pośredniej wielkości pomiędzy *G. sackdillingensis* i *G. glis*, *Muscardinus* sp., *Sicista* sp., *Mimomys savini*, *Clethrionomys* cf., *glareolus*, *Pliomys episcopalis*, *Pitymys gregaloides*, *P. arvaloides*, *Microtus* ex gr. *arvalis*, *M. ex gr. oeconomus*. Zespół ten, nie zawierając gatunków należących do rodzajów *Arvicola* (występującego w młodszych faunach plejstocenских) i *Allophaiomys* (znajdującego się w starszych faunach biharskich), wskazuje na kromerski wiek fauny z Koziego Grzbietu (K. Kowalski 1975; K. Kowalski, [w:] Bartolomei et al., 1975). Obecność borealnych form *Lemmus* sp. i *Dicrostonyx simplicior*, a także *Pitymys gregaloides* wskazuje na dość chłodny, stepowy klimat; przeciwnie, obecność takich form jak: *Castor fiber*, *Clethrionomys* cf. *glareolus* oraz ślimaków wskazuje na środowisko leśne, wilgotne. Zestawienie ilościowe arwikolidów w poszczególnych warstwach (K. Kowalski, 1975, s. 101) dowodzi, że mimo występowania tych samych form we wszystkich warstwach zaznacza się wyraźna różnica frekwencji. W warstwach 2a i 2c liczniejsze są formy żyjące w chłodniejszym i suchszym klimacie, natomiast w warstwie 2b częściej występują formy wskazujące na środowisko wilgotnego lasu. Ze wspomnianego zestawienia zdaje się wynikać też wniosek, że w dolnej warstwie (2c) zespół fauny wskazuje na najchłodniejszy klimat. W określeniu wieku istotny jest fakt, że *Pliomys lenki* (Heller) pojawia się w środkowej Europie w interglacjale Günz/Mindel, a wystąpienie *Dicrostonyx* w Czechach przypada na maksimum zlodowacenia Elstery (= Mindel, = krakowskie) i zalega się z osadami glacialnymi (Fejfar, [w:] Bartolomei et al., 1975). Ta forma borealna w Polsce mogła wystąpić nieco wcześniej, podczas nasuwania się lądolodu przedmaksymalnego stadia zlodowacenia krakowskiego. Trzeba wreszcie podkreślić, że fauna z Koziego Grzbietu wydaje się nieco młodsza od fauny kromerskiej z Kadzielni (por. K. Kowalski, 1958), gdzie występuje *Allophaiomys* sp., a brak jest *Dicrostonyx* sp. (K. Kowalski, [w:] Bartolomei et al., 1975).

Wiek ogniwa 2 ustalono także na podstawie analiz sześciu próbek szczątków kostnych (tab. 2) metodą fluoro-chloro-apatytową (por. Wysoczański-Minkowicz, 1969, 1973). Procentowa zawartość F, Cl i P_2O_5 we wspomnianych próbkach pozwoliła na ustalenie wskaźnika FCl/P w granicach 1,01—1,28^a. Po naniesieniu wartości tych wskaźników na krzywą wiekową okazało się, że mieszczą się one w przedziale 630—560 tys. lat temu. Straty prażenia tych samych szczątków kostnych i wyznaczone na ich podstawie wskaźniki kolagenowe są zbliżone i wskazują, że analizowane kości znajdują się na pierwotnym złożu, a tym samym są równowiekowe z charakteryzowanymi warstwami. Wartości wskaźnika kolagenowego są najwyższe w warstwie 2b, a najniższe w środkowej części warstwy 2c. Świadczy to, że warstwa 2b reprezentuje maksymalne ocieplenie, natomiast warstwa 2c

^a Wartości te po unowocześnieniu analitycznych metod oznaczania F i P_2O_5 są około 2,5-krotnie niższe od publikowanych do 1973 r.

została osadzona w warunkach najchłodniejszych.

Ogólnie biorąc, wartości wskaźnika kolagenowego i FCl/P dowodzą, że ogniwo 2 reprezentuje bardzo ciepły okres, trwający 630—560 tys. lat temu (Wysoczański-Minkowicz — materiały nie publikowane). W przypadku obszaru Polski ocieplenie to odpowiada interstadiowi oddzielającemu przedmaksymalny stadiął zlodowacenia krakowskiego od stadiąłu maksymalnego tego zlodowacenia. W podziale stratygraficznym plejstocenu, opracowanym przez S. Z. Różyckiego (1972), jest to interstadiął (GII-1/ /max) reprezentowany przez profil organogeniczny Jasionki (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Dąbrowski, 1967). W regionie świętokrzyskim jego odpowiednikiem jest interstadiął Jasionki-Pilzicy, oddzielający pierwsze wkroczenie lądolodu zlodowacenia krakowskiego w północną część Gór Świętokrzyskich od dwukrotnego przykrycia przezeń analizowanego obszaru (por. Lindner, 1977).

Tabela 2

Table 2

Zestawienie wyników oznaczeń wieku szczątków kostnych w stanowisku Kozi Grzbiet metodą fluoro-chloro-apatytową i kolagenową

Results of dating of bones with the fluorine-chlorine-apatite and collagen methods

Nr warstwy (N° of layer)	Nr laboratoryjny próbki (Laboratory N° of sample)	F (%)	Cl (%)	P_2O_5 (%)	$\frac{\% F}{\% P_2O_5} \times 100$	$\frac{\% Cl}{\% P_2O_5} \times 1000$	$\frac{\% F \times \% Cl}{(\% P_2O_5)^2} 10^3$	Straty prażenia 800°C (Burning loss)		Stratygrafia (Stratigraphy)
							Wskaźnik wiekowy (Age coefficient)	% wag. (weight %)	wskaźnik kolagenowy (Collagen coefficient)	
2a	420	0,80	0,021	37,9	2,11	0,55	1,16	10,3	8,7	Interstadiął Jasionki (GII-1/max 630—560 tys. lat temu) (Interstadial of Jasionka — 630—560 thousand of years B. P.)
2b	399	0,76	0,021	38,6	1,97	0,54	1,06	9,9	9,1	
	403	0,84	0,021	38,0	2,21	0,55	1,27	10,0	9,0	
2c	407	0,66	0,021	37,0	1,78	0,57	1,01	11,6	7,6	
	410	0,85	0,021	37,3	2,28	0,56	1,28	10,6	8,3	
	412	0,49	0,021	31,2	1,57	0,67	1,05	14,3	5,8	

Z przytoczonych danych wynika, że ogniwo 2 w profilu Kozi Grzbiet nie obejmuje optimum klimatycznego interglacjału kromerskiego, lecz reprezentuje poważne ocieplenie już w anaglacjalnej części zlodowacenia krakowskiego (Mindel). W profilu czwartorzędu basenu Morza Północnego odpowiednikiem tego okresu jest wyraźne ocieplenie, datowane przez H. M. Montfransa (1971) na około 620 tys. lat temu i określone jako Cromerian II.

Ogniwa 3, 4 i 6 są osadami utworzonymi w innym cyklu sedymentacyjnym. Są one śladem zapełniania wcześniej utworzonych form krasowych, których rozwój można wiązać z fazą maksymalnego przegłębienia dolin rzecznych w optimum interglacjału kromerskiego (Różycki, 1972; Głazek, Markowicz-Łohinowicz, 1974; Lindner, Braun, 1974; Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977). Zapełnianie to trwało zapewne w okresie pooptymalnym interglacjału, a szczególnie silnie zaznaczyło się w momencie zabarykadowania dolin przez wkraczające w nie jezory lądolodu przedmaksymalnego stadiału zlodowacenia krakowskiego. Materiał osadzony w tym czasie na obszarze ekstraglacjalnym, a więc i w rejonie Kozi Grzbietu, pochodzi z rozmywanych zwietrzelin pstręgo piaskowca, a być może i wprost z lądolodu.

Ogniwa 5 i 7 stanowią starsze residuum wapieni dewońskich. Reprezentujące je osady uległy częściowemu przemieszczeniu i wymieszaniu z młodszymi utworami piaszczysto-iltastymi w okresie przedmaksymalnego stadiału zlodowacenia krakowskiego.

LITERATURA

- Bartolomei, G., Chaline, J., Fejfar, O., Jánosy, D., Jeannet, M., Koenigswald, W. v., Kowalski, K., 1975: *Pliomys lenki* (Heller 1930) (*Rodentia*, *Mammalia*) en Europe, *Acta Zool. Cracoviensia*, 20, 10: 393—467, Kraków.
- Black, C. C., Kowalski, K., 1974: The Pliocene and Pleistocene *Sciuridae* (*Mammalia*, *Rodentia*) from Poland, *Acta Zool. Cracoviensia*, 19, 19: 461—485, Kraków.
- Czarnocki, J., 1919: Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich, *Prace Tow. Nauk. Warszawskiego*, Wyd. III, nr 28: 1—172, Warszawa.
- Czarnocki, J., 1938: Ogólna mapa geologiczna Polski, ark. 4: Kielce, Wyd. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- Czarnocki, J., 1948: Przewodnik XX Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego w Górach Świętokrzyskich w r. 1947, *Roczn. Pol. Tow. Geol.*, 17: 237—299, Kraków.
- Dąbrowski, M. A., 1967: Analiza pyłkowa interstadiału z Jasionki koło Rzeszowa, *Acta Geol. Polon.*, 17, 3: 509—520, Warszawa.
- Głazek, J., Markowicz-Łohinowicz, M., 1974: Zależność składu chemicznego wód krasowych od budowy geologicznej w południowo-zachodniej części Gór Świętokrzyskich, [w:] *Badania i udostępnienie jaskini Raj*, (red. Z. Rubinowski), *Wyd. Geol.*, 167—186, Warszawa.
- Kowalski, K., 1958: An Early Pleistocene Fauna of Small Mammals from the Kądzienia Hill in Kielce (Poland), *Acta Paleont. Polon.*, 3, 1: 1—47, Warszawa.
- Kowalski, K., 1975: Earliest appearance of Lemmings in the Quaternary of Poland, *Actas I Coloq. Intern. sobre Biostrat. Cont. del Neogeno Sup. y Cuater. Inferior IGCP IUGS UNESCO*, Montpellier — Madrid 1974: 99—104, Madrid.
- Kowalski, W. R., 1975: Tektonika zachodniego zakończenia antykliny checińskiej i otaczających ją struktur obrzeżenia mezozoicznego, *Rocznik Pol. Tow. Geol.*, 45, 1: 45—62, Warszawa—Kraków.
- Kutek, J., Głazek, J., 1972: The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle, *Acta Geol. Polon.*, 22, 4: 603—654, Warszawa.
- Laskowska-Wysoczańska, W., 1967: Interglacystadiał zlodowacenia krakowskiego z Jasionki koło Rzeszowa, *Acta Geol. Polon.*, 17, 3: 495—507, Warszawa.
- Lindner, L., 1977: Zlodowacenia plejstoceńskie w zachodniej części Gór Świętokrzyskich, *Studia Geol. Polon.*, 53: 1—143, Warszawa.
- Lindner, L., Braun, J. J., 1974: Stratygrafia czwartorzędu i rozwój geomorfologiczny doliny Bobrzyczki w rejonie jaskini Raj, [w:] *Badania i udostępnienie jaskini Raj* (red. Z. Rubinowski), *Wyd. Geol.* 131—141, Warszawa.
- Lindner, L., Kowalski, W. R., 1974: Czwartorzędowe zasypanie rejonu Miedzianki koło Checin, *Acta Geol. Polon.*, 24, 2: 415—424, Warszawa.
- Madeyska-Niklowska, T., 1969: Górnoplejstoceńskie osady jaskiń Wyżyny Krakowskiej, *Acta Geol. Polon.*, 19, 3: 342—393, Warszawa.
- Madeyska, T., 1974: Litologia i stratygrafia osadów jaskini Raj, [w:] *Badania i udostępnienie jaskini Raj* (red. Z. Rubinowski), *Wyd. Geol.*, 61—92, Warszawa.
- Majchert, H., 1966: Kras kopalny w południowo-zachodniej części Gór Święto-

- krzyskich, *Prace Muzeum Ziemi*, 9: 131—148, Warszawa.
- Montfrans, H. M., 1971: Paleomagnetic dating in the North Sea Basin — *Princo N. V.*, 1—113, Rotterdam.
- Różycki, S. Z., 1972: *Plejstocen Polski Środkowej*, wyd. II, PWN, 1—315, Warszawa.
- Stoch, L., 1974: *Minerały ilaste*, Wyd. Geol., 1—503, Warszawa.
- Wódkowski, A., 1971. Fragment jaskini z fauną czwartorzędową w okolicach Miedzianki, Góry Świętokrzyskie, *Speleologia*, 6, 1—2: 41—47, Warszawa.
- Wysoczański-Minkowicz, T., 1969: Próba oznaczania wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową, *Studia Geol. Polon.*, 28: 1—76, Warszawa.
- Wysoczański-Minkowicz, T., 1973: Zastosowanie metody fluoro-chloro-apatytowej i kolagenowej w datowaniu kości ssaków z osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*, (red. E. Rühle), Wyd. Geol., 313—324, Warszawa.

OLD PLEISTOCENE CAVE DEPOSITS WITH FAUNA AT KOZI
GRZBIET (HOLY CROSS MTS, CENTRAL POLAND)
— A GEOLOGICAL INTERPRETATION

Summary

The locality Kozi Grzbiet is situated in south-western part of the Holy Cross Mts (Central Poland) in the northern limb of the Chęciny anticline. The limbs of this anticline are built of Devonian carbonates, being extensively exploited in a series of quarries (Fig. 1). The investigated locality appears in the northern wall of the quarry at Kozi Grzbiet (Fig. 2).

The locality Kozi Grzbiet was discovered in 1970 by A. Wódkowski (1971). The excavation was carried here since 1970 till 1974. The first results of paleontological investigations have been recently published (Black, K. Kowalski, 1974; K. Kowalski, 1975; K. Kowalski, [in:] Bartolomei et al., 1975). The aim of this paper is to discuss the geological setting of this locality.

The Devonian limestones at Kozi Grzbiet hill are strongly karstified. Karst forms are filled with red sandy-clayey deposits and/or brown loams and sands. Investigated site represents a fragment of an ancient cave filled by both red and brown types of deposits. During the excavation 7 lithological units were recognized in the sequence (Fig. 3).

The Unit 1 represents fluvioglacial sands disturbed in their upper part by periglacial and soil-forming processes. The Unit 2 consists of typical cave loams with bones and, in the higher part, snail shells. These loams are composed primarily of quartz sand and calcite, with smectite, kaolinite, illite and feldspars as subordinate components. The Unit 3 represents almost pure cherry-red clays composed of kaolinite, hematite and vermiculite; it is the topmost part of the underlying sediments, altered by hypergenic processes. The Units 4 and 6 consist of cherry-red alternating sandy clays and clayey sands. The X-ray and DTA analyses show that these clays are composed mainly of kaolinite with admixture of illite, smectite and hematite. Such features of these Units, as their content of heavy minerals (cf. Table 1) resemble the Buntsandstein deposits, originally covering the Devonian limestones. The Units 5 and 7 represent almost pure clayey residuum of Devonian limestones (cf. Majchert, 1966, fig. 6), composed of kaolinite with admixture of smectite and illite, and some iron and aluminum hydroxides.

The sands of Unit 1 are younger than the layers 2a, 2b and 2c containing the fauna of Cromerian character. According to the recent geological investigations (Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977), these sands may be interpreted as a relic of kame deposits accumulated during the maximal phase of the Cracow (Mindel) Glaciation over an area of a hilly oasis surrounded by icesheet.

The age of cave loams (Unit 2) may be determined precisely, as they contain rich macrofauna remnants. Vertebrate remnants occur in all the distinguished layers, whereas snail appear in the layer 2b, and most frequent in the lower part of the layer 2a. The list of the so far determined vertebrate species (cf. G. Kowalski, 1975; see also page 19 in the Polish text) indicates the Cromerian age of this deposits. Presence of *Pliomys lenki* (Heller), the species which appears in Middle Europe during the Günz/Mindel Interglacial, as well as presence of *Dicrostonyx simplicior* Fejfar, the species which appears in Bohemia since maximal phase of Mindel (=Elsterian) Glaciation (Fejfar, [in:] Bartolomei et al., 1975). It is possible that the latter species appears in Middle Poland, a little earlier than in Bohemia. Finally there is no *Arvicola* (genus common in the younger Pleistocene faunas), as well as *Allophaiomys* (the genus common in the Biharian faunas). These premises lead to the conclusion that this deposits may represent a younger part of the Cromerian, immediately older than the maximal phase of the Mindel Glaciation.

The presence of *Lemmus* sp., *Dicrostonyx simplicior* and *Pitymys gregaloides* in the investigated fauna is indicative of cold steppe climate, whereas the presence of *Castor fiber*, *Clethrionomys* cf. *gloreolus* and snails is indicative of wet deciduous forests. The frequency of arvicolidids in the successive layers (table 1 in: K. Kowalski, 1975) leads to conclusion that in the layers 2a and 2c predominate the forms of cold steppe, whereas in the layer 2b the forest forms are more frequent. Such a differentiation of micromammal frequency points that the whole Unit 2 represents a warm phase antedating the maximal phase of the Mindel Glaciation, and the layer 2b corresponds to the climatic optimum of this phase.

The frequency of heavy minerals (Table 1, samples 2—4) demonstrates that in the Unit 2 there occurs an association typical of the glacial deposits of this area (cf. also heavy minerals in fluvioglacial sands — samples 1 and 1a in Table 1).

The age of bones from the Unit 2 was also determined by fluorine-chlorine-apatite and collagen methods (cf. Wysoczańska-Minkowicz, 1969). The age coefficient FCl/P points to the period inbetween 630—560 thousands years B. P. (Table 2). The collagen loss coefficients mark the warmer climate during the deposition of layer 2b and remarkably cooler climate during the deposition of the bottom part of layer 2c (Table 2). These data confirm the above presented geological conclusions.

The whole presented material proved that the Unit 2 represents the Interstadial between Pre-Maximal and Maximal Stadials of the Mindel Glaciation; this Interstadial was discovered in Poland in the Jasionka profile (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Dąbrowski, 1967). In the Holy Cross area this Interstadial separated the first invasion of ice-sheet on the northern slope of this area from the maximal phase of the Mindel Glaciation. During this maximal phase the icesheet covered almost the whole area, with exception only of the topmost parts of the hills forming the nunataks at that time.

The Units 3, 4 and 6 were deposited in an earlier sedimentary cycle, when the older cave system was filled with local waste of the Buntsandstein rocks, that was covering the Devonian limestone. The Units 5 and 7 represent the residual clays which formed during the development of cave system controlled by deep valleys, subsequently filled with Pleistocene deposits. The origin of these valleys is connected with the Lower Pleistocene through the Cromerian optimum (Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977).

Translated by Jerzy Głazek

Jerzy Głazek, Leszek Lindner, Tadeusz Wysoczański-Minkowicz

DÉPÔTS FOSSILIFÈRES DU PLÉISTOCÈNE ANCIEN À KOZI GRZBIET (MONTAGNES DE SAINTE CROIX, POLOGNE CENTRALE) — INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE

Résumé

Le site de Kozi Grzbiet est situé dans la partie sud-ouest des Montagnes de S^{te}-Croix (Pologne centrale) sur la partie septentrionale de l'anticlinal de Chęciny. Les flancs de cet anticlinal sont composés de calcaires dévoniens, exploités généralement au sein de nombreuses carrières (fig. 1). Le site étudié est localisé dans le flanc septentrional de la carrière de Kozi Grzbiet (fig. 2).

Le site de Kozi Grzbiet a été découvert en 1970 par A. Wódkowski (1971). Les travaux scientifiques ont été menés de 1970 à 1971. Les premiers résultats des recherches paléontologiques ont été publiés (Black, K. Kowalski, 1974; K. Kowalski, 1975; K. Kowalski, [in:] Bartolomei et al., 1975). Le but de cette étude est la discussion sur l'appartenance géologique de ce site.

Les calcaires dévoniens de la colline de Kozi Grzbiet sont fort karstifiés. Les formes karstiques sont remplies de sables argileux rouges ou d'argiles brunes et de sables. Le lieu étudié est un fragment d'une vieille grotte remplie de deux types des dépôts rouges et bruns. On a pu mettre en évidence dans la séquence les 7 unités suivantes (fig. 3).

L'unité 1 représente les sables fluvioglaciaires perturbés dans leur partie supérieure par les processus périglaciaires. L'unité 2 est constituée par l'argile typique des cavernes contenant des ossements et dans partie la plus haute des coquilles de gastéropodes. Les argiles en question sont composées de sables quartzueux, de calcites et secondairement de smectites, de kaolinite, d'illite et de feldspaths. L'unité 3 est représentée par des argiles rouges foncées presque pures, composées de kaolinite, d'hématite et de vermiculite; c'est la plus haute partie des sédiments ayant subi des processus d'altération. Les unités 4 et 5 sont composées de sables argileux différenciés rouges foncés et d'argiles sableuses. Les analyses aux rayons

X et ATD prouvent que ces argiles sont composées de kaolinite et secondairement d'illite, de smectite et d'hématite. Les propriétés de ces unités aussi que leur teneur en minéraux lourds (cf. tabl. 1) indiquent qu'elles sont comparables aux dépôts du Buntsandstein, couvrant autrefois les calcaires dévoniens. Les unités 5 et 7 sont représentées par le résidu argileux des calcaires dévoniens (cf. Majcher, 1966, fig. 6) contenant la kaolinite, dans une moindre mesure des smectites, des illites aussi que des hydroxydes de fer et d'aluminium.

Les sables de l'unité 1 sont plus jeunes que les couches 2a, 2b et 2c comprenant la faune du Cromérien. Conformément aux dernières recherches géologiques (Lindner, W.R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977) ils peuvent être interprétés comme étant le reliquat des dépôts du kame, accumulés durant la phase maximale de la glaciation de Cracovie sur les surfaces des collines constituant des nunataks dans la calotte glaciaire.

L'âge des argiles des grottes (unité 2) peut être défini avec précision car il contient de riches restes de macro-faune. On rencontre aussi les restes des vertébrés dans toutes les couches distinguées précédemment, tandis que les gastéropodes n'apparaissent que dans la couche 2b et très souvent dans la partie inférieure de la couche 2a. Le relevé actuel des vertébrés déterminés (cf. K. Kowalski, 1975; lire la page 19) indique l'âge cromérien de ces sédiments. La présence de *Mimomys savini* Hinton de *Pliomys lenki* (Heller), aussi que de *Dicrostonyx simplicior* Fejfar est très significative. Enfin il n'y a pas d'*Arvicola* (genre commun dans la faune du Pléistocène plus récent), aussi que d'*Allophaiomys* (genre commun dans la faune du Pléistocène ancien). Les faits mentionnés ci-dessus permettent de conclure que ces sédiments représentent la partie récente du Cromérien, qui suit immédiatement la phase maximale de la glaciation Mindel.

La présence de *Lemmus* sp. *Dicrostonyx simplicior* et de *Pitymys gregaloides* dans la faune étudiée est l'indication d'un climat froid et steppique, tandis que la présence de *Castor fiber*, *Clethrionomys* cf. *glareolus* et de gastéropodes est l'indication de forêts. L'étude de la fréquence des arvicolidés dans les couches successives (tabl. 1, voir: Kowalski, 1975) permet de conclure que les formes des steppes froides sont plus fréquentes dans les couches 2a et 2c, tandis que dans la couche 2b ce sont les formes adaptées à la forêt qui prédominent. Cette différenciation dans l'apparition des micro-mammifères prouve que toute l'unité 2 représente la phase tiède précédant la phase maximale de la glaciation mindélienne et que la couche 2b correspond à l'optimum climatique de cette phase.

La distribution des minéraux lourds (tabl. 1, échantillons 2—4) indique que l'unité 2 comporte une association typique des dépôts glaciaires de cette région (cf. aussi les minéraux lourds dans les sables fluvioglaciaires-échantillons 1 et 1a dans le tableau 1).

L'âge des ossements de l'unité 2 a été défini à l'aide du calcul de la proportion du fluorine-chlore par rapport à P_2O_5 et par la méthode collagène (cf. Wysoczański-Minkowicz, 1969). Il est compris entre 630—500 milles d'années (tabl. 2). Ces données confirment les conclusions géologiques.

Tout le matériel, présenté ci-dessus, prouve que l'unité 2 représente l'Interstade entre les phases prémaximale et maximale de la glaciation mindélienne. Cet Interstade a été découvert en Pologne dans la coupe de Jesionka (Laskowska-Wysoczańska, 1967; Dąbrowski, 1967). Dans la région des Montagnes de Ste-Croix cet Interstade sépare la première invasion de la calotte glaciaire sur les pentes septentrionales de cette région de la phase maximale de la glaciation mindélienne. Au cours de la phase maximale la calotte glaciaire recouvrait presque toute la région, à l'exception des parties supérieures de la colline, formant des nunataks.

Les unités 3, 4 et 6 se sont déposées dans le premier cycle sédimentaire quand le système des cavités plus ancien était rempli de matériel local du Buntsandstein recouvrant les calcaires dévoniens. Les unités 5 et 7 représentent les argiles résiduelles, formées au cours du développement du système des cavernes au niveau de base des vallées profondes, remplies ensuite par les dépôts du Pléistocène. La formation de ces vallées est liée au Pléistocène inférieur par l'optimum Cromérien (Lindner, W. R. Kowalski, 1974; Lindner, 1977).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Wpływ turystyki na stan zachowania jaskini Raj w Górach Świętokrzyskich

Treść: W artykule przedstawiono doświadczenia uzyskane w ciągu trzech lat użytkowania turystycznego, udostępnionej w 1972 roku, jaskini Raj w Górach Świętokrzyskich. W tym okresie zwiedziło ją około 500 000 turystów. W jaskini nastąpiły niekorzystne zmiany: wzrosła temperatura, spadła wilgotność powietrza; stwierdzono korozję nacieków i rozwój roślinności w sąsiedztwie reflektorów. Przedstawiono program przeciwdziałania tym zmianom.

W czerwcu 1975 roku minęły trzy lata od przekazania jaskini Raj do zwiedzania. Ta niewielka jaskinia o pięknej szacie naciekowej odkryta została przypadkowo w 1963 roku. Wskutek groźby całkowitego zdewastowania tego obiektu przez nie zorganizowany ruch turystyczny dzięki społecznej inicjatywie udało się jaskinię ochronić, w sposób nowoczesny zagospodarować i umożliwić zorganizowane jej zwiedzanie (Rubinowski, 1974). Jaskinia Raj stała się najbardziej atrakcyjnym obiektem turystycznym w Górach Świętokrzyskich. Położona w niewielkiej odległości od 150-tysięcznej aglomeracji Kielc, w pobliżu międzynarodowej drogi E-7, jest masowo odwiedzana przez turystów krajowych i zagranicznych. W ciągu trzech lat frekwencja wyniosła około pół miliona turystów.

Prawnie chroniony od 1968 roku rezerwat przyrody „Jaskinia Raj” na podstawie porozumienia zawartego z władzami ochrony przyrody jest użytkowany przez Wojewódzkie Przedsiębiorstwo Turystyczne „Łysogóry” w Kielcach (dawniej Wojewódzki Ośrodek Sportu, Turystyki i Wypoczynku). Nad prawidłowością tego użytkowania czuwa wojewódzki konserwator przyrody, wspomagany przez społecznie działający Naukowy Komitet Opie-

kuńczy Rezerwatu Jaskinia Raj. Komitet ten, skupiający grono specjalistów z różnych dziedzin nauki, powołany został w 1972 roku przez Prezydium Państwowej Rady Ochrony Przyrody jako organ doradczy, opiniujący i kontrolujący. Poza wyjątkowymi walorami estetycznymi jaskinia ma istotne znaczenie naukowe jako zabytek archeologiczny, a ponadto jest ważnym pod względem naukowym stanowiskiem paleontologicznym.

W wydanej nakładem Kieleckiego Towarzystwa Naukowego monografii przedstawiającej historię odkrycia, wyniki badań naukowych oraz udostępnienia jaskini (Rubinowski, 1974) poświęcono również uwagę zagadnieniom związanym z wykorzystaniem jej jako obiektu masowego zwiedzania turystycznego (Rubinowski, 1974). Zadaniem niniejszego artykułu jest rozszerzenie tej problematyki na podstawie doświadczeń z okresu użytkowania jaskini do sezonu turystycznego 1975 roku włącznie.

Doświadczenia z trzech lat użytkowania jaskini pozwalają stwierdzić, że główna idea, jaka przyświecała inicjatorom udostępnienia tego obiektu, a mianowicie jego zabezpieczenie i trwała ochrona przez zagospodarowanie i racjonalne turystyczne użytkowanie, została spełniona. Jaskinia Raj ze swoją wspaniałą szatą naciekową dostarcza nie tylko wartościowych społecznie doznań estetycznych, ale wraz z wkomponowaną w turystyczny ciąg zwiedzania ekspozycją muzealną odgrywa również ważną rolę dydaktyczną. Jest ona ponadto rentownym obiektem turystycznym.

Masowy ruch turystyczny w jaskini powo-

* Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski im. J. Czarnockiego, ul. Zgoda 21, 25—953 Kielce

duże jednak wiele niekorzystnych zmian, którym wszelkimi dostępnymi środkami należy przeciwdziałać. Zmiany te dotyczą:

- warunków mikroklimatycznych we wnętrzu jaskini,
- pojawienia się niższych roślin w zasięgu światła reflektorów,
- uszkodzenia mechanicznego fragmentów szaty naciekowej,
- niszczenia roślinności i zanieczyszczenia na obszarze rezerwatu i w jego otulinie.

Ponadto wiele złożonych problemów wiąże się z przewodnictwem turystycznym i z organizacją zwiedzania, z badaniami i konserwacją jaskini, z zagospodarowaniem otoczenia rezerwatu, z zanieczyszczeniem atmosfery i powierzchni przez przemysł, z działalnością reklamowo-informacyjną, pokątnym handlem itd.

Największy niepokój wzbudzają obecnie zmiany warunków mikroklimatycznych we wnętrzu jaskini. Zaobserwowano je już podczas prac udostępniających, prowadzonych w latach 1967—1972. Wskutek wykonania sztolni, chodników łączących poszczególne fragmenty jaskini oraz szybika z powierzchni pierwotnie statyczne warunki mikroklimatyczne zostały zmienione na dynamiczne. Scharakteryzował je T. Wróblewski [w:] Rubinowski (1974), który w okresie siedmiu lat prowadził w jaskini pomiary temperatury i wilgotności powietrza. Przed rozpoczęciem robót udostępniających wewnątrz jaskini cechowała go prawie stała temperatura roczna w zakresie $5,5^{\circ}\text{C}$ — 8°C oraz wysoka wilgotność względna (96%—100%). W tych warunkach w całej jaskini nadal trwały procesy narastania szaty naciekowej. Po wykonaniu robót udostępniających przywrócono we wnętrzu jaskini statyczne warunki mikroklimatu. Uzyskano je dzięki stworzeniu w sztolni wejściowej tamy powietrznej i zacementowaniu wylotu szybika na powierzchni. W myśl projektu szybik ten miał być zaopatrzony w urządzenia umożliwiające wentylację wnętrza jaskini. Ponieważ zastosowano niewłaściwe rozwiązanie techniczne, stwarzające ponadto możliwość włamania się do jej wnętrza, zdecydowano się na czasowe zacementowanie wylotu szybika.

Zainstalowanie w jaskini wielu reflektorów oraz bardzo duże nasilenie ruchu turystycznego spowodowało wzrost temperatury po-

wietrza w jej wnętrzu, która waha się obecnie w granicach 9°C — $12,4^{\circ}\text{C}$, oraz obniżenie wilgotności, która w pewnych częściach jaskini spada okresowo nawet poniżej 80%. Równocześnie wskutek braku możliwości przewietrzania wnętrza bardzo znacznie wzrosła w powietrzu zawartość siarczanów, CO i CO₂, przekraczając nawet dopuszczalne w tym zakresie normy (informacja ustna M. Puliny na podstawie badań wykonanych w jaskini w marcu 1974 roku i w czerwcu 1975 roku). Przebiegu tych zmian w czasie nie udało się prześledzić, gdyż nie prowadzono w jaskini systematycznych pomiarów i badań mikroklimatu, jak zakładał to projekt jej udostępnienia. Dopiero od czerwca 1975 roku podjęte zostały bardziej systematyczne badania w tym zakresie, które zaprogramował i nadzoruje M. Pulina, a realizuje B. Jaśkowski. W jaskini zainstalowano samorejestrujące przyrządy pomiarowe: w Sali Kolumnowej — termograf i higrograf, a w Komorze Wstępnej — termograf. Ponadto w 20 punktach pomiarowych w całej jaskini mierzona jest temperatura i wilgotność powietrza psychrometrem Asmana.

Zmiany mikroklimatu spowodowały bardzo niepokojącą powierzchnią korozję szaty naciekowej w jaskini. Pierwsze objawy pokrywania się powierzchni nacieków delikatnym nalotem białego, pylastego węgla wapnia zaobserwowano w Komorze Złomisk już na początku 1974 roku. Po sezonie letnim 1975 roku rozprzestrzeniły się one prawie na całą jaskinię. Ostatnio stwierdzono białe naloty na ścianach i naciekach w Sali Kolumnowej i Stalaktytowej oraz w Komorze Wstępnej. Powodem tego jest wzrost stężenia agresywnego CO₂ w stagnującym w jaskini powietrzu, co przy podwyższonej temperaturze i niskiej wilgotności wywołuje chemiczną reakcję, niszczącą delikatną powierzchnię nacieków. Bezpośrednią przyczyną leży w nadmiernym nasileniu ruchu turystycznego w jaskini oraz w braku możliwości okresowego przewietrzania jej wnętrza.

W celu przeciwdziałania tym niepokojącym zjawiskom na posiedzeniu Naukowego Komitetu Opiekuńczego w dniu 26 marca 1975 roku stwierdzono konieczność natychmiastowego podjęcia systematycznych badań mikroklimatu jaskini i okresowych pomiarów zawartości CO i CO₂ w powietrzu, zalecono jak

najszybsze przystosowanie szybika do spełniania funkcji wentylacyjnych oraz zainstalowanie urządzeń zapewniających okresowe, sztuczne nawadnianie powierzchni terenu położonej bezpośrednio nad jaskinią. Infiltracja wody z powierzchni, szczególnie w okresach suchych, powinna zwiększyć wilgotność wewnątrz jaskini. Konieczne jest również obniżenie temperatury powietrza w jaskini o około 3°C, tj. do stanu, jaki zarejestrowano przed jej udostępnieniem. Należy także w sposób zasadniczy zweryfikować nasilenie frekwencji zwiedzających jaskinię.

Drugim budzącym niepokój, choć wcześniej przewidywanym, zjawiskiem jest pojawienie się niższych roślin w zasięgu światła niektórych reflektorów zainstalowanych wewnątrz jaskini. Pierwsze zielone naloty zaobserwowano w Korytarzu Mleka Wapiennego już na wiosnę 1973 roku. Obecnie roślinność taka występuje masowo w sąsiedztwie reflektorów, które niezgodnie z projektem technicznym oświetlenia jaskini zostały podłączone w system oświetlenia wykopów i chodników. Przy dużym nasileniu ruchu turystycznego i dużej częstości wchodzenia grup do jaskini reflektory te praktycznie naświetlają jej ściany przez cały czas otwarcia obiektu.

Walka z roślinami pojawiającymi się wokół sztucznego źródła światła w jaskiniach nie jest łatwa. Z tym problemem nie mogą sobie poradzić także bardziej doświadczone i wyspecjalizowane w turystycznej eksploatacji jaskiń przedsiębiorstwa i instytucje między innymi w Czechosłowacji, na Węgrzech i w Jugosławii. Świadczy o tym stan wielu udostępnionych, renomowanych w świecie jaskiń. Badania florystyczne w jaskini Raj prowadzi K. Toborowicz z Zakładu Biologii Wyższej Szkoły Pedagogicznej w Kielcach. W składzie roślin, które pojawiły się w zasięgu sztucznego światła elektrycznego, stwierdził występowanie glonów, sinic i mchów. Zajmowaniu nowych powierzchni przez tę roślinność sprzyja zmiana ustawienia reflektorów, z czego wniosek, że takich zabiegów nie należy stosować.

Walka z roślinnością opanowującą jaskinię Raj będzie prowadzona różnymi sposobami. Wprowadzony zostanie dłuższy niż dotąd, co najmniej dwumiesięczny okres wyłączenia jaskini z ruchu turystycznego. Już po miesiącu nieudostępniania jaskini turystom (17 II—

—20 III 1975) stwierdzono, że wiele roślin wokół reflektorów uległo obumarciu. Następnie jednak wskutek bardzo intensywnej eksploatacji jaskini w sezonie wiosenno-letnim rośliny te rozprzestrzeniły się na większe niż poprzednio powierzchnie. Zostaną zrealizowane wszystkie zalecone zmiany instalacji systemu oświetleniowego oraz ściśle będzie egzekwowany regulamin zwiedzania jaskini. Powinno to ograniczyć do niezbędnego minimum czas naświetlania jaskini reflektorami. Ponadto nawiązano kontakty ze specjalistami czechosłowackimi (między innymi z J. Rehakiem), którzy w jaskiniach bozkovskich w czeskich Karkonoszach uzyskali pozytywne wyniki w zwalczaniu podobnej roślinności dzięki zastosowaniu światła ultrafioletowego. Wreszcie na podstawie dalszych studiów botanicznych zostaną podjęte badania nad możliwością zastosowania preparatów chemicznych do miejscowego zwalczania tej roślinności.

Uszkodzenia mechaniczne fragmentów szaty naciekowej przez turystów zwiedzających jaskinię zdarzają się bardzo sporadycznie. Są one minimalne w porównaniu choćby z tymi, jakich dokonano przed przekazaniem jaskini czy też w czasie kilkakrotnych włamań podczas trwania robót udostępniających. Wprawdzie cała trasa turystyczna będąca w zasięgu rąk zwiedzających została „oczyszczona” z małych nacieków, szczególnie występujących na dnie jaskini, jednak duże formy — jak dotąd — nie są uszkodzone. Doświadczenie trzech lat dowiodło więc, że decyzja o zrezygnowaniu z zainstalowania siatek ochronnych we wnętrzu jaskini była w zasadzie słuszna.

W stosunku do wszystkich osób ujawnionych, które dokonują uszkodzenia nacieków w czasie zwiedzania jaskini, natychmiast są wyciągane konsekwencje w postaci mandatów pieniężnych egzekwowanych w ramach uprawnień Straży Ochrony Przyrody. Według informacji kierownika obiektu turystycznego T. Dołęgowskiego w dwóch pierwszych latach ukarano takimi mandatami 5 osób na łączną kwotę 3200 zł. Wynika z tego, że średnia wysokość jednego mandatu wyniosła około 640 zł. Wydaje się, że są to kwoty niewspółmiernie niskie, biorąc pod uwagę społeczną konieczność ostrego piętnowania takich czynów. Dla przykładu można tu podać, że man-

dat za uszkodzenie nacieku w udostępnionych do zwiedzania jaskiniach Rübelandu (Harc) w NRD wynosi 2000 marek. Warto by się zastanowić nad możliwością opracowania dla jaskini Raj odpowiedniego „cennika”, uzależniającego wysokość mandatu od długości czy objętości uszkodzonego nacieku, podobnie jak w niektórych jaskiniach słowackich.

Przeciwdziałanie i zapobieganie uszkodzeniom szaty naciekowej przez turystów jest w poważnym stopniu uzależnione od organizacji systemu zwiedzania jaskini, dyscypliny zwiedzających oraz działalności pouczającej i wychowawczej przewodników turystycznych oprowadzających po jaskini. Te problemy zostaną przeanalizowane w innym miejscu niniejszego artykułu.

Zanieszyszczenie i niszczenie części powierzchniowej rezerwatu przyrody „Jaskinia Raj”, którą stanowi fragment lasu sosnowego o powierzchni 7,8 ha, wiąże się z masowym ruchem turystycznym koncentrującym się wokół jaskini. Część rezerwatu znajdująca się bezpośrednio nad jaskinią jeszcze w okresie prowadzenia prac udostępniających została ogrodzona siatką. Ogrodzenie to w zasadzie spełnia swoje zadanie, nie jest jednak w odpowiedni sposób konserwowane. Natomiast pozostały obszar rezerwatu, jak również tereny przyległe, będące w części własnością prywatną, w części wykupione przez WPT „Łysogóry” i w części podlegające administracji lasów państwowych, są intensywnie penetrowane głównie przez turystów oczekujących na wejście do jaskini. Pomimo tablic informacyjnych i ostrzegawczych umieszczonych wokół rezerwatu przez wojewódzkiego konserwatora przyrody teren ten ulega niszczeniu wskutek wydeptywania i rozjeżdżania ścieżek i dróg, łamania krzewów, gałęzi drzew, zrywania kwiatów, a szczególnie zaśmiecania. W dużym stopniu przeciwdziałać temu może kompleksowe zagospodarowywanie całego otoczenia rezerwatu oraz zainteresowanie oczekujących odpowiednio atrakcyjnym „towarzyszącym” programem turystycznym.

W ramach zagospodarowywania terenu (jeszcze w okresie prac w jaskini) doprowadzono energię elektryczną, wybudowano asfaltową drogę dojazdową, parking i pawilon przy jaskini. W ostatnich latach wyasfaltowano ścieżkę łączącą jaskinię z parkingiem,

częściowo utwardzono dojazdową drogę gospodarczą, zbudowano estetyczny kiosk z pałkami, nieestetyczną pergolę oraz ustawiono stylowe ławy i stoły. W pobliżu parkingu rozpoczęto budowę bardzo potrzebnych w tym miejscu sanitariów, która jednak przeciąga się już zbyt długo. Wszystkie te urządzenia nie wyczerpują jednak licznych możliwości zagospodarowania tego niezwykle silnie obciążonego masowym ruchem turystycznym terenu.

Atrakcyjnym programem turystyczno-krajoznawczym (który z powodzeniem wypełni 1—2 godzin oczekiwania na wejście do jaskini) dla szczególnie licznie odwiedzających ten obiekt grup młodzieżowych może być zwiedzenie położonego w odległości kilkuset metrów marmurołomu „Zygmuntówka”. Jest to zabytkowy obiekt historyczny (wydobyto tu w XVII wieku pierwszą kolumnę warszawskiego pomnika króla Zygmunta III), ciekawe odsłonięcie geologiczne (permskie zlepilce zygmuntownskie) oraz interesujący obiekt górniczy (wydobywanie bloków skalnych do produkcji szeroko znanej w kraju odmiany marmurów). Warto, aby WPT „Łysogóry” wraz z Zarządem Oddziału PTTK w Kielcach oraz użytkownikiem kamieniołomu (Zakłady Obróbki Kamienia w Pińczowie) podjęli inicjatywę zaprojektowania odpowiednich tras turystycznych oraz zorganizowania w kamieniołomie ekspozycji historyczno-technicznej. Na parkingu i przy jaskini należałoby w związku z tą propozycją podjąć odpowiednią działalność informacyjną, a w okresach szczytu wycieczkowego zatrudnić nawet dodatkowo przewodnika turystycznego, który obsługiwałby taką trasę.

Większość przedstawionych niekorzystnych zmian, jakie zachodzą w rezerwacie przyrody „Jaskinia Raj”, związanych jest ze zbyt dużym nasileniem frekwencji oraz z niewłaściwym systemem organizacji ruchu turystycznego zarówno wewnątrz jaskini, jak i w jej bezpośrednim otoczeniu. Trzyletnie doświadczenia pozwalają już bardziej wnikliwie przeanalizować obydwa te zagadnienia.

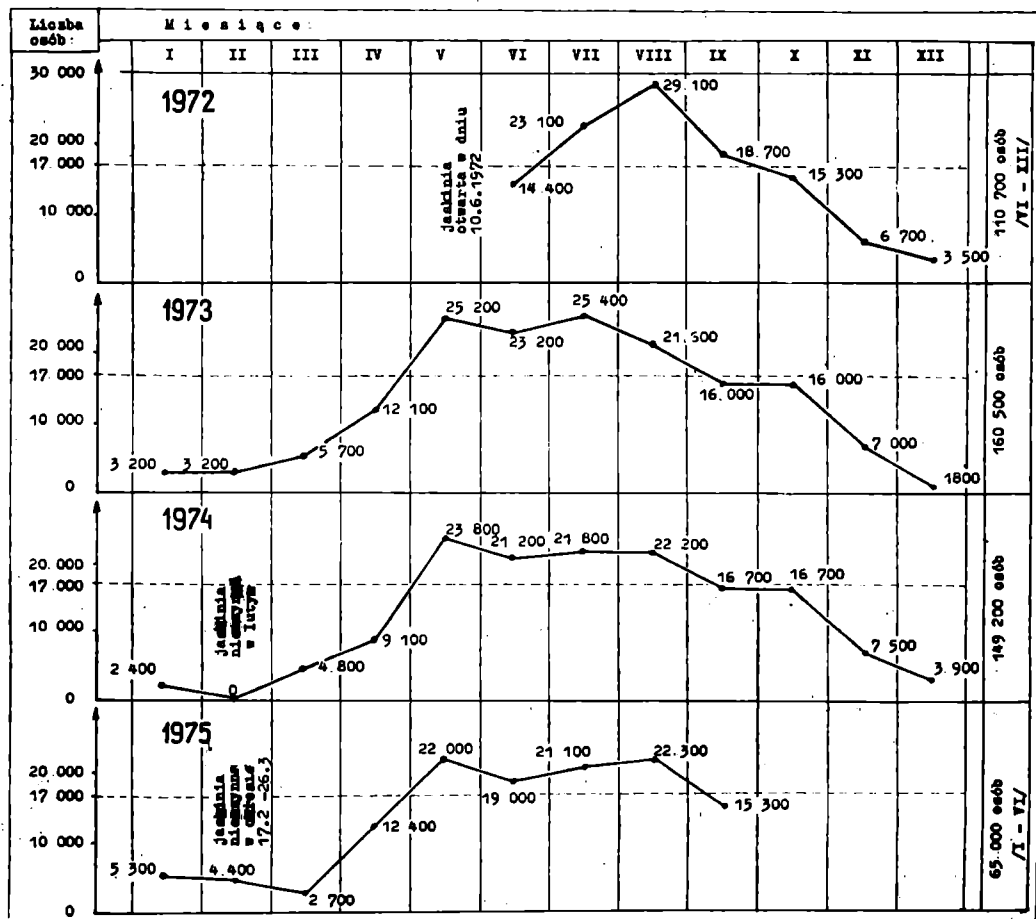
Jednym z bardzo istotnych problemów jest określenie dopuszczalnej oraz optymalnej frekwencji turystycznej w jaskini. Punktem wyjścia do tych rozważań musi być fakt, że wszelkie formy użytkowania podlegającego ochronie prawnej rezerwatu ścisłego (a takim

jest jaskinia Raj) muszą być całkowicie podporządkowane zasadzie nienaruszalności jego naturalnych wartości przyrodniczych.

W celu przeanalizowania frekwencji turystów w jaskini zestawiono w formie wykresu liczbę zwiedzających, poczynając od otwarcia jaskini w dniu 10 czerwca 1972 roku aż do końca września 1975 roku (ryc. 1). Wykres wykonano na podstawie wykazów sprzedanych przez kierownika obiektu T. Dołęgowskiego. Jak wynika z przedstawionych liczb, w ciągu

trzech lat (licząc do końca czerwca 1975 roku) jaskinię zwiedziło 490 000 osób.

Nasilenie ruchu turystycznego w jaskini przypada na okres od kwietnia do października. Frekwencja miesięczna przekracza wtedy 10 000 zwiedzających. Maksymalne nasilenie przypada na okres od maja do września (17 000—25 000 osób miesięcznie). Od 1972 roku zauważa się stopniowy spadek tych maksymalnych szczytów, osiągających od 29 100 osób w sierpniu 1972 roku do 22 300 osób w sierpniu 1975 roku. Zaznacza się również po-



Ryc. 1. Frekwencja turystów zwiedzających jaskinię Raj w latach 1972—1975. Linia przerywaną zaznaczono maksymalnie dopuszczalną frekwencję miesięczną (17 000 osób), wynikającą z ustaleń regulaminowych dla rezerwatu przyrody „Jaskinia Raj”.

Fig. 1. Relevé graphique de la fréquence des touristes visitant la grotte „Raj” dans les années 1972—1975. La droite en pointillé indique la fréquence maximale mensuelle admissible (17 000 personnes) résultant des règlements prescrits pour la réserve de la nature grotte „Raj”.

wolna stabilizacja roczna frekwencji, która bezpośrednio po uruchomieniu jaskini, w drugim półroczu 1972 roku, wyniosła 110 700 osób, w 1973 roku — 160 500 osób, w 1974 roku — 149 200 osób, a w pierwszej połowie 1975 roku — 65 600 osób.

Normy wynikające z formalnie obowiązujących ustaleń regulaminowych dopuszczają maksymalną liczebność jednej grupy zwiedzających na 15 osób i częstość wchodzenia grup do jaskini co 15 minut. Łatwo z tego obliczyć, że w ciągu 1 godziny jaskinię może zwiedzić 60 osób, co w zależności od czasu dobowego otwarcia jaskini: 8, 10 lub 12 godzin daje odpowiednio: 480, 600 lub 720 osób dziennie. Przyjmując 27-dniowy miesiąc pracy (w poniedziałki jaskinia jest nieczynna), odpowiednia miesięczna frekwencja w jaskini wynosić może: 12 500, 16 200 lub 19 500 osób. Jeśli powyższe wyliczenie skonfrontujemy z liczbami przedstawionymi na ryc. 1, nie trudno stwierdzić, że co najmniej przez 4 miesiące w roku w ciągu trzech lat przekraczane są maksymalne normy pojemności turystycznej jaskini. Odbywa się to zarówno przez zwiększanie liczby osób w grupach, większą częstość wpuszczania grup turystycznych do jaskini (co w efekcie daje skrócenie czasu zwiedzania jaskini), jak też przez przedłużanie czasu jej otwarcia. Dorywcze kontrole przeprowadzane z ramienia Komitetu Opiekuńczego w pełni sezonu turystycznego w 1975 roku ujawniły, że do jaskini wchodziły grupy liczące jednorazowo nawet po dwadzieścia kilka osób, a częstość wchodzenia grup wynosiła z reguły 10, a niekiedy nawet 5 minut. Nic więc dziwnego, że w takich warunkach „rekordowy” czas oprowadzenia grupy po muzeum i jaskini przez przewodnika wyniósł 7 minut (zamiast 30—45 minut).

Taki system eksploatacji jaskini rychło doprowadził do poważnych zakłóceń, co wykazano w pierwszej części artykułu. Naukowy Komitet Opiekuńczy i wojewódzki konserwator przyrody pozostawiali dotąd użytkownikowi dość dużą swobodę w zakresie organizacji ruchu turystycznego w jaskini, gdyż stan obiektu kontrolowanego sposobem dorywczym nie wzbudzał większych zastrzeżeń. Dopiero podjęcie systematycznych badań mikroklimatycznych oraz pojawiająca się w

ostatnim sezonie w całej jaskini powierzchniowa korozja szaty naciekowej stały się pierwszym, poważnym sygnałem ostrzegawczym. W następnych sezonach turystycznych konieczne będzie wprowadzenie i ściśle egzekwowanie rygorystycznych ograniczeń regulaminowych, szczególnie skrupulatnie normujących wielkości dopuszczalnej frekwencji dziennej, miesięcznej i rocznej w jaskini.

Zgodnie z przedstawionymi obliczeniami dopuszczalna liczba zwiedzających, przy podstawowym wskaźniku regulaminowym 60 osób na godzinę, może wynosić w ciągu dnia 480 lub 600 osób, przyjmując odpowiednio 8 lub 10 godzin otwarcia jaskini w ciągu doby. Należy całkowicie zrezygnować z 12-godzinnego czasu udostępniania jaskini, jaki eksperymentalnie został dopuszczony w szczycie sezonu 1975 roku, gdyż powoduje to z reguły przekroczenia regulaminowe i znacznie potęguje niekorzystne zmiany w jaskini. Odpowiednie miesięczne normy dopuszczalnej liczby zwiedzających wynosić powinny: 12 500 osób (w zaokrągleniu do 13 000) i 16 200 osób (w zaokrągleniu do 17 000). Zakładając 5 miesięcy wzmożonego ruchu turystycznego (maj — wrzesień) z pełną dopuszczalną frekwencją do 17 000 osób, 3 miesiące ruchu normalnego z frekwencją w granicach do 10 000 osób, 2 miesiące frekwencji obniżonej do około 3 000 i 2 miesiące całkowitego wyłączenia jaskini z ruchu turystycznego, jako dopuszczalną w roku frekwencję w jaskini Raj określić można na około 120 000 zwiedzających.

Bardzo ważny staje się obecnie także problem właściwej, zgodnej z wszystkimi wymaganiami regulaminowymi organizacji sposobu zwiedzania obiektu, a szczególnie unormowanie częstości wchodzenia kolejnych grup turystycznych do jaskini i czasu przebywania w jej wnętrzu. Utrzymywanie i przestrzeganie regulaminowej częstości wchodzenia grup co 15 minut powinno być regulowane czasem odtworzenia komentarza objaśnienia do ekspozycji muzealnej, nagranego na taśmie magnetofonowej. Komentarz taki, również w kilku wersjach obcojęzycznych, jednolity dla wszystkich grup zwiedzających, został już opracowany i przetłumaczony. Powinien on rozpoczynać program zwiedzania obiektu, co odciąży przewodników, zapewni odpowiedni poziom i rzetelność podstawowych informa-

cji. Do ogólnej wiadomości zwiedzających należy również podać obowiązujący czas trwania zwiedzania jaskini (około 30 minut).

Przewodnictwo turystyczne w jaskini Raj świadczone jest przez uprawnionych przewodników terenowych, zrzeszonych w Kole Przewodników Świętokrzyskich przy Oddziale PTTK w Kielcach. Pierwszy specjalistyczny kurs dla przewodników zorganizowano w pierwszej połowie 1972 roku. Ukończyły go 102 osoby, uzyskując formalne uprawnienia do oprowadzania wycieczek turystycznych po jaskini (Rubinowski, 1974). Na wiosnę 1975 roku zorganizowano skrócony kurs dla przewodników posiadających uprawnienia terenowe, a chcących je rozszerzyć również na jaskinię Raj. Ukończyło go 56 osób. W 1975 roku w zakresie przewodnictwa jaskiniowego działało aktywnie około 100 osób.

Warunki pracy przewodników w jaskini są trudne ze względu na specyficzny mikroklimat (w miesiącach letnich duża rozpiętość temperatur i wilgotności między jaskinią a powierzchnią), wąskospecjalistyczny zakres tematyki oraz męczący i monotonny system pracy. Każdy z czterech przewodników pełniących dzienny dyżur w pełnym sezonie musi kilkunastokrotnie wejść do jaskini i powtarzać ten sam lub bardzo podobny komentarz. Powoduje to znużenie, zrutynizowanie i w efekcie spłykanie treści objaśnień. Dlatego zadania przewodników turystycznych w zakresie rzetelnego informowania, kształtowania właściwego stosunku do chronionego obiektu przyrodniczego i zaszczepiania u zwiedzających idei ochrony środowiska człowieka nie zawsze, niestety, są spełniane. Również dość skomplikowany i nie w pełni efektywny jest system finansowego rozliczania przewodników (dniówkowo-godzinowy), który w dużym stopniu uzależnia wysokość wynagrodzenia od liczby oprowadzonych grup (a więc i od częstości wchodzenia przewodnika do jaskini). W takiej sytuacji przewodnicy tylko w bardzo ograniczonym stopniu mogą tworzyć zwarty społeczny aktyw zainteresowany skrupulatnym przestrzeganiem regulaminu użytkowania jaskini, a tym samym czuwaniem nad spełnianiem podstawowych postulatów jej ochrony. Niedostateczne jest również specjalistyczne szkolenie i samokształcenie kadry przewodnickiej, co przy łatwości popadania w rutynę daje niekiedy w efek-

cie nie najlepsze rezultaty. Naukowy Komitet Opiekuńczy utrzymuje kontakty z Wojewódzką Komisją Przewodnicką PTTK i z Kolem Przewodników Świętokrzyskich, udzielając pomocy w szkoleniu, w egzaminowaniu i w opracowywaniu materiałów szkoleniowych. Przedstawiono postulat konieczności okresowej weryfikacji wiadomości oraz wprowadzenia zróżnicowanych klas przewodniczych po jaskini Raj.

Inne problemy związane są z okresową kontrolą stanu bezpieczeństwa jaskini. Co roku na początku sezonu turystycznego wykonywana jest techniczna ekspertyza stanu urządzeń i instalacji elektrycznych oraz ekspertyza geologiczno-górnicza. We wnętrzu jaskini w czasie jej udostępniania i podczas użytkowania zamontowano zabezpieczenia osłabionych fragmentów stropu chodników, szybika oraz bloków w namulisku Komory Żłomisk za pomocą stalowych stropnic, stojaków górniczych oraz siatek ochronnych. W kilku punktach jaskini (na przykład w Komorze Wysokiej) stwierdzono niewielkie osiadanie namuliska dennego, co spowodowało pęknięcia podstawy kolumn naciekowych. Jak dotąd nie zaobserwowano większych odkształceń czy przemieszczeń górotworu. Zadowolający jest również stan obudowy wykopów, w których poprowadzono trasę turystyczną w jaskini.

Użytkownik obiektu — WPT „Łysogóry” wykazuje wiele inicjatywy w zakresie działalności reklamowo-informacyjnej i gospodarczej związanej z usługami turystycznymi świadczonymi w jaskini Raj. Oprócz bardzo pozytywnych inicjatyw, takich jak na przykład pomoc w sfinansowaniu wydania przez Kieleckie Towarzystwo Naukowe monografii popularnonaukowej *Badania i udostępnienie jaskini Raj* (Rubinowski, 1974) czy albumu fotograficznego *Jaskinia Raj* (Rubinowski, Wróblewski, 1976), podejmowane i realizowane są także przedsięwzięcia, które wzbudzają poważne nieraz zastrzeżenia członków Naukowego Komitetu Opiekuńczego, powołanego zarazem jako organ opiniodawczy i konsultacyjny. Przykładem takiej nie uzgodnionej inicjatywy była decyzja dotycząca lokalizacji na terenie otuliny rezerwatu (w bezpośrednim sąsiedztwie parkingu koło jaskini) zajazdu turystycznego z restauracją i częścią hotelową. Zastrzeżenia członków Komitetu, których na posiedzeniu jedynie po-

informowano o rozpoczęciu robót budowlanych, dotyczyły braku powiązania funkcjonalnego tego obiektu z jaskinią (zajazd przeznaczony jest głównie dla turystów samochodowych, przejeżdżających trasą E-7), dalszej nieuzasadnionej koncentracji uciążliwości w bezpośrednim sąsiedztwie rezerwatu oraz lokalizacji zajazdu w strefie bardzo silnego zapylenia powierzchni terenu przez pobliskie cementownie w Nowinach. Niestety, zastrzeżenia takie można było wyrazić jedynie w protokole z posiedzenia Komitetu. Inną, co najmniej dyskusyjną inicjatywą jest ustawienie we wrześniu 1975 roku przy drodze E-7, na miejscu obelisku reklamowego, pomnikowej rzeźby kamiennej mającej sygnalizować jaskinię. Rzeźbę tę na zlecenie WPT „Łysogóry” wykonał kielecki artysta rzeźbiarz Stefan Maj. Wydaje się, że tego rodzaju pomnik, nawet gdyby był doskonały pod względem artystycznym, nie spełnia swego zadania,

gdyż wykute w kamieniu napisy są czytelne dopiero ze stosunkowo niewielkiej odległości. Ani koncepcja artystyczna tego pomnika, ani jego lokalizacja nie zostały przedstawione Komitetowi do zaopiniowania. Inną nie uzgodnioną i również częściowo chybioną inicjatywą jest na przykład zlecona PP „Prasa-Książka-Ruch” produkcja kolorowych widokówek z jaskini. Zdjęcia wnętrza jaskini wykonane z zastosowaniem kolorowych reflektorów dają obraz całkowicie zniekształcony, wyrabiając złe gusty nabywających. Dostyć często wyrażają oni nawet swe pretensje, że rzeczywistość oglądana w jaskini nie odpowiada wizji ukazanej na kolorowych pocztówkach, a nawet domagają się zastosowania we wnętrzu jaskini kolorowych efektów. Podobne uwagi mogą dotyczyć również niektórych masowo produkowanych pamiątek związanych tematycznie z jaskinią, których wartość estetyczna nie zawsze znajduje się na odpowied-



Fot. 1. Jaskinia Raj — stalagmit w Sali Stalaktytowej (fot. B. W. Wołoszyn)
Phot. 1. La grotte „Raj” — la salle de stalactite (phot. B. W. Wołoszyn)



Fot. 2. Jaskinia Raj — Sala Kolumnowa (fot. T. Wróblewski)
Phot. 2. La grotte „Raj” — le salle de collone (phot. T. Wróblewski)

nim poziomie. Z tym ostatnim zagadnieniem wiąże się również problem nielegalnego, pokątnego handlu, jaki w sezonie rozwija się wokół tego masowo odwiedzanego obiektu turystycznego.

Rezerwat „Jaskinia Raj” położony jest na obszarze intensywnie zagospodarowywanego okręgu przemysłu materiałów budowlanych, w zasięgu oddziaływania dwóch wielkich cementowni „Nowiny I” i „Nowiny II”. Stopień zapylenia tego terenu znacznie przekracza wszelkie dopuszczalne normy, co powoduje zmiany naturalnych warunków środowiska na obszarze rezerwatu i w jaskini (Rubinowski, 1974). Walka ze szkodliwą działalnością przemysłu przekracza jednak możliwości działania organów powołanych do opieki nad jaskinią. Położenie tego cennego rezerwatu i pomnika kultury, a równocześnie atrakcyjnego, masowo zwiedzanego obiektu turystycznego, w tak uciążliwej strefie jest jednak bardzo istotnym argumentem w licznych dyskusjach podejmowanych z przedstawicielami przemysłu na temat konieczności wzmożenia wysiłków w walce o czyste powietrze nad Górami Świętokrzyskimi. Podobne starania o czystość wód w okolicy jaskini

zostały już częściowo uwieńczone pozytywnymi wynikami. Wskutek interwencji wybudowano tu w trybie awaryjnym kolektor odprowadzający ścieki sanitarne szpitala pod Czerwoną Górą poza strefę bezpośrednio sąsiadującą z jaskinią.

Poruszone w niniejszym artykule niektóre zagadnienia związane z użytkowaniem rezerwatu przyrody „Jaskinia Raj” ukazują całą złożoność problematyki towarzyszącej eksploatacji tego rodzaju nietypowych w naszym kraju obiektów turystycznych. Uzyskane doświadczenia pozwolą być może lepiej opracować i zrealizować programy zagospodarowania i właściwego zabezpieczenia innych obiektów podobnego typu, wśród których znajduje się także przygotowywana do zwiedzania Jaskinia Niedźwiedzia w Kletnie.

LITERATURA

- Rubinowski, Z. (red.), 1974: Badania i udostępnianie jaskini Raj, Wyd. Geol., ss. 223, Warszawa.
Rubinowski, Z., Wróblewski, T., 1976: Jaskinia Raj, Wyd. Geol., ss. 59, fot. 82, Warszawa.

HUMAN IMPACT ON THE „RAJ” CAVE IN THE HOLY CROSS MOUNTAINS (GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

Summary

The experience gained during the 3-year operation of the „Raj” Cave situated in the Holy-Cross Mountains, is discussed. The cave itself is small, with the 240 m total length of the corridors, and has well-formed calcareous sinters. It was discovered in 1963. Since 1968, „Raj” Cave is subject to legal protection as being classed both among natural reservation areas and among objectives which are of scientific interest (archaeology and palaeontology).

In 1972, the cave was opened to the public. Owing to its accessibility (vicinity of a highway and of the capital of the district), „Raj” has many visitors. Over a 3-year period the number of visits was 500 000 people. The present traffic is estimated to be some 140 000 people a year.

„Raj” Cave is managed by the District Agency of Touring „Łysogóry”, Kielce, whereas the District Chief Ranger of Reservation Areas and a group of experts associated in the Scientific Committee for „Raj” Cave Safeguard are dealing with protection problems.

The author of the present paper discusses some undesirable changes occurring both in the cave and in the nearest environment due to the visitors. Most serious are those taking place in the static microclimate of the cave, which manifest in the temperature increase from 5,5—8°C to 9—12,4°C, in the air-humidity decrease (sometimes dropping down to 80%), as well as in the increased CO, CO₂ and sulphates content of the inside air. The result is a considerable surface corrosion of the formation which continues to be covered with calcium carbonate dust.

Another ill effect is the developing green plant growth (algae and species of algae) on formations, that has resulted from the exposure to artificial light. Damages which occur to the formation from algae growth are more pronounced than the ones caused by the visitors.

The surface part of the reservation area is subject to human and vehicular disturbance. Two cement plants located in the vicinity create a serious environmental hazard to the cave.

To prevent future degradation, a long-range protection programme is developed. First of all, the number of visitors will be limited (some 120 000 people a year, and at most 17 000 visitors a month). Limits will also be imposed to the duration of the stay in the cave. The number of participants in a visiting group will be decreased, too.

Systematic measurements, as well as microclimatic and floristic examinations, have been started with the aim to improve the inside microclimate (by routine ventilation in the cave, and sprinkling on the surface), to remove present growth and, maybe, ell-

minate or retard future growth (by periodical closure of the cave, UV lighting and chemicals application).

Guiding problems, the education of visitors at the point of visit, or before visit, and the management of the cave environment are critically reviewed.

Translated by Janina Kosińska

Zbigniew Rubinowski

INFLUENCE DE LA FRÉQUENTATION TOURISTIQUE SUR
L'ÉTAT DE CONSERVATION DE LA GROTTE „RAJ” DANS
LES MONTAGNES DE SAINTE CROIX
(GÓRY ŚWIĘTOKRZYSKIE)

R é s u m é

Dans cet article on présente les résultats d'expériences effectuées pendant 3 ans au cours de l'expédition touristique de la grotte „Raj” dans les montagnes „Świętokrzyskie”. Cette grotte, pas trop grande, se développe sur 240 m et présente de belles concrétions. Elle a été découverte par hasard en 1963. Dès 1968 elle est protégée au titre de réserve naturelle et aussi comme un important site archéologique et paléontologique.

L'aménagement de la grotte a été terminé en 1972, puis ouverte au public. Grâce à sa position privilégiée (proximité de la route internationale E-7, Cracovie—Varsovie), la visite de la grotte a beaucoup de succès. Depuis 3 ans elle a reçu 500 000 visiteurs polonais et étrangers; la fréquence annuelle atteint 140 000 personnes environ.

Wojewódzkie Przedsiębiorstwo Turystyczne „Łysogóry” est son usager et wojewódzki konserwator przyrody avec le Comité Scientifique de Surveillance de la Réserve, spécialement appelé parmi le cercle des spécialistes, ont soin de la grotte.

L'auteur, exerçant la fonction de président du Comité de Surveillance, mentionné ci-dessus, discute les changements défavorables observés dans la grotte et son environnement depuis son exploitation. Mais ce sont les changements statiques du micro-climat à l'intérieur de la grotte qui suscitent la plus grande inquiétude. Ils se relèvent: par une augmentation de la température dont les variations originelles de 5,5°C à 8°C sont actuellement passées de 9°C—12,4°C, par la baisse périodique de l'humidité de l'air qui diminue parfois jusqu'à 80% et par l'accroissement de la teneur de CO, CO₂ et SO₂ dans la composition de l'air.

Le résultat inquiétant de ces changements est la corrosion superficielle des concrétionnements qui se produit dans toute la grotte. Ces formations se recouvrent d'enduits poussiéreux de carbonate de calcium.

Un autre indice défavorable est l'apparition des plantes inférieures (algues, cyanoses, mousses) qui se prolifèrent au voisinage

de la lumière artificielle des projecteurs contaminent les concrétionnements. Les détériorations mécaniques des concrétionnements effectuées par les touristes ne sont pas relativement grandes.

L'environnement à proximité de la grotte est dégradé par les touristes (la cueillette des plantes, la pollution du terrain e.t.c.) aussi que par l'industrie se développant dans le voisinage (deux grandes cimenteries).

Les causes de ces modifications défavorables ont été analysées et on a prescrit un programme de prévention. Ce programme consiste principalement dans la limitation du nombre des visiteurs de la grotte à 120 000 personnes par mois. On réglemente le temps des visites, leur fréquence et le nombre des groupes des touristes. Des mesures systématiques et des recherches microclimatiques et botaniques ont déjà été entreprises ce qui permettra d'élaborer des méthodes pour l'amélioration des conditions du micro-climat de la grotte (ventilation périodique, irrigation artificielle de la surface du terrain au-dessus de la grotte) et pour lutter contre le développement de la végétation à l'intérieur de la grotte (périodes plus longues sans touristes dans la grotte, irradiation ultraviolette et utilisation de produits chimiques). Le problème des visites guidées, de l'aménagement, des abords de la grotte, de la publicité et de l'information est aussi discuté d'une manière critique.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Kopalny kras ze środkowoplejstoczeńskimi szczątkami kręgowców w Drabach koło Działoszyna

Treść: Na górze Draby stwierdzono 5 stanowisk krasowych ze szczątkami kręgowców. Starsze pliocenско-staroplejstoczeńskie stanowiska (Draby 1 i 2) są tylko zasygnalizowane. Młodsze stanowiska (Draby 3, 4 i 5), zawierające osady wielkiego interglacjalu ze szczątkami *Ursus spelaeus* opisano, szczątki kostne zbadano paleontologicznie, a na podstawie uzyskanych wyników odtworzono rozwój form krasowych w plejstocenie.

Wstęp

Wypełnienia form krasowych zawierających szczątki kręgowców na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej są bardzo liczne. Pierwsze odkrycia stanowiły sensację, dokonywano ich sporadycznie: Węże 1 (Samsonowicz, 1934), Podlesice (Kowalski, 1951). Później zaczęły się mnożyć bardzo szybko, głównie w rezultacie szczegółowego kartowania geologicznego (Z. Mossoczy, A. Wierzbowski, R. Więckowski) i systematycznych badań archeologicznych (W. Chmielewski, J. K. Kozłowski). Obecnie znamy kilkadziesiąt takich stanowisk; stopień ich opracowania jest bardzo różny. W literaturze wyjątkowo można znaleźć opracowania geologiczne (Samsonowicz, 1934; Mossoczy, 1959), częściej są to studia paleontologiczne niektórych gatunków bądź większych jednostek systematycznych, albo też tylko wzmianki w pracach przeglądowych. Wydaje się jednak niezbędne dążenie do kompleksowych opracowań zespołowych, w których będą zamieszczone materiały geologiczne i paleontologiczne, a wnioski

przez to lepiej udokumentowane (por. Głazek, 1973).

Śród znanych dotychczas stanowisk krasowych faun kręgowców większość starszych, reprezentujących przedział czasu pliocen — najstarszy plejstocen, grupuje się pomiędzy Częstochową a Działoszynem. Natomiast stanowiska górnoplejstoczeńskie i holocenyjskie znane są z jaskiń i schronisk podskalnych pomiędzy Częstochową a Krakowem; były one odkrywane i opracowywane w ramach badań archeologicznych. Dotychczas w Polsce nie znano fauny kręgowców ze stanowisk krasowych wieku środkowoplejstoczeńskiego, które reprezentuje opisywane tu stanowisko Draby 3.

Zagadnienia wieku i sytuacji paleogeograficznej stanowisk faun kręgowców w rejonie Działoszyna omówiono w zespołowym referacie¹ otwierającym VIII Ogólnopolskie Sympozjum Speleologiczne w Częstochowie oraz demonstrowano je w terenie (por. Głazek, 1971; Kopacz, Skalski, 1971). Niektóre

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

Andrzej Sulimski, Zakład Paleozoologii Polskiej Akademii Nauk, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

Adam Szyrkiewicz, POLTEGOR, ul. Rosenbergów 25, 51-616 Wrocław

Tadeusz Wysoczański-Minkowicz, Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

¹ Obok autorów w przygotowaniu wspomnianego referatu brali udział A. Wierzbowski i J. Bednarek.

z tych zagadnień zostały następnie rozwinięte w wielu publikacjach (Głazek, 1973; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975; Szyrkiewicz, 1975b, 1977). Stanowisko Draby 3 było demonstrowane na XIII Zjeździe Polskiego Towarzystwa Geograficznego przez A. Szyrkiewicza (1975a)².

Charakterystycznym elementem w krajobrazie północno-wschodniej części Wyżyny Wieluńskiej są niewielkie wzgórza zbudowane z wapieni górnojurajskich, wznoszące się do 50 m nad otaczające je powierzchnie zasypania czwartorzędowego. Deniwelacje stropu wapieni są dwukrotnie większe, gdyż pomiędzy wzniesieniami, w obniżeniach, miąższość osadów czwartorzędowych sięga kilkudziesięciu metrów (Krzemiński, 1974; Szyrkiewicz, 1977). Jednym z takich wzniesień jest góra Draby, gdzie znaleziono liczne formy krasowe wypełnione osadami zawierającymi szczątki kręgowców. Formy te oznaczono kolejnymi numerami: Draby 1, Draby 2, Draby 3, Draby 4 i Draby 5 (por. Szyrkiewicz, 1975a, 1977). Dwa pierwsze stanowiska odkrył A. Wierzbowski podczas kartowania geologicznego, następne A. Szyrkiewicz w czasie badań geomorfologicznych.

Ponieważ stanowisko Draby 3 odbiega wyraźnie wiekiem od dotychczas znanych stanowisk faun kręgowców na Wyżynie Krakowsko-Wieluńskiej, postanowiono opracować je w pierwszej kolejności. Badania były częściowo finansowane przez Instytut Geograficzny Uniwersytetu Łódzkiego, w którym pracował jeden z autorów (A. Szyrkiewicz).

Wyrażamy wdzięczność A. Wierzbowskiemu za wiele cennych wskazówek i udostępnienie materiałów przez niego zebranych. K. Szpili i A. Wiewiórze autorzy dziękują za wykonanie analizy termicznej i rentgenostrukturalnej próbki z warstwy zawierającej szczątki kostne.

² Rozszerzone opracowanie reprezentatywnego stanowiska Draby 3 zostało przedstawione w następnej pracy autorów: *Middle Pleistocene karst deposits with Ursus spelaeus at Draby near Działoszyn, Central Poland* (Acta Geol. Polon., vol. 26, nr 3, s. 451–466, Warszawa 1973).

Sytuacja geologiczno-geomorfologiczna

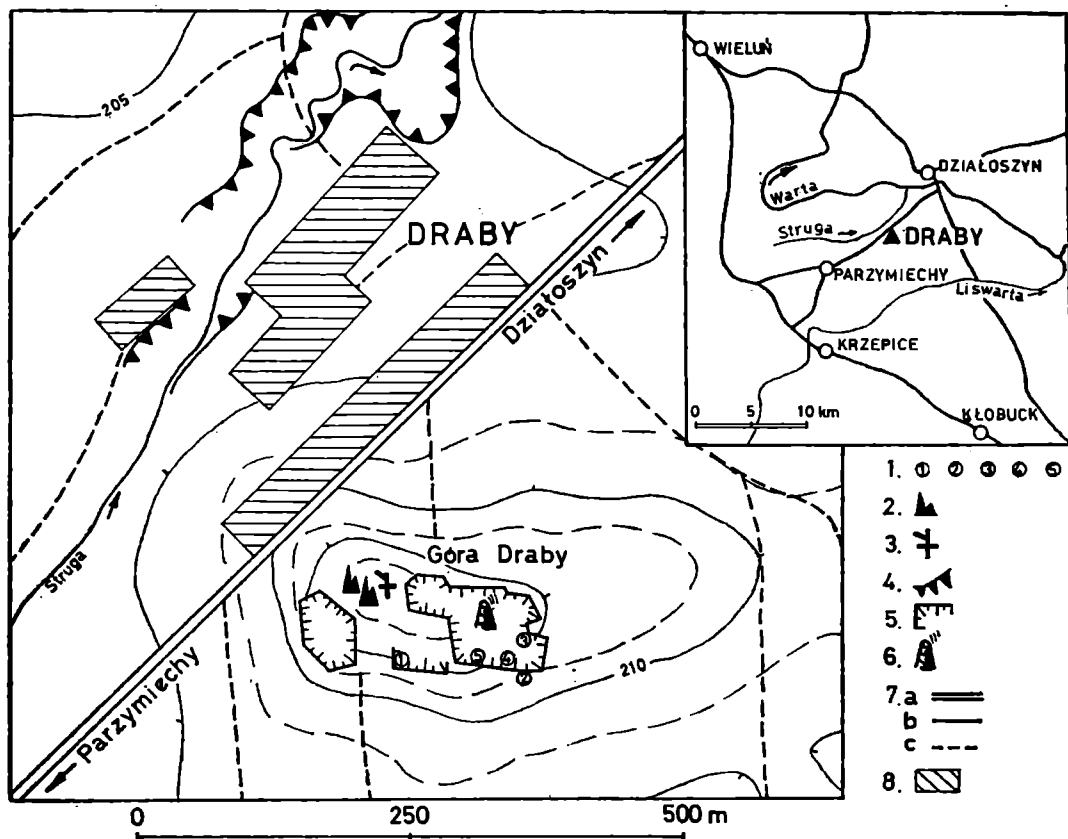
W pobliżu wsi Draby, po południowej stronie drogi z Działoszyna do Parzymiechów, położona jest góra Draby o wysokości 222,5 m n.p.m., wznosząca się nad powierzchnią sandrową pochodzącą ze stadiału Warty zlodowacenia środkowopolskiego (Krzemiński, 1974), a osiągającą w tym miejscu wysokość 210 m n.p.m. (ryc. 1).

Badania A. Wierzbowskiego (wiadomość ustna) wykazały, że góra Draby zbudowana jest z wapieni skalistych i uławiconych z krzemieniami najwyższego oksfordu środkowego (poziom *bifurcatus*), silnie spękanych i poprzecinanych uskokami o kierunkach NE-SW, NW-SE, N-S i E-W o zrzutach rzędu paru metrów. Do wymienionych kierunków tektonicznych nawiązuje współczesny kształt wzgórza oraz liczne formy krasowe, takie jak: jaskinia Ewy o głębokości około 10 m, długości korytarzy 20 m, założona na szczelinach o azymutach 0° i 90°, leje krasowe i poszerzone przez procesy krasowe szczeliny wypełnione osadami zawierającymi niekiedy szczątki kostne.

Wszystkie omawiane tu stanowiska kopalnego krasu znajdują się na południowych i południowo-wschodnich zboczach wzgórza (ryc. 1) i są przykryte gruzowymi pokrywami zboczymi o miąższości rzędu 2 m. W pokrywach tych rozwinięta jest najmłodsza generacja form krasowych w postaci drobnych (do około 20 cm głębokich) kieszeni wypełnionych jasnobrązowymi glinkami i szarymi piaskami. Na tych drobnych kieszeniach krasowych lub wprost na warstwie gruzu zbocowego leży współczesna warstwa próchniczna, silnie piaszczysta (por. ryc. 2, 3 i 4 oraz pl. 1, 2 i 3).

Charakterystyka kopalnych form krasowych

Stanowisko Draby 1 (ryc. 1) znajduje się na wysokości 214,5 m n.p.m. w zachodniej części kamieniołomu położonego na południowym stoku wzgórza. Jest to fragment zniszczonej jaskini o długości 6 m, średnicy 2,5 m i głębokości 2 m, wypełnionej ceglastym piaskowcem wapnistym z kośćmi, przykrytym



Ryc. 1. Szkic lokalizacyjny stanowisk krasowych na górze Draby:

1 — stanowiska paleontologiczne, 2 — skałki wapienne, 3 — schemat korytarzy w jaskini Ewy, 4 — podcięcia erozyjne, 5 — ściany kamieniołomów, 6 — piec do wypalania wapna, 7 — drogi (a, b — bite, c — polne), 8 — zabudowania

Fig. 1. Sketch-map of the fossil karst localities on the Draby hill:

1 — paleontological localities, 2 — limestone buttes, 3 — scheme of passages in the Ewa Cave, 4 — erosional escarpments, 5 — quarry escarpments, 6 — limekiln, 7 — ways (a, b — roads, c — cart-roads), 8 — buildings

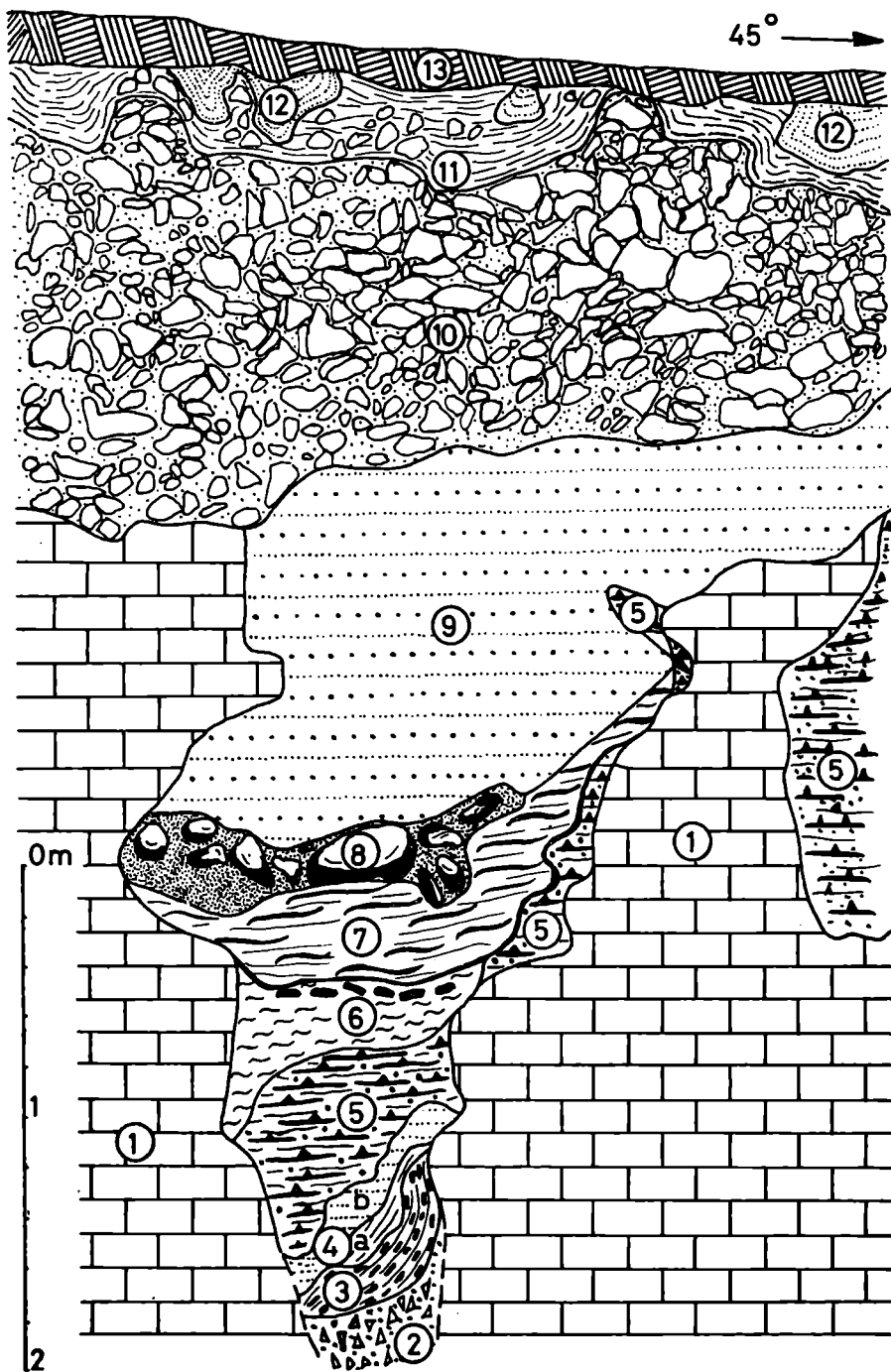
grubokrystalicznymi polewami naciekowymi, a podesłanym gruzem krzemionym. W starsze i scementowane kalcytem osady wnikają do spągu profilu, wzdłuż powierzchni korozyjnych, czerwone piaski z kośćmi drobnych ssaków.

Stanowisko Draby 2 stanowi fragment jakiejś większej formy krasowej znajdującej się na południowo-wschodnim stoku wzniesienia na wysokości 212 m n.p.m. (ryc. 1), gdzie w zagłębieniu znaleziono czerwone piaskowce z kośćmi drobnych ssaków. Przypuszczalnie jest to stanowisko podobne do wyżej opisanego stanowiska Draby 1.

Stanowisko Draby 3 jest częścią jaskini wy-

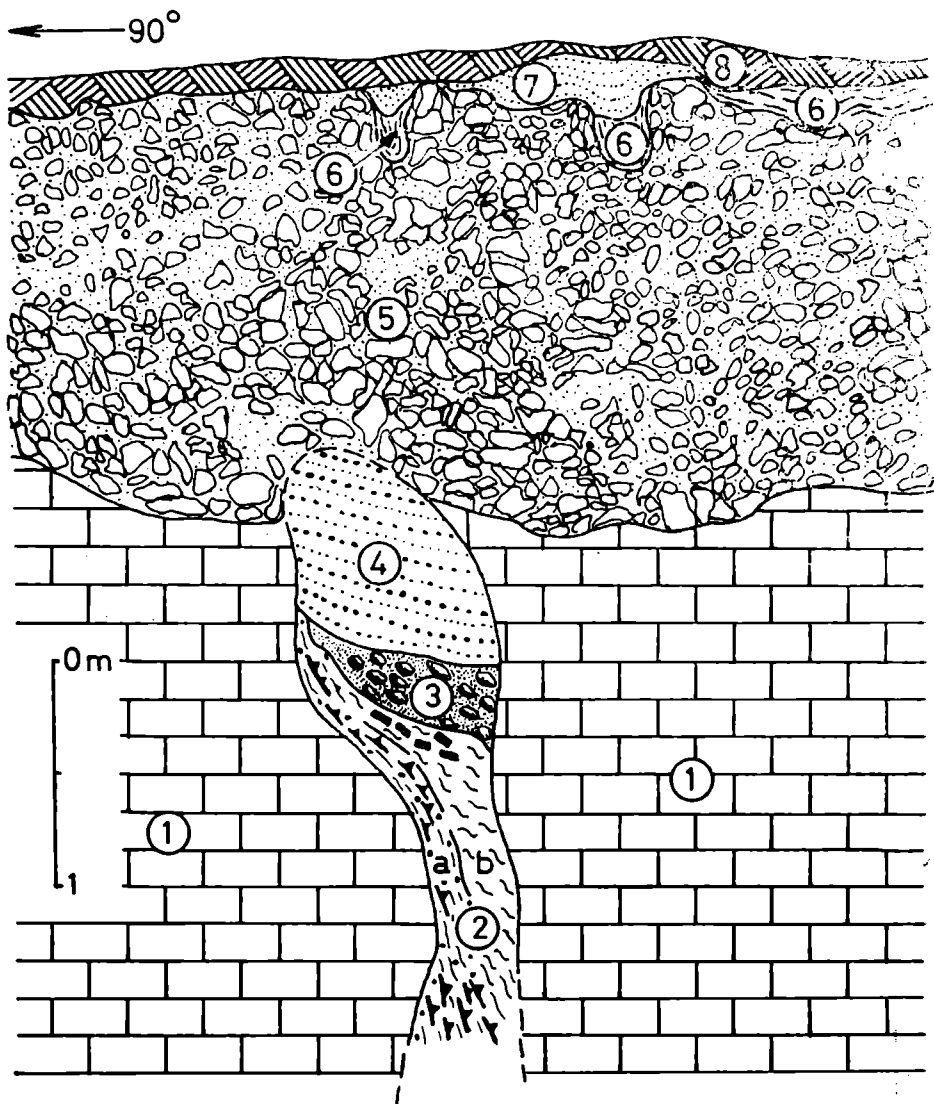
pełnionej warstwowanymi osadami (ryc. 2, pl. 1), wśród których stwierdzono warstwę obfitującą w kości niedźwiedzi (warstwa 6 na ryc. 2 i pl. 1). Jest to przekrój poprzeczny zawałonego korytarza jaskini rozwiniętej w wapieniach skalistych wzdłuż szczelin o kierunkach 45° i 140° . Stanowisko to znajduje się w południowo-wschodniej części kamieniołomu na wysokości 215 m n.p.m. (ryc. 1).

Po przeciwnej stronie tego samego kamieniołomu, na wysokości 214 m n.p.m., znajduje się podobna, lecz mniejsza forma krasowa, którą oznaczono jako stanowisko Draby 4 (ryc. 1). Jest to zapewne przedłużenie w kie-



Ryc. 2. Profil stanowiska Draby 3:
1–13 — numery warstw opisanych w tekście; azymut profilu zaznaczono u góry

Fig. 2. Section of the locality Draby 3:
1–13 — numbers of layers described in the text, the azimuth of section is marked on the top



Ryc. 3. Profil stanowiska Draby 4:
1—8 — warstwy opisane w tekście; azymut profilu zaznaczono u góry

Fig. 3. Section of the locality Draby 4:
1—8 — numbers of layers described in the text; the azimuth of section is marked on the top

runku SW jednego z korytarzy tej samej jaskini, którą reprezentuje stanowisko Draby 3. W stanowisku Draby 4 nie odsłonięto spągu osadów, lecz występujące tu warstwy osadów wypełniających (warstwy 2—8 na ryc. 3 i pl. 2) wykazują cechy analogiczne do warstw 5—13 ze stanowiska Draby 3 (por. ryc. 2). W gruzełkowatej glinie (warstwa 2b), odpowiadającej warstwie 6 ze stanowiska Draby 3, znaleziono również szczątki kostne.

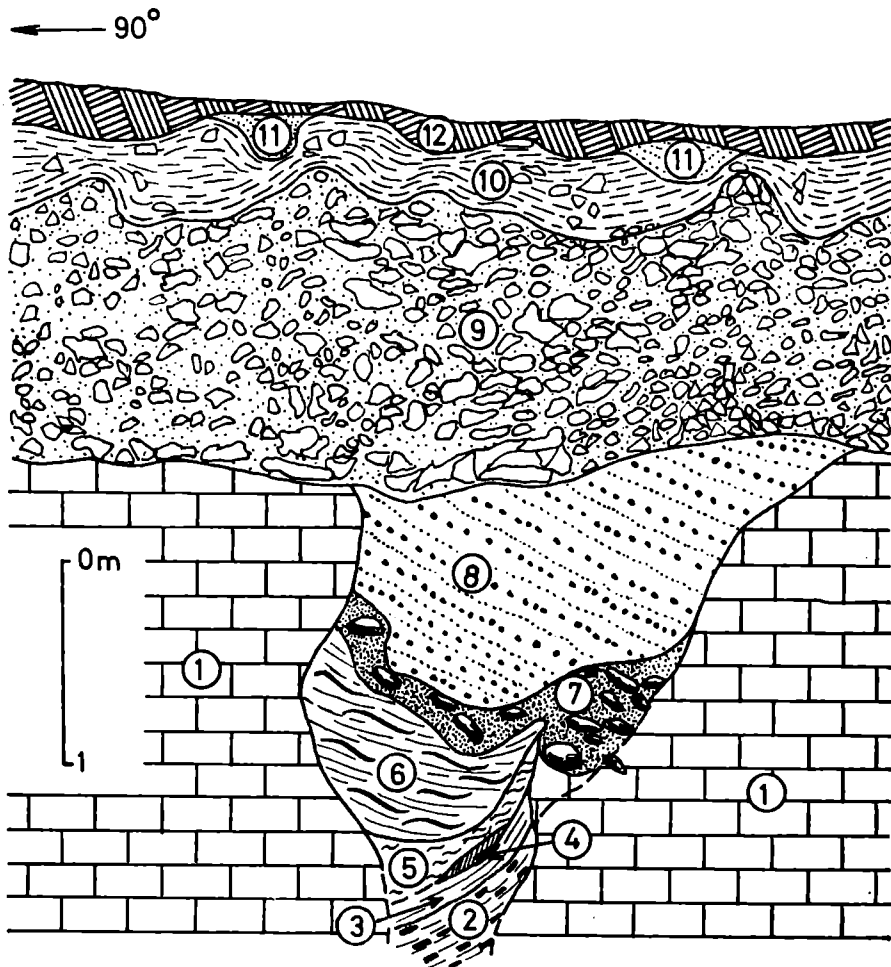
Okolo 10 m na zachód od stanowiska Draby 4, na tej samej ścianie kamieniołomu, na wysokości 216 m n.p.m. stwierdzono fragment zniszczonej jaskini (ryc. 1) o podobnym profilu osadów wypełniających jak w stanowiskach Draby 3 i 4. Stanowisko to nazwano

Draby 5. Zawiera ono drobne szczątki kostne w glinie (warstwa 5 na ryc. 4 i pl. 3) odpowiadającej warstwie 6 ze stanowiska Draby 3. Profil tego stanowiska jest prawie identyczny jak w stanowisku Draby 3.

Wymienione stanowiska szczątków kostnych na górze Draby reprezentują zapewne dwie różne generacje zapełniania osadami podziemnych form krasowych. Starsze wypełnienia mają osady o barwie czerwonoceglastej, silnie scementowane kalcytem (Draby 1 i Draby 2). Młodsze i zapewne jednowiekowe

stanowiska Draby 3, 4 i 5 wypełnione są żółto-brunatnymi luźnymi osadami piaszczysto-ilastymi. Trzy ostatnie stanowiska mogą być fragmentami jednego systemu jaskiniowego, który zostanie tu dokładniej scharakteryzowany na podstawie stanowiska Draby 3, ponieważ ono dostarczyło najwięcej materiału.

Trzeba jednak podkreślić, że istniała też trzecia faza wypełniania form krasowych, również zawierająca szczątki kostne, która jest reprezentowana w stanowisku Draby 1 przez luźne piaski zabarwione czerwono.



Ryc. 4. Profil stanowiska Draby 5:
1—12 — warstwy opisane w tekście; azymut profilu zaznaczono u góry

Fig. 4. Section of the locality Draby 5:
1—12 — numbers of layers described in the text, the azimuth of section is marked on the top

a wypełniające rozmycia w obrębie starszych, scementowanych kalcytem, osadów jaskiniowych. Faza ta jest więc młodsza od tych scementowanych osadów, a starsza od osadów wypełniających formy krasowe stanowisk Draby 3, 4 i 5.

Opis profilów w stanowiskach Draby 3, 4 i 5

Profile badanych stanowisk zostały przedstawione na ryc. 2, 3 i 4 oraz odpowiadających im fotografiach (pl. 1, 2 i 3). Miąższości poszczególnych warstw są zmienne, co widać na załączonym materiale ilustracyjnym.

Wszystkie stanowiska są rozwinięte w wapieniach skalistych przechodzących w uławiczone. Wapienie te są dość silnie skrasowiałe, powierzchnia ich nosi ślady korozji, a w stropie stopniowo przechodzą w rumosz nie przemieszczony, pomiędzy który wnikają piaski i żwiry fluwioglacjalne tworzące górną część wypełnień form krasowych (por. lewa strona na pl. 1). Na planszach 1—3 i rycinach 2—4 wapienie te są oznaczone jako warstwa 1.

W profilu wypełnienia stanowiska Draby 3, na samym dnie, odsłonięto warstwę gruzu krzemiennego stanowiącego residuum otaczających wapieni z krzemieniami (warstwa 2 na ryc. 2 i pl. 1). Gruz ten powleczony jest ciemnym nalotem uwodnionych tlenków żelaza i manganu. Powyżej, lecz bez ostrej granicy, występuje brunatnoczarna warstwa iłu gruzełkowatego niewapnistego, przepojonego uwodnionymi tlenkami żelaza i manganu z owalnymi konkreccjami żelazisto-manganowymi („ruda bobowa”) osiągniętymi średnicę do 1 cm. Jest to warstwa 3 w stanowisku Draby 3 (ryc. 2 i pl. 1) oraz warstwa 2 w profilu stanowiska Draby 5 (ryc. 4 i pl. 3). Następną warstwę (4a na ryc. 2 i pl. 1) tworzą warstewkowane szarozielonkawe lub szarozółtawe (różne odcienie w różnych warstewkach) muły wapniste z białymi okrucami skorodowanego wapienia i skupieniami pylastego węgla wapienia („lublinitu”). Warstwę tę stwierdzono także w stanowisku Draby 5 (warstwa 3 na ryc. 4 i pl. 3). Warstwowane muły przechodzą stopniowo ku górze w bezwęglanowe, żółte, drobnoziarniste, warstwowane piaski kwarcowe z niewielką do-

mieszką skaleni (warstwa 4b na ryc. 2 i pl. 1). Piasków tych brak w profilu stanowiska Draby 5 (ryc. 4 i pl. 3).

Na piaskach w profilu stanowiska Draby 3 lub wprost na wapnistych mułach warstwowanych w stanowisku Draby 5 leży zespół osadów gliniastych wyraźnie dwudzielnych; stwierdzono je też w stanowisku Draby 4. U dołu są to gruzełkowe gliny nieco wapniste o zabarwieniu ciemnobrunatnym, miejscami prawie czarnym, pochodzącym od uwodnionych tlenków żelaza i manganu.

W glinach tych występuje drobna domieszka piasku kwarcowego, krzemienie, skorodowane okrucy wapieni i ciemniejsze konkreccje „rudy bobowej”. Warstwa ta została stwierdzona w stanowisku Draby 3 (warstwa 5 na ryc. 2 i pl. 1) w najpełniejszym wykształceniu, w stanowisku Draby 5 w formie strzępu wyraźnie wzbogaconego w związki manganu (warstwa 4 na ryc. 4 i pl. 3) oraz w stanowisku Draby 4 jako smuga wzbogacona w związki manganu na wschodniej ścianie (2a na ryc. 3 i pl. 2). Na erozyjnej powierzchni ciemnej gliny (por. ryc. 2 i pl. 1) leży pylasta glina brązowożółta nierównomiernie spojona kalcytem w gruzły. Gлина ta zawiera ostrokrawędziste okrucy krzemieni, skorodowane okrucy wapieni i pokruszone kości dużych ssaków. Jak wykazały badania rentgenowskie i derywatograficzne, głównymi składnikami tej gliny są kalcyt, kwarc i getyt, a podrzędnymi minerały ilaste z grupy smektytu. Warstwa ta jest dobrze widoczna we wszystkich stanowiskach; w profilu stanowiska Draby 3 (warstwa 6 na ryc. 2 i pl. 1) znaleziono w niej dobrze zachowane fragmenty czaszki niedźwiedzia i wiele zębów (pl. 4), w stanowisku Draby 4 (warstwa 2b na ryc. 3 i pl. 2) nieco szczątków zapewne również niedźwiedzi, a w stanowisku Draby 5 (warstwa 5 na ryc. 4 i pl. 3) tylko drobne fragmenty pokruszonych kości.

Powyżej warstwy z kośćmi występują laminowane białe pyły silnie wapniste z okrucami skorodowanych wapieni. Dolna granica tej warstwy jest ostra i chociaż ma charakter zgodny z ugięciem niżej leżących warstw, to jednak wykazuje pewną niezgodność w stosunku do niżej leżących osadów gliniastych z kośćmi. Warstwa ta jest silnie zerodowana przed osadzeniem następnej warstwy. Erozja

spowodowała, że w stanowisku Draby 4 zupełnie brak omawianej warstwy, w stanowisku Draby 5 jest ona zachowana tylko we wschodniej części formy krasowej (warstwa 6 na ryc. 4 i pl. 3), dobrze zachowana jest natomiast jedynie w stanowisku Draby 3 (warstwa 7 na ryc. 2 i pl. 1).

Na starszych osadach, wykazujących wyraźne ugięcia ku centrum form krasowych, na nierównej erozyjnej powierzchni, dodatkowo skomplikowanej grzęzieniem cięższego materiału, leży jednolita we wszystkich stanowiskach warstwa bloków wapiennych i gruzu krzemienego. Bloki wapienne są zaokrąglone przez korozję i często powleczone czarnymi naskorupieniami (do 3 mm grubości) uwodnionych tlenków żelaza i manganu. Pomiędzy blokami i gruzem występuje piaszczysto-gliniasty osad. Warstwa ta jest widoczna we wszystkich formach krasowych (3 na ryc. 2 i pl. 1; 4 na ryc. 3 i pl. 2 oraz 7 na ryc. 4 i pl. 3).

Górną część form krasowych wypełniają skośnie warstwowane piaski nierównoziarniste ze żwirem, zawierające obfity materiał krystaliczny, skalenie i biotyt, będące typowym osadem fluwioglacjalnym. Są to piaski bezwapienne, złożone przez wody o silnym prądzie. Wnikają one w szczeliny otaczających wapieni na całej przestrzeni kamieniołomu. Miąższość piasków w stanowisku Draby 3 (9 na ryc. 2 i pl. 1) osiąga 1,5 m, w stanowiskach Draby 4 (4 na ryc. 3 i pl. 2) oraz Draby 5 (8 na ryc. 4 i pl. 3) jest mniejsza i wynosi około 1 m.

Wszystkie opisane formy przykrywa warstwa gruzu wapiennego, ostrokrawędzistego, ułożonego bezładnie i przemieszanego z okruciami krystalicznych skał północnych. Gruz jest przemieszany z piaskiem kwarcowym i spojony białym pylastym węglanem wapnia. Warstwa ta we wszystkich stanowiskach ma podobną miąższość: 1, 8—1,5 m (por. 10 na ryc. 2 i pl. 1, 9 na ryc. 3 i pl. 2 oraz 5 na ryc. 4 i pl. 3). Na warstwie gruzu rozwinięte są drobne formy krasowe wypełnione jasnobrązową piaszczystą gliną zwietrzelinową (11 na ryc. 3 i pl. 1, 6 na ryc. 3 i pl. 2, 10 na ryc. 4 i pl. 3) i jasnymi piaskami, zachowanymi tylko w kieszeniach krasowych (odpowiednio warstwy 12, 7 i 11 na kolejnych rysunkach i planszach). Wszystkie te utwory

przykrywa współczesny poziom próchniczny (warstwy 13, 8 i 12 na kolejnych rysunkach i planszach).

Szczątki kręgowców

Lepiej zachowane szczątki kręgowców, nadające się do paleontologicznego opracowania, zostały wydobyte ze stanowisk Draby 1 i Draby 3.

W stanowisku Draby 1, wśród szczątków kostnych występujących w ceglanych piaszkowcach, A. Sulimski oznaczył:

Myotis sp.

Hypolaemus sp.

Prospalax priscus (Nehring)

Mimomys cf. *stehlini* Kormos

Jest to więc stanowisko odpowiadające wykształceniem litologicznym i składem fauny starszym stanowiskom tego regionu (Węze 1, Węze 2, Rębielice Królewskie — por. Kowalski, 1974; Sulimski, 1962).

W stanowisku Draby 3 wydobyto dość liczne fragmenty kostne stanowiące zbiór różnych części jednej czaszki oraz nieliczne fragmenty drugiej, wyraźnie mniejszej, a ponadto dwie małe dolne szczęki i dość liczne zęby różnych kategorii. Wszystkie te szczątki należą do niewielkiego niedźwiedzia. Kości są połamane, a charakter powierzchni i sposób występowania świadczą, że kości te były połamane w osadzie, zapewne *post mortem* w czasie transportu i sedymentacji. Na kościach brakuje śladów obtoczenia, dlatego wykluczony jest dłuższy transport wodny. Kości są kruche i zabarwione na kremowo. Przemywanie residuum po odpreparowaniu kości nie wykazało obecności szczątków drobnych kręgowców, które zazwyczaj towarzyszą szczątkom większych ssaków w stanowiskach krasowych.

Szczątki niedźwiedzia należą do co najmniej czterech osobników różniących się wiekiem osobniczym, z czego trzy były bardzo młode, prawdopodobnie jednoroczne. Razem z nimi występują szczątki młodego osobnika dojrzałego o wymiarach mniejszych od przeciętnych. Przypuszczalnie są to szczątki samicy młodej (3—4-letniej) z trzema młodymi (por. Kurlén, 1955, 1959; Malez, 1958). Do osobnika dorosłego (samicy) należy część podniebienna czaszki z zachowaną szczęką (okaz nr 1 — pl.

4, fot. 7) i wiele innych szczątków czaszki (na przykład okaz nr 8 — pl. 4, fot. 8). Do osobników młodych należy większość zębów (na przykład okazy nr 16, 17, 20 i 21 — pl. 4, fot. 1—4) i centralne części zuchw (na przykład okaz nr 4 — pl. 4, fot. 6), wnosząc z rozmiarów tych szczątków i doskonałego zachowania szkliva na powierzchniach tarcia zębów.

Wstępne badania szczątków kostnych wykazały, że należą one do niewielkiego rozmiarami niedźwiedzia z rodzaju *Ursus* Linnaeus, 1758, a sądząc po użębieniu i fragmentach czaszki do gatunku *Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth, 1794, reprezentowanego tu przez mniejsze formy zbliżone wymiarami do *Ursus deningeri* v. Reichenau (por. Kurtén, 1959). Przemawia za tym też obecność alveol P^3 . Ząb ten często zanika u *Ursus spelaeus*, jest natomiast dobrze rozwinięty u *Ursus deningeri*. Spotykany niekiedy u *Ursus spelaeus* uważany jest za cechę prymitywną lub atawistyczną (Malez, 1959).

Zagadnienie wieku krasu kopalnego

Przesłanki biostratigraficzne

Badania paleontologiczne pozwalają w przybliżeniu określić wiek warstw z kośćmi w stanowiskach Draby 1 i Draby 3. Występujące w stanowisku Draby 1 gatunki *Prospalax priscus* (Nehring) i *Miomys* cf. *stehlini* Kormos są znane wyłącznie ze stanowisk zaliczanych tradycyjnie do górnego pliocenu lub najstarszego czwartorzędu (Węże 1, Węże 2, Rębielice Królewskie — por. Kowalski, 1964, 1974; Sulimski, 1962, 1964); gatunków tych brak już w stanowiskach zaliczanych do kromeru. Zapewne wyginęły one w środkowej Europie w czasie pierwszej fali silnego ochłodzenia (Günz — por. Kurtén, 1960; Chaline, Michaux, 1974). Jest to więc stanowisko odpowiadające „biostratigraficznemu poziomowi” Csarnotian (por. Kretzoi, 1962; Tobien, 1970, 1972; Głazek, Sulimski, Wysoczyński-Minkowicz, 1975).

W stanowisku Draby 3 występuje *Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth o mniejszych wymiarach, przypominających wczesne

formy tego gatunku (por. Kurtén, 1959). Według B. Kurténa (1957, 1959) wyodrębnienie *Ursus spelaeus* nastąpiło w czasie zlodowacenia Mindel (krakowskiego), kiedy pojawiają się rzadkie i małe formy tego gatunku, dalszy zaś rozwój zaznaczał się stopniowym wzrostem wymiarów i liczebności populacji, a wymarcie stosunkowo dużych osobników nastąpiło u schyłku ostatniego zlodowacenia (Würm, bałtyckie). W ten sposób można stwierdzić, że stanowisko to musi należeć do **poziomu trwania** (ontozony) *spelaeus* obejmującego okres Mindel-Würm. Niewielkie rozmiary osobnika dorosłego wskazują na ciepły okres, gdyż takie osobniki dominują w interglacjalach, podczas gdy w glacialach spotyka się osobniki większych rozmiarów (Kurtén, 1959). Obecność P^3 może być jednak interpretowana bądź jako cecha prymitywna, wskazująca na wczesny okres rozwoju (Mindel-Holstein), bądź jako cecha atawistyczna mogąca się pojawiać później (Würm — por. Malez, 1959); dysponując skąpym materiałem badawczym, nie można dokładnie określić wieku tego stanowiska.

Datowanie kości metodami fluoro-chloro-apatytową i kolagenową

Jeden z autorów wykonał oznaczenia wieku 3 próbek kostnych ze stanowiska Draby 3 (tab. 1) metodami FCI/P i kolagenową (por. Wysoczyński-Minkowicz, 1969, 1973). Procentowa zawartość F, Cl i P_2O_5 we wspomnianych próbkach umożliwiła wyliczenie wskaźnika FCI/P w granicach 0,92—1,03. Po naniesieniu tych wartości na krzywą wiekową okazało się, że mieszczą się one w przedziale 320—500 tys. lat temu. Straty prażenia tych samych szczątków kostnych i wyznaczone na ich podstawie wskaźniki kolagenowe (9,0—9,8) są zbliżone do siebie, a tym samym dowodzą, że analizowane kości znajdują się na pierwotnym złożu, czyli są równowiekowe z zawierającym je osadem. Ogólnie biorąc, wartości wskaźnika kolagenowego wskazują na stosunkowo ciepły okres, wyraźnie cieplejszy od optimum Brörup, a podobnego rzędu jak optimum interglacjału eemskiego. W ten sposób datowanie kości metodą fluoro-chloro-apatytową wskazuje na wielki

interglacjał (=mazowiecki,=holsztyński), natomiast straty kolagenu na którąś z ciepłych faz tego interglacjału (tab. 1).

Przesłanki geologiczne

Interpretacja wykształcenia osadów i ich następstwa umożliwia nie tylko określenie warunków sedimentacji, lecz także bardziej szczegółowe skorelowanie wydzielonych warstw ze znanymi schematami następstwa procesów geologicznych na pobliskich obszarach (Cepek, 1967; Głazek, 1973; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975; Krzemiński, 1974; Madeyska-Niklewska, 1969; Różycki, 1972). Korelacja ta dostarcza więc wielu pośrednich przesłanek umożliwiających względne datowanie osadów wypełniających formy krasowe.

Warstwy złożone głównie z materiału pochodzącego ze skał krystalicznych (na przykład warstwy 4b i 9 na ryc. 2) muszą być wiązane z glacjałami. Bezwęglanowe warstwy (na przykład 2, 3, 4b, 5, 8 i 9 na ryc. 2) wskazują na okresy panowania klimatu wilgotnego, sprzyjającego wynoszeniu węgla wapnia przez obfite wody opadowe. Warstwy bogate w węglany (na przykład 4a, 6 i 7 na ryc. 2) świadczą o suchszym i cieplejszym klimacie. Ostrokrawędzisty gruz wapienny (na przykład warstwa 10 na ryc. 2) wskazuje na wietrzenie mrozowe. Spojenie tego gruzu pylastym węglanem wapnia można wiązać z wymarzaniem z roztworu fazy stałej w warunkach peryglacialnych. Warstwy obfitujące w tlenki manganu, a ubogie w węglany (na przykład 3, 5 i 8 na ryc. 2) musiały się osadzać stosunkowo powoli w warunkach silnie utleniających (wysoki potencjał Eh) przy dość wysokim pH. Przypuszczalnie osadzały się one w warunkach stosunkowo wilgotnego klimatu.

Dodatkowymi przesłankami mogą być stwierdzone w sekwencji osadów rozmoczenia i rozszerzenia form krasowych, wskazujące na okresy ożywienia erozji i denudacji chemicznej. W końcu mogą ułatwić interpretację zaburzenia warstw, które są jednak strukturami o różnej genezie i można je interpretować tylko w powiązaniu z licznymi innymi przesłankami.

Tabela 1

Table 1

Wyniki oznaczeń wieku kości *Ursus spelaeus* ze stanowiska Draby 3 metodami fluoro-chloro-apatytową i kolagenową
Results of dating of *Ursus spelaeus* bones from the locality Draby 3 with the fluorine-chlorine-apatite and collagen methods

Laboratoryjny nr próbki (Laboratory N° of sample)	F425P	F426P	F427P
Rodzaj fragmentu kostnego [Kind of bone fragment]	pokrywa czaszki (cranium roof)	pokrywa czaszki (cranium roof)	kość długa (limb bone)
F [% wag.] [weight %]	0,92	1,03	1,32
Cl [% wag.] [weight %]	0,015	0,015	0,011
P ₂ O ₅ [% wag.] [weight %]	38,9	38,9	38,2
$\frac{\% F}{\% P_2O_5} \cdot 10^2$	2,37	2,65	3,46
$\frac{\% Cl}{\% P_2O_5} \cdot 10^3$	0,39	0,39	0,29
$\frac{\% F \% Cl}{(\% P_2O_5)^2} \cdot 10^5$	0,92	1,03	0,97
Straty prażenia w temp. 800°C [% wag.] (Burning loss [in weight %] at 800°C)	9,3	10,0	9,4
Wskaźnik kolagenowy (Collagene coefficient)	9,8	9,0	9,6
Charakter klimatu (Character of climate)	ciepły (warm)	ciepły (warm)	ciepły (warm)
Stratygrafia (Stratigraphy)	Interglacjał wielki, młodsze optimum, około 320–380 tys. lat (Great Interglacial, younger optimum, c. 320–380 thousands years B.P.)		

Rozwój procesów krasowych

Przedstawione dane pozwalają odtworzyć rozwój procesów krasowych na wzgórzu Draby i skorelować go z przebiegiem procesów gradacyjnych w tym rejonie.

Powstanie starszego zespołu form krasowych (Draby 1 i 2) miało miejsce w pliocenie, w którejś z wilgotnych faz stosunkowo ciepłego klimatu, kiedy silna denudacja chemiczna spowodowała utworzenie starszego zespołu jaskiń. Z tego okresu pochodzi też gruz rezydualny występujący pod warstwą z kośćmi w stanowisku Draby 1. Później, w zmienionych warunkach klimatycznych, stosunkowo suchych, przypuszczalnie o charakterze stepowym, osadziła się ceglasta warstwa z kośćmi, przykryta polewami naciekowymi. Fauna oznaczona z tej warstwy wyznacza wiek zapełniania jaskiń na pogranicze pliocenu i plejstocenu. Stanowisko to odpowiada najprawdopodobniej III cyklowi ze stanowiska Węże 1 (por. Głazek, 1973; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975; Szynkiewicz, 1977) i jest zbliżone wiekiem do stanowisk Węże 2, Rębielice Królewskie i Podlesice. Wyraźne ślady rozmycia starszych warstw w stanowisku Draby 1 można wiązać z ożywieniem denudacji chemicznej w dolnym plejstocenie.

Młodszy zespół form krasowych, stanowiący prawdopodobnie trzy różne fragmenty jednego systemu jaskiniowego (Draby 3, 4 i 5), powstał w czasie intensyfikacji denudacji chemicznej w plejstocenie. Z tego okresu pochodzi też warstwa gruzowa (2 na ryc. 2), która może odpowiadać ożywieniu denudacji chemicznej w czasie zlodowacenia podlaskiego (Günz). Powstała wówczas jaskinia była następnie zapełniana osadami w środkowym plejstocenie, który reprezentują warstwy 3—7 na ryc. 2 i odpowiadające im warstwy w stanowiskach Draby 4 (2 na ryc. 3) i Draby 5 (2—6 na ryc. 4). Najstarszy interglacjał zaznaczył się w postaci osadzenia warstwy ciemnego łu z konkrecjami żelazisto-manganowymi (3 na ryc. 2 i 2 na ryc. 5). Przypuszczalnie schyłek tego interglacjału i starszą część zlodowacenia krakowskiego (Mindel, Elstery) reprezentują muły wapniste (warstwa 4a na ryc. 2 i warstwa 3a na ryc. 4). W stanowisku Draby 3 są one przykryte piaskami bezwapiennymi (warstwa 4b na ryc. 2),

których brak w profilu stanowiska Draby 5 świadczy o erozji, jaka nastąpiła po osadzeniu piasków. Piaski te i erozję można wiązać ze zlodowaceniem krakowskim. Brak warstwy gruzowej z tego okresu mógł być spowodowany izolacją statyczną jaskini przez wieczną zmarzlinę i zapełnienie lodem pustek krasowych pod lodowcem. Osadzanie piasków pochodzących z powierzchniowych osadów lodowcowych miało miejsce przypuszczalnie podczas deglacjacji zlodowacenia krakowskiego. Następnie po ustąpieniu lądolodu krakowskiego doszło do silnego rozszerzenia jaskini, co jest najlepiej widoczne na ryc. 2. Erozję tę można wiązać z młodszymi fazami zlodowacenia krakowskiego (G II+1 i G II++2).

Szeroko rozwinięta we wszystkich omawianych stanowiskach warstwa gruzełkowatych glin ciemnobrunatnych z konkrecjami żelazisto-manganowymi (warstwa 5 na ryc. 2, 2a na ryc. 3 i 4 na ryc. 4) odpowiada prawdopodobnie okresowi silnej denudacji chemicznej na początku interglacjału wielkiego (Holstein, J II/III). Po tym okresie nastąpiła ponownie erozja prawdopodobnie wywołana pewnym ochłodzeniem. Wskutek tego nastąpiło rozdzielanie warstw (4 i 5 na ryc. 4). Zaznaczyła się ona również w profilu stanowiska Draby 3 (pomiędzy warstwą 5 i 6 na ryc. 2).

Wyżej leżąca warstwa (6 na ryc. 2, 2b na ryc. 3 i 5 na ryc. 4) zawierająca kości niedźwiedzi, odpowiada młodszemu ociepleniu wielkiego interglacjału (Holstein, J II/III+1). Później zaznaczyła się jeszcze raz w jaskini niewielka erozja (pomiędzy warstwami 6 i 7 na ryc. 2), którą można wiązać z ochłodzeniem rozdzielającym ocieplenia młodszej części interglacjału wielkiego (J II/III+1 i J II/III+2 w klimatostratygraficznym schemacie S. Z. Różyckiego, 1972). Z ostatniego ocieplenia tego interglacjału pochodzi prawdopodobnie warstwa białych pyłów wapnistych (7 na ryc. 2, 6 na ryc. 4).

Wszystkie dotychczas omawiane warstwy zostały silnie zerodowane i zaburzone (por. ryc. 2—4). Ożywienie erozji można wiązać z początkiem zlodowacenia środkowopolskiego, kiedy to w warunkach chłodnego i wilgotnego klimatu nastąpiło silne poszerzenie jaskiń (ryc. 4) i były erodowane starsze osady znajdujące się w nich. Maksymalne sta-

dium zlodowacenia środkowopolskiego (Radomki, Odry, G II max) prawdopodobnie znów zaznaczyło się zakonserwowaniem jaskini w wiecznej zmarzlinie, lecz nadwątlony przez egzarcję strop jaskini runął w czasie deglacjacji tego stadium. Bloki wapieni tkwiące w osadach piaszczystych stanowią resztki tego stropu (warstwy: 8 na ryc. 2; 3 na ryc. 3 i 7 na ryc. 4). Osady tej warstwy wykazują ślady korozji bloków wapiennych i obecność na nich skorup żelazisto-manganowych, co można wyjaśnić procesami wietrzeniowymi na powierzchni w okresie interstadiału Piliicy (Rügen-Warmzeit, G II max/G II+1). Interstadiał ten na całym sąsiednim obszarze zaznaczył się w formie silnej erozji, nie pozostawiając jednak większych osadów (Kręmiński, 1974). Część zaburzeń starszych warstw, a szczególnie wciskanie się w starsze osady warstwy piasków z blokami (por. ryc. 2 i 4), można wiązać przypuszczalnie z rozwojem peryglacialnych procesów na przedpolu nasuwającego się lądolodu stadium warciańskiego.

Następny okres rejestrują typowe piaski i żwiry fluwioglacjalne, wypełniające wszystkie formy do wysokości stropu otaczających wapieni (warstwy: 9 na ryc. 2, 4 na ryc. 3 i 8 na ryc. 4). Są to zachowane fragmenty spągowej partii osadów sandrowych stadium Warty, które zapewne nie przykryło góry Draby, lecz zasypało ją piaskami fluwioglacjalnymi (por. Kręmiński, 1974).

Interglacjał eemski zaznaczył się na tym obszarze erozją pokryw sandrowych i rozwojem procesów zboczowych przy wzmożonej denudacji chemicznej, dlatego jego osadów praktycznie nie znajdujemy na wzniesieniu.

Pokrywę gruzu wapiennego, przemieszaną z piaskami i głazami skandynawskimi (warstwy: 10 na ryc. 2, 5 na ryc. 3 i 9 na ryc. 4), należy wiązać z silnym rozwojem procesów peryglacialnych w czasie ostatniego zlodowacenia. Warstwa ta zapewne odpowiada grubej warstwie gruzowej obserwowanej w przyotworowych partiach jaskiń i w schroniskach podskalnych Wyżyny Krakowskiej (por. Madeyska-Niklewska, 1969). Trzeba podkreślić, że w obu przypadkach występuje seria gruzowa o podobnej miąższości; jest to okres wzmożonego rozwoju peryglacialnych pokryw stokowych w całej środkowej Polsce (por. Różycki, 1972).

Holocenijski rozwój procesów krasowych zaznaczył się tworzeniem gleby na warstwie rumoszu peryglacialnego, w którym wytworzył się zespół drobnych kieszeni krasowych wypełnionych glinami zwietrzelinowymi i piaskami z przemycia warstwy gruzowo-piaszczystej (por. warstwy: 11 i 12 na ryc. 2, 6 i 7 na ryc. 3 oraz 10 i 11 na ryc. 4). Jednocześnie z tworzeniem się tego lapiazu glebowego (*soil lapies*) rozwinęła się warstwa próchniczna (13 na ryc. 2, 8 na ryc. 3 oraz 12 na ryc. 4).

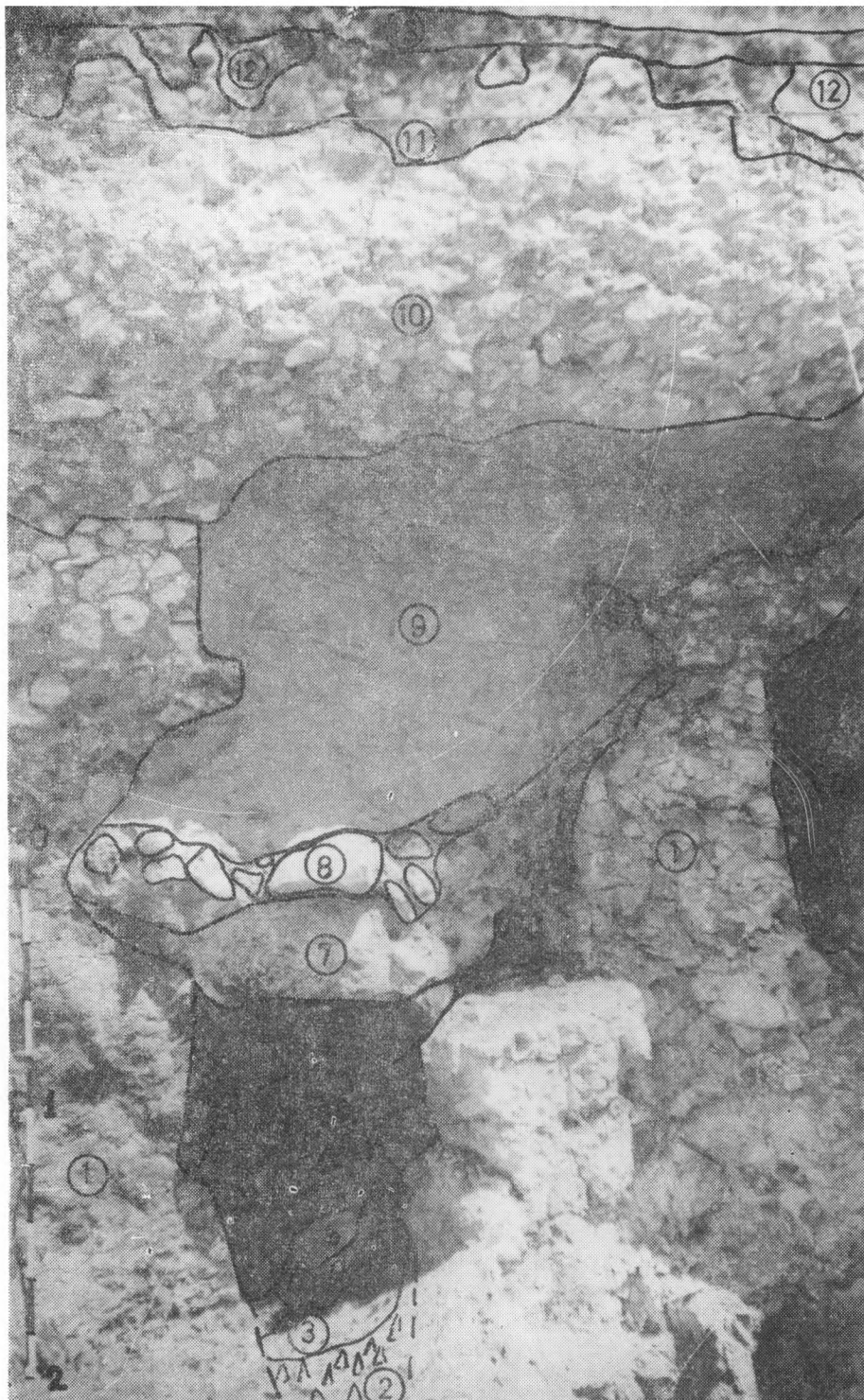
Podsumowanie

Przeprowadzone badania kopalnego krasu na górze Draby koło Działoszyna wykazały istnienie dwóch faz rozwoju jaskiń. Starsza, reprezentowana przez stanowiska Draby 1 i Draby 2, pochodzi z pliocenu; została wypełniona osadami na pograniczu pliocenu i plejstocenu. Młodsza faza (stanowiska Draby 3, 4 i 5) rozwinęła się prawdopodobnie w czasie interglacjału kromerskiego, wypełniana była osadami jaskiniowymi w wielkim interglacjale, a w czasie zlodowacenia środkowopolskiego uległa zniszczeniu.

LITERATURA

- Cepek, A. G., 1967: Stand und Probleme der Quartärstratigraphie in Nordteil der DDR, Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A, 12, 3/4: 375—404, Berlin.
- Chaline, J., Michaux, J., 1974: Les Ronceurs du Pléistocène inférieur de France, Mém. B. R. G. M., 78: 89—97, Gap.
- Głazek, J., 1971: VIII sympozjum speleologiczne w Częstochowie, Speleologia, 6, 1—2: 67—69, Warszawa.
- Głazek, J., 1973: Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych, Przegl. Geol., 21, 10: 517—523, Warszawa.
- Głazek, J., Sulimski, A., Wysoczyński-Minkowicz, T., 1975: On the stratigraphic position of Weże 1 locality (Middle Poland), 6^e Congr. Intern. Spéléologie, Actes, Olomouc 1973, vol. I: 435—442, Praha.
- Kopacz, J., Skalski, A. W., 1972: VIII Ogólnopolskie Sympozjum Speleologiczne, Przegl. Geol., 20, 5: 259—260, Warszawa.
- Kowalski, K., 1951: Brekcja nietoperzowa w Podlesicach koło Kroczyca, Zabytki przyr. nieożyw., 4: 38—40, Warszawa.

- Kowalski, K., 1964: Paleoeologia ssaków pliocenu i wczesnego plejstocenu Polski, *Acta Theriologica*, 8, 4: 73—88, Białowieża.
- Kowalski, K., 1974: The vertebrate fauna of the Upper Pliocene and Villafranchian in Poland. *Mém. B. R. G. M.*, 78: 197—202, Gap.
- Kretzoi, M., 1962: Fauna und Faunenhorizont von Csarnóta, *Földt. Int. Evi. Jel.*, 1959: 297—382, Budapest.
- Krzemiński, T., 1974: Geneza młodoplejstocenijskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej Warty, *Acta Geogr. Lodziensia*, 33: 1—167, Łódź.
- Kurtén, B., 1955: Sex dimorphism and size trends in the cave bear, *Ursus spelaeus* Rosenmüller & Heinroth, *Acta Zool. Fennica*, 90: 1—48, Helsingfors.
- Kurtén, B., 1957: The Bears and Hyenas of the Interglacials, *Quaternaria*, 4: 1—13, Roma.
- Kurtén, B., 1958: Life and death of the Pleistocene Cave Bear, *Acta Zool. Fennica*, 95: 1—59, Helsingfors.
- Kurtén, B., 1959: On the Bears of the Holstein Interglacial, *Acta Univ. Stockholmensis, Stockholm Contr. Geol.*, 2, 5: 73—102, Stockholm.
- Kurtén, B., 1960: Chronology and faunal evolution of the earlier European glaciations, *Commentationes Biol.*, 21, 5: 1—62, Helsingfors.
- Madeyska-Niklowska, T., 1969: Górnoplejstocenijskie osady jaskiń Wyżyny Krakowskiej, *Acta Geol. Polon.*, 19, 2: 341—392, Warszawa.
- Malez, M., 1958: Nekj noviji rezultati paleontološkog istraživanja pećine Veternice, *Palaeont. Jugoslavica*, 1: 1—24, Zagreb.
- Malez, M., 1959: Prilog poznavanju pećinskih medvjeda Čičarije u Istri, *Geol. Vjesnik*, 12: 95—113, Zagreb.
- Mossoczy, Z., 1959: Zagadnienia wieku jaskiń północnej części Jury Krakowsko-Wieluńskiej, *Speleologia*, 1, 4: 201—210, Warszawa.
- Różycki, S. Z., 1972: Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie, wyd. 2, PWN, 1—315, Warszawa.
- Samsonowicz, J., 1934: Zjawiska krasowe i trzeciorzędowa brekcja kostna w Węzłach pod Działoszynem, *Zabytki przyr. nieożyw.*, 3: 151—162, Warszawa.
- Sulimski, A., 1962: O nowym znalezisku kopalnej fauny kręgowców w okolicy Działoszyna, *Przegl. Geol.*, 10, 4—5: 219—223, Warszawa.
- Sulimski, A., 1964: Pliocene Lagomorpha and Rodentia from Węże 1 (Poland), *Acta Palaeont. Polon.*, 9, 2: 149—261, Warszawa.
- Szynkiewicz, A., 1975a: Draby — element rzeźby krasowej, [w:] *Przew. wycieczek XIII Ogólnopolskiego Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geograficznego*: 211—215, Łódź.
- Szynkiewicz, A., 1975b: Ochrona jaskiń okolic Działoszyna, *Chrońmy przyr. ojczy- stą*, 31, 5: 32—40, Kraków.
- Szynkiewicz, A., 1977: Rezerwat przyrodniczo-geologiczny „Węże” na górze Zelce koło Działoszyna nad Wartą, *Zeszyty nauk. Uniwersytetu Łódzkiego*, II, 5: 123—142, Łódź.
- Tobien, H., 1970: Biostratigraphy of the Mammalian Faunas at the Pliocene-Pleistocene Boundary in Middle and Western Europe. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 8: 77—93, Amsterdam.
- Tobien, H., 1972: K biostratigrafii średniej i zapadnoej Europy na granice pliocenu i plejstocenu (po faunie mlekoпитајущих), [w:] *Geologija i fauna niżniego i średniego plejstocenu Europy*, *Izd. Nauka*, 45—71, Moskwa.
- Wysoczański-Minkowicz, T., 1969: Próba oznaczania wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową, *Studia Geol. Polon.*, 28: 1—76, Warszawa.
- Wysoczański-Minkowicz, T., 1973: Zastosowanie metody fluoro-chloro-apatytowej i kolagenowej w datowaniu kości ssaków z osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych* (red. E. Rühle), *Wyd. Geol.*, 313—324, Warszawa.



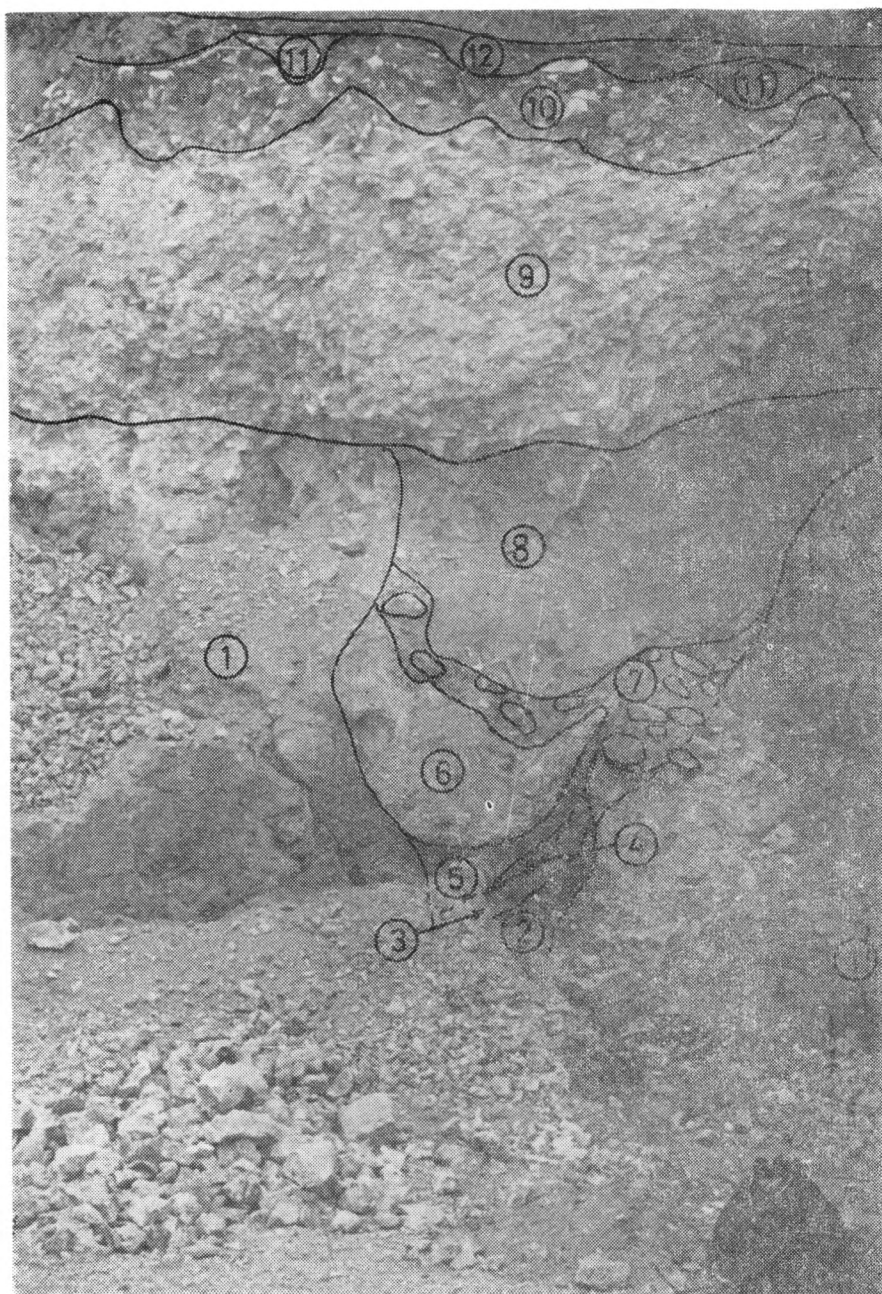
Stanowisko Draby 3, warstwy jak na ryc. 2; objaśnienia w tekście (fot. A. Szynkiewicz)

Locality Draby 3, layers as in fig. 2; explanations in the text (Photo A. Szynkiewicz)



Stanowisko Draby 4, warstwy jak na ryc. 3; objaśnienia w tekście (fot. A. Szynkiewicz)

Locality Draby 4, layers as in fig. 3; explanations in the text (Photo A. Szynkiewicz)



Stanowisko Draby 5, warstwy jak na ryc. 4; objaśnienia w tekście (fot. A. Szynkiewicz)

Locality Draby 5, layers as in fig. 4; explanations in the text (Photo A. Szynkiewicz)



Ursus spelaeus Rosenmüller & Heinroth, 1794 (fot. B. Drozd):

Fot. 1 — lewy P_4 (młody osobnik), zapewne DP_4 . Nr 16; fot. 2 — lewy M_1 (młody osobnik), a — z boku, b — powierzchnia tarcia. Nr 18; fot. 3 — lewy M_2 (młody osobnik), powierzchnia tarcia. Nr 20; fot. 4 — lewy M_3 (młody osobnik), powierzchnia tarcia. Nr 21; fot. 5 — prawy M_3 , powierzchnia tarcia. Nr 22; fot. 6 — centralna część lewej żuchwy z M_1 (młody osobnik), a —

FOSSIL KARST WITH MIDDLE PLEISTOCENE VERTEBRATES
AT DRABY NEAR DZIAŁOSZYN (CENTRAL POLAND)

Summary

The recent investigation of the fossil karst in the vicinity of Działoszyn in Central Poland, have revealed, besides the famous locality Weże 1 (Samsonowicz, 1934), numerous new localities containing the bone material. On the Draby Hill (E long. 18° 48' 34", N lat. 51° 04' 54") in the village Draby, c. 2 km south-east from Weże 1, there were discovered five bone-bearing karst forms (Fig. 1). All these localities are developed in the Oxfordian limestones (*Bifurcatus* Zone).

Localities Draby 1 and Draby 2 are filled with brickly sandstones covered by coarse-crystalline flowstone. In these sandstones there were found remnants of *Myotis* sp., *Hypolagus* sp., *Prospalax priscus* (Nehring), and *Miomys* cf. *stehlini* Kormos, the assemblage of which probably corresponds to the Csarnotian Stage (cf. Kretzoi, 1962; Tobien, 1970, 1972; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975). Localities Draby 3, 4 and 5 are recognized as a parts of one cave system filled with the same type of sediments (Figs. 2—4, Pls. 1—3).

The oldest layer of flint debris was found in locality Draby 3 (layer 2 in Fig. 2 and Pl. 1); this layer is contemporaneous with the cave origin, and it probably corresponds to the oldest continental glaciation (Günz). The next layer (3 in Fig. 2 and Pl. 1; 2 in Fig. 4 and Pl. 3) consists of brown-black clay with ferruginous-manganese nodules („Bohnerz”). Overlying this layer is laminated silt with high content of calcium carbonate (layer 4a in Fig. 2 and Pl. 1; layer 3 in Fig. 4 and Pl. 3). Both the latter layers probably correspond to the oldest interglacial (Cromerian). Following unit of layered sands containing feldspar grains (layer 4b in Fig. 2 and Pl. 1) may be considered as originating during the recession of the first continental glaciation that covered the investigated area (Mindel, Elsterian).

Three subsequent layers of cave loams (layers 5—7 in Fig. 2 and Pl. 1; 4—6 in Fig. 4 and Pl. 3; 2a and 2b in Fig. 3 and Pl. 2)

powierzchnia tarcia, b — strona dojęzykowa. Nr 4; fot. 7 — podnieblenna część czaszki z zachowanymi P⁴ — M¹ prawej strony alweolami I¹⁻³ i C (obustronnie) oraz z alweolami P²⁻⁴ lewej strony; widok od strony brzusznej. Nr 1; fot. 8 — górny lewy kiel od strony dojęzykowej. Nr 8; fot. 1—7 zmniejszono około 1,2, fot. 8 — zmniejszono około 1,4

Ursus spelaeus Rosenmüller & Heinroth, 1794 (photo B. Drozd):

Fig. 1 — Left P₄ (young individual), perhaps DP₄, in lingual side. N° 16; Fig. 2 — Left M₁ (young individual), a — lateral view, b — occlusal view. N° 18; Fig. 3 — Left M₂ (young individual), occlusal view. N° 20; Fig. 4 — Left M₂ (young individual), occlusal view. N° 21; Fig. 5 — Right M₂, occlusal view. N° 22; Fig. 6 — Central part of left mandible with M₂ (young individual), a — occlusal view, b — lingual side. N° 4; Fig. 7 — Palatal fragment of the skull with right P⁴ — M¹, alveoles of left and right I¹⁻³ and C (bilaterally), as well as with alveoles of left P²⁻⁴ in ventral view. N° 1; Fig. 8 — Left upper C, lingual view. N° 8. Fig. 1—7 reduced c. 1,2, fig. 8 reduced c. 1,4

correspond to the Holstein (Great) Interglacial. The lowest layer is dark brown and contains Fe-Mn nodules in non-carbonate loam. The middle layer is brown and calcareous; it is composed of calcite, quartz, goethite and smectite, and it also contains bone material.

The paleontological analysis shows that in the locality Draby 3 this bone material represents only an adult female of the cave bear, *Ursus spelaeus* Rosenmüller et Heinroth, associated with (?) her 3 cubs (Pl. 4). From the measurements of the adult skull and teeth it results that it was small form of *U. spelaeus*, resembling its ancestor, *U. deningeri* v. Reichenau. The presence of P³ alveoles confirms that it was a primitive *U. spelaeus* (cf. Kurtén, 1955, 1957, 1959; Malez, 1958, 1959).

The age of bones was determined by the fluorine-chlorine-apatite and collagen methods (cf. Wysoczyński-Minkowicz, 1969). The results point to the period between 320—500 thousands years B. P., and to warm climate (Table 1).

The upper layer of the Holstein Interglacial sequence consists of laminated, white arenite that contains corroded limestone pebbles and is strongly carbonate (layer 7 in Fig. 2 and Pl. 1; 6 in Fig. 4 and Pl. 3).

On the erosional top of older layers occurs sandy loam with limestone blocks. This layer (8 in Fig. 2 and Pl. 1; 4 in Fig. 3 and Pl. 2; 7 in Fig. 4 and Pl. 3) may be interpreted as a result of roof collapse due to glacial abrasion and frost weathering during the maximal Riss (Saale) Glaciation.

Subsequent layers represent younger surface deposits. Cross-bedded sands with gravels (layer 9 in Fig. 2 and Pl. 1; 4 in Fig. 3 and Pl. 2; 8 in Fig. 4 and Pl. 3) correspond to glaci-fluvial deposits which covered the whole area during the Warta (Warthe) Stadial. The next layer of limestone debris in sandy calcareous matrix may be interpreted as a periglacial slope-waste of the Würm (Baltic, Vistula) Glaciation. The uppermost layers (11—13 in Fig. 2 and Pl. 1; 6—8 in Fig. 3 and Pl. 2; 10—12 in Fig. 4 and Pl. 3) represent the Holocene soil lapies covered by a recent humic horizon of soil.

The locality Draby 3 is the first site on the territory of Poland where fossil karst dated from the Great (Holstein) Interglacial was found.

Translated by Jerzy Glazek

KARST FOSSILE CONTENANT DES VERTÉBRÉS DU
PLÉISTOCÈNE MOYEN À DRABY PRÈS DE DZIAŁOSZYN
(POLOGNE CENTRALE)

Résumé

Les dernières recherches sur le karst fossile dans les environs de Działoszyn, en Pologne centrale, ont montré de nombreuses nouvelles découvertes d'ossements. Ainsi, sur la colline Draby environ 2 km au sud-ouest de Węże 1, on a découvert cinq formes karstiques contenant des ossements de vertébrés (fig. 1). Tous ces sites ont été localisés dans les calcaires de l'Oxfordien (zone de *bifurcatus*).

Les sites Draby 1 et Draby 2 sont remplis d'éboulis gréseux couverts de concrétions phanérogènes (flowstone). Dans ces grès on a trouvé les restes de *Myotis* sp., *Hypolagus* sp., *Prospalax priscus* (Nehring), et *Mimomys* cf. *stehlini* Kormos, attribués probablement à l'étage Csarnotien (Kretzoi, 1962; Tobien, 1970, 1972; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975). On admet que les sites Draby 3, 4 et 5 font partie d'un système des cavernes plus grand, rempli de sédiments de même type (fig. 2—4, pl. 1—3).

La plus ancienne couche d'éboulis siliceux a été découverte dans le site Draby 3 (couche 2 sur fig. 2 et pl. 1). Elle date de la même époque que celle de la formation de la grotte et correspond probablement à la plus ancienne glaciation continentale (Günz). La couche suivante (3 sur fig. 2 et pl. 1, 2 sur fig. 4 et pl. 3) est constituée par de l'argile brune-noire contenant des nodules ferromanganeux (Bohnerz). Elle est recouverte par une autre couche de sable limoneux à forte teneur en carbonate de calcium (couche 4a sur fig. 2 et pl. 1; couche 3 sur fig. 4 et pl. 3). Ces deux couches correspondent au plus ancien Interglaciaire (Cromérien). On admet aussi que ces sables et les grains de feldspaths qu'ils contiennent ont été déposés au cours de la première glaciation continentale qui recouvrait toute la zone étudiée (Mindel, Elstera).

Les 3 couches suivantes d'argiles des grottes (couche 5—7 sur fig. 2 et pl. 3; 2a et 2b sur fig. 3 et pl. 2) correspondent à l'Holstein (grand Interglaciaire). La couche la plus profonde est brune foncée et renferme des nodules de Fe-Mn contenus dans de l'argile décalcifiée. La couche intermédiaire, brune et calcaire, est composée de: calcite, quartz, goéte et smectites contenant également des ossements.

L'étude paléontologique indique que dans le site Draby 3 les ossements correspondent uniquement à une femelle adulte de l'ours des cavernes *Ursus speleaus* Rosenmüller et Heinroth, accompagnée de ses trois oursons (pl. 4). Les mesures du crâne et des dents montrent que les spécimens correspondent à une petite forme de *Ursus speleaus* semblable à son ancêtre, *Ursus deningeri* v. Reichenau. La présence des alvéoles P³ confirme que c'était *Ursus speleaus* primitif (cf. Kurtén, 1955, 1957, 1959; Malez, 1958, 1959).

L'âge des ossements est déterminé à l'aide du calcul de la proportion de fluorine-chlore par rapport à P_2O_5 et par la méthode collagène (cf. Wysocki-Minkowicz, 1969). Les résultats indiquent un âge compris entre 320—500 mille ans et correspondent à un climat chaud (tabl. 1).

La couche supérieure de l'Interglaciaire Holstein est constituée par des arénites blanches comprenant des galets de calcaire corrodé (couche 7 sur fig. 2 et pl. 1; 6 sur fig. 4 et pl. 3).

A la surface d'érosion des couches les plus anciennes se trouvent des argiles sableuses accompagnées de blocs calcaires. Cette couche (8 sur fig. 2 et pl. 1; 4 sur fig. 3 et pl. 2; 7 sur fig. 4 et pl. 3) peut être interprétée comme résultant de l'affaissement de la voûte, issue de l'abrasion glaciaire et de la désagrégation par l'action du gel et du dégel au cours de la glaciation maximale rissienne (Saale).

Les couches suivantes représentent des dépôts superficiels plus jeunes. Les sables de stratification entrecroisée accompagnés de gravier (couche 9 sur fig. 2 et pl. 1; 4 sur fig. 3 et pl. 2; 8 sur fig. 4 et pl. 3) correspondent aux dépôts fluvioglaciaires qui recouvrent toute la région pendant le stade de Warta. La couche suivante composée de débris calcaires au sein d'une matrice calcaréo-sableuse résulte de l'action périglaciaire würmienne (Baltique, Vistule). Les couches les plus hautes (11—13 sur fig. 2 et pl. 1; 6—8 sur fig. 3 et pl. 2; 10—12 sur fig. 4 et pl. 3) correspondent à des sols développés simultanément avec le lapiés sous-cutané de l'Holocène recouverts par un horizon humanique récent.

Le site Draby 3 est le premier lieu sur le territoire de la Pologne où le karst fossile daté du grand Interglaciaire (Holstein) a été découvert.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Sedymentacja piasków formierskich na skrasowiałym podłożu w środkowej części Jury Krakowsko—Wieluńskiej

Treść: W pracy przedstawiono wstępne wyniki badań sedymentologicznych piasków formierskich. Utwory te mają szerszy zasięg od dotychczas przyjmowanego i stanowią jedną jednostkę litostratygraficzną o charakterze formacji. Nie stwierdzono cech wskazujących na powstawanie tej formacji w kilku różnowiekowych cyklach sedymentacyjnych, natomiast wykazano, że głównym źródłem materiału były paleogeńskie zwietrzeliny albu i cenomanu, a podrzędnie turonu. Stwierdzono uskoki przecinające piaski formierskie. Rozwój rzeźby krasowej podłoża zachodził równocześnie z akumulacją piasków formierskich znoszonych do zagłębień krasowych podczas gwałtownych opadów okresowych.

Wstęp

W okolicach Olsztyna, Janowa i Żarek wydobywane są od kilkudziesięciu lat piaszczyste osady, które dzięki stosunkowo znacznej zawartości minerałów ilastych są używane do wyrobu mas formierskich i z tego powodu określa się je ostatnio w literaturze geologicznej jako piaski formierskie. Jakkolwiek leżą one zazwyczaj płytko pod powierzchnią terenu, to jednak z reguły nie tworzą naturalnych odsłonień i znane są jedynie z przekopów, studni, sond oraz otworów wiertniczych, a przede wszystkim z kopanek, w których były lub są eksploatowane.

Do niedawna piaski formierskie nie były przedmiotem szczegółowych badań i wzmiankowano je w literaturze tylko marginesowo. S. Z. Różycki (1960, s. 427—428) wyraził opinię, że część tych osadów jest wtórnie zmienionymi piaskami albu i cenomanu, część zaś powstała później — z rozmycia i przemieszczenia piaszczystych osadów kredowych.

Lepsze poznanie interesujących nas osadów zapewniły zakrojone na dużą skalę badania prowadzone przez Instytut Geologiczny, których celem było poszukiwanie i dokumentacja złóż surowców na potrzeby odlewnictwa. Podsumowaniem wyników tych prac są publikacje M. Błaszak (1970, 1973), w których cytowane są wcześniejsze, częściowe opracowania tych zagadnień. Wspomniane publikacje mają głównie aspekt surowcowy; zawarte w nich dane oraz wyrażone poglądy autorki na temat pozycji stratygraficznej opisywanych utworów, ich związku z formami krasowymi wapiennego podłoża, jak też i warunków sedymentacji przedstawione są często niejasno, niekiedy są wzajemnie sprzeczne i w niektórych przypadkach budzą poważne wątpliwości.

Jak można wnosić z pracy M. Błaszak (1970, s. 214), zdaniem tej autorki część piasków formierskich powstała w górnej jurze i w dolnej kredzie z materiału pochodzącego z utworów środkowej i dolnej jury, część związana jest z transgresją albską, część zaś powstała w trzeciorzędzie z materiału, którego dostarczyły niszczone osady albu i cenomanu.

Głównym celem badań podjętych przez autora tego artykułu było odtworzenie warunków sedymentacji piasków formierskich. Prace terenowe przeprowadzone zostały w latach 1971—1974 i koncentrowały się przede wszystkim na kilkunastu czynnych wówczas lub niedawno zarzuconych, dużych kopankach. Opracowanie kameralne (między innymi badania

* Pracownia Sedymentologii Zakładu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, ul. Senacka 3, 31-002 Kraków

mineralogiczne) nie zostało jeszcze w pełni zakończone, dlatego też niniejszy artykuł ma charakter wstępnego komunikatu.

Ogólna charakterystyka i występowanie osadów

Termin „piaski formierskie” stosowany jest w tej pracy w znaczeniu ogólnym, na określenie całego zespołu zróżnicowanych litologicznie osadów, który wykazuje jednak wiele wspólnych cech i na całym badanym obszarze przedstawia się podobnie. Osady te zasługują na uznanie ich za jednostkę litostratygraficzną o statusie formacji. W zespole tym dominują ilaste piaski (właściwe piaski formierskie), podrzędnie występują muły, rzadziej czyste piaski kwarcowe i ily. Wymienionym osadom towarzyszy często materiał grubookruchowy, rozproszony lub tworzący nagromadzenia różnej wielkości i kształtu; jest on reprezentowany głównie przez rozmaitej wielkości okruchy wapieni i krzemieni jurajskich. Barwy osadów piaszczystych i pelitycznych są przeważnie czerwone, pomarańczowe lub żółte, rzadziej zaś oliwkowe, szare, zielonawe, brunatne lub niemal białe.

Piaski formierskie leżą zawsze na wapieniach górnej jury, a pod osadami czwartorzędowymi. Wapienne podłoże, nawet lokalnie, wykazuje duże deniwelacje (ryc. 2). Dowodem tego są zarówno strome ściany oraz izolowane skałki, które nieraz odsłaniane są w kopankach, jak i wyniki sondowań oraz wierceń przeprowadzonych podczas prac dokumentacyjnych. Miejscami piaski wypełniają głębokie leje rozwinęte w wapieniach, przeważnie jednak tworzą mniej lub bardziej rozległe płyty pokrywające nierówną powierzchnię wapieni o krasowej rzeźbie.

Na opublikowanych do tej pory mapach (Błaszak, 1970, 1973; por. także ryc. 1) granice nagromadzeń piasków formierskich są niewątpliwie zawężone, czego powodem była zastosowana metoda prac poszukiwawczych oraz sposób interpretacji wyników. Obserwacje autora skłaniają do wniosku, że współczesne rozprzestrzenienie piasków na tym obszarze jest w wielu przypadkach (szczególnie w obniżeniach pokrytych grubszą pokrywą osadów czwartorzędowych) znacznie szersze.

Niewątpliwie jednak osady te nie tworzą ciąglej pokrywy na wapieniach górnej jury, lecz występują w postaci mniej lub bardziej rozległych, izolowanych pól. Powierzchnia największych z nich dochodzi zapewne do kilku kilometrów kwadratowych (na przykład w okolicy Moczydła i Okrąglika). Znaczna część nagromadzeń piasków formierskich występuje w obniżeniach terenu, sporo jednak znajduje się na stokach lub nawet w podszczytowych partiach wapiennych wzgórz (na przykład na południe od Czatachowej i w Hucisku).

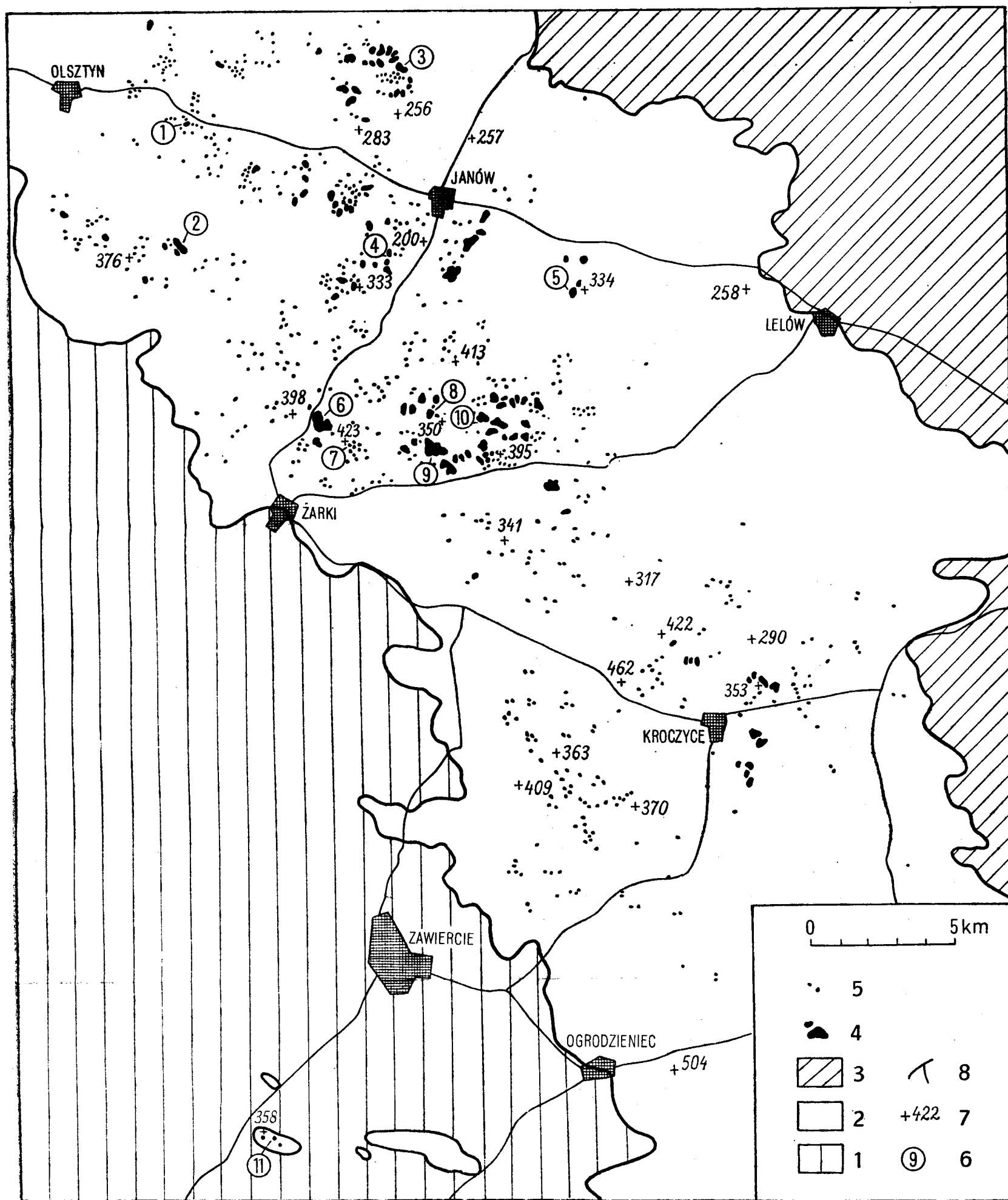
Mięszość nagromadzeń piasków formierskich jest różna, miejscami wynosi tylko kilka metrów, gdzie indziej kilkanaście i więcej metrów. Maksymalna, stwierdzona w kilku wierceniach, mięszość tych osadów dochodzi do 45 m (Biskupice). Ścisłe określenie mięszości piasków w poszczególnych rejonach ich eksploatacji nie jest przeważnie możliwe, ponieważ kopanki piasków są zawsze stosunkowo płytkie (maksymalnie do 25 m) i — z wyjątkiem odsłanianych tu i ówdzie skałek — z reguły nie sięgają w dnie do wapiennego podłoża.

W granicach obszaru przedstawionego na ryc. 1 piaski formierskie występują na różnych wysokościach bezwzględnych: 240 m — 420 m n.p.m. Leżą one również na różnych wysokościach w stosunku do spągu wapieni górnej jury: od kilku — kilkunastu metrów na zachodzie (na przykład w Wysokiej) do ponad 200 m we wschodniej części obszaru.

Skład mineralny i cechy teksturalne

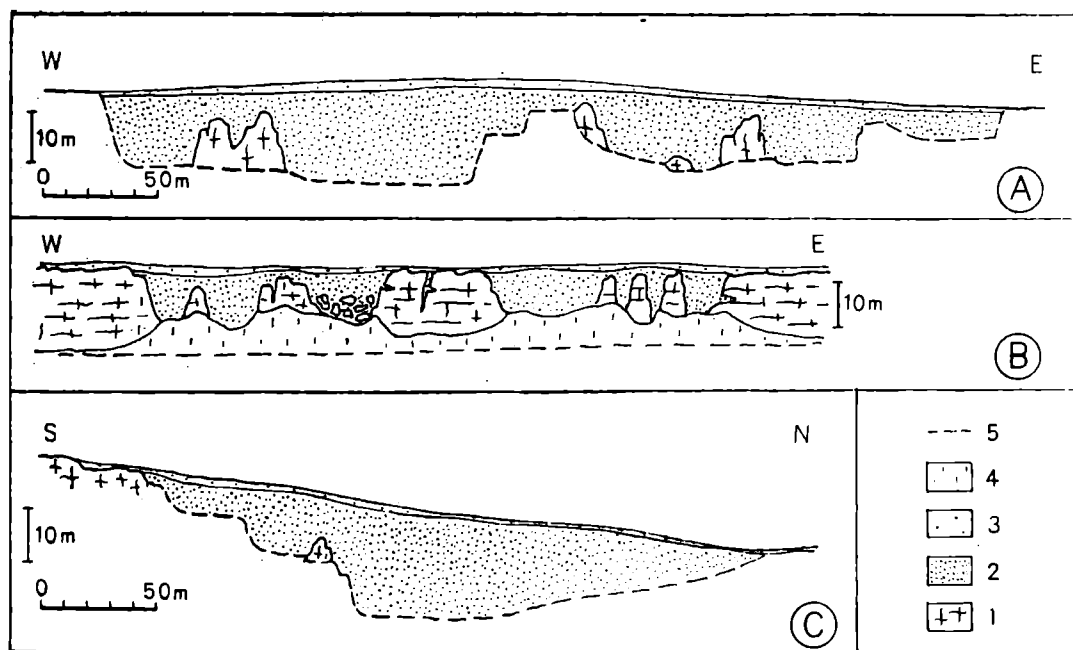
Wiele danych na temat składu mineralnego i cech teksturalnych omawianych osadów przedstawiła już M. Błaszak (1970), a także M. Kryśowska-Iwaszkiewicz (1974). Z uwagi na charakter niniejszego artykułu autor ogranicza się jedynie do podania informacji, które mają znaczenie dla dalszych rozważań.

Głównym składnikiem dominującego typu osadów (piasków ilastych) jest kwarc, którego zawartość waha się w szerokich granicach, przeważnie jednak wynosi 85%—95%; udział minerałów ilastych wynosi na ogół od kilku do kilkunastu procent.



Ryc. 1. Rozmieszczenie piasków formierskich (na podstawie mapy M. Błaszk, 1973 z uzupełnieniami autora):
 1 — utwory starsze od górnej jury, 2 — wapienie górnej jury, 3 — zwarta pokrywa osadów kredowych, 4 — udokumentowane złoża piasków formierskich, 5 — stwierdzone miejsca występowania piasków formierskich, 6 — kopanki piasków formierskich wzmiankowane w tekście: (1) — Cieclierzyn-Kotyń, (2) — Biskupice, (3) — Okraglik, (4) — Kuźle, (5) — Hucisko, (6) — Czatachowa, (7) — wzgórze na S od Czatachowej, (8) — Trzebnów, (9) — Moczydło, (10) — Niegowo, (11) Wysoka — kamieniołom, 7 — wysokość n.p.m., 8 — ważniejsze drogi

Fig. 1. Map of occurrence of moulding sands (according to Błaszk, 1973, completed by present investigations):
 1 — deposits older than Upper Jurassic, 2 — Upper Jurassic limestones, 3 — continuous cover of Cretaceous deposits, 4 — occurrences of moulding sands, resources determined, 5 — other occurrences of moulding sands, 6 — excavations of moulding sands mentioned in the text, 7 — altitude, 8 — more important roads



Ryc. 2. Przykłady widocznego w odsłonięciach stosunku piasków formierskich do rzeźby podłoża:

A — kopanka w Czatachowej, B — północna ściana kamieniołomu w Wysokiej, C — kopanka w Hucisku; 1 — wapienie górnej jury, 2 — piaski formierskie, 3 — osady czwartorzędowe, 4 — osypisko, 5 — dno odsłonięcia

Fig. 2. Examples of relation between moulding sands and relief of limestone substratum:

A — excavation Czatachowa, B — quarry Wysoka, C — excavation Hucisko; 1 — Upper Jurassic limestones, 2 — moulding sands, 3 — Quaternary deposits, 4 — debris, 5 — bottom of excavation

Z opublikowanych danych wynika, że podstawowym składnikiem frakcji ilastej (w różnych typach osadów) jest przeważnie kaolinit, przy czym nierzadko towarzyszą mu w niewielkich ilościach montmorillonit i illit. W niektórych próbkach dominuje jednak illit lub montmorillonit.

Badania minerałów ilastych z opisywanych utworów podjął ostatnio J. Środoń w Pracowni Sedymentologii Zakładu Nauk Geologicznych PAN. Z jego wstępnych obserwacji wynika, że zaznaczają się pewne korelacje między barwą osadów a zawartymi w nich minerałami ilastymi, przy czym w próbkach o barwie zielonej lub oliwkowej przeważa illit. Nie stwierdzono natomiast prawidłowości ani w regionalnym rozmieszczeniu osadów o różnym składzie minerałów ilastych, ani też w występowaniu takich osadów w pionowych profilach odsłoneń.

Można wstępnie przypuszczać, że źródłem różnych minerałów ilastych mógł być illit (glaukonit) zawarty w osadach kredowych.

Z badań M. Kryśowskiej-Iwaszkiewicz (1974 oraz opracowania wykonane dla Pracowni Sedymentologii ZNG PAN) wynika, że zespoły minerałów ciężkich we wszystkich 29 badanych przez nią próbkach piasków formierskich wykazują charakterystyczne, wspólne cechy, a jednocześnie duże podobieństwo do zespołów występujących w osadach albu i cenomanu z terenów pobliskich. Zdaniem tej autorki (op. cit., s. 38) skład minerałów ciężkich pozwala wykluczyć osady środkowej i dolnej jury jako źródło materiału klastycznego piasków formierskich.

Podkreślić także trzeba, że w badanych osadach autor nie stwierdził nigdzie występowania „zlepów węglowych”, o których wspomina

M. Błaszak (1970, s. 186 i 207) i które jej zdaniem miały być zasadniczym dowodem przemawiającym za pochodzeniem materiału starszej części piasków formierskich ze wspomnianych osadów jury (op. cit., s. 210).

Piaski są najczęściej drobnoziarniste, miejscami tylko średnioziarniste, a całkowicie i tylko w cienkich soczewkach — gruboziarniste. Wysortowanie piasków jest dobre lub umiarkowane, gorsze natomiast w piaskach silniej zailonych lub zawierających większą domieszkę ziarn frakcji grubszych.

Materiał okruczowy o średnicy większej od 2 mm reprezentowany jest głównie przez wapienie jurajskie (przeważnie zsylikowane) i krzemienie. Bywają one nie zwietrzałe, często jednak przeobrażone są w sypką mączkę krzemionkową. Największe obserwowane bloki wapieni dochodzą do kilku decymetrów średnicy, niektóre jednak (częściowo tylko odsłonięte) mogą być większe. Sporadycznie występują niewielkie bloki i otoczaki wapieni (często także zsylikowanych) zawierających otoczaki kwarcu. Obecność tych ostatnich oraz obserwacje płytek cienkich wskazują, że wspomniane skały są uderzająco podobne do wapieni turonu. Otoczaki takich wapieni zostały znalezione przez autora w kopankach w Moczydłu, Niegowej, Trzebnowie i Biskupicach. Stosunkowo rzadko obserwowano także pojedyncze, duże otoczaki i bloki piaskowców kwarcytowych, najprawdopodobniej pochodzących z utworów albu. W nielicznych punktach (Okraglik, Biskupice, Hucisko) stwierdzono w osadach piasków formierskich okruczki chalcedonitów, niewątpliwie znajdujące się na wtórnym złożu.

Dość pospolitym, jakkolwiek nieposzechnym, składnikiem omawianych osadów są niewielkie otoczaki kwarcu, przeważnie o średnicy rzędu kilku milimetrów, a maksymalnie 3 cm. Przeprowadzone przez autora obserwacje występowania ziarn kwarcu o największej średnicy nie wykazały regularności w ich regionalnym rozmieszczeniu, która mogłaby wskazywać na kierunek transportu ma-

teriału klastycznego; wypowiedziane na ten temat opinie M. Błaszak (1970, s. 81—182) nie znalazły potwierdzenia.

Struktury sedymentacyjne

Osady piasków formierskich pozbawione są jednostek warstwowania o hierarchii ławic, zaś powierzchnie graniczne grubszych warstw nie są w nich zazwyczaj wyraźnie zaznaczone. Dość często na ścianach odsłonięć można obserwować naprzemianległe warstwy złożone z piasków ilastych i silnie zapiaszczonych mułów (fot. 1); miąższość poszczególnych warstw waha się w granicach 5 cm—20 cm, zaś miąższość pakietów takich warstw wynosi zwykle kilka metrów. W ogólnym obrazie warstwowanie tego typu jest mniej więcej płaskie i równoległe.

Spora część osadów nie wykazuje jednak opisanego warstwowania. Nierzadko obserwuje się kilkumetrowej miąższości warstwy, które pozbawione są struktur sedymentacyjnych dostrzegalnych makroskopowo. Lateralny zasięg takich bezstrukturalnych warstw jest trudny do prześledzenia, niejednokrotnie jednak przekracza kilkanaście metrów. Bezstrukturalny charakter mają najczęściej drobnoziarniste, silniej zailone piaski oraz muły piaszczyste. Miejscami takie osady zawierają okruczki wapieni i krzemieni, rozproszone beładnie (fot. 2) bądź uszeregowane w smugi (fot. 2).

Wspomniane poprzednio osady warstwowane niekiedy nie wykazują obecności wewnętrznych struktur sedymentacyjnych, przeważnie jednak są laminowane. Dominuje w nich na ogół płaska, nieciągła laminacja (fot. 4), rzadziej występuje laminacja falista. Laminacja zaznacza się wskutek różnic w grubości ziarna i często podkreślana jest zmianami barwy. Lateralna ciągłość poszczególnych lamin jest nieznaczna i rzadko przekracza kilka decymetrów. W osadach warstwowanych widoczne są dość często niewielkie rozmycia erozyjne (o deniwelacjach rzędu milimetrów

Fot. 1. Pakiet naprzemianległych warstw złożonych z piasków ilastych i mułów piaszczystych. Kopanka Ciecierzyn-Kotysów (fot. R. Gradziński)

Phot. 1. Alternating clayey sands and sandy muds. Excavation Ciecierzyn-Kotysów (photo R. Gradziński)

i centymetrów). Sporadycznie obserwuje się natomiast struktury warstwowania przekątnego o małej skali, często o niewyraźnie zaznaczonych lub gradacyjnych powierzchniach granicznych zestawów. W kilku przypadkach stwierdzono obecność typowych struktur związanych z wstępującymi riplemarkami.

Do rzadkości należą również struktury warstwowania przekątnego o dużej skali. Spotyka się je wyłącznie w jasnych piaskach, niemal całkowicie pozbawionych domieszki substancji ilastych. Wielozestawy (*cosets*) warstwowania rynnowego obserwowano tylko w trzech przypadkach (w Moczydle i Trzebnowie), nieco liczniej notowano obecność pojedynczych zestawów, zazwyczaj tabularnych.

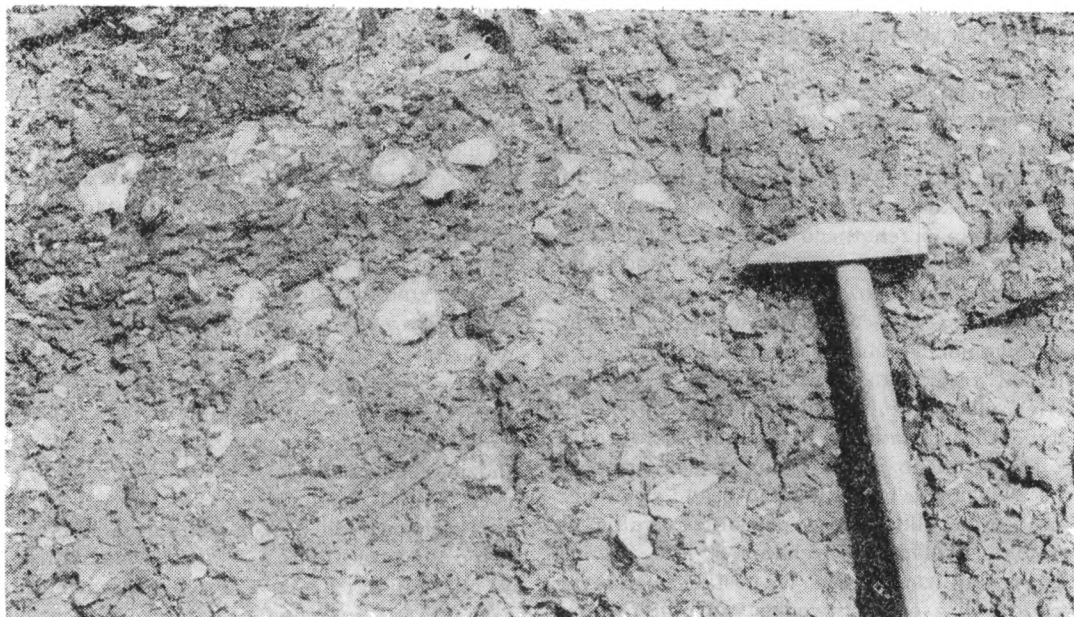
Penesyndepozycyjne struktury deformacyjne związane z upłynnieniem osadu są nieliczne i niewielkie. Dość pospolite wydają się natomiast ślady wysychania świeżo złożonego osadu, zachowane w postaci warstewek złożonych z ostrokrawędzistych płatków mułowych (fot. 5).

Stosunkowo często obserwuje się w piaskach nieregularne soczewki, o dość ostro zaznaczonych granicach. Jedne złożone są z pia-

sku silniej zailonego i cechuje je bardziej intensywna, zwykle czerwona barwa, drugie zbudowane są z jaśniejszego i bardziej czystego piasku. Ogólnie skała ma wygląd „plamisty”, zaś jedne i drugie soczewki pozbawione są wewnętrznego warstwowania, wskutek czego trudno stwierdzić, czy soczewki są pierwotnymi strukturami sedymentacyjnymi, czy też — co wydaje się bardziej prawdopodobne — powstały one w wyniku procesów postsedymentacyjnych.

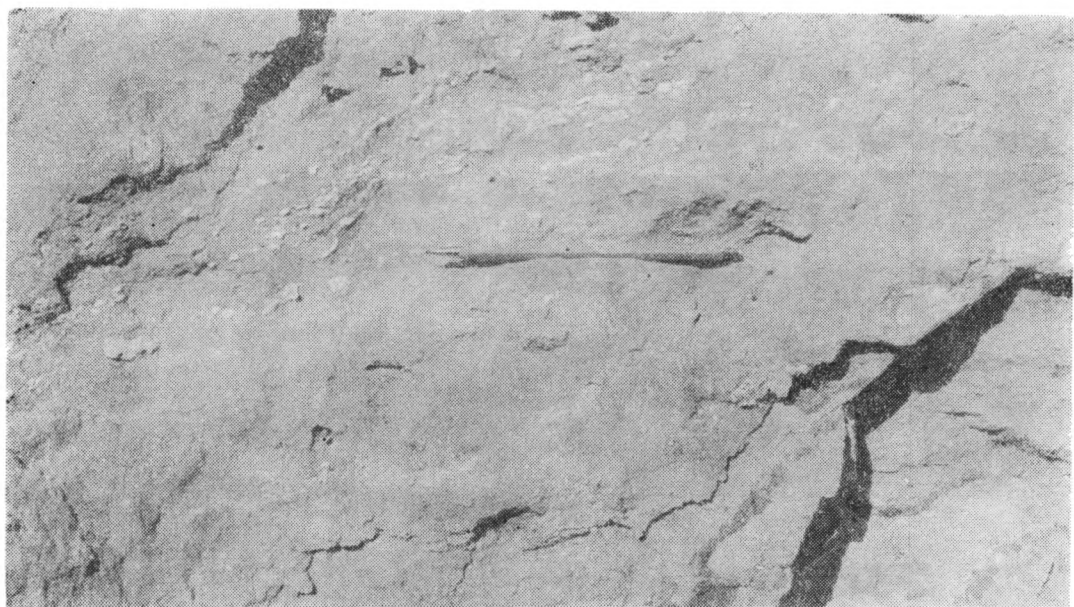
Oprócz rozproszonych okruchów jurajskich wapieni i krzemieni lub drobnych ich skupień w osadach występują także większe nagromadzenia tego rodzaju żwirów. Część z nich ma postać soczewek ułożonych w zasadzie zgodnie z warstwowaniem sąsiadujących z nimi osadów. Miąższość takich soczewek dochodzi do 2 m, a ich zasięg lateralny wynosi zwykle kilka — kilkanaście metrów. W ułożeniu okruchów w obrębie soczewek nie zaznacza się wyraźna orientacja. W soczewkach odsłoniętych w kopankach w Okrągliku oprócz gruzu pochodzenia jurajskiego stwierdzono obecność licznych, ostrokrawędzistych okruchów chalcedonitów.





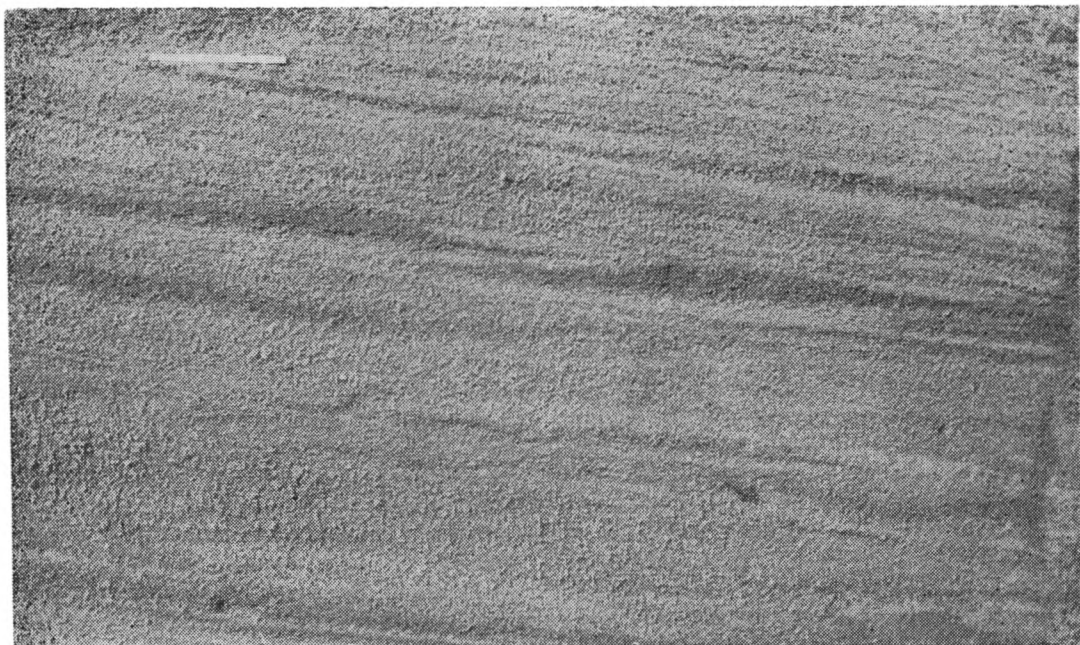
Fot. 2. Pozbawiony struktur sedimentacyjnych piasek silnie ilasty, zawierający bezładnie rozproszone okruchy krzemieni i wapieni. Moczydło (fot. R. Gradziński)

Phot. 2. Structureless clayey sand with haphazardly distributed fragments of chert and limestone. Excavation Moczydło (photo R. Gradziński)

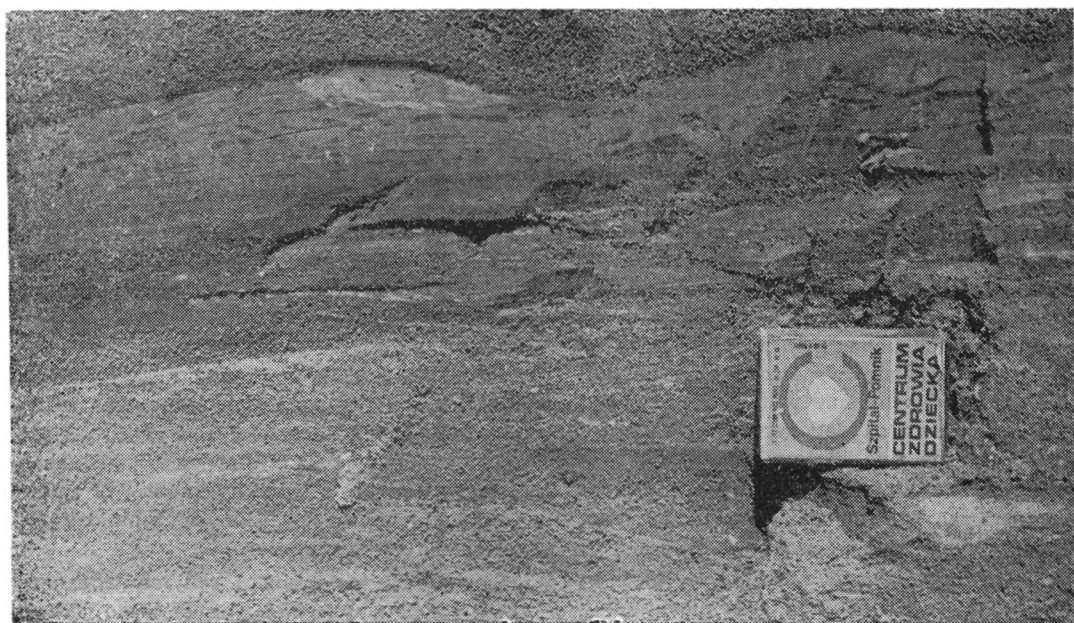


Fot. 3. Smugi drobnych okruchów wapiennych w bezstrukturalnym piasku ilastym. Czatachowa (fot. R. Gradziński)

Phot. 3. Streaks of small limestone pebbles within structureless clayey sand. Excavation Czatachowa (photo R. Gradziński)



Fot. 4. Płaska, nieciągła laminacja w piaskach ilastych. Moczydło (fot. R. Gradziński)
 Phot. 4. Planar, horizontal lamination in clayey sand. Excavation Moczydło (photo R. Gradziński)



Fot. 5. Ślady wysychania osadów; w obrębie warstwy piaszczystego mułu (w wyższej części fotografii) widoczne płatki mułowe. Moczydło (fot. R. Gradziński)

Phot. 5. Traces of dessication; mud flakes of sandy mud in clayey sands (lower part of the photo) — photo R. Gradziński

Ułożenie osadów w obrębie odsłonień

Na wstępie trzeba podkreślić, że szczegółowe obserwacje na większych partiach ścian kopanek napotykają poważne trudności ze względu na sposób eksploatacji oraz cechy samych osadów (niewyraźne warstwowanie, słabą zwięzłość, tendencję do obsypywania się, spełzywania i powstawania maskujących powłok „zaciekowych”). Dodatkowe utrudnienie powodują często zmiany barwy osadów związane z „frontami zażelazienia”, które niejednokrotnie przebiegają w poprzek pierwotnych struktur sedymentacyjnych.

Poczynione obserwacje pozwalają jednak stwierdzić, że występowanie poszczególnych, litologicznie różnych typów osadów nie wykazuje w ogólnym obrazie dostrzegalnej regularności; dotyczy to zarówno sekwencji w profilach pionowych, jak i rozmieszczenia lateralnego w obrębie kopanek. Osady cechuje duża zmienność, poszczególne ich typy niejednokrotnie zazębiają się o siebie lub wykazują gradacyjne przejścia, a rzadziej oddzielone są ostrymi granicami o charakterze pierwotnym. W obrębie odsłonień nie zaobserwowano żadnych poziomów korelacyjnych o zasięgu większym niż kilkanaście, a wyjątkowo 40 metrów.

W niektórych kopankach (Kotysów, Hucisko, Trzebnów) przeważa mniej więcej poziome ułożenie osadów. W większości odsłonień jednak spora część osadów jest nachylona; kąt upadku jest niewielki (kilka—kilkanaście stopni), miejscami dochodzi do 30°, większy bywa wyjątkowo i tylko całkowicie lokalnie. Cechą charakterystyczną jest dość znaczna zmienność kierunków upadku w różnych częściach kopanki, przy czym dość często obserwuje się współśrodkowe nachylenie warstw. Nachylenie warstw można uznać tylko częściowo za depozycyjne. Najprawdopodobniej ma ono złożony charakter i jest głównie rezultatem kompaktacji, w niektórych przypadkach spowodowane jest także subsyducją wywołaną procesami krasowymi zachodzącymi w podłożu, niekiedy zaś może być związane z deformacjami tektonicznymi.

W rozległej kopance w Moczydłach autor stwierdził obecność uskoków (o zrzucie co najmniej kilku metrów) przecinających piaszki formierskie. Kierunki uskoków wynosiły

tutaj 170°, 75° i 90°; ostatni z tych uskoków można było śledzić w poprzek całego odsłonięcia na dystansie 70 m, przy czym jego przebieg był całkowicie prostoliniowy, a piaszczyna niemal pionowa.

Oprócz opisywanych poprzednio soczewek, złożonych z gruzu jurajskich wapieni i krzemieni, w odsłonięciach piasków formierskich spotyka się dość często wielometrowej wysokości nagromadzenia bloków takich skał. Niektóre z nich znajdują się w bezpośrednim sąsiedztwie stromych ścian wapiennych, inne jednak są izolowane oraz otoczone piaskami, zaś podczas eksploatacji omija się je i sterczą następnie w postaci „kominów” z dna kopanek. Do tej pory nie udało się uzyskać danych, które pozwalałyby w sposób pewny określić genezę owych izolowanych nagromadzeń. Można jedynie przypuszczać, że znaczną ich część stanowią wielkie, lecz wąskie soczewki gruzu, część zaś może być związana z późniejszym wypełnieniem głębokich szczelin.

Wielkie, pionowe szczeliny, których powstania nie sposób wyjaśnić inaczej jak w warunkach głębokiego zamarznięcia osadów, znalezione zostały przez autora w kopance Hucisko I. Zagadnienie rozwoju i wypełniania tych szczelin wykracza jednak poza ramy niniejszego artykułu.

Warunki sedymentacji piasków formierskich

Na całym obszarze objętym badaniami nie stwierdzono faktów, które w sposób przekonujący mogłyby świadczyć o akumulacji piasków formierskich w kilku różnowiekowych cyklach. Liczne wspólne cechy tych osadów przemawiają natomiast za tym, że wszędzie były one gromadzone w wyniku podobnych procesów, w zbliżonych warunkach morfologicznych i klimatycznych, a zatem najprawdopodobniej w jednym etapie dziejów geologicznych tego obszaru.

Ścisłe określenie wieku sedymentacji piasków formierskich jest trudne, wiele jednak danych przemawia za tym, że zachodziła ona w paleogenie. Skład mineralny oraz cechy teksturalne tych osadów pozwalają wnosić, że głównym źródłem ich materiału klastycz-

nego były rozmywane zwietrzeliny utworów kredowych, przede wszystkim piaszczystych osadów albu i cenomanu. Na poturoński wiek piasków wskazują występujące w nich, jakkolwiek rzadko, otoczaki wapieni o cechach wapieni turońskich. Piaski formierskie są niewątpliwie utworami przedplejstoceniowymi. Są one starsze od dyslokacji uskoku zaburzającego ten obszar, a więc można sądzić, że zostały osadzone przed schyłkiem mioce-
nu. Występowanie w piaskach formierskich licznych soczewek złożonych z gruzu krzemienno-żelaznego pozwala przypuszczać, że materiału tego dostarczały duże, zwietrzelinowe nagromadzenia krzemienia, co wskazuje na warunki intensywnego i zapewne długotrwałego wietrzenia chemicznego w środowisku lądowym. Do podobnego wniosku prowadzi także daleko posunięta kaolinizacja redeponowanych utworów pochodzenia kredowego.

Przesłanką wskazującą na wiek akumulacji piasków może być także występowanie ich na regionalnie ściętej, jakkolwiek lokalnie nierównej, powierzchni kompleksu wapieni górnej jury, nachylonego monoklinalnie ku ENE. Powszechnie przyjmuje się (między innymi Klimaszewski, 1958), że owa powierzchnia „zrównania krasowego” powstała w paleogenie (por. także Dzużyński et al., 1966). Dodać jednak trzeba, że przynajmniej częściowo może ona być jednak starsza, za czym zdaje się przemawiać między innymi występowanie izolowanych płatów osadów kredowych dość daleko na zachód od zwartej pokrywy tych osadów.

Obecność soczewek gruzu wapiennego i krzemienno-żelaznego w piaskach formierskich świadczy o okresowo dużej sile transportowej wód nanoszących materiał klastyczny. Piaski formierskie nie mają jednak cech typowych dla kopalnych osadów aluwialnych (por. Graczyński, 1973) związanych z normalną siecią rzeczną. Wykazują one natomiast wiele cech wspólnych z osadami płaskich stożków napływowych, powstającymi dzięki zalewom warstwowym (*sheetflood*) i spływom (por. Bull, 1972); od takich osadów różnią się jednak obecnością wkładek żłóbów.

Na specyficzne warunki, w jakich zachodziła sedimentacja piasków formierskich, złożyły się najprawdopodobniej: 1) krasowa rzeźba wapiennego podłoża z licznymi, lokalnymi zagłębieniami pozbawionymi po-

wierzchniowego odpływu, 2) obecność w niedalekim sąsiedztwie mało zwięzłych, erodowanych osadów piaszczysto-ilastych, 3) warunki klimatyczne, sprzyjające intensywnemu wietrzeniu oraz gwałtownemu przemieszczaniu materiału klastycznego.

Rozwój rzeźby krasowej zachodził w zasadzie równocześnie z akumulacją piasków, jakkolwiek w poszczególnych miejscach nieznacznie ją wyprzedzał. Podczas gwałtownych opadów musiało następować zapełnianie mniejszych i większych zagłębień mętną wodą przeciążoną materiałem klastycznym. Poza zagłębieniami mogły powstawać lokalne stożki napływowe. W jednym i drugim przypadku mechanizm transportu i depozycji nie sprzyjał segregacji piaszczysto-ilastego materiału. Nierówności podłoża, na którym gromadzone były osady, sprzyjały powstawaniu spływów, w rezultacie których tworzyły się zapewne warstwy piasków ilastych lub mułów piaszczystych, które pozbawione są struktur wewnętrznych i zawierają rozproszone duże okruchy wapieni i krzemienia.

Osady piasków formierskich ulegały miejscami późniejszej deformacji powodowanej przez procesy krasowe zachodzące w ich wapiennym podłożu. Wydaje się jednak, że subsydencja krasowa związana z zawałami odgrywała tutaj znacznie mniejszą rolę niż w przypadku krasowych „ostańców subsydencyjnych”, opisywanych z obszaru Wysp Brytyjskich (Walsh, 1966; Walsh, & Brown, 1971; Walsh et al., 1972).

Jakkolwiek piaski formierskie gromadzone były na podłożu o urozmaiconej rzeźbie krasowej, trudno to jednak uznać za jedyny powód współczesnego rozmieszczenia ich na bliskich terenach w stosunkowo dużym interwale wysokościowym. Obecność prostoliniowych, dużych uskokuw przecinających piaski formierskie pozwala sądzić, że aktualne rozmieszczenie wysokościowe tych osadów jest tylko w części wynikiem pierwotnej rzeźby podłoża, zaś w części wiąże się z młodszymi ruchami tektonicznymi, zapewne wieku mioceńskiego.

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, Atlas litologiczno-surowcowy Polski, Surowce skalne, I: Surowce okruchowe, Wyd. Geol., ss. 16, tabl. 13, Warszawa.
- Bull, W. B., 1972: Recognition of alluvial-fan deposits, [w:] Rigby, J. K., Hamblin, W. K. (eds): Recognition of ancient sedimentary environments, Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ., 16: 63—83, Tulsa.
- Dzuleński, S., Henkiel, A., Klimek, K., Pokorny, J., 1966: Rozwój rzeźby dolinnej w południowej części Wyżyny Krakowskiej, Roczn. Pol. Tow. Geol., 36: 329—343, Kraków.
- Gradziński, R., 1973: Wyróżnianie i klasyfikacja kopalnych osadów rzecznych, Postępy Nauk Geol., 5: 57—112, Warszawa.
- Klimaszewski, M., 1958: Rozwój geomorfologiczny terytorium Polski w okresie przedczwartorzędowym, Przegl. Geogr., 30: 3—43, Warszawa.
- Krysowska-Iwaszkiewicz, M., 1974: Studium mineralogiczno-petrograficzne kenozoicznych osadów lądowych Wyżyny Krakowskiej, Prace Mineralog., 35: 1—69, Kraków.
- Różycki, S. Z., 1937: Alb, cenoman i turon w okolicy stacji Złoty Potok (koło Koniecpola), Spraw. Państw. Inst. Geol., 9(1): 19—68, Warszawa.
- Różycki, S. Z., 1960: Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów, Przegl. Geol., 8, 8: 424—429, Warszawa.
- Walsh, P. T., 1966: Cretaceous outliers in south-west Ireland and their implications for Cretaceous palaeogeography, Quart. J. Geol. Soc. London, 122: 63—84, London.
- Walsh, P. T., Brown, E. H., 1971: Solution subsidence outliers containing probable Tertiary sediment in north-east Wales, Geol. Jour., 7: 299—320.
- 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. London, 128: 519—559, London.

SEDIMENTATION OF „MOULDING SANDS” ON KARSTIFIED
LIMESTONE SURFACE IN THE MIDDLE PART OF
KRAKÓW—WIELUŃ UPLAND

Summary

The paper concerns the sediments which are used by founding industry as moulding masses. They occur in the region near Olaszyn, Janów and Zarki (fig. 1). The occurrences of moulding sands are well known due to their economical interest (Błaszak, 1970, 1974). The described sediments may be considered as an informal lithostratigraphic unit of the status of formation.

Moulding sands are dominated by clayey sands accompanied by subordinate muds, clays, pure quartz sands and gravels of local origin (consisting as a rule of fragments of Upper Jurassic limestone and (or) chert). The colour of the moulding sands is usually red or orange.

The moulding sands overlie the uneven, karstified surface of the Upper Jurassic limestones (fig. 2). In the existing maps (see fig. 1) the areas of the moulding sands occurrence are indicated as smaller than the actual ones; nevertheless, these sands form isolated patches of the thickness up to 45 m.

The bedding in the sands is indistinct. These deposits are most often structureless or they display planar, discontinuous lamination. Small-scale cross-stratification is not frequent and the large-scale one is exceptional. Dessication cracks are common. In the existing outcrops the moulding sands lie flat or, locally, they dip at small angles in various directions.

The present investigations indicate that the moulding sands were deposited after the Turonian and before the Miocene and are probably of a Palaeogene (Eocene?) age. The clastic material was derived from sandy deposits of the Albian and the Cenomanian, which is indicated by the assemblages of heavy minerals and the scarce, redeposited microfauna.

The specific conditions in which the moulding sands were deposited consisted probably in: 1) the presence of numerous, local depressions without surface drainage due to karst processes, 2) the presence of a not very remote source of more or less loose sandy deposits, 3) the climatic conditions favourable for intense weathering and rapid transport of the clastic material. It is suggested that the moulding sands were deposited mostly in karst depressions; these were occasionally filled with water heavily loaded with clastic material. In part the sands were deposited as local alluvial fans and the connected debris flows. It seems that the solution subsidence played a less important rôle in the preservation of moulding sands than in the case of „solution subsidence outliers” described from the British Islands (Walsh, 1966; Walsh, Brown, 1971; Walsh et al., 1972).

Translated by Ryszard Gradziński

SÉDIMENTATION DES „SABLES POUR LE MOULAGE”
SUR LA SURFACE DE CALCAIRES KARSTIFIÉS DANS LA
PARTIE CENTRALE DU HAUT-PLATEAU DE
CRACOVIE—WIELUŃ

Résumé

Cette étude traite de la question des dépôts qui sont utilisés par l'industrie comme „sable pour le moulage”. Ils apparaissent dans les environs d'Olsztyn, Janów et Żarki (fig. 1). La présence des sables pour le moulage est bien connue grâce à leur importance économique (Błaszak, 1970, 1974). Les sédiments décrits peuvent être considérés comme unité litho-stratigraphique de première importance pour fixer le stade de leur formation. Les sables pour le moulage sont composés essentiellement de sables limoneux accompagnés de limons, d'argiles, de sables quartziques purs et de cailloutis locaux constitués de fragments de calcaires du Jura supérieure ou de silex (?). La couleur de ces sables est habituellement rouge ou orange.

Les sables pour le moulage occupent une surface inégalement karstifiée constituée de calcaires du Jura supérieure (fig. 2). Sur les cartes existantes les régions où apparaissent les sables, sont moins étendues que le montrent les dernières recherches; néanmoins ils forment des zones isolées jusqu'à 45 m d'épaisseur.

Leur stratification est non différenciée. Ces dépôts sont très souvent sans structure ou sont disposés à stratification discontinue. Les stratifications entrecroisées sont rares et apparaissent exceptionnellement à une échelle plus grande. Les fentes de dessiccation sont fréquentes. Elles se situent horizontalement dans les affleurements des sables pour le moulage et descendent sous différents angles et dans différentes directions.

Les recherches actuelles montrent que les sables déposés après le Turonien ou avant le Miocène datent probablement du Paléogène. Le matériel clastique provient des dépôts sableux de l'Albien ou du Cénomien comme en témoignent la présence des minéraux lourds et une rare microfaune redéposée.

Les conditions spécifiques dans lesquelles les sables pour le moulage ont été sédimentés se caractérisent par: 1) présence de nombreuses dépressions locales sans drainage superficiel, dues à la karstification, 2) présence de sources proches de dépôts sableux, 3) conditions climatiques favorables pour une forte altération et un transport rapide des matériaux clastiques. Ce phénomène prouve que les sables pour le moulage ont été sédimentés en grande partie dans des dépressions karstiques; périodiquement remplies d'eau transportant le matériel clastique plus gros. Les sables ont été déposés sous forme de cônes de déjection locaux dans lesquels apparaissent des coulées de débris. Il semble que la subsidence par la dissolution n'ait joué un rôle moins important dans la préservation de ces sables que dans le cas de la dissolution souterraine dans les buttes-temoins, décrit dans les Iles Britanniques (Walsh, 1966; Walsh et Brown, 1971; Walsh et al., 1972).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Zróźnicowanie wiekowe jaskiń i schronisk skalnych oraz ich osadów w Dolinie Saspowskiej koło Ojcowa

Treść: Przedstawiono zgromadzone podczas prac wykopaliskowych obserwacje dotyczące najstarszych osadów wypełniających jaskinie i schroniska skalne usytuowane w stokach Doliny Saspowskiej oraz jej bocznych dopływów. Prześledzono zróźnicowanie tych osadów w zależności od położenia stanowisk w stosunku do tarasów skalnych.

Wstęp

W ciągu ostatnich kilkunastu lat zbadane zostały metodami wykopaliskowymi osady wypełniające 13 jaskiń i schronisk skalnych usytuowanych w Dolinie Saspowskiej i jej bocznych wąwozach (ryc. 1). Głównym celem tych badań (prowadzonych pod kierunkiem W. Chmielewskiego i autorki) było poszukiwanie i zbadanie materiałów archeologicznych z paleolitu oraz określenie ich pozycji stratygraficznej metodami geologicznymi i paleozoologicznymi.

Wśród poznanych obiektów znajdują się zarówno jaskinie, z których największą jest Kozia, jak i małe schroniska korytarzowe oraz fragmenty zniszczonych jaskiń. Dla uproszczenia w tekście będą one ogólnie nazywane jaskiniami.

Badane stanowiska leżą na różnych wysokościach w stosunku do dna Doliny Saspowskiej. Najniżej położone jest schronisko zwane Przy Łące. Powierzchnia osadów znajduje się w nim na wysokości dna doliny, czyli tarasu zalewowego Saspówki. Najwyżej położone sięgają 100 m ponad dno doliny. Mierzono poziom osadów w pobliżu otworów jaskiń. Zestawienie tych danych wykazało (ryc. 2), że jaskinie układają się w przybliżeniu w poziomy związane z tarasami skalnymi doliny,

choć nie zawsze związki te są jednoznaczne. W nawiązaniu do tarasów skalnych wyróżnionych przez S. Dżułyńskiego et al. (1966) stanowiska jaskiniowe podzielić można na 4 grupy.

1. *Jaskinie związane z najwyższym poziomem tarasowym, oznaczonym przez wspomnianych autorów jako „c”.* Jest to poziom leżący prawie horyzontalnie. Do tej grupy należą następujące jaskinie:

Ciasna (dotychczas nie opisywana) — usytuowana pod wierzchołkiem cypla skalnego dzielącego dwie boczne dolinki o kierunku WSW-ENE, stanowiące prawobrzeżne odgałęzienia Doliny Saspowskiej;

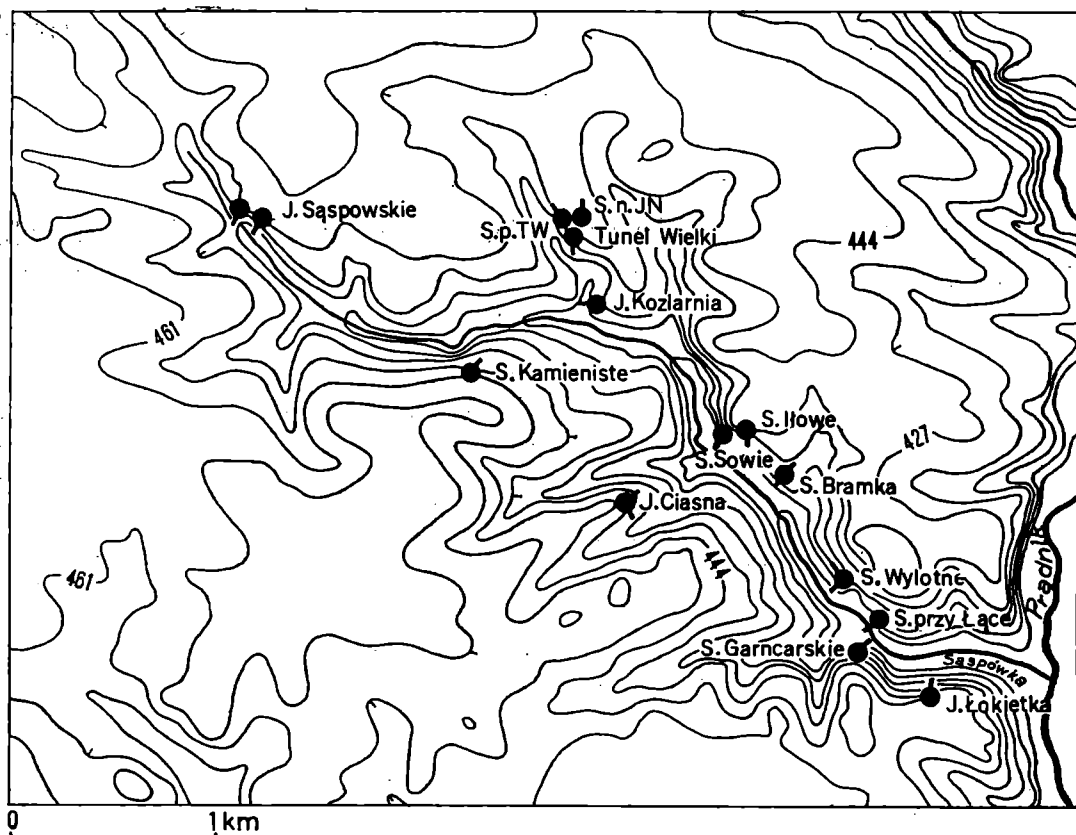
Schronisko Kamieniste (opisane w katalogu jaskiń K. Kowalskiego (1951) pod nr 355 jako „Schronisko na prawym brzegu Saspówki koło wsi Saspowa”) — płytka nisza w prawym zboczu doliny;

Tunel Wielki (nr 349 w katalogu K. Kowalskiego), **Schronisko pod Tunelem Wielkim** (nr 350) i **Schronisko nad Jaskinią Niedostępną** (nr 348) — grupa trzech stanowisk położona w górnej części dolinki Kozia — lewobrzeżnego odgałęzienia Doliny Saspowskiej;

Jaskinie Saspowskie Wschodnia i Zachodnia (nr 357 i 358 — zwane też Jaskiniami pod Kościołem) położone w górnej części doliny, w pobliżu źródeł Saspówki;

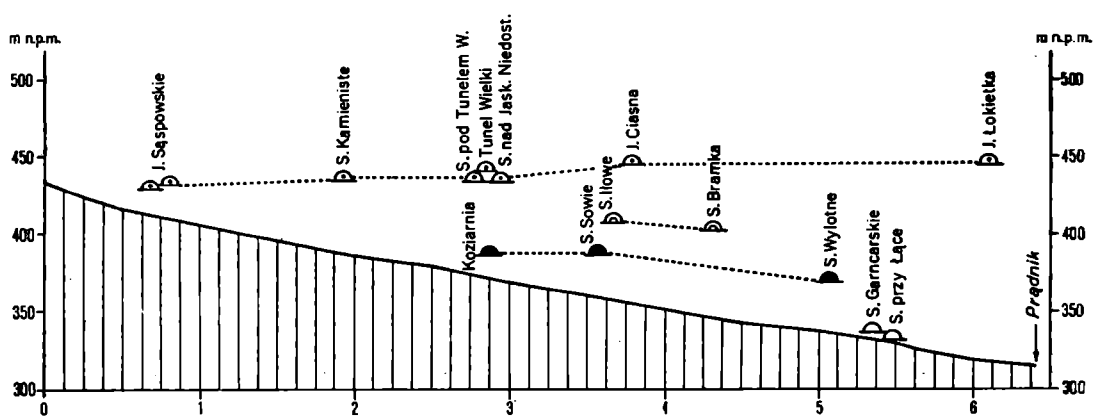
Jaskinia Łokietka (nr 314) — położona w Górze Chełmowej w pobliżu ujścia Doliny Saspowskiej do doliny Prądnika (ostatnio nie badana).

* Pracownia Geologii Czwartorzędu, Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, al. Zwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Mapa rozmieszczenia jaskiń i schronisk skalnych w Dolinie Saspowskiej. Kre-skami zaznaczono kierunek ekspozycji otworów

Fig. 1. The distributions of the caves and rock shelters in the Saspowska valley. The expositions of openings are marked



Ryc. 2. Rozmieszczenie pionowe jaskiń i schronisk Doliny Saspowskiej w stosunku do obecnego poziomu Saspówki

Fig. 2. Vertical disposition of the caves and rock shelters entrances on the slopes of Saspowska valley. At the basis the recent Saspówka river bed is marked

2. *Schronisko związane z poziomem „d”*; znane są tylko dwa:

Schronisko Iłowe (nr 334) leżące na lewym zboczu doliny;

Schronisko Bramka (dotychczas nie opisane) także w lewym zboczu doliny, stanowiące resztkę dużej jaskini, której pozostałościami są ślady wymycia zachowane na skale stanowiącej niegdyś ścianę jaskini oraz duże okno skalne zawieszone nad samą doliną, w jej przedłużeniu.

3. *Jaskinia i schroniska związane z poziomem „e”, tzw. bramkowym:*

Jaskinia Koziarnia (nr 341) położona w lewym zboczu wąwozu o tej samej nazwie, największe stanowisko spośród zbadanych;

Schronisko Wylotne (nr 332) leżące w lewym zboczu Doliny Saspowskiej naprzeciwko ujścia wąwozu Jamki;

Schronisko Sowie (nr 336) usytuowane poniżej Schroniska Iłowego (nie badane).

4. *Najniżej położone schroniska: Garncarzkie* (nr 318) i *Przy Łące* (nr 317) związane są z dnem doliny.

Główne serie osadów wypełniających jaskinie pochodzą z okresu znacznie późniejszego niż same jaskinie. Osadzały się one w młodszym czwartorzędzie, gdy wszystkie obiekty były już suche i niejednokrotnie służyły za schronienie koczującym gromadom ludzkim. Różnicowanie tych serii zależy od wielkości stanowisk, ekspozycji otworów, a w znacznie mniejszym stopniu od położenia hipsometrycznego.

Osady starsze, wiekowo bliższe powstawaniu samych jaskiń, zachowane są w rynnach dennych, jeżeli takie istnieją, oraz w innych zagłębieniach w dnie skalnym, a niekiedy w kieszeniach w ścianach. Stwierdzono znaczne ich zróżnicowanie zależne od położenia hipsometrycznego, a więc i od wieku jaskiń.

Najstarsze osady w jaskiniach związanych z poziomem „c”

Są to czerwone, intensywnie żółte, szare, a czasem białawe iły i gliny piaszczyste.

W Tunelu Wielkim kieszeniowate zagłębienia i lekko rozmyte szczeliny w dnie skalnym o gładkiej, nadwietrzanej powierzchni wypełnione są całkowicie lub częściowo żółtym piaskiem gliniastym oraz ceglasczerwonym lub zielonawoszarym iłem (ryc. 3 — A, B).

Przy ścianach skalnych osady te są scementowane węglanem wapnia. Miejscami, na granicy z iłem, scementowany piasek tworzy twarde konkrecje. Osady tego typu spotyka się też wyżej — do 1,5 m nad dnem w postaci małych płatów na półkach skalnych i we wnękach w ścianie. W górnej części czerwona glina ma okruchy nacieków kalcytowych.

W Schronisku nad Jaskinią Niedostępną jasnoczerwona glina z pokruszonymi naciekami i niewielką domieszką gruzu wapiennego wypełnia małą studnię krasową o gładkich ścianach, usytuowaną w pobliżu otworu. W górnej jej powierzchni zaznacza się bruzda wyerodowana wzdłuż komory schroniska.

W małym, wąskim Schronisku pod Tunelem Wielkim pod serią młodoczwartorzędową nie stwierdzono osadów starszych.

W Jaskini Ciasnej osady starsze odsłonięto przed obecnym otworem, na obszarze, który stanowił dawniej część jaskini. Wypełniają one szczelinę o szerokości około 1 m, posiadającą strome, niekiedy przewieszone ściany. Są to w najniższej części brązowe lub różowżółte gliny z czarnymi konkrecjami mineralnymi, na nich leży czerwona glina z pokruszonymi naciekami kalcytowymi oraz nie licznymi okruchami wapiennymi. Przykrywa je biaława glina pylasta z dużą ilością połamanych nacieków. Można wśród nich rozróżnić fragmenty stalaktytów i stalagmitów często znacznych rozmiarów. W bocznej części szczeliny, pod przewieszką, odkryto zachowane na miejscu stalaktyty, a obok duży fragment starej polewy naciekowej.

Ślady czerwonych glin wraz z okruchami krystalicznych nacieków stwierdzono w Jaskini Saspowskiej Wschodniej. Są one rozmyte i osadzone na wtórnym złożu, ale mogą świadczyć o związku genetycznym tej jaskini, a także leżącej obok, na tej samej prawie wysokości, Jaskini Saspowskiej Zachodniej z poziomem tarasowym „c”. Wprawdzie obie te jaskinie leżą znacznie niżej w stosunku do dna doliny niż pozostałe, jednak przyjmując prawie horyzontalny przebieg poziomu „c”, odpowiadają mu wysokością bezwzględną. Niestety, w górnym odcinku Doliny Saspowskiej tarasy skalne nie są czytelne i bezpośrednio nie można było ich prześledzić.

Na podstawie pozostałych obiektów związanych z poziomem „c” nie można nic powiedzieć o najstarszych osadach. Schronisko

Kamieniste jest płytką niszą skalną wypełnioną wyłącznie młodym materiałem gruzowym, natomiast jaskinia Łokietka nie była przez nas badana.

Niestety, nie stwierdzono dotychczas w tych osadach obecności fauny, która umożliwiłaby określenie ich wieku. Na podstawie cech litologicznych trudno jest jednoznacznie ustalić, któremu z datowanych stanowisk, znanych z północnej części Jury Polskiej, odpowiadają. Mogą tutaj w grę wchodzić stanowiska górnopliocenijskie i wczesnoczwartorzędowe (Głazek et al. 1972; Gradziński, Wójcik, 1966; Mossoczy, 1959). Wydaje się prawdopodobne, że osady zachowane w jaskiniach związanych z poziomem „c” są pozostałościami zarówno pliocenjskich, jak i dolnoczwartorzędowych produktów wietrzenia krasowego.

Ze słabo zachowanym poziomem „d” związane są jedynie dwa stanowiska. Widoczne na ścianie skalnej przed schroniskiem Bramka pozostałości dawnej jaskini świadczą, że obecne ubóstwo form odpowiadających temu poziomowi jest wynikiem ich późniejszego zniszczenia. Ślad korytarza jaskini zachowany na skale ciągnie się na odcinku ponad 20 m, wspomniane okno skalne zawieszone nad doliną ma wysokość około 6 m, zaś szerokość 4 m. Była to więc dość duża jaskinia, a schronisko Bramka jest jedynie pozostałym do dziś bardzo małym jej fragmentem. Osady schroniska są w całości młodoczwartorzędowe; pod śladem jaskini stok doliny jest tak stromy, że nie zachowały się na nim żadne sedymenty oprócz współczesnego osypiska gruzowego.

Schronisko Iłowe, także małe i płytke, jest wyjątkowe ze względu na skład osadów. Charakteryzuje się obecnością dużej ilości zielonawego iłu z mniejszą lub większą domieszką ostrokrawędzistego gruzu wapiennego. Ił przeważa w głębiej położonej części schroniska, a przy otworze zazębia się z lessem. Świadczy to o młodej redepozycji iłu. Jest to zapewne produkt rozłazowania utworów senonu, opisywany przez R. Gradzińskiego (1962) jako częste wypełnienie kopalnych form krasowych Wyżyny Krakowskiej.

Najstarsze osady jaskiń związanych z poziomem skalnym „e”

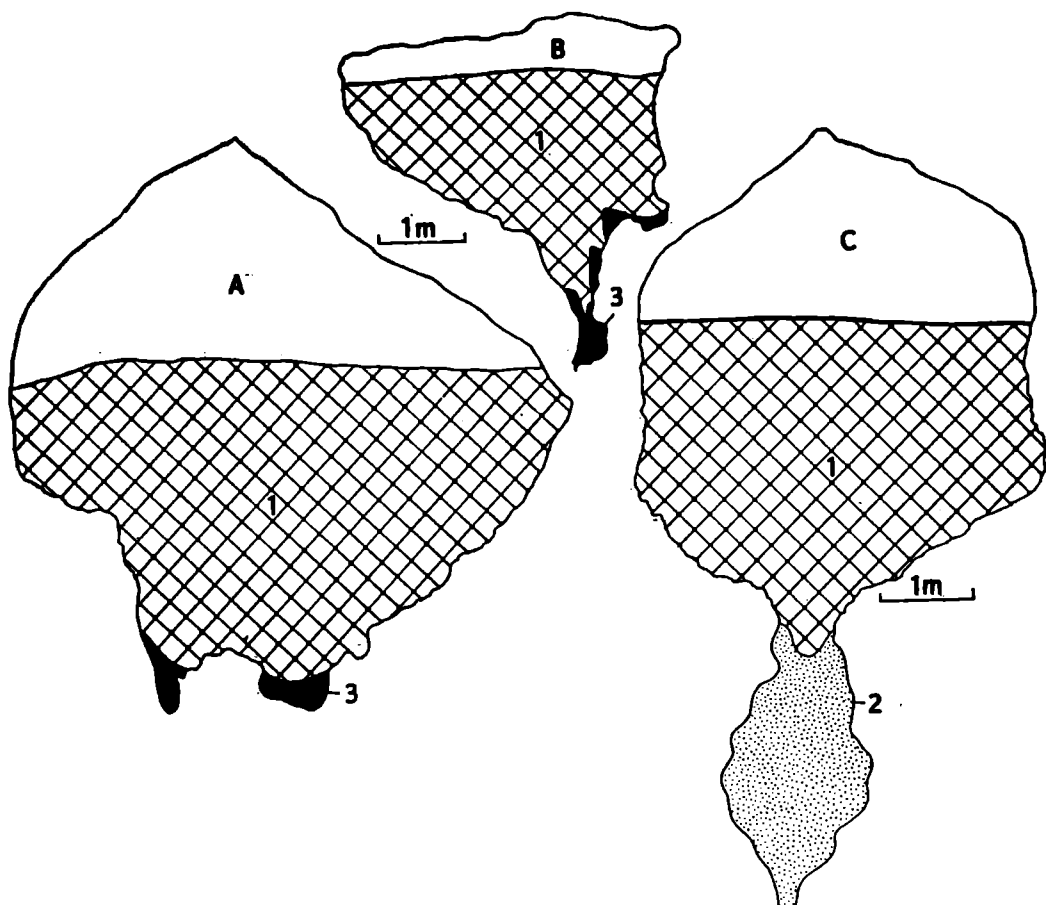
Jaskinie związane z tym poziomem mają zupełnie odmienny od poprzednio opisanych

typ osadów. Reprezentują je dwa szczególnie zbadane obiekty — jaskinia Koziarnia i Schronisko Wylotne, przy czym należy wspomnieć, że oba są ważnymi stanowiskami archeologicznymi (Chmielewski, 1969; Chmielewski et al. 1967; Madeyska-Niklewska, 1969b, 1970).

Zarówno jaskinia Koziarnia, jak i Schronisko Wylotne mają dobrze wykształcone rynny denne o gładkich, wymytych ścianach lekko nadwietrzanych chemicznie (ryc. 3 — C). Rynny wypełniają warstwowane piaski drobno-, średnio- i gruboziarniste z małą domieszką drobnego żwirku oraz muły. Zawierają one czarne wytrącenia mineralne, głównie związki żelaza, w paru miejscach przy dnie skalnym oraz wiele wytrąceń o zabarwieniu rudym w warstewkach piaszczystych. Miejscami osady te oddziela od ściany skalnej cienka smuga (1—2 mm grubości) brązowego iłu rezidualnego. W strukturze tych osadów zaznaczył się proces osiadania w postaci ugięcia warstw w środkowej części rynien. Serie te nie mają żadnych szczątków paleontologicznych, które umożliwiłyby ich datowanie.

Źródło materiału stanowiły zapewne rozległe pokrywy piaszczyste, rozprzestrzenione w postaci płatów na całym prawie obszarze Jury Polskiej. Genezę tych pokryw określił S. Z. Różycki (1960) jako wodnolodowcową. Piaski osadzały się na obszarze wklęsłego nunataku, jakim była Jura podczas zlodowacenia krakowskiego. Duży płat tych piasków ciągnie się koło wsi Przeginia i Zederman 6 km na zachód od Doliny Saspowskiej. Poziomem swoim przewyższają one 400 m n.p.m.

Rozmywanie tych piasków i wyносzenie ich z terenu Jury — jak wykazał S. Z. Różycki (1960) — miało miejsce kilkakrotnie począwszy od interglacjału wielkiego. Najintensywniejszy etap rozmywania nastąpił w czasie zlodowacenia środkowopolskiego. Spowodowało ono powstanie rozległych stożków u wylotu dolin, między innymi stożka Prądnika (Drzał, 1954; Tyczyńska, 1968; Pierzchała, 1960). Sedymantacja w rynnach dennych musiała poprzedzać etap wyносzenia materiału i erozji, a więc odbyła się w interglacjale wielkim lub na początku zlodowacenia środkowopolskiego. Górną granicę wiekową tej serii osadów określają osady jaskini suchej, datowane metodami archeologicznymi, faunistycznymi, a także na pod-



Ryc. 3. Przekroje poprzeczne jaskiń:

A — Tunel Wielki w obecnym otworze, B — Tunel Wielki w odległości 4 m od otworu, C — Kozłarnia w odległości 18 m od otworu; 1 — młodoplejstocenijskie osady powstałe w środowisku jaskini suchej, 2 — płaski i muły wypełniające rynnę denną Kozłarni, 3 — czerwone i żółte ropy wypełniające zagłębienia w dnie skalnym Tunelu Wielkiego

Fig. 3. Vertical cross-sections of the caves:

A — Tunel Wielki at the entrance, B — Tunel Wielki in the distance of 4 m from the entrance, C — Kozłarnia cave in the distance of 18 m from the entrance; 1 — upper pleistocene deposits of the inactive — dry cave, 2 — sands and silts filling up the bottom channel of the Kozłarnia cave, 3 — red and yellow clays filling the bottom cavities of Tunel Wielki

stawie analizy litologicznej na schyłek interglacjału eemskiego i wczesny Würm.

Wiek poziomu bramkowego

W związku z przedstawionymi danymi można wysnuć wnioski dotyczące wieku jaskiń, a także poziomu bramkowego. W rynnach dennych omawianych jaskiń nie stwierdzono obecności osadów starszych tego typu jak osady jaskiń związanych z poziomem „c”. Wydaje się więc, że czas powstania

najstarszej części jaskiń, czyli rynn, nie był zbyt odległy w stosunku do osadów wypełniających je, tym bardziej że są to osady wodne. Prawdopodobnie w tym samym czasie dolina wcięła się do poziomu bramkowego, a jego rozcięcie nastąpiło jeszcze później. Gdyby ta część doliny była starsza, musiało by nastąpić jej zasypanie co najmniej do poziomu bramkowego, a następnie całkowite uprzątnięcie materiału. Dotychczas nie stwierdzono jednak śladów obecności tego rodzaju

osadów w zboczach doliny poniżej poziomu bramkowego.

Najbardziej prawdopodobne wydaje się więc datowanie jaskiń i poziomu bramkowego, ogólnie mówiąc, na interglacjał wielki. Rozcięcie tego poziomu miałyby miejsce w czasie zlodowacenia środkowopolskiego oraz przynajmniej częściowo w interglacjale eemskim. Nie można jednak całkowicie wykluczyć możliwości nieco starszego wieku tych procesów. Zarówno powstanie jaskiń i utworzenie się poziomu „e”, jak i jego rozcięcie mogło nastąpić w interglacjale wielkim, charakteryzującym się — jak wiadomo (Różycki, 1964, 1972) — kilkakrotnym następstwem intensywnych procesów erozyjnych i akumulacyjnych. W obu jednak przypadkach wiek poziomu „e” oraz związanych z nim jaskiń określić trzeba jako znacznie młodszymi, niż to przyjmowano dotychczas (Gradziński, 1961, 1962; Dzużyński et al., 1966).

Osady schronisk najniżej położonych

Nisko położone schroniska, jak zresztą można było się spodziewać, nie okazały się interesujące pod względem osadów. Powierzchnia osadów płytkiego Schroniska przy Łące leży w poziomie niskiego, łukowego tarasu akumulacyjnego Saspówki. Osady tego schroniska nie różnią się od osadów tarasu; są to muły z małą ilością żwiru wapiennego. Przekopane zostały do głębokości 1,20 m, dalej nie można było kopać z uwagi na wysoki stan wody.

Schronisko Garncarskie, leżące 5 m wyżej, było sztucznie pozbawione osadów. Znalaziono w nim jedynie liczne ułamki ceramiki nowożytniej i szczątki pieca garncarskiego. Ich obecność potwierdziła trafność nazwy.

Młodoplejstoczeńskie osady jaskiń Doliny Saspowskiej

Jak już wspomniano, główna masa osadów wypełniających jaskinie i schroniska (z wyjątkiem najniżej położonych) jest niezależna od położenia hipsometrycznego, a tym samym i od wieku jaskiń. Serie te były głównym przedmiotem badań wykopaliskowych, ponieważ niejednokrotnie zawierają materiały archeologiczne, często faunę mięczaków

i kręgowców. Istnieje wiele publikacji dotyczących wyników badań geologicznych, archeologicznych i zoologicznych (miedzy innymi Bocheński, 1974; Chmielewski, 1967; Chmielewski et al., 1967; Kowalski, 1962; Madeyska-Niklowska 1969a, 1969b, 1970; Stworzewicz, 1973).

Młodoplejstoczeńskie serie reprezentują głównie dwa typy osadów:

- glina z autochtonicznym gruzem wapiennym, w różnym stopniu ogładzonym i nadwietrzałym chemicznie,
- less ze zmienną ilością ostrokrawędzistego gruzu wapiennego różnych rozmiarów.

Serie osadów gliniasto-gruzowych występują tylko w jaskiniach oraz większych schroniskach. W Koziarni osiągają one miąższość około 2,5 m, w Tunelu Wielkim 1,2 m, w Wylotnym 0,8 m. W kilku innych stanowiskach zachowane są śladowo. Na podstawie zróżnicowania tych serii, wyrażonego zmianami składu mechanicznego i chemicznego gliny, oraz morfologii gruzu w poszczególnych warstwach można odtwarzać zmiany warunków klimatycznych panujących podczas sedymentacji (Madeyska-Niklowska, 1969a). Wyniki tych badań zestawione z danymi archeologicznymi oraz obrazem przemian fauny pozwoliły określić wiek omawianych serii gruzowo-gliniastych na czas obejmujący schyłek ostatniego interglacjału oraz tzw. wczesny Würm.

Seria lessowo-gruzowa występuje we wszystkich zbadanych stanowiskach. Proporcje pomiędzy ilością lessu (nawianego lub namytego) a gruzem są bardzo rozmaite. Zależą nie tylko od sytuacji stratygraficznej, ale także (i to w dużym stopniu) od kształtu jaskini i ekspozycji otworu. Znaczną ilość nawianego lessu obserwowano w schroniskach, których otwory są eksponowane ku północy i zachodowi (na przykład Tunel Wielki, Schronisko pod Tunelem Wielkim, Schronisko nad Jaskinią Niedostępną) lub w schroniskach o dwu otworach (Wylotne, Bramka). Znaczną ilość lessu namytego stwierdzono w Jaskini Saspowskiej Wschodniej, co wynika także z jej kształtu. Jest to bowiem wąski korytarz z dwu stron otwarty, nachylony w kierunku zgodnym ze stokiem doliny.

Malą ilość materiału lessowego lub zupełny jego brak stwierdzono w stanowiskach o otwo-

rach eksponowanych ku południowi lub wschodowi (Sąspowska Zachodnia, Schronisko Kamieniste).

Wnioski

Na podstawie zachowanych fragmentarycznie w jaskiniach i schroniskach skalnych Doliny Sąspowskiej starych osadów można stwierdzić:

1) jaskinie i schroniska związane z poziomem skalnym „c” powstały w górnym pliocenie lub dolnym czwartorzędzie,

2) jaskinie i schroniska związane z poziomem „e” (bramkowym) powstały w środkowym czwartorzędzie, najprawdopodobniej w interglacjale wielkim i wtedy też powstał sam poziom bramkowy,

3) rozcinanie poziomu bramkowego miało miejsce w czasie zlodowacenia środkowopolskiego i interglacjału eemskiego.

LITERATURA

- Bocheński Z., 1974: Ptaki młodszego czwartorzędu Polski (The birds of the Late Quaternary of Poland), ss. 211, PWN, Kraków.
- Chmielewski W., 1969: Ensembles micro-prondniens en Europe Centrale, Geogr. Polon. 17: 271—286, Warszawa.
- Chmielewski W., Kowalski K., Madeyska-Niklewska T., Sych L., 1937: Badania osadów jaskini Koziarni w Sąspowie pow. Olkusz (Studies on the deposits of Koziarnia cave at Sąspów in the Olkusz district), Folia Quaternaria, 26: 69, Kraków.
- Drzał M., 1954: Morfologia dorzecza Prądnika (Morphology of the Prądnik river basin), Ochrona przyrody, 22: 42—65, Kraków.
- Dzuiński S., Henkiel A., Klimek K., Pokorny J., 1966: Rozwój rzeźby doliny południowej części Wyżyny Krakowskiej (The development of valleys in the southern part of the Cracow Upland), Roczn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Polon.), 36, 4: 329—344, Kraków.
- Głazek J., Dąbrowski T., Gradziński R., 1972: Karst of Poland, [w:] Herak, M., Stringfield, V. T. (ed.): Karst — Important karst regions of the Northern hemisphere, 327—340, Elsevier, Amsterdam.
- Gradziński R., 1961: The origin and development of caves in Upper Jurassic Li-mestone of the Southern part of the Cracow Upland, Bull. Acad. Pol. Sc., Sér. Sci. Géol. Géogr., 9, 4: 221—228, Warszawa.
- Gradziński R., 1962: Rozwój podziemnych form krasowych w południowej części Wyżyny Krakowskiej (Origin and the development of subterranean karst in the southern part of the Cracow Upland), Roczn. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Polon.), 32, 4: 429—492, Kraków.
- Gradziński R., Wójcik Z., 1966: O krasie kopalnym w Polsce (Fossil karst in Poland), Muzeum Ziemi, Prace Geologiczne, 9: 151—222, Warszawa.
- Kowalski K., 1951: Jaskinie Polski (Les cavernes de la Pologne), t. 1, Państw. Muz. Archeol., Warszawa.
- Kowalski K., 1962: Paleozoologiczne datowanie osadów jaskiniowych (Paleozoological dating of cave deposits), Folia Quaternaria, 8: 16, Kraków.
- Madyska-Niklewska T., 1969a: Górnoplejstocenyjskie osady jaskiń Wyżyny Krakowskiej (Upper pleistocene deposits in caves of the Cracow Upland), Acta Geol. Polon., 19, 4: 341—392, Warszawa.
- Madyska-Niklewska T., 1969b: Situation stratigraphique des ensembles micro-prondniens, Geogr. Polon., 17: 387—393, Warszawa.
- Madyska-Niklewska T., 1970: Stratygrafia osadów schroniska Wylotnego w Ojcowie (The stratigraphy of the deposits of the rock — shelter Wylotne), Sprawozd. Archeol., 22: 39—46, Warszawa.
- Mossoczy Z., 1959: Zagadnienie wieku jaskiń południowej części Jury Krakowsko-Częstochowskiej, Speleologia, 1, 4: 201—210, Warszawa.
- Pierzchała A., 1960: Rzeźba obszaru miasta Krakowa (The relief of greater Cracow), Czasop. Geogr., 31, 27: 27—46, Wrocław.
- Różycki S. Z., 1960: Czwartorzęd regionu Jury Częstochowskiej i sąsiadujących z nią obszarów, Przegl. Geol., 8: 424—429, Warszawa.
- Różycki S. Z., 1964: Les oscillations climatiques pendant le „Grand Interglaciaire”, Rep. of 6^e INQUA Congr. 1961, vol. 2: Stratigraphical Section: 211—227, Łódź.
- Różycki S. Z., 1972: Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie, wyd. 2, ss. 214, PWN, Warszawa.
- Stworzewicz E., 1973: Kopalna fauna ślimaków (Gastropoda) ze schroniska nad Jaskinią Niedostępną w okolicach Ojcowia, Acta Zool. Cracoviensis, 18 (12): 301—310, Kraków.
- Tyczyńska M., 1968: Rozwój geomorfologiczny terytorium miasta Krakowa (Geomorphological evolution of the city of Cracow), Prace Geogr. Uniwersytetu Jagiellońskiego, 17: 70, Kraków.

THE AGE DIFFERENTIATION OF CAVES AND THEIR SEDIMENTS OF THE SĄSPOWSKA VALLEY

Summary

The Sąspowska valley is deeply incised into the plateau of Jurassic limestone in the Cracow Upland. Many caves and rock shelters are found in the sides of the valley and in its lateral ravines (fig. 1). Sediments of 13 of them were explored lately. The main purpose of these explorations was the investigations of archaeological materials and the study of their stratigraphy basing upon lithological and palaeontological data. The cave sediments interesting from that point of view have been formed in inactive — dry caves as a result of fluctuating climate conditions during the Upper Quaternary. This series consists of autochthonous limestone rubble differentiated in shape, with smaller or bigger admixture of clay and loess. Furthermore this series depends upon several morphological factors including the size of the cave and the exposition of the entrance. But it does not depend upon the hipsometrical position of the site, it means the age of the cave. The oldest sediments of that type are dated back to the end of Eemian interglacial or to the so called Early Würm. The youngest sediments represent holocene.

The caves and rock shelters are disposed on different levels — they were fragments of a network of karst circulation channels which developed contemporarily with the valley.

The valley is characterised by three rocky terraces: „c”, „d” and the lowest „e” (Dzuleński et al., 1966). In general, the caves are approximately connected with the particular terraces (fig. 2), it means they are related to the old valley floor-levels.

According to the vertical disposition of the caves the oldest part of their sediments are differentiated.

In caves related to the rocky terrace „c” the oldest sediments are preserved in fragments filling up the cavities in the bottom and in the walls. In the small cave Tunel Wielki these are red, yellow and grey clays and clayey sands (fig. 3 — A, B) partly cemented by the carbonates.

In the Ciasna cave the bottom channel at the entrance is filled with similar sediments containing numerous large fragments of calcite dripstones. These sediments contain no fossils and this is the reason why their age is not determined exactly. It is supposed that they are contemporaneous with the similar sediments known from the northern part of Polish Jura, dated to the upper Pliocene or early Pleistocene on the ground of fauna (Głazek et al., 1972; Gradziński, Wójcik, 1966; Mossoczy, 1959).

Two small shelters related to the terrace „d” are the remains of a bigger cave systems. But they contain no sediments except that from the upper Quaternary.

To the rocky terrace „e” two main archaeological sites are related — Koziarnia cave (Chmielewski et al., 1967), and Wyłotne rock shelter (Madeyska-Niklowska, 1969a, 1970).

Well developed bottom channels occurs in them (fig. 3—C) with smoothed and slightly weathered walls. These forms are filled with stratified sands and silts. They represent deposits reworked from fluvioglacial sands covering with patches the Jura Upland and deposited there during the South-Polish glaciation (Różycki, 1960). The retransportation of the material into the caves took place just after the development of the terrace „e”, it means probably during the Great Interglacial or at the begining of Middle-Polish glaciation. The rocky terrace „e” is believed to have been dissected by erosion during the Middle-Polish glaciation and the Eemian interglacial. It means in general, that the lower part of the Sąspowska valley is younger than it was supposed previously (Gradziński 1961, 1962; Dzułyński et al., 1966).

Translated by Teresa Madeyska

Teresa Madeyska

DIFFÉRENCE D'ÂGE DES CAVITÉS ET DE LEURS SÉDIMENTS DANS LA VALLÉE SĄSPOWSKA

Résumé

La vallée Sąspowska est entallée profondément dans le plateau des calcaires jurassiques sur le Haut-plateau de Cracovie. De nombreuses cavités et abris sous roches se développent sur ses flancs, et dans les gorges affluents (fig. 1). Ces investigations ont pour but principal des recherches archéologiques et stratigraphiques basées sur les données lithologiques et paléontologiques. Les dépôts des grottes, intéressants de ce point de vue, ont été formés dans des cavités sèches et résultent des conditions climatiques variables au cours du Quaternaire supérieur. Ces séries se composent d'éboulis calcaires autochtones hétérométriques, accompagnées par une quantité d'argile ou de loess. Leur formation dépend de plusieurs facteurs morphologiques, y compris celui de la grandeur des grottes et de l'exposition de leurs orifices, tandis que la position hypsométrique, c'est-à-dire l'âge de la grotte, ne joue aucun rôle. Les plus vieux sédiments datent de la fin de l'Interglaciaire éémien ou du Würm récent, alors que les plus jeunes correspondent à l'Holocène.

Les grottes et les abris sous roches, situés à différentes attitudes, constituent des fragments de réseaux de circulation karstique et se développent simultanément avec la vallée.

La vallée possède trois terrasses rocheuses: „c”, „d” et la plus basse „e” (Dzułyński et al., 1966). En général les grottes sont liées à des terrasses particulières et par là même aux anciens fonds de vallées.

Conformément à la disposition verticale de ces grottes, la plus ancienne partie de leurs sédiments est différenciée.

Dans les grottes liées à la terrasse rocheuse „c” les plus vieux sédiments se sont conservés en fragments, remplissant les fonds et les parois des cavités. Dans la petite grotte „Tunel Wielki” (Grand Tunnel) on trouve des argiles rouges, jaunes, grises et des sables partiellement cimentés par les carbonates. Le fond de la galerie de la grotte „Ciasna” (Étroite) à proximité de l'entrée est rempli de mêmes sédiments, comprenant de nombreux fragments de concrétionnements de calcite. Ces sédiments ne contiennent pas de fossiles, ce qui ne permet pas de préciser leur âge. On admet qu'ils sont de la même époque que les sédiments leur ressemblant, connus du nord du Jura polonais et datés du Pliocène supérieur ou du Pleistocène récent d'après la faune (Głazek et al., 1972; Gradziński, Wójcik, 1966; Mossoczy, 1959).

Deux petits abris liés à la terrasse „d” sont les reliquats d'un système de grottes plus grand. Ils ne contiennent que les dépôts du Quaternaire supérieur.

Deux principaux sites archéologiques: la grotte „Koziarnia” (Chmielewski et al., 1970, 1969) et l'abri „Wylotne” sont liés à la terrasse „d”. Les galeries du fond, bien développées, ont des parois lisses et faiblement altérées (fig. 3 — C). Ces formes sont remplies de sables et limons lités en provenance des sables fluvioglaciaires recouvrant le Haut-plateau du Jura et datant de la glaciation du Sud de la Pologne (Różycki, 1966). Le dépôt du matériel dans les cavités s'est produit probablement au cours du grand Interglaciaire ou au début de la glaciation du Centre de la Pologne. La terrasse rocheuse „e” a été vraisemblablement découpée par l'érosion pendant la même glaciation et à l'Interglaciaire Eemien. On peut donc admettre que la partie la plus basse de la vallée Saspowska est plus récente que ce que l'on supposait antérieurement (Gradziński, 1961, 1962; Dzułyński et al., 1966).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Nowe dane o krasie kopalnym w Przewornie

Treść: W pracy zreferowano dotychczasowe wyniki badań osadów zawierających szczątki organizmów w trzech różnowiekowych formach krasowych, występujących w obrębie marmurów w Przewornie. Datowanie kości metodami fluoro-chloro-apatytową i kolagenową pozwoliło dokonać próby korelacji stanowisk Przeworno 1 i 2 z mioceniem morskim Pińczowa i z poziomami florystycznymi miocenu lądowego. W stanowisku Przeworno 3 poza chrząszczami znaleziono szczątki ryb i makroflory.

Wstęp

Na wschodnim skraju Wzgórz Strzelińskich, około 1 km na północny wschód od Przeworna, w kamieniołomie marmurów proterozoicznych czynnym od początku XIX wieku (Oberc, 1966) w ostatnich latach odkryto w osadach wypełniających formy krasowe trzy bardzo ciekawe stanowiska faun neogeńskich (ryc. 1) (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972; Galewski, Głazek, 1973; Kowalski, Zapfe, 1974; Młynarski, 1976). Analiza osadów zawierających szczątki organizmów i składu faun pozwoliła na sprecyzowanie wieku i warunków niektórych etapów rozwoju paleogeograficznego wschodniej części bloku przedsudeckiego (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972; Galewski, Głazek, 1973; Galewski, Głazek, Oberc, Sulimski, 1973; Głazek, 1973, 1975; Głazek, Galewski, Oberc, Sulimski, 1975). Dalsze badania dostarczyły sporo nowych materiałów, które są obecnie opracowywane przez wielu autorów.

Ponieważ w polskim piśmiennictwie z tego zakresu ukazały się tylko wstępne wyniki badań (Głazek, Oberc, Sulimski,

1972) bądź lakoniczne informacje (Głazek, 1973, 1975; Sadowska, 1975), wydaje się celowe krótkie zreferowanie dotychczasowych rezultatów badań, które nie były publikowane lub są rozproszone w literaturze nie zawsze dostępnej, często obcojęzycznej oraz zwrócenie uwagi na wiele nowych znalezisk i problemów.

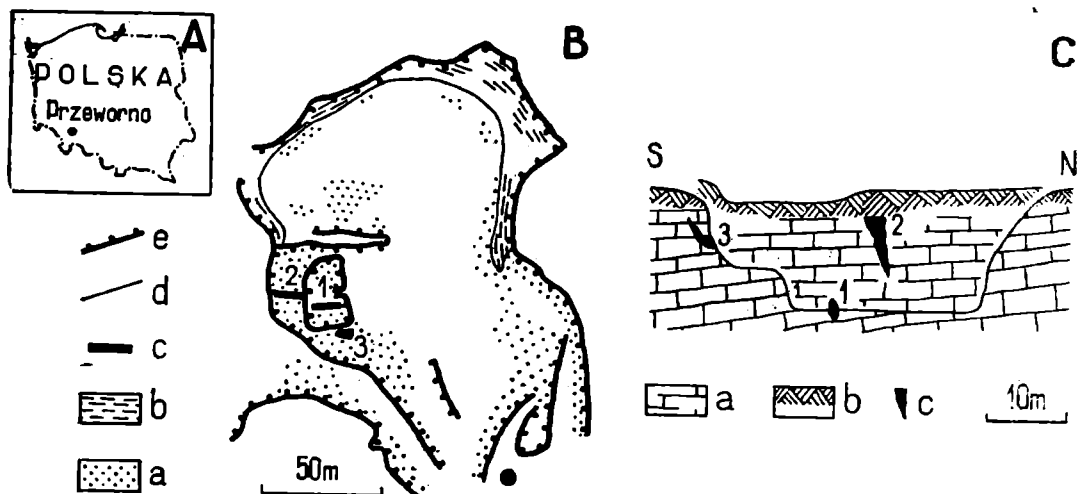
Przeworno 1

Starsza fauna kregowców występuje w ilach kaolinitowo-illitowych wypełniających poziomy kanał krasowy w dnie kamieniołomu (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972). Wśród naniesionych przez wodę szczątków kostnych A. Sulimski ([w:] Głazek, Oberc, Sulimski, 1971) opisał *Mustelidae* gen. et sp. indet., *Pseudailurus* cf. *quadridentatus* (Blainville), *Aceratherium silesiacum* Sulimski, *Hyotherium* aff. *soemmeringi* v. Meyer i *Dorcatherium* cf. *crassum* (Lartet). Ponadto stwierdzono bobry i żółwie. Fauna ta, datowana paleontologicznie na schyłek dolnego miocenu (górny burdygał), a metodą fluoro-chloro-apatytową (por. T. Wysoczyński-Minkowicz, 1969, 1973) na około 21–24,5 milionów lat = dolny miocen (tab. 1), wskazuje na środowisko bagnistego lasu

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

Kazimierz Galewski, Instytut Zoologiczny Polskiej Akademii Nauk, ul. Wilcza 64, 00-679 Warszawa

Tadeusz Wysoczyński-Minkowicz, Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, al. Zwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa



Ryc. 1. Sytuacja stanowisk w Przewornie:

A — mapka lokalizacyjna, B — plan kamieniołomu (według Oberca, 1966, zmodyfikowany): a — marmury przewornieńskie (proterozoik?), b — kwarcyty i łupki kwarcowo-serycytowe formacji jęglowskiej (dewon dolny—środkowy?), c — omawiane stanowiska fauny w formach krasowych, d — granice formacji, e — skarpy; stanowiska fauny: 1 — Przeworno 1, 2 — Przeworno 2, 3 — Przeworno 3; C — schematyczny przekrój południowo-zachodniej części kamieniołomu: a — marmury, b — zwietrzalna i hałdy, c — stanowiska fauny w formach krasowych, ponumerowane jak na ryc. B

Fig. 1. Situation of the fossil-bearing localities at Przeworno:

A — Location map, B — Sketch-map of the quarry (after Oberc, 1966, modified): a — marbles (Proterozoic?), b — Jęglowa Formation, quartzite and quartz-sericite schists (Lower-Middle Devonian?), c — referred localities with fauna in karst forms, d — boundaries of formations, e — escarpments; localities of fauna: 1 — Przeworno 1, 2 — Przeworno 2, 3 — Przeworno 3; C — Schematic section of south-western part of the quarry: a — marbles, b — waste and heap, c — localities of fauna in karst forms (numbered as in Fig. B)

subtropikalnego, który sięgał w okolice Przeworna, gdy dalej na północy tworzył się ścinawski pokład węgla brunatnego (por. Oberc, Dyjor, 1969; Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972). W ostatnich latach stanowisko to nie dostarczyło nowych materiałów, a obecny rozwój eksploatacji nie rokuje rychłego powiększenia tych, którymi aktualnie dysponujemy. Jedynymi nowymi informacjami są: określenie wieku kości metodą fluoro-chloro-apatytową i oznaczenie strat kolagenu. W wyniku tego stwierdzono, że materiał kostny nie jest jednolity i wskazuje na zmieniające się warunki klimatyczne (tab. 1). Trzeba podkreślić, że badania geologiczne (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972) wykazały już różny stan zachowania kości, co obecnie należy tłumaczyć różnym ich wiekiem, a nie długością transportu, jak poprzednio przypuszczano.

Przeworno 2

Młodsza fauna kręgowców występuje w ilitowych iłach słabo spojonych krzemionką i zawierających bloki marmurów oraz fragmenty starszych nacieków kalcytowych, a wypełniających głęboką rozpadlinę (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972). Spośród osypującego się i splukanego z powierzchni materiału kostnego opisano: *Discoglossus giganteus* Wettstein-Westerheimb, *Pseudailurus lorteti* Gaillard, *Hyotherium simorreense* Lartet, *Euprox furcatus* (Hensel), *Pliopithecus antiquus* (Blainville) oraz stwierdzono (dotychczas nie opisane) szczątki żółwi, ptaków, trąbowców, pekari, węży i żab, a także koprolity (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971; Kowalski, Zapfe, 1974; Młynarski, 1976; informacje ustne K. Kowalskiego). Fauna ta datowana

Tabela 1
Table 1

Zestawienie wyników oznaczeń wieku szczątków kostnych
Results of dating the bone fragments

Nr próbki (Sample No)	Przeworno laboratoryjny (laboratory)	Stanowisko (Locality)	% wag. (weight %)			Współczynniki (Coefficients)			Straty prażenia 800°C (Burning loss)		Stratygrafia (Stratigraphy)			
			F	Cl	P ₂ O ₅	% F/P ₂ O ₅ × 100	% Cl/P ₂ O ₅ × 100	% $\frac{F \times Cl}{(P_2O_5)^2} \times 10^4$	% wag. (weight %)	współczynnik kolagenowy (collagen coefficient)	„Piętra” stratygraficzne (Stratigraphical „stages”)	Klimat (Climate)	Wiek (Age) FCL/P m.y.	Epoka (Epoch)
5	18P	Przeworno 2 fragmenty kości (fragments of bones)	0,84	0,020	24,5	3,43	0,82	2,81	6,7	13,9	Pontian ≈ Tobianian, ≈ Brunsumian	ciepły (warm)	5,0—6,4	dolny (Lower)
4	1P		1,49	0,029	34,2	4,36	0,85	3,71	8,2	11,2	Badenian młodszy (younger) ≈ górny (Upper) Vin- dobonian ≈ Langian, X zone (M a i, 1967)		14,5—16,0	pliocen (Pliocene)
3	14P		2,09	0,030	39,9	5,24	0,75	3,93	6,9	13,5				
—	193P	Pińczów kości wieloryba (bones of whale)	2,08	0,026	37,9	5,49	0,69	3,77	9,3	9,8	Badenian starszy (ol- der), ≈ starszy (older) Vin- dobonian ≈ VIII zone (M a i, 1967)	środkowy (middle)	17,5—19,5	miocen (Miocene)
—	186P		2,01	0,027	37,5	5,36	0,72	3,86	9,2	9,9				
2	13P	Przeworno 1 fragmenty kości (fragments of bones)	2,19	0,029	40,0	5,48	0,73	4,00	4,2	22,8	Karpatian, ≈ Burdigal- ian, ≈ VI zone (M a i, 1967)	gorący (hot)	21,0—22,5	dolny (Lower)
1	6P		2,07	0,020	31,4	6,59	0,64	4,22	10,7	8,3	Ottungian, ≈ Akwitania- nian?, ≈ V zone (M a i, 1967)	chłodny (cool)	23,5—24,5	

jest paleontologicznie na młodszy windobon (= „torton”, = baden), a metodą fluoro-chloro-apatytową na około 14,5—16 milionów lat (próbka 4 w tab. 1). Jednak oznaczenia wieku skrajnych próbek (por. pl. 1, fot. 1) są rozbieżne, co wskazuje, że zasypywanie tej szczeliny trwało długo. Skład fauny i osadów przemawia za panowaniem w tym czasie ciepłego klimatu sawannowego o wyraźnie zaznaczonej porze suchej (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972). Powstanie tej rozpadliny i jej stópniowe zasypywanie zachodziło prawdopodobnie w czasie ruchów wypiętrzających, które dalej na północ zaznaczyły się w postaci grubej serii osadów detrytycznych rozdzielających ścinawski pokład węgla brunatnego od pokładu łużyckiego (por. Oberc, Dyjor, 1969). Oznaczenia wieku kości i strat kolagenu (tab. 1) dowodzą, że wypełnianie tej rozpadliny trwało jednak dłużej i następowało co najmniej w 3 fazach klimatycznych: cały opracowywany materiał paleontologiczny pochodzi jednak z górnej części stanowiska (pl. 1, fot. 1) i odpowiada zasadniczo próbce 4 w tabl. 1.

Stanowisko to przez kilka ostatnich lat było intensywnie eksploatowane i dostarczyło bardzo bogatych materiałów kostnych, które są opracowywane przez zespół współpracowników K. Kowalskiego. Nowym elementem są przedstawiane tu oznaczenia wieku kości z tego stanowiska oraz stwierdzenie podczas eksploatacji szczątków kostnych w osadach wypełniających omawianą rozpadlinę fragmentów starszych nacieków kalcytowych (pl. 2, fot. 1). Obecność fragmentów skorodowanych stalaktytów dowodzi, że przed zasypianiem rozpadliny istniały w marmurach jaskinie, w których tworzyły się nacieki. Były one niszczone już w windobonie, a zatem już wówczas zachodził proces niszczenia starszych form krasowych o charakterze jaskiń z reżimem wadczym. Fakt ten potwierdza poprzednio przedstawioną rekonstrukcję warunków paleogeograficznych, w których doszło do powstania stanowiska Przeworno 2 (por. Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972).

Przeworno 3

Stanowisko to stanowi fragment jaskini z naciekami krzemionkowymi (pl. 1, fot. 2),

w których stwierdzono świetnie zachowane chrząszcze z rodziny pływakowatych (opracowane przez drugiego z autorów): *Hydaticus laevipennis* Thoms., *Hydaticus transversalis* (Pontop), *Acilius* cf. *sulcatus* (L.), *Hydroporus* cf. *rufifrons* (Duft.) i *Canthydrus* cf. *notula* Lec. (por. Galewski, Głazek, 1973). Jaskinia ta była następnie wypełniana ilami illitowo-smektytowymi z pyłkami, które oznaczyła A. Sadowska ([w:] Głazek, Oberc, Sulimski, 1971). Na podstawie składu mineralnego i zespołu pyłkowego można ily te skorelować z formacją poznańską i datować na górny miocen — najwyższy sarmat (Sadowska, 1975). Przykryte tymi ilami nacieki krzemionkowe muszą być nieco starsze. Ponieważ krzemionka spaja miejscami ily z kośćmi ze stanowiska Przeworno 2, nacieki krzemionkowe muszą być młodsze od fauny tego stanowiska (Galewski, Głazek, 1973), a więc najprawdopodobniej górnomiocenijskie — sarmackie. Fauna chrząszczy świadczy o ponownym występowaniu podmokłego lasu ciepłego, co można wiązać z ruchami obniżającymi przedgórnomiocenijski dział wód w czasie sedymentacji ilów poznańskich (por. Oberc, Dyjor, 1969); natomiast unikalne występowanie nacieków krzemionkowych dowodzi działalności gorących źródeł wulkanicznych w tym rejonie (Galewski, Głazek, 1973), podobnie jak to mogło mieć miejsce w innych częściach rejonu sudeckiego (por. Oberc, Dyjor, 1971; Dowgiałło, 1976).

Z aktywnością tych wód gorących mogą być też związane wtórne procesy kaolinizacji i tworzenia kryształu górskiego w Jegłowej (Galewski, Głazek, 1973). Przypuszczalnie również z tym okresem związany jest rozwój okrzemek należących do współczesnych rodzajów słodkowodnych *Nitzschia* i *Navicula* (pojawiających się w neogenie — informacja ustna A. P. Żużę, 1974, która opracowując monografię kopalnych okrzemek studiowała w Polsce materiały z Przeworna; por. Głazek, 1975), a opisanych (1973) przez B. Kwiecińską i J. Siemińską jako „proterozoiczne lub dewońskie”. Trzeba też podkreślić, że zachowanie czytelnej rzeźby opalowego pancerzyka okrzemek w warunkach metamorfozy w facji amfibolitowej (której uległy marmury) nie wydaje się prawdopodobne.

Fauna chrząszczy znaleziona w Przewornie ma bardzo duże znaczenie w rozważaniach na temat ewolucji i migracji w trzeciorzędzie chrząszczy z rodziny pływakowatych (Galewski, Głazek 1973).

Owocem ostatnich badań terenowych pierwszego z autorów było znalezienie w tym stanowisku innych grup organizmów, które zapewne współwystępowały z chrząszczami wodnymi i prawdopodobnie również zostały *post mortem* napławione do kanałów krasowych. Są to szczątki roślin wodnych (głonów?), przedstawione na pl. 2, fot. 3 i drobnych ryb (pl. 2, fot. 2). Szczątki te zostały odpreparowane w białej korze pokrywającej nacieki krzemionkowe (por. Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972).

Wiek szczątków kostnych

Trzeci z autorów oznaczył wiek fragmentów kostnych ze stanowisk Przeworno 1 i 2 (tab. 1) metodami fluoro-chloro-apatytową i kolagenową (por. Wysoczański-Minkowicz, 1969, 1973), za pomocą których można obecnie skorelować skalę względną zmian chemicznych zachodzących w kościach ze skalą wieku bezwzględnego (Wysoczański-Minkowicz, 1975, materiały nie publikowane).

Ze stanowiska Przeworno 1 zbadano dwie próbki kości, których wzajemna pozycja stratygraficzna nie jest określona metodami geologicznymi. Osady tego stanowiska mają charakter spływu błotnego, nie wykazującego warstwowania (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972).

Ze stanowiska Przeworno 2 zbadano trzy próbki pobrane w znacznej odległości od siebie (pl. 1, fot. 1). Próbka 3 została wzięta w najniższym punkcie, gdzie pojawiają się pojedyncze, rozproszone fragmenty kostne; reprezentuje ona najwcześniejszy okres zapelnienia rozpadliny. Próbka 4 pochodzi z miejsca, gdzie skupiała się eksploatacja materiału paleontologicznego, z którego pochodzi całość opracowanego paleontologicznie materiału (Sulimski, [w:] Głazek, Oberc, Sulimski, 1971; Kowalski, Zapfe, 1974; Młynarski, 1976) z tego stanowiska (pl. 1, fot. 1). Próbkę 5 pobrano tuż przy powierzchni, gdzie szczątki kostne są rzadkie, a wypeł-

nienie rozpadliny stopniowo łączy się z pokrywą zwietrzelinową wzgórze, która jest przykryta starą hałdą. Kość ta wyróżniała się od niżej występujących szczątków kostnych znaczną twardością i brunatną barwą pochodzącą od impregnujących ją uwodnionych tlenków żelaza.

Wyniki oznaczeń chemicznych substancji kostnej zostały wyrażone w postaci wskaźnika fluoro-chloro-apatytowego (w skrócie FCl/P) według wzoru:

$$\frac{\%F \times \%Cl}{(\%P_2O_5)^2} \times 10^5 = W_{FCl/P}$$

i wskaźnika kolagenowego (w skrócie Coll.), tj. stosunku masy części mineralnej kości do masy jej części organicznej. Masę części organicznej określano na podstawie ubytku masy kości w czasie wyprężania w temperaturze $800 \pm 30^\circ C$ w ciągu godziny. Stopniowy wzrost wskaźnika FCl/P względem skali czasu układa się wzdłuż eksperymentalnych krzywych wiekowych dla różnych środowisk, z których pochodziły badane kości. Przy opracowaniu krzywych wiekowych punktami odniesienia były oznaczenia wieku osadów, z których pochodził materiał kostny. Dla młodszego plejstocenu były to datowania metodą C^{14} , dla starszych odcinków plejstocenu i neogenu wykorzystano zaś możliwość pośrednich odniesień wiekowych do osadów datowanych metodami termoluminescencji (do 1,5–2 milionów lat) i potasowo-argonową, stosując porównawcze kryteria biostratygraficzne. Dotychczas na podstawie tej metody osiągnięto zadowalające wyniki datowania kości plejstocen-skich i plioceńskich (Wysoczański-Minkowicz, 1969, 1973; Głazek, Sulimski, Wysoczański-Minkowicz, 1975). Użyte obecnie rezultaty pozwoliły rozszerzyć zakres stosowalności metody do mioce-nu włącznie. Dlatego w tab. 1 podano również oznaczenia kości ze stanowiska mioceń-skich kości wieloryba z wapieni pińczowskich („torton”, = baden). Oznaczenia dla tych kości (udostępnionych autorowi przez Z. Ry-zewicza) były już podane w poprzedniej pracy (Wysoczański-Minkowicz, 1969), lecz nie zostały zinterpretowane. Obecnie powtórzono te datowania unowocześnionymi metodami i uzyskano dane zbieżne z oznaczeniami dla kości kręgowców z Przeworna.

Trzeba podkreślić, że zastosowanie dokładniejszych metod analitycznych dało wartości wskaźnika FCI/P około 2,5-krotnie niższe od opublikowanych do 1973 roku.

Wskaźnik kolagenowy, jak już wykazano poprzednio (Wysocki-Minkowicz, 1969, 1973), ilustruje tendencję zmian klimatycznych. Niskie wartości tego wskaźnika odpowiadają okresom chłodniejszym, a wysokie wskazują na ocieplenia. Na podstawie wyników uzyskanych dla kości z Przeworna udało się w przybliżeniu skorelować florystyczno-klimatyczne poziomy wydzielone w młodszym trzeciorzędzie przez D. H. Maia (1967).

Otrzymane wyniki (tab. 1) świadczą, że w stanowisku Przeworno 1 znajdują się wymieszane szczątki kostne ze stosunkowo chłodnej fazy (próbka 1) oraz bardzo ciepłej (próbka 2); tej ostatniej muszą odpowiadać szczątki oznaczone paleontologicznie, które wskazują na ciepły i wilgotny klimat (Głazek, Oberc, Sulimski, 1971, 1972). Chłodną fazę można skorelować z V poziomem D. H. Maia (1967), będącym — według tego autora — najchłodniejszym w całym oligocenie i miocenie na terenie NRD. Ciepła faza (próbka 2) dała najwyższe wskaźniki strat kolagenu ze wszystkich dotychczas badanych kości, co przemawia za bardzo ciepłym klimatem, jaki D. H. Mai (1967) przyjmuje dla następnego, VI poziomu florystycznego.

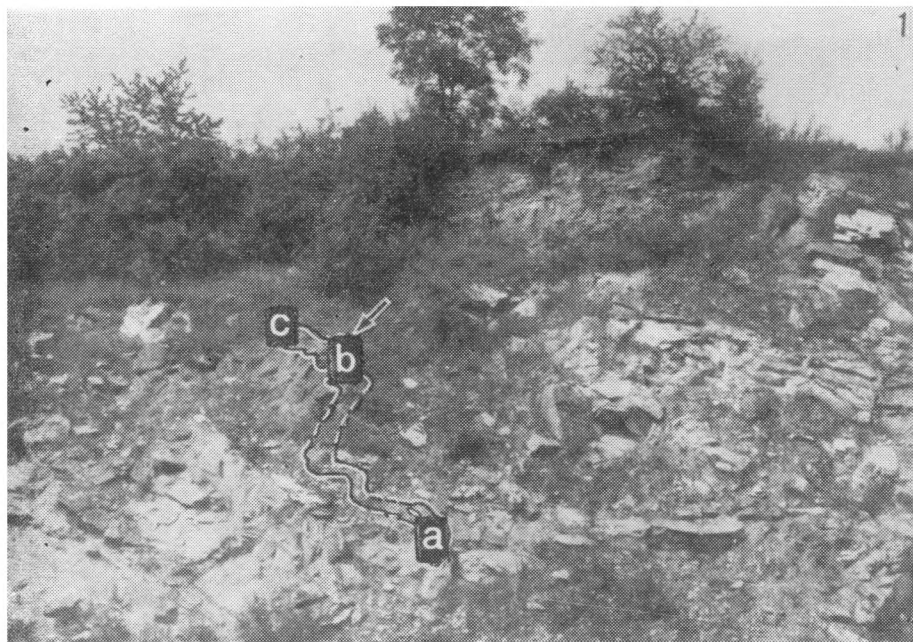
Oznaczenia próbek ze stanowiska Przeworno 2 (tab. 1) rzucają nowe światło na wiek wypełnienia opisanej rozpadliny. Próbka 3, reprezentująca najniżej występujące szczątki kostne, wskazuje na nieco starszy wiek niż próbki kostne z dolnotortoińskich wapieni pińczowskich (próbka 196P i 193P w tab. 1), zaś próbka 4 na nieco młodszy wiek; dane te mieszczą się jednak w granicach błędu metody, tym bardziej że pochodzą z różnych środowisk, gdzie przeobrażenia geochemiczne kości w osadzie przebiegać musiały nieco inaczej. Pewnych informacji dostarczają natomiast oznaczenia strat kolagenu, wskazując, że próbka 4 była zagrzebana w osadzie w warunkach wyraźnie chłodniejszego klimatu niż próbka 3. Niższe wartości otrzymano dla szczątków wielorybich z Pińczowa, lecz można to wyjaśnić trudniejszym rozkładem substancji kolagenowej w osadzie morskim niż w lądowym środowisku. Trzeba podkreślić,

że w dolnym tortonie południowego skłonu Gór Świętokrzyskich istnieje wiele faunistycznych elementów o charakterze tropikalnym (Bałuk, Radwański, 1967; Radwański, 1965). Dlatego zarówno próbki z Pińczowa, jak i próbki 3 z Przeworna paralizujemy z poziomem VIII D. H. Maia (1967), cechującego się florą o charakterze subtropikalnym; natomiast próbkę 4, odpowiadającą całej zbadanej dotychczas faunie ze stanowiska Przeworno 2, odnosimy do nieco chłodniejszego X poziomu florystycznego, który cechowało wyraźniejsze zróżnicowanie pór roku (Mai, 1967). Ostatnia próbka 5 dała wyniki wskazujące na znacznie młodszy wiek. Spore straty kolagenu dowodzą ciepłego klimatu. Próbkę tę można uznać za odpowiednik ciepłej fazy w dolnym pliocenie (poncie). Obecność tak młodych szczątków kostnych można wyjaśnić dodatkowym zasypaniem zakłębłości znajdującej się nad rozpadliną zapełnioną łałami ulegającymi osiadaniu.

Zakończenie

Trwające od 1969 roku badania wypełnień kopalnych form krasowych w Przewornie dostarczają stale nowych, bardzo ciekawych, a często zaskakujących danych, które powodują, że stanowisko to urasta do roli kluczowego punktu w rozważaniach na temat korelacji stratygraficznych miocenu lądowego w Europie środkowej, rekonstrukcji paleogeograficznych obszaru sudeckiego w trzeciorzędzie (por. Oberc, Dyjor, Wroński, 1975) i kopalnego krasu trzeciorzędowego w Polsce (por. Głazek, 1973). Przedstawione w tej pracy dane pozwoliły nie tylko częściowo poznać skład dolno- i środkowomiocenińskiej fauny kręgowców i górnomiocenińskiej fauny chrząszczy tego obszaru, lecz także określić warunki klimatyczne panujące w czasie zapełniania form krasowych zawierających szczątki organizmów oraz przedstawić próbę korelacji stratygraficznej tych faun z miocenem morskim Pińczowa i z poziomami florystycznymi miocenu lądowego, ustalonymi na terenie NRD (por. Mai, 1967).

Pełne opracowanie materiałów wydobytych w Przewornie potrwa jeszcze kilka lat i przyniesie dalsze bardzo wartościowe rezultaty. Należałoby już podjąć starania, aby rozpro-



Fot. 1. Ogólny widok zachodniej ściany kamieniołomu; kontur oznacza szczelinę wypełnioną ilami z kośćmi — stanowisko Przeworno 2; strzałka wskazuje miejsce eksploatacji fauny, litery oznaczają miejsca pobrania próbek kostnych do oznaczeń wieku: a — próbka 3, b — próbka 4, c — próbka 5. Stan z lipca 1970 roku.

Phot. 1. General view (July 1970) of western wall of the quarry; marked is the bone-bearing clay filling the karst fissure (locality Przeworno 2); arrow shows the place of excavation, letters denote provenance of dated bones: a — sample 3, b — sample 4, c — sample 5.

Fot. 2. Fragment jaskini z naciekami krzemionkowymi; kontur oznacza miejsce znalezienia fauny (stanowisko Przeworno 3).

(Fot. J. Głazek)

Phot. 2. Fragment of the cave with siliceous flowstones, marked is the collection site (=locality Przeworno 3).

(Photo J. Głazek)

Fot. 1. Fragment stalaktytu z ilów zawierających kości w stanowisku Przeworno 2 (1a — widok z boku, 1b — widok z dołu); powiększono 3 ×.

(Fot. B. Drozd)

Phot. 1. Stalactite fragment from clays with bones in locality Przeworno 2 (1a — lateral view, 1b — lower view); mag. 3 ×.

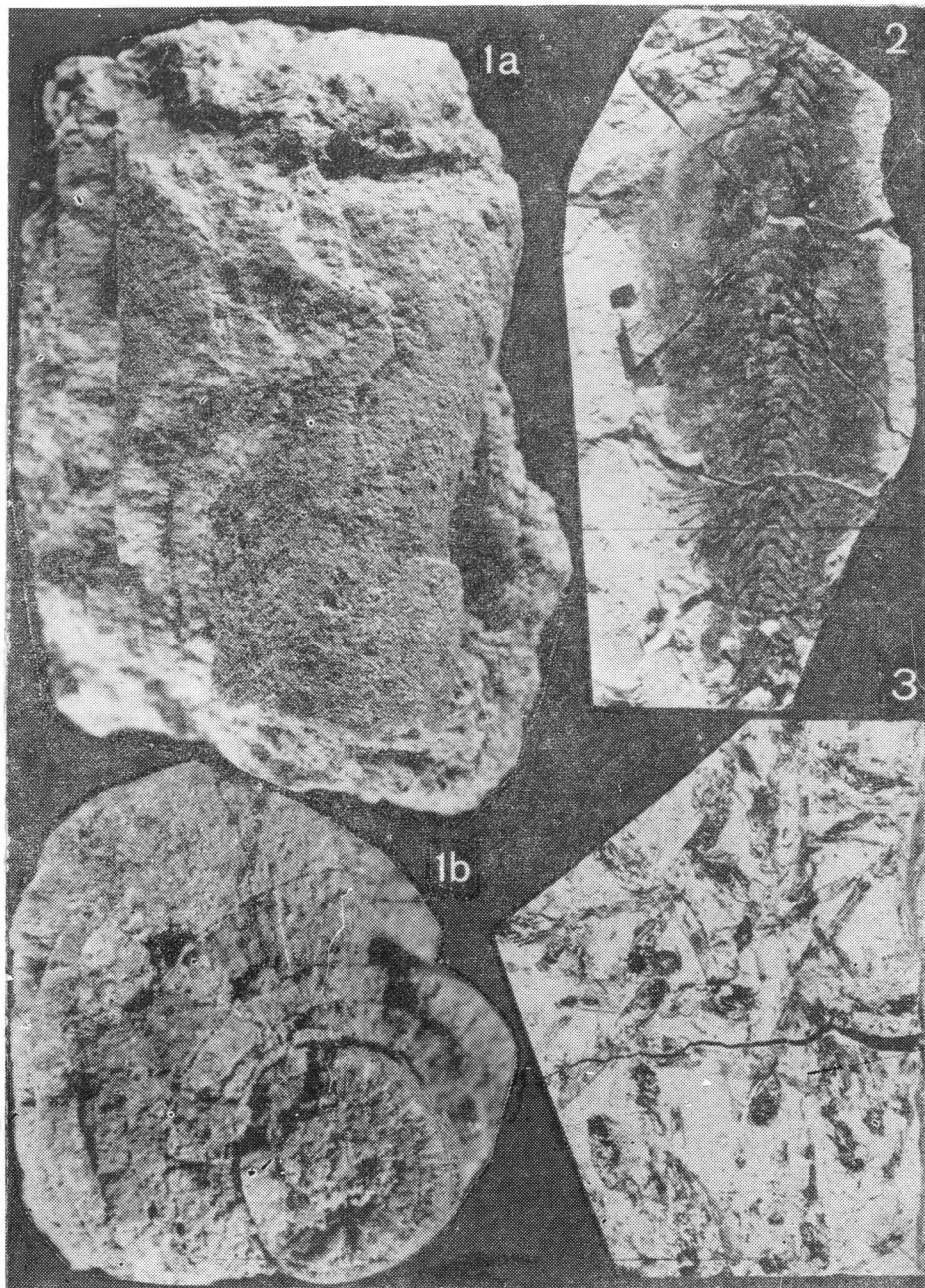
(Photo B. Drozd)

Fot. 2. Szczątek ryby ze stanowiska Przeworno 3; powiększono 5 ×.

Phot. 2. Fish remain from locality Przeworno 3; mag. 5 ×.

Fot. 3. Szczątki roślin ze stanowiska Przeworno 3; powiększono 4 ×.

Phot. 3. Plant remains from locality Przeworno 3; mag. 4 ×.



szone w wielu publikacjach (od 1971 roku) wyniki badań stanowisk paleontologicznych w Przewornie zostały zebrane w dziele stanowiącym monografię całości materiałów, które powinny stać się jednym z wybitniejszych osiągnięć nauk o Ziemi w Polsce.

LITERATURA

- Bałuk, W., Radwański, A., 1967: Miocene cirripeds domiciled in corals, *Acta Paleont. Polon.*, **12**, 4: 457—521, Warszawa.
- Dowgiałło, J., 1976: Wody termalne Sudetów, *Acta Geol. Polon.*, **26**, 4: 617—643, Warszawa.
- Galewski, K., Głazek, J., 1973: An unusual occurrence of Dytiscidae (Coleoptera) in the siliceous flowstone of the Upper Miocene cave at Przeworno, Lower Silesia, Poland, *Acta Geol. Polon.*, **23**, 3: 445—461, Warszawa.
- Galewski, K., Głazek, J., Oberc, J., Sulimski, A., 1973: Miocene vertebrates and beetles in fossil karst at Przeworno (Lower Silesia, south-western Poland), VI Congr. Intern. Spéléologie, Abstr.: 157, Olomouc.
- Głazek, J., 1973: Znaczenie zjawisk krasowych dla rekonstrukcji paleogeograficznych i paleotektonicznych, *Przegl. Geol.*, **21**, 10: 517—523, Warszawa.
- Głazek, J., 1975: Wypełnienia form krasowych z fauną kręgowców i chrząszczy oraz ich znaczenie paleogeograficzne, [w:] *Przewodnik XLVII Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 174—175, Warszawa.
- Głazek, J., Galewski, K., Oberc, J., Sulimski, A., 1975: Miocene fossil karst at Przeworno with vertebrate and beetle faunas (Lower Silesia, Poland), VI Congr. Intern. Spéléologie, Olomouc 1973 Actes, vol. I.: 427—434, Praha.
- Głazek, J., Oberc, J., Sulimski, A., 1971: Miocene vertebrate faunas from Przeworno (Lower Silesia) and their geological setting, *Acta Geol. Polon.*, **21**, 3: 473—516, Warszawa.
- Głazek, J., Oberc, J., Sulimski, A., 1972: Odkrycie miocenich faun kręgowców w Przewornie (Dolny Śląsk), *Przegl. Geol.*, **21**, 2: 65—71, Warszawa.
- Głazek, J., Sulimski, A., Wysoczyński-Minkowicz, T., 1975: On the stratigraphic position of Weże 1 locality (Middle Poland), VI Congr. Intern. Spéléologie, Olomouc 1973, Actes, vol. I: 435—442, Praha.
- Kowalski, K., Zapfe, H., 1974: *Pliopithecus antiquus* (Blainville, 1839) (Primates, Mammalia) from the Miocene of Przeworno in Silesia (Poland), *Acta Zool. Cracoviensia*, **19**, 2: 19—30, Kraków.
- Kwiecińska, B., Siemińska, J., 1973: Diatoms (Bacillariophyceae) in the Przeworno Marbles (Lower Silesia), *Bull. Acad. Pol. Sc. Sér. Sc. Terre.*, **20**, 4: 299—303, Warszawa.
- Mai, D. H., 1967: Die Florenzonen, der Florenwechsel und die Vorstellungen über den Klimaablauf im Jungtertiär der Deutschen Demokratischen Republik, *Abh. zentr. geol. Inst.*, **10**: 55—71, Berlin.
- Młynarski M., 1976: *Discoglossus giganteus* Wettstein — Westerheimb, 1955 (*Discoglossidae*, *Anura*) from the Miocene of Przeworno in Silesia (Poland), *Acta Zool. Cracoviensia*, **21**, 1: 1—12, Kraków.
- Oberc, J., 1966: Geologia krystaliniku Wzgórz Strzebińskich, *Studia Geol. Polon.*, **20**: 1—187, Warszawa.
- Oberc, J., Dyjor, S., 1969: Uskok sudetki brzeźny, *Biul. Inst. Geol.* **236**: 41—142, Warszawa.
- Oberc, J., Dyjor, S., 1971: Związek kwarcytów okolic Bolesławca z tektoniką trzecieorzędową i perspektywy poszukiwawcze, *Przegl. Geol.*, **19**, 12: 531—538, Warszawa.
- Oberc, J., Dyjor, S., Wroński, J., 1975: Ewolucja wschodniej części bloku przedsudeckiego w kenozoiku (piętro młodoolpejskie), *Przegl. Geol.*, **23**, 5: 220—223, Warszawa.
- Sadowska, A., 1975: Wyniki badań paleontologicznych neogenich utworów południowo-zachodniej Polski, *Przegl. Geol.*, **23**, 5: 225—227, Warszawa.
- Wysoczyński-Minkowicz, T., 1969: Próba oznaczania wieku względnego kości kopalnych metodą fluoro-chloro-apatytową, *Studia Geol. Polon.*, **28**: 1—76, Warszawa.
- Wysoczyński-Minkowicz, T., 1973: Zastosowanie metody fluoro-chloro-apatytowej i kolagenowej w datowaniu kości ssaków z osadów czwartorzędowych i trzeciorzędowych, [w:] *Metodyka badań osadów czwartorzędowych* (red. E. Rühle), *Wyd. Geol.*, 313—324, Warszawa.

NEW DATA ON FOSSIL KARST AT PRZEWORNO

S u m m a r y

The results of the research on fossil karst at Przeworno (Fig. 1) have recently been presented in a series of papers (e.g. Galewski, Głazek, 1973; Głazek et al., 1971, 1972, 1975; Kowalski, Zapfe, 1974; Młynarski, 1976), but nevertheless a further investigation project is in progress now, and new important data appear every year. In this paper the results of bone-dating using the fluorine-chlorine-apatite and collagen methods (cf. Wysoczański-Minkowicz, 1969, 1973) are presented and compared with dating of whale bones from the Badenian (= „Tortonian”) deposits of the Carpathians Foredeep (Table 1). The latest determinations of beetle fauna (locality Przeworno 3) are also included (see Polish text, p. 86; cf. Galewski, Głazek, 1973). Current discoveries of fossil fishes (Pl. 2, phot. 2) and plant remains (Pl. 2, phot. 3) in the locality Przeworno 3 are announced. The age of locality Przeworno 3 is precised as Sarmatian, as it results from the palynological investigations by A. Sadowska (1975).

Translated by Jerzy Głazek

**Jerzy Głazek, Kazimierz Galewski, Tadeusz Wysoczański-
-Minkowicz**

NOUVELLES DONNÉES SUR LE KARST FOSSILE À PRZEWORNO

R é s u m é

Les résultats des recherches sur le karst fossile à Przeworno (fig. 1) ont été dernièrement présentés dans une série de publications (Głazek, Galewski, 1973; Głazek et al., 1971, 1972, 1975; Kowalski, Zapfe, 1974; Młynarski, 1976) mais les recherches récentes apportent encore des résultats et des données importantes. Dans cette étude les résultats de la datation des ossements par la méthode utilisant la proportion de fluorine-chlore par rapport à P_2O_5 et par la méthode collagène (cf. Wysoczański-Minkowicz, 1969, 1973) sont présentés et comparés avec ceux des ossements d'une baleine des dépôts du Badénien (= „Tortonien”) de l'avant fossé des Carpates (tab. 1). Les dernières déterminations des coléoptères (site à Przeworno 3) sont également indiquées dans le text polonais (p. 86; cf. Galewski, Głazek, 1973). On signale de dernières découvertes de poissons (pl. 2, photo. 2) et de plantes fossiles (pl. 2, photo. 3) au site Przeworno 3. Le site Przeworno 3 est considéré comme appartenant au Sarmatien d'après les recherches palynologiques faites par A. Sadowska (1975).

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Geodezyjne badania Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie (masyw Śnieżnika Kłodzkiego)

Treść: Interdyscyplinarne badania jaskiń wymagają opracowań na odpowiednich podkładach geodezyjnych, wśród których mapa stanowi podstawową dokumentację. Zasadnicza treść pracy dotyczy zasad sporządzania wieloskalowych map geodezyjnych jaskiń. Autorzy proponują uproszczenie trudnego procesu powstawania mapy. Sugeruje się zastosowanie nowego stolika KARTI-500 do bezpośredniego kartowania w warunkach jaskiniowych elementów ciągu poligonowego, szczegółów sytuacyjnych i wysokości, mierzonych instrumentem BRT-006. Przydatność tego zestawu instrumentów do pracy w przestronnych partiach jaskiniowych sprawdzono w Sali Szampańskiej Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie.

Wstęp

Interdyscyplinarne badania jaskini wymagają opracowań na odpowiednich materiałach kartometrycznych, które stanowią mapy sytuacyjno-wysokościowe w skalach dużych: 1:1000, 1:500, 1:200, 1:100, 1:50, a nawet 1:20 i 1:10, profile (przekroje) podłużne i poprzeczne. Dokładność kartometryczna mapy zależy od skali opracowania i jest określona najczęściej błędem odczytu graficznych wielkości liniowych 0,1 mm—0,3 mm. Najwyższa kartometryczność mapy jest wymagana dla tych partii jaskiń, które przeznaczone są do zagospodarowania turystycznego. Potrzeba wykonania projektów konstrukcyjnych urządzeń i wyposażenia ciągów turystycznych stwarza konieczność sporządzenia mapy geodezyjnej o dokładności adekwatnej do jej skali. Zadanie to jest złożone i zależy między innymi od:

- metody pomiaru i sporządzania mapy,
- zastosowanych przyrządów i instrumentów pomiarowych,

— stopnia trudności poruszania się po jaskini.

Głównym celem pracy jest przedstawienie własnej metodyki sporządzania mapy Jaskini Niedźwiedziej. Zagadnienie to poprzedza omówienie ogólnych zasad opracowywania map jaskiniowych. Ponadto, w związku z konkretnymi potrzebami w zakresie geodezyjnych prac w Jaskini Niedźwiedziej, omawia się program badań na najbliższy okres.

Ogólne zasady opracowania mapy jaskini

Najczęściej spotykana dokumentacja mapowa jaskini to materiały sporządzone na podstawie ciągów busolowych. Ta stosunkowo prosta metoda pomiarów (w trudnych warunkach) pozwala na wykonanie szkiców (nie map) geodezyjnych w skali przybliżonej. Dokładność kartometryczna tych materiałów nie jest najczęściej adekwatna do skali opracowania. Niemniej jednak dla wielu badań naukowych dokumentacja taka jest wystarczająca, zważywszy że koszty dokładnego opracowania geodezyjnego często przekraczają możliwości zainteresowanych instytucji naukowych.

Jak już wspomniano, istnieją potrzeby wykreślenia dokładnej mapy geodezyjnej jaski-

* Akademia Rolnicza, ul. Grunwaldzka 53, 50-377 Wrocław.

Opracowano przy współudziale członków Koła Naukowego Geodetów przy Instytucie Geodezji i Zastosowań Matematycznych Akademii Rolniczej we Wrocławiu: Krzysztofa Mąkolskiego, Romana Stopyry, Bogusława Szychty.

wyniki można uzyskać, stosując metodę biegunową z pomiarem kierunków (azymutów) i odległości do szczegółów sytuacyjnych z punktów poligonowych. Ten sposób pomiaru sytuacji wykorzystuje się w przestronnych salach i korytarzach jaskiniowych. Końcowy etap to kameralne opracowanie wyników pomiarów, a ich efektem jest mapa.

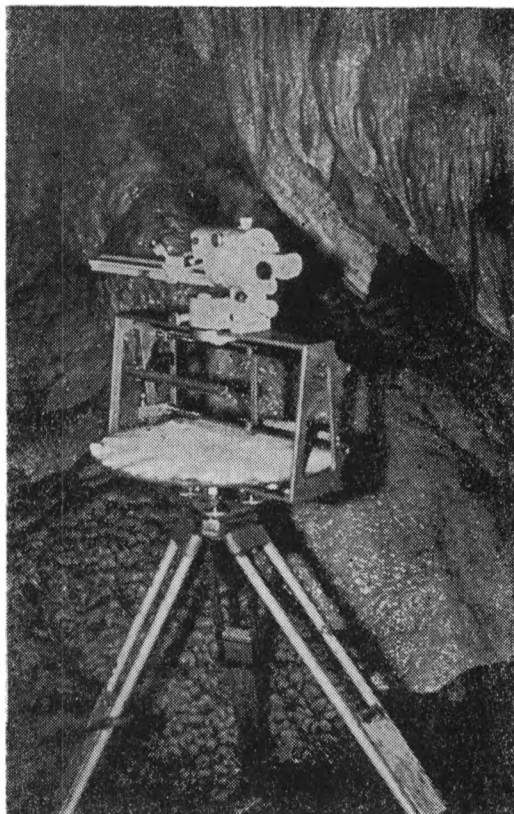
Proces sporządzenia mapy geodezyjnej jest żmudny i pracochłonny, a co za tym idzie — kosztowny. Mając to na względzie, autorzy proponują jego uproszczenie poprzez równoczesny pomiar i kartowanie sytuacji jaskiniowej na nowym stoliku kartograficznym.

Koncepcja sporządzania mapy geodezyjnej dolnych partii Jaskini Niedźwiedziej

Jaskinia Niedźwiedzia w swych dolnych partiach składa się z sal i korytarzy połączonych wąskimi, a często również trudnymi przejściami, co jest istotne z punktu widzenia możliwości wykonania mapy geodezyjnej. Powoduje to zróżnicowanie stopnia trudności pomiarów oraz konieczność dostosowania metodyki tych pomiarów do możliwości wykonawczych, z zachowaniem jak największej dokładności.

Podstawę do sporządzenia dokumentacji mapowej stanowi **lokalny wiszący ciąg poligonizacji przestrzennej**, do którego odnosi się pomiary sytuacyjne. Widząc potrzebę wykorzystania tego ciągu do innych badań, dużą wagę przywiązuje się do odpowiedniej jego dokładności. I tak, kąty poziome (α) oraz zenitalne (z) mierzy się metodą trzech statywów teodolitem „Theo 020” (Carl Zeiss, Jena) w dwóch seriach, celując na specjalne tarcze. Instrument ustawiony jest na odpowiednio adaptowanych statywach lub na samych spodarkach nakręconych na metalowe pręty z gwintami, którymi stabilizuje się punkty ciągu. Odległości przestrzenne (d) mierzy się taśmą stalową z nakładką milimetrową na wskaźniki wstawione do spodarek po wyjęciu teodolitu i tarcz celowniczych. Tak realizowany ciąg przestrzenny stanowi „szkielet”, do którego odnosi się pomiary sytuacji. W wąskich przejściach pomiary sytuacji wykonywane są uproszczoną, tradycyjną już metodą rzędnych i odciętych.

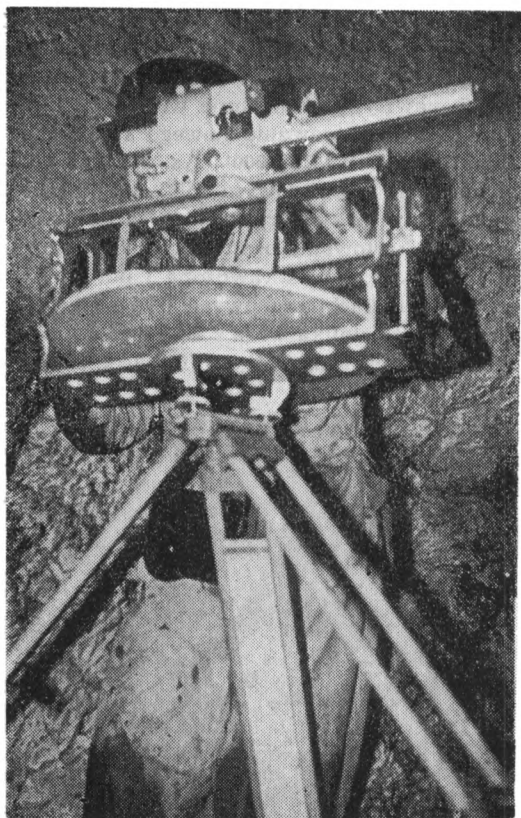
Do wykonania zdjęcia geodezyjnego sal i korytarzy jaskini z wieloma szczegółami (stalagmity i stalaktyty, szata naciekowa, progi, nawisy, powierzchnie wodne itd.) proponuje się zastosowanie nowego stolika kartograficznego KARTI-500¹ (rys. 2) wraz z instrumentem pomiarowym BRT-006 (bazowy redukcyjny tachymetr). Metoda ta do jednoczesnego kartowania osnowy sytuacyjnej oraz szczegółów została sprawdzona i potwierdzona w warunkach terenowych (Cacoń, 1973). Przydatność stolika wraz z BRT-006 do pracy w warunkach jaskiniowych (fot. 1, 2, 3) spra-



Fot. 1. Stolik KARTI-500 z BRT-006 nad punktem poligonowym (III)

Phot. 1. Planchette topographique KAR-TI-500 associée à l'appareil BRT-006

¹ Jeden egzemplarz przyrządu nr 5 z serii informacyjnej przekazał Kombinat Geodezji i Kartografii w Berlinie (NRD) Instytutowi Geodezji i Zastosowań Matematycznych Akademii Rolniczej we Wrocławiu.



Fot. 2. Stolik KARTI-500 z BRT-006 (widok od dołu) w czasie pracy

Phot. 2. Planchette topographique KARTI-500 associée à l'appareil BRT-006 pendant l'utilisation (vue du dessous)

wdzono w Sali Szampańskiej. Pomiar sytuacyjno-wysokościowy sali oparto na 3 punktach (I, II, III), które tworzą fragment przestrzennego ciągu poligonowego. Wysokości szczegółów odniesiono do przyjętej lokalnej wysokości punktu I ($H_I = Z_I = 800,00$ m).

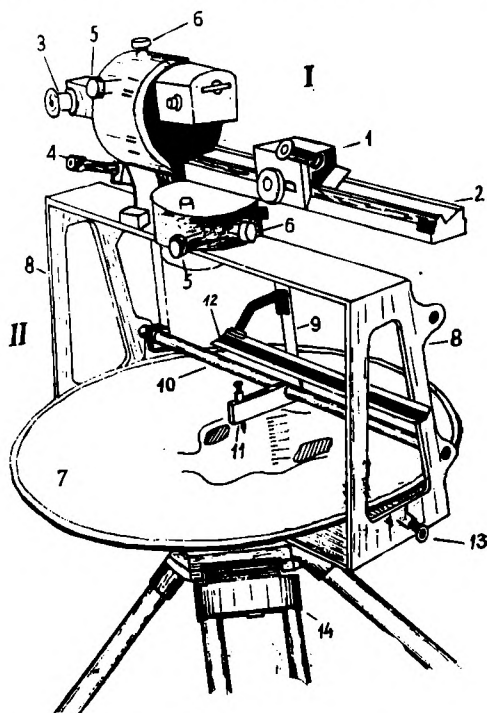
Sygnalizację szczegółów jaskiniowych wykonano za pomocą punktowego oświetlenia latarką elektryczną. Zastosowanie tylko takiej sygnalizacji jest wyjątkowo korzystne i możliwe z uwagi na użycie wygodnego instrumentu pomiarowego, którym jest BRT-006.

Opracowanie mapy składa się z następujących etapów:

— pomiar i kartowanie na stoliku sąsiednich punktów ciągu oraz szczegółów sytuacyj-

nych i ich wysokości w obrębie każdego stanowiska na oddzielnym arkuszu przezroczystego materiału (astralonie).
— odpowiedni montaż krążków i zrysowanie mapy.

Ostateczny efekt przeprowadzonych czynności stanowi mapa Sali Szampańskiej w ska-



Ryc. 2. Stolik KARTI-500 połączony z instrumentem BRT-006:

I — bazowy redukcyjny tachymetr BRT-006; 1 — ruchomy przyrząd pentagonalny, 2 — liniał bazowy, 3 — okular, 4 — lunetka do odczytów kół, 5 — śruby ruchu leniwego, 6 — śruby zaciskowe; II — stół KARTI-500: 7 — płyta do kartowania, 8 — dźwigi boczne, 9 — sanie nastawcze, 10 — rura prowadząca sanie nastawcze, 11 — przyrząd nakłuwający, 12 — podziałka, 13 — śruba ruchu leniwego, 14 — statyw

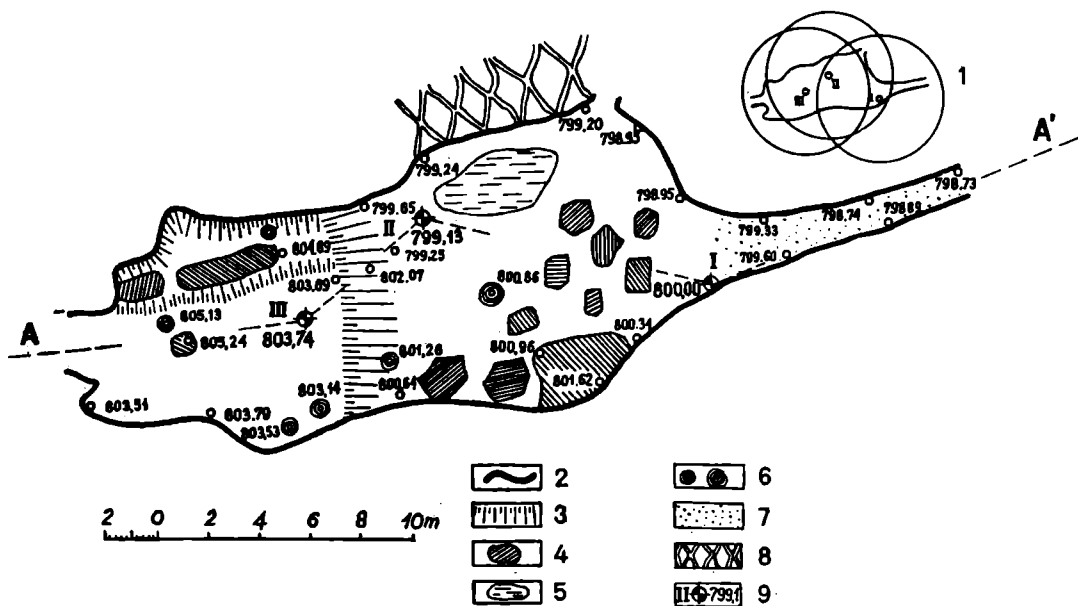
Fig. 2. Planchette topographique KARTI-500 associée à l'instrument BRT-006:

I — tachymètre reducteur de base BRT-006: 1 — équerre optique mobil, 2 — règle de base, 3 — oculaire, 4 — lunette, 5 — vis de mouvement lent, 6 — vis de serrage; II — planchette topographique KARTI-500: 7 — planche pour l'établissement d'une carte, 8 — montants latéraux, 9 — chariots ajustables, 10 — tige de coulissage des chariots ajustables, 11 — appareil de referage, 12 — échelle, 13 — vis de mouvement lent, 14 — support

li 1:100, której pomniejszenie przedstawia ryc. 3. Znaki umowne szczegółów jaskiniowych zostały zaczerpnięte z pracy J. Hromasa i J. Hýska (1972). Na podstawie podkładu mapowego oraz danych analitycznych sporządzono profil podłużny A-A'

(wzdłuż boków ciągu poligonowego) w skali 1:100, którego zmniejszony obraz zamieszczono na ryc. 4.

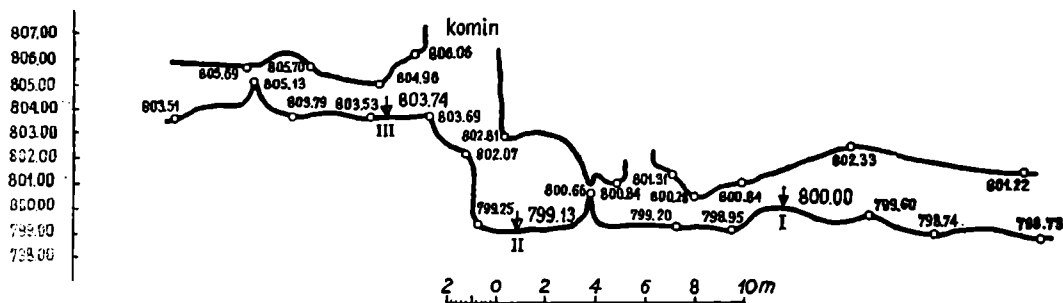
Podsumowując, należy stwierdzić pełną przydatność nowego stolika KARTI-500 wraz z dalmierzem BRT-006 do opracowania map



Ryc. 3. Mapa sytuacyjno-wysokościowa Sali Szampańskiej w Jaskini Niedźwiedziej: 1 — schemat montażu mapy, 2 — ograniczenie sali jaskiniowej, 3 — stopień skalny, 4 — bloki skalne, 5 — powierzchnie wodne, 6 — stalaktyty, stalagmity, 7 — il, piasek, 8 — szata naciekowa, 9 — punkt ciągu poligonowego; A-A' — usytuowanie profilu podłużnego

Fig. 3. Plan de situation de la salle „Szampańska” dans la grotte „Niedźwiedzia”:

1 — schéma de l'élaboration d'une carte, 2 — limite de la salle de cavité, 3 — seuil rocheux, 4 — blocs rocheux, 5 — surfaces de l'eau, 6 — stalactites, stalagmites, 7 — argile, sable, 8 — concrétions, 9 — point du cheminement polygonal; A-A' — emplacement du profil longitudinal



Ryc. 4. Profil podłużny A-A' Sali Szampańskiej

Fig. 4. Profil longitudinal A-A' de la salle „Szampańska”



Fot. 3. Stolik KARTI-500 z BRT-006 (widok z boku) w czasie pracy

Phot. 3. Planchette topographique KARTI-500 associée à l'appareil BRT-006 pendant l'utilisation (vue latérale)

przestronnych części jaskini. Ponadto potwierdzono słuszność wyboru tego zestawu przyrządów, którego użycie pozwoliło na skrócenie czasu wykonania mapy o około 30% w stosunku do tradycyjnej metodyki.

Program dalszych badań geodezyjnych Jaskini Niedźwiedziej

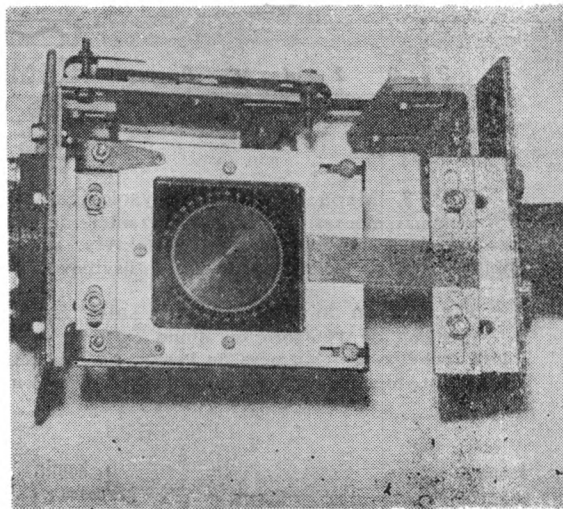
Przedstawione zagadnienia dotyczące sporządzenia mapy geodezyjnej Jaskini Niedźwiedziej stanowią zasadniczy kierunek prac geodezyjnych. Niezależnie od tego planowane są badania mające na celu:

- rozwiązanie tzw. problemu przebitkowego,
- określenie stanu stateczności dolnych partii w czasie prac związanych z umożliwieniem zwiedzania górnych partii jaskini.

Pierwsze zagadnienie wiąże się z poszukiwaniem najkorzystniejszego połączenia najbliższych fragmentów odległych partii jaskini

z powierzchnią terenu. Zadanie to zamierza się rozwiązać na podstawie związków matematyczno-geometrycznych zachodzących w przestrzennych ciągach poligonowych z przyjęciem zasady $d = \min$ (gdzie: d — odległość łącząca punkty ciągów: podziemnego i naziemnego). Podziemny ciąg poligonowy jest już stosowany do sporządzenia geodezyjnej dokumentacji mapowej jaskini. Obliczenia wykonane zostaną na maszynie cyfrowej ODRA 1204.

Badania stanu stateczności prowadzone będą za pomocą szczelinomierzy typu TM-71, skonstruowanych przez B. Košťáka (1969) z Instytutu Geologicznego Czechosłowackiej Akademii Nauk w Pradze. Konstrukcja przyrządów (fot. 4) oparta jest na interferencji światła, znanej jako zjawisko Moiré. Urządzenia te pozwalają na rejestrację przemieszczeń przestrzennych w przyjętym układzie X, Y, Z. Planuje się ich umieszczenie w rejonach wyraźnych spękań geologicznych.



Fot. 4. Szczelinomierz TM-71 (widok ogólny)

Phot. 4. Appareil précis TM-71 (vue générale)

LITERATURA

- Bauer, M., 1970: Der Kartiertisch 500 mm — ein neuartiges Gerät zur Herstellung von Lage — und Höhenplänen, Vermessungstechnik, 18: 177—180, Berlin.
- Cacoň, S., 1972: Karti 500 mm — nowy stolik do sporządzenia map, Przegl. Geod., 4: 161—162.
- Cacoň, S., 1973: Anwendung des Kartiertisches 500 mm zur graphischen Bestimmung eines Polygonnetzes, Vermessungstechnik, 10: 375—377, Berlin.
- Hromas, J., Hýsek, J., 1972: Česká jaskyně v Rumunsku, Českosl. Kras, 24: 75—96, Praha.
- Košťak, B., 1969: A New Device for In-situ Movement Detection and Measurement, Exper. Mechan. 8: 374—379.

GEODETIC MEASUREMENTS OF THE BEAR-CAVE
(JASKINIA NIEDŹWIEDZIA)

Summary

Interdisciplinary studies of cave problems require suitable geodetic data, wherein maps are recognized as a fundamental form of specification. The aim of the present paper is to discuss the principles of preparing large-scale geodetic maps of caves. Since the mapping procedure itself is complicated and troublesome (measurements, calculations, and design), the authors suggest some simplifications. These consist in the use of the new KARTI-500 desk for direct mapping (under subsurface conditions) of the particular traverse elements, and other details, measured by means of the BRT-006 geodetic instrument. The applicability of such a set of instruments has been proved in the „Champagne Chamber” of the Bear-Cave.

A programme of geodetic measurements for the nearest future is also developed.

Translated by Janina Kosińska

RECHERCHES GÉODÉSIQUES DE LA GROTTÉ
„NIEDŹWIEDZIA” (DE L'OURS)

Résumé

Les recherches interdisciplinaires sur les grottes exigent l'utilisation de matériaux géodésiques parmi lesquels la carte constitue une documentation fondamentale. Le contenu essentiel de cette étude concerne les principes de préparation des cartes géologiques des grottes à grande échelle. Les auteurs proposent une simplification des travaux complexes d'élaboration de la carte (travaux de mesure, de calcul, de cartographie). On suggère l'utilisation d'une nouvelle planchette topographique KARTI-500 pour l'établissement direct d'une carte dans les conditions souterraines. L'utilité pratique de cette association d'instruments pour des cavités a été vérifiée dans la salle „Szampańska” de la grotte „Niedźwiedzia”.

Dans cette étude on présente également le programme à court terme des recherches géodésiques dans la grotte „Niedźwiedzia”.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

KRAS WYBRZEŻY MORSKICH

Ewolucja chemiczna wód i rozwój podziemnych form krasowych w wapiennych rejonach nadmorskich

Treść: W obszarach nadmorskich, zbudowanych ze skał przepuszczalnych, wody gruntowe krążą odmiennie niż w podobnych rejonach nie mających kontaktu z morzem. Celem tej pracy jest wykazanie, że w tych warunkach również rozwój podziemnych form krasowych przebiega inaczej niż w „klasycznych” rejonach krasowych.

Wody gruntowe w nadmorskich skałach przepuszczalnych

Prowadzone w pierwszych latach bieżącego stulecia badania Ghybena i Herzberga wykazały, że wzdłuż wybrzeży morskich utworzonych ze skał przepuszczalnych słodkie wody gruntowe „pływają” na zalegających głębiej gruntowych wodach morskich. Powierzchnia rozdziału wód jest zwykle ostro zaznaczona i charakteryzuje się skokiem gęstości przy przejściu od głębokich wód słonych do zalegających wyżej, lżejszych wód słodkich. Ciężar właściwy wód morskich wynosi średnio 1,025, a więc jest większy o mniej więcej 1/40 od ciężaru właściwego wód słodkich. Aby cały układ był zrównoważony hydrostatycznie, tylko 1/40 słupa wód słodkich może wznosić się powyżej rzędnej wód słonych (poziomu morza), a główna masa wód słodkich 39/40 — zgodnie z prawem wyporu — będzie znajdować się poniżej poziomu morza. Pozwala to na przybliżone określanie głębokości zalegania powierzchni skoku gęstości, mnożąc przez 40 wartości rzędnej powierzchni piezometrycznej słodkich wód gruntowych.

Badania hydrogeologiczne, prowadzone licznie zwłaszcza w okresie powojennym, wykazały, że podobne stosunki wodne panują również w wapiennych krasowych rejonach nad-

morskich. Dotyczy to szczególnie wybrzeży Morza Śródziemnego i Karaibskiego, ze względu na powszechność występowania tam skał wapiennych. Najdokładniej zbadano pod względem hydrogeologicznym Florydę (Stringfield, LeGrand, 1969, 1971) i Półwysep Salentyński w południowych Włoszech (Rudnicki, 1975).

Wody gruntowe w wapiennych obszarach nadmorskich

Wynikający z teorii Ghybena — Herzberga układ stosunków wodnych daje obraz statyczny, nie uwzględniający zmian wywołanych przepływem wody, ponadto zakłada jednorodną i znaczną przepuszczalność skał. Taka sytuacja ma miejsce tylko na niektórych obszarach krasowych, utworzonych ze słabo scementowanych porowatych kalkarenitów, jak na przykład osady pliocenско-чwartorzędowe Półwyspu Salentyńskiego. Tworzy się w tych warunkach jednolite zwierciadło słodkich wód gruntowych o bardzo małym nachyleniu 1‰—2‰ oraz równie ciągła strefa przejściowa skoku gęstości, grubości zaledwie 10 m—20 m, położona na głębokości określonej teorią Ghybena — Herzberga lub nieznacznie większej. Układ taki cechuje się małymi wahaniami wysokości powierzchni piezometrycznej, co jest rezultatem ogromnej zdolności magazynowania wód, których zwiększony dopływ będzie wywoływać przesuwanie się w głąb powierzchni rozdziału wód słod-

* Pracownia Geologii Czwartorzędu, Zakład Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa

kich i słonych, dążąc do przywrócenia równowagi hydrostatycznej, a w małym tylko stopniu wywoła podniesienie poziomu zwierciadła wód podziemnych. Przepływ wód gruntowych jest zgodny z modelem głębokiej cyrkulacji, proponowanym przez R. Rhoades'a i M. N. Sinacori (1941). W strefie zasilania jest to równomierny powolny przepływ wód ku dołowi z odchyleniem w bok i ku górze w pobliżu strefy przejściowej skoku gęstości. W efekcie następuje zwiększenie prędkości i koncentracja przepływu w pasie przybrzeżnym będącym strefą odpływu. Skoncentrowany wzdłuż brzegu odpływ wód słodkich powoduje zepchnięcie wód morskich poniżej teoretycznej linii rozdziału, czemu towarzyszy spiętrzenie wód słodkich objawiające się często pasem źródeł występujących do kilku metrów powyżej poziomu morza. Dynamiczne oddziaływanie na siebie wód słodkich i słonych w strefie brzegowej jest przyczyną częściowego mieszania się wód i pewnego zasolenia słodkich wód gruntowych (do 1,5—2,0 g/l NaCl), zauważalnego do kilku kilometrów w głąb pasa nadbrzeżnego. Ubytek wód słonych wywołany mieszaniami w strefie brzegowej jest uzupełniany dopływem wód morskich w głąb lądu. Wzdłuż brzegów Półwyspu Salentyńskiego wielkości ingresji wód morskich można oceniać na około 30 l/s na 1 km wybrzeża. Ten dopływ wód słonych następuje najczęściej przez estawe, czyli wywierzska — ponory działające przemienicznie rytmem regulowanym pływami. O wymianie słonych wód gruntowych w pobliżu brzegu świadczą pomiary zawartości C^{14} w morskich wodach gruntowych, zbliżone do wartości C^{14} dla otwartego morza (Cotecchia, Magri, Tazioli, 1974). Skomplikowane stosunki wodne strefy brzegowej, obserwowane w porowatych kalkarenitach, stają się nieporównanie bardziej złożone w tych partiach brzegu, które buduje zbity gruboławicowy wapień, w różnym stopniu spękany. Jak wiadomo, w takich właśnie wapieniach rozwój podziemnych form krasowych przybiera największe rozmiary; podobnie dzieje się również w krasie nadmorskim. Zbudowane z wapieni kredowych *plateau* krasowe Murge w Apulii jest przykładem tego rodzaju krasu brzegowego. Niestety obserwacji dotyczących odpływu podziemnego z tych rejonów jest zbyt mało, by można było dokonać ścisłych

uogólnień. Różnorodność i szerokość szczelin ciosowych, różnice litologiczne i tym podobne czynniki wpływają na dużą zmienność wielkości filtracji w obrębie tych skał (Mongelli, Reina, 1962), powodując nieregularność powierzchni piezometrycznej. W takich rejonach zwierciadło wód podziemnych stwierdza się tylko w obrębie ograniczonych rejonów silnie spękanych lub o wyższym stopniu ewolucji podziemnych wód krasowych (Ford, 1974). Podobnie w krasie nadmorskim infiltracje wód morskich i jej wzajemne oddziaływanie z nadległymi wodami słodkimi ogranicza się do lokalnych stref, w których tektoniczne i litologiczne czynniki umożliwiają powstanie jednolitego układu hydraulicznego. Taki obraz rysuje się z dotychczasowych badań hydrogeologicznych w Apulii.

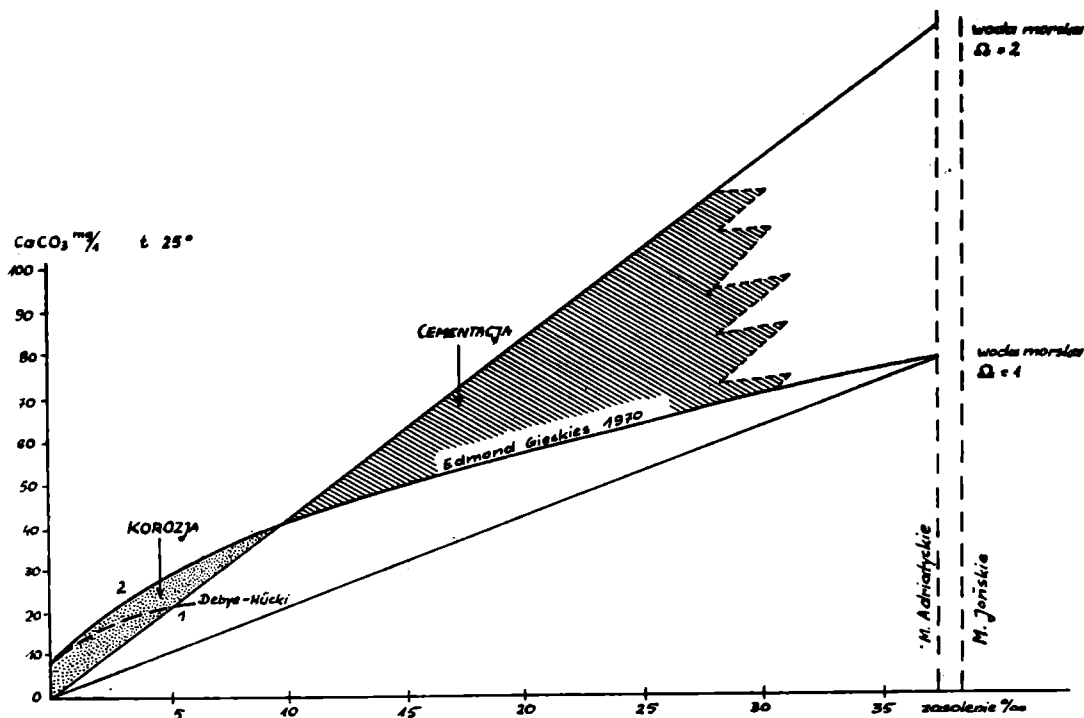
Z doświadczenia wiadomo również, że w takich rejonach źródła słodkiej wody mogą występować w dnie morskim na znacznej głębokości. Dotyczy to izolowanych systemów szczelin o znacznym spadku powierzchni piezometrycznej i znacznej energii, w których wypływająca woda jest w stanie wypchnąć wodę morską na zewnątrz systemu. Tego rodzaju źródła spotyka się najczęściej wówczas, gdy ławica wapieni zapadająca ku morzu otoczona jest warstwami nieprzepuszczalnymi. Różnicowanie zdolności penetracji masywnego wapiennego przez wody powoduje powstanie obok siebie systemów szczelin wypełnionych wodą o różnym stopniu zasolenia, a więc i różnej gęstości. To różnicowanie gęstości wpływa również na kształt powierzchni piezometrycznej, w której rejonach o większej gęstości tworzą zagłębienia, a wody lżejsze — wyniosłości. Takie gęstościowe różnicowanie wysokości powierzchni piezometrycznej może powodować powstanie pozornie paradoksalnych przepływów, takich jak wpływ wody morskiej w ponory na wyspie Kefalonii lub wpływ wód morskich z Zatoki Meksykańskiej do jeziora Tarpon na Florydzie (Stringfield, LeGrand, 1969). Skomplikowane i różnorodne przepływy wód w rejonach krasowych wybrzeży morskich są wywołane bądź pierwotną anizotropią w rozkładzie szczelin, bądź też w wyniku odziedziczenia starych systemów, które powstały przy znacznie niższym poziomie morza. Częste zmiany położenia oceanu światowego w czwartorzędzie

uniemożliwiły ciągłą i nieprzerwaną ewolucję podziemnego drenażu w wapiennych obszarach nadmorskich. Przynajmniej dotychczas taki przykład nie został opisany. Nasuwa się zatem pytanie, w jaki sposób przebiega ewolucja sieci drenażu podziemnego w strefie wybrzeży morskich; Czy powstaje jednolity system hydrauliczny z ciągłą powierzchnią skoku gęstości podobnie jak w porowatych kalkarenitach? Na pytania te trudno jest na razie w pełni odpowiedzieć. Zarysowany dalej schemat ewolucji krasu wybrzeży morskich jest próbą podsumowania obserwacji zebranych przez autora na wybrzeżach krasowych Morza Jońskiego i Morza Adriatyckiego.

Ewolucja chemiczna wód podziemnych w nadmorskich rejonach krasowych

Rozwój krasu głębokiego, powiększanie się i przekształcanie systemów freatycznych wymaga pewnej, choćby nieznacznej, agresywności wód gruntowych. Określenie czasu oddziaływania agresywnego wód krasowych jest zagadnieniem subtelnym, nie rozwiązaniem w pełni także w przypadku krasu „klasycznego”. Oprócz trudności pomiarowych składa się na to również niewystarczająco dokładna znajomość iloczynu rozpuszczalności (Ca^{++}) (CO_3^{--}) (Langmuir, 1968). Niemniej badania doświadczalne wskazują, że w wodzie ulegającej mieszanii (płynącej) stan równowagi węglanowej osiągany jest po najwyżej 1–2 miesiącach. Natomiast czas przepływu głębokich wód podziemnych na Półwyspie Salentyńskim (jak można sądzić po obniżonej znacznie wartości C^{14} tych wód) należy mierzyć w stuleciach. Jedynie w strefie brzegowej następuje zwiększenie prędkości przepływu do 1–20 m/dobę. Na podstawie tych danych można sądzić z dużym prawdopodobieństwem, że tworzące głęboką cyrkulację wody krasowe są całkowicie nasycone i niezdolne do rozpuszczania. Morfologiczne obserwacje na obszarze płaskowyżu Murge w Apulii potwierdzają ten wniosek. Leje krasowe i lapiez nacinają zaledwie powierzchnię płaskowyżu. Podległe wapienie, odsłonięte w głębokich kamieniołomach, nie noszą żadnych śladów skrasowienia. Natomiast jaskinie krasowe i krasowo-abrazyjne występują pow-

szechnie wzdłuż krawędzi zarówno starych, jak i współczesnych linii brzegowych. Obecność tych jaskiń jest dowodem morfologicznym uaktywnienia się korozji w strefie brzegowej, a więc w rejonie odpływu krasowych wód gruntowych. Zaobserwować można, że w strefie plażowej w miejscach odpływu do morza wód podziemnych następuje cementacja współczesnych osadów litoralnych w skały plażowe. Podobną zależność stwierdza się na plażach Ligurii, w północnej części Morza Tyreńskiego (G. Fierro — wiadomość ustna). Te obserwacje sugerują, że w strefie brzegowej nieaktywne już wody krasowe przejawiać mogą tendencję zarówno do korozji, jak i wytrącania. Z wielu czynników wpływających na pojemność węglanową wód w strefie brzegowej istotne znaczenie może mieć jedynie zmiana zasolenia. Ewolucję chemiczną wód krasowych w strefie wybrzeży należy zatem rozpatrywać pod kątem zmian równowagi węglanowej następującej w miarę stopniowego wzrostu zasolenia wód gruntowych, aż do całkowitego zmieszania się z wodą morską. W ten właśnie sposób sporządzony został wykres na ryc. 1. Na osi odciętych (x) zaznaczony jest wzrost zasolenia wyrażony w promilach, na osi rzędnych wartości CaCO_3 w mg/l. Wzrost zasolenia, a więc ogólny wzrost mocy jonowej, powoduje zmniejszenie się aktywności jonów biorących udział w reakcjach węglanowych, tym samym zwiększając rozpuszczalność CaCO_3 . Teoretyczne obliczenie współczynników przy użyciu wzoru Debeya i Huckla jest możliwe jedynie do wartości mocy jonowej równej 0,1, co w przypadku mieszaniny z wodami morskimi równa się wzrostowi zasolenia do około 5‰. Obliczona na tej podstawie wielkość rozpuszczania CaCO_3 wyrażona jest na wykresie linią (1). Obliczenia nie uwzględniają tworzących się w tych warunkach związków kompleksowych, co powoduje dodatkowe zwiększanie się rozpuszczalności CaCO_3 . Bliższa wartościom rzeczywistym jest krzywa (2), wskazująca wielkość rozpuszczania na podstawie bezpośrednich pomiarów w morzu. Ze względu na trudności pomiarowe dane te obarczone są błędem około 20%, dlatego też wykres ilustruje głównie jakościowy przebieg procesów. Obie krzywe rozpoczynają się w tym samym punkcie wyjściowym, odpowiadającym iloczynowi rozpuszczalności (Ca^{++})



Ryc. 1. Ewolucja chemiczna wód krasowych w rejonie nadmorskim.

Krzywe 1 i 2 ilustrują wzrost rozpuszczalności CaCO_3 , postępujący wraz ze wzrostem zasolenia wód. Krzywa 1 — obliczona wzorem Debye-Hückla, krzywa 2 — na podstawie pomiarów *in situ* (według Edmonda i Gieskies'a, 1970). Pionowe linie przerywane oznaczają zasolenie wód Morza Adriatyckiego i Morza Jońskiego. Omegą oznaczono wody Morza Adriatyckiego nasycone i dwukrotnie przesycone CaCO_3 . Linie proste zbiegające się w zerowym punkcie układu oznaczają ilość CaCO_3 pochodzącą z wód morskich nasyconych i dwukrotnie przesyconych w zależności od stopnia rozcieńczenia. Kropkami oznaczono strefę przewagi korozji, a kreskami wytrącania i cementacji podczas mieszania się wód słodkich z wodami morskimi przesyconymi dwukrotnie CaCO_3 .

Fig. 1. Évolution chimique des eaux karstiques dans la zone marine.

Les courbes 1 et 2 illustrent l'accroissement de la dissolution de CaCO_3 qui progresse avec l'accroissement de la salinité des eaux. La courbe 1 est calculée à l'aide de la formule de Debye-Hückel; la courbe 2 d'après Edmond et Gieskies correspond aux mesures *in situ*. Les droites latérales en pointillé désignent la salinité de la Mer Adriatique et de la Mer Ionienne. Par „omega” on a désigné les eaux de la Mer Adriatique saturées et sursaturées à deux reprises en CaCO_3 . Les droites convergent au point zéro désignent la quantité de CaCO_3 provenant des eaux de mer saturées et sursaturées à deux reprises en fonction de la dilution. Les points désignent la zone de prépondérance de la corrosion et les lignes — les précipitations et la cimentation pendant le mélange des eaux douces avec les eaux saturées à deux reprises en CaCO_3 .

(CO_3^{2-}) obliczonemu na podstawie termodynamicznej stałej równowagi K_{so} dla kalcytu, zdefiniowanej ostatnio przez R. L. Jacobsona i D. Langmuira (1974). Z wykresu wynika, że największy przyrost rozpuszczalności CaCO_3 odpowiada niskim wartościom zasolenia do około 10‰. Jest to całkowity przyrost rozpuszczania, który należy pomniejszyć o tę ilość CaCO_3 , która znajduje się już

w wodzie morskiej. Naniesione na wykresie dwie pionowe przerywane linie oznaczają wartość zasolenia Morza Adriatyckiego i Morza Jońskiego. Przy sporządzaniu wykresu posłużono się wartościami dla Morza Adriatyckiego. Punkt przecięcia się krzywej (2) z wartością zasolenia pozwala określić ilość CaCO_3 , potrzebną do całkowitego nasycenia wód ($\Omega = 1$). Często jednak przypowierzch-

niowe wody morskie są przesycone węglanem wapnia dwu-, a nawet trzykrotnie (Pytkowicz, 1973). Na wykresie przez $\Omega = 2$ oznaczono wody morskie przesycone dwukrotnie. Aby obliczyć ilość CaCO_3 , która dostanie się wraz z wodą morską podczas jej mieszania z wodami gruntowymi, wystarczy sporządzić krzywe rozcieńczania (dla wód nasyconych $\Omega = 1$ i dwukrotnie przesyconych $\Omega = 2$) w postaci linii prostych biegnących ku środkowi osi współrzędnych. Mierzona od tej linii wzdłuż osi odciętych wartość podaje ilość CaCO_3 pochodzącą z wody morskiej dla każdej wielkości zasolenia. Z porównania krzywych rozpuszczania i rozcieńczania wynika, że nawet przy przesyconiu wód morskich w wyniku ich mieszania się z wodami gruntowymi pojawi się zdolność korozyjna wód (krzywa rozpuszczania znajduje się powyżej krzywej rozcieńczeń). Stopień przesyconia wód morskich w CaCO_3 nie zmienia charakteru procesu, ogranicza jedynie zakres ujawnienia się korozji do najniższych wartości zasolenia wód. Gdy wraz ze wzrostem zasolenia rośnie udział wód morskich w wodach gruntowych, dostarczona wraz z nimi ilość CaCO_3 przekracza tę ilość węgla wapnia, jaka się może w tych warunkach dodatkowo rozpuścić. Linia rozcieńczeń znajduje się wtenczas ponad krzywą rozpuszczania. Są to słonawe wody przesycone w CaCO_3 . Wytrącanie węglanów i cementacja skał plażowych zapewne ma miejsce w tej fazie ewolucji wód gruntowych. Wiadomo, że z przesyconych słodkich wód krasowych węglan wapnia wytrąca się spontanicznie (Holland et al., 1964). Natomiast w wodach morskich pomimo znacznego przesyconia węglanami na ogół wytrącanie nie występuje. Uważa się, że jest ono zahamowane przez fosforany i związki organiczne zawarte w wodzie morskiej (Pytkowicz, 1973). Jest prawdopodobne, że cementacja skał plażowych następuje w tej fazie mieszania wód gruntowych z morskimi, w której już jest osiągnięte przesyconie wód, a jeszcze właściwości hamujące wód morskich nie ujawniają się w pełni. Jeśli taka interpretacja okaże się właściwa, to pojawienie się zdolności korozyjnych wód, a następnie wytrącanie byłoby normalnym następstwem podczas ewolucji podziemnych wód krasowych w rejonach nadmorskich.

Rozwój podziemnych form krasowych w rejonach nadmorskich

Ujawnienie się zdolności korozyjnych wód krasowych w pierwszej fazie mieszania się ich z wodami morskimi wskazuje, że istotną pod względem speleogenetycznym rolę odgrywać będzie strefa przejściowa skoku gęstości, oddzielająca nieaktywne gruntowe wody słodkie od równie nieaktywnych gruntowych wód słonych. Można sądzić, że w skałach porowatych rozpuszczanie będzie się koncentrować wzdłuż strefy przejściowej. Na podstawie sporadycznych obserwacji głębokich wód krasowych w Apulii stwierdza się kilkakrotne zwiększenie prędkości przepływu właśnie w tej strefie. W wyniku długotrwałej ewolucji może powstać strefa skoncentrowanego przepływu typu *spongework* o ograniczonej miąższości i znacznej rozciągłości. W indywidualnych systemach szczelinowych typowych dla zbitych gruboławicowych wapieni rozwój przebiegać musi inaczej. W pierwszej fazie, inicjalnej pod względem rozwoju krasu, odpływ może zachodzić zarówno nad, jak i poniżej poziomu morza w zależności od istniejącego układu przestrzennego najbardziej drożnych szczelin. Jeśli odpływ wód znajduje się poniżej poziomu morza, to ukształtowanie się granicy pomiędzy wodami słodkimi i słonymi będzie zależęć już nie tylko od równowagi hydrostatycznej uwarunkowanej gęstością wód, lecz również od przepływu. Gdy prędkość przepływu jest znaczna, wody słone zostają zepchnięte i granica może przebiegać znacznie niżej granicy hydrostatycznej. Również mieszanie wód słodkich i słonych zachodzić będzie z różną intensywnością zależnie od różnorodnych trudnych do uwzględnienia czynników. Należy uważać, że przekształcanie się pierwotnych systemów cyrkulacji szczelinowej w jaskinie dotyczy przede wszystkim tych systemów, w których mieszanie się wód jest intensywne. Następne etapy ewolucji drenażu podziemnego można śledzić już bezpośrednio w jaskiniach krasowych wzdłuż linii brzegowych. Zwraca uwagę niezwykle w normalnych jaskiniach rozwój form stropowych. Są to kopuły, kominki i koryta stropowe wskazujące nie tylko na rozwój w warunkach freatycznych, ale również na skupienie się zdolności korozyjnych wód wzdłuż stropu ko-

rytarza. W dolnej części korytarzy uderza brak śladów korozji z fazy późnofreatycznej. Widać to po surowych kształtach odpadłych bloków, podczas gdy miejsca, z których oderwały się od stropu, zostały przekształcone całkowicie w korozyjne formy stropowe. Również przekrój poprzeczny dużych korytarzy często przybiera wydłużony ku górze kształt niezależnie od tektonicznych predyspozycji, wskazując na działanie freatycznej korozji od dołu ku górze. Należy sądzić, że w późniejszych stadiach rozwoju jaskiń [brzegowych, gdy wskutek zwiększenia rozmiarów jaskiń prędkość przepływu wód słodkich zmniejsza się, może dojść do gęstościowej stratyfikacji wód. Górą płyną ku morzu lekkie wody słodkie, dołem wody morskie, których powolny ruch w głąb lądu uzupełnia straty wywołane mieszaniem. Skok gęstościowy wód i przeciwny kierunek przepływu obserwuje się w wielkim systemie wywierzyska podziemnego Port-Miou na Riwierze francuskiej (Martin, 1968). Korozja ogranicza się do najwyższej części korytarza, rozcinając nieustannie jego strop. Przypierane do stropu siłą wyporu wody lżejsze drążą kopuły, koryta i kominki stropowe.

Przedstawiony schemat rozwoju jaskiń wskazuje, że niektóre procesy krasowe w strefie wybrzeży morskich przebiegają inaczej niż w krasie „klasycznym”. Wydaje się uzasadnione wprowadzenie pojęcia krasu wybrzeży morskich. Termin ten obejmowałby całokształt zagadnień związanych z ewolucją podziemnych przepływów krasowych w rejonach wzajemnego oddziaływania wód o różnej gęstości i chemizmie, wywołanego obecnością wody morskiej.

LITERATURA

- Cotecchia, V., Magri, G., Tazioli, G., 1974: Isotopic measurements in researches on sea water ingression in carbonate aquifer of Salentine Peninsula, Symp. I.A.E.A. (preprint), Wien.
- Ford, D. C., 1971: Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis, Trans. of the Cave Research Group of Great Britain, 13 (2).
- Holland, D. U., Kirsipu, T. V., Heubner, I. S., Oxburgh, U. M., 1964: On some aspects of the chemical evolution of cave waters, J. Geol., 72: 30—52, Chicago.
- Jacobson, R. L., Langmuir, D., 1974: Dissociation constants of calcite and CaHCO_3^+ from 0 to 50°C, Geochim. et Cosmochim. Acta, 38: 301—318, Pergamon Press.
- Langmuir, D., 1968: Stability of calcite based on aqueous solubility measurements, Geochim. et Cosmochim. Acta, 32: 835—844, Pergamon Press.
- Martin, C., 1968: La résurgence sous-marine de Port-Miou, Spelunca, 8 (3), Paris.
- Mongelli, F., Reina, C., 1962: Primi studi idrogeologici e geofisici per la determinazione indiretta della velocità di filtrazione delle acque sotterranee nei calcari del cretaceo Pugliese, Bol. di Geofisica Teorica ed Appl., 4 (13).
- Pytkowicz, R. M., 1973: Calcium carbonate retention in supersaturated seawater, Am. Sci., 273: 515—522.
- Rhoades, R., Sinacori, M. N., 1941: Pattern of ground water flow and solution, J. Geol., 49 (6), Chicago.
- Rudnicki, J., 1975: Zagadnienie zwierciadła wód podziemnych w krasie nadmorskim na przykładzie płaskowyżu Murge i Półwyspu Salentyńskiego, Sesja Nauk. Sprawozd. Pracowni Geologii Czwartorzędu ZNG PAN: 70—80, Warszawa.
- Stringfield, V. T., LeGrand, H. E., 1969: Relation of sea water to fresh water in carbonate rocks in coastal areas, with special reference to Florida, U.S.A., and Cephalonia, Greece, J. of Hydrology, 9: 387—404, Amsterdam.
- Stringfield, V. T., LeGrand, H. E., 1971: Effects of Karst Features on Circulation of Water in Carbonate Rocks in Coastal Areas, J. of Hydrology, 14: 139—157, Amsterdam.

Cotecchia, V., Magri, G., Tazioli, G., 1974: Isotopic measurements in researches

COASTAL KARST. CHEMICAL EVOLUTION OF WATERS AND
THE DEVELOPMENT OF UNDERGROUND DRAINAGE
IN COASTAL LIMESTONE REGIONS

Summary

In the coastal karst regions the phreatic fresh waters float on encroached marine groundwaters. Ghyben-Herzberg relation is used to determine the approximate depth of the fresh-salt water interface in uniformly permeable rocks. In compact fissured limestones phreatic drainage is much more complicated. It is believed that saturated phreatic waters regain the aggressivity in coastal zone as a result of the salt effect due to mixing with either saturated or supersaturated seaground waters. Waters of salinity reaching 10‰ are characterized by highest aggressivity. With further mixing and further increase in salinity precipitation of CaCO_3 begins. The development of caves in the fossil littoral cliffs and the formation of the adjacent beach-rocks may be the result of the continuous chemical evolution of karst waters in the coastal regions.

Translated by Janina Kostńska

Jan Rudnicki

KARST DES LITTORAUX. ÉVOLUTION CHIMIQUE DES EAUX
ET DÉVELOPPEMENT DES FORMES KARSTIQUES
SOUTERRAINES DANS LES RÉGIONS CALCAIRES
MARITIMES

Résumé

La théorie de Ghyben-Herzberg définit la distribution statique des eaux dans les régions karstiques maritimes. L'image réelle, très complexe d'ailleurs, résulte d'une lente évolution des réseaux de drainage souterrain, où les eaux agressives jouent un rôle. On considère que les eaux douces karstiques, saturées de carbonate de calcium, deviennent de nouveau agressives au contact des eaux marines saturées ou sursaturées. Leur agressivité est suscitée par l'accroissement de la salinité ce qui provoque l'augmentation de la force ionique des eaux et leur pouvoir de dissolution. L'évolution chimique des eaux après l'accroissement de la salinité est représentée sur la fig. 1. Les eaux dont la salinité atteint 10 pour mille sont les plus agressives. Avec le mélange et l'accroissement de la salinité apparaît la tendance à la précipitation. La formation des grottes dans les falaises fossiles du littoral et le modelé des roches calcaires littorales (*beach-rock*) résultent de l'action chimique des eaux karstiques dans la zone marine.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

Uwagi o zjawiskach krasowych w południowej części Spitsbergenu

Treść: Artykuł zawiera wyniki badań nad zjawiskami krasowymi w rejonie fiordu Hornsund (Ziemia Wadela-Jarlsberga) oraz na Sörkapplandzie. Szczegółowej analizie morfometrycznej poddano kras wybrzeża masywów Sofiekammen, Tsjebysjovfjellet i Hilmarfjellet. Opracowano również obszary krasu termomineralnego Hilmarfjellet. Dołączono mapy hydromorfologiczne wymienionych obszarów.

Osobnym problemem w pracy są wyniki studiów nad hydrochemią krasową oraz wielkością współczesnej denudacji chemicznej.

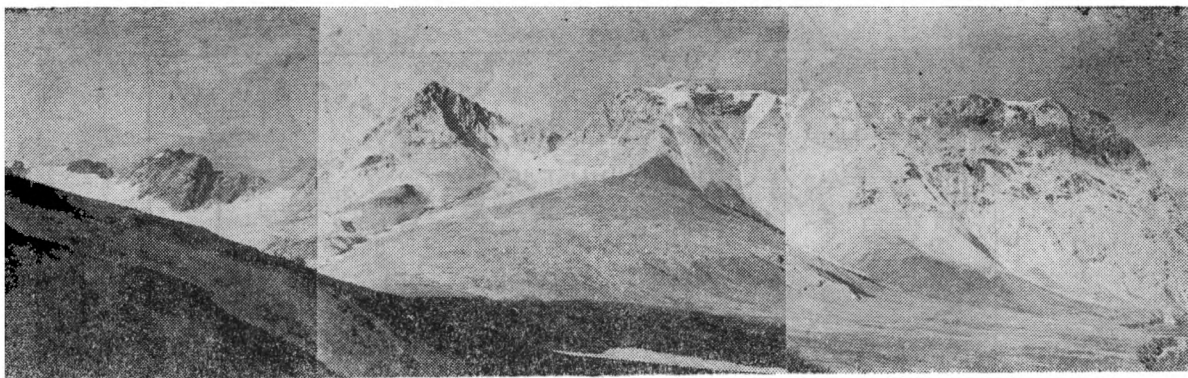
W sezonach letnich 1972, 1973 i 1974 zostały przeprowadzone studia geomorfologiczne i hydrochemiczne obszarów zbudowanych ze skał węglanowych położonych w rejonie fiordu Hornsund i na Sörkapplandzie (południowy Spitsbergen). Badania te realizowano w trakcie wypraw Instytutu Geograficznego Uniwersytetu Wrocławskiego, kierowanych przez S. Baranowskiego. W latach 1972 i 1974 uczestniczył w nich J. Bieroński z Wrocławia, który pobierał próby wód oraz wykonywał analizy chemiczne w polskiej bazie na Spitsbergenie. W sierpniu 1973 roku autor prowadził badania nad krasem Sörkapplandu wspólnie z S. Baranowskim.

Zjawiska związane z procesami krasowymi, głównie źródła, były wzmiankowane przez geologów sporządzających kartowanie na Spitsbergenie. Szczególnie liczne uwagi spotykamy w pracach A. K. Orvina (1944). Autorowi temu były znane źródła krasowe na wybrzeżu Sofiekammen (fiord Hornsund) oraz źródła mineralne na południowych wybrzeżach Sörkapplandu. Pierwsze poważniejsze studia nad krasem Spitsbergenu przeprowadził J. Corbel (1957, 1959, 1966). Objął on badaniami północną część Spitsbergenu

w rejonie francuskiej bazy w Kongsfiordzie. Ponadto odwiedził niektóre obszary południowego Spitsbergenu, między innymi wybrzeże fiordu Hornsund. Na nunataku Dotten, pod północną ścianą Hornsundu, badał krasową denudację chemiczną (Corbel, 1957). J. Corbel jako pierwszy studiował współczesne procesy denudacyjne w krasie Spitsbergenu, stawiając tezę o dużej aktywności tych procesów w warunkach polarnych (Corbel, 1959).

W trakcie badań francuskich prowadzonych w latach 1964—1967 notowano obecność form krasowych na wybrzeżu Forlandsundu (Moign, 1974). L. Barbaroux i Y. Besset (1968) opublikowali krótki artykuł o krasie na Sarsøyra. Ostatnio U. Hellden (1973) ogłosił wyniki obserwacji nad denudacją chemiczną w rejonie Isfjord-Radio na zachodnim Spitsbergenie. Autor przedstawił poprzednio wstępne sprawozdanie z badań nad krasem i denudacją chemiczną w masywie Sofiekammen i na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund (Pulina, 1974b).

Zjawiska krasowe na południowym Spitsbergenie rozwijają się w marmurach, wapieniach i dolomitach wieku proterozoicznego i staropaleozoicznego, zaliczanych do serii Hecla-Hoeck. Skały te rozprzestrzeniają się w postaci szerokiego pasa o przebiegu południkowym, przecinającego południowy Spitsbergen. Do największych masywów zbudowanych ze skał węglanowych należą: Sofiekammen (Wienertinden 925 m n.p.m.) — imponująca grań marmurowa wciśnięta między lodowiec Hansa i Paierla (fot. 1), najwyższy na południowym Spitsbergenie masyw Hornsundtindu (1431 m n.p.m.), Tsjebysjovfjellet (920 m n.p.m) oraz porożrywane masywy w



Fot. 1. Część wschodnia masywu Sofiekammen
Phot. 1. Partie orientale du massif de Sofiekammen

środkowej i południowej części Sörkapplandu, między innymi Hilmarfjellet (825 m n.p.m.).

Obszary krasowe na Spitsbergenie są związane z trzema typami krajobrazowymi:

1) rzeźbą glacialną w całości pokrytą lodem,
2) grzbietami górskimi i izolowanymi wzniesieniami wolnymi od lodu (we wnętrzu Spitsbergenu),

3) wybrzeżem wolnym od lodu, najczęściej w obrębie podniesionych teras morskich i w obszarach podstokowych oraz w strefie litoralnej.

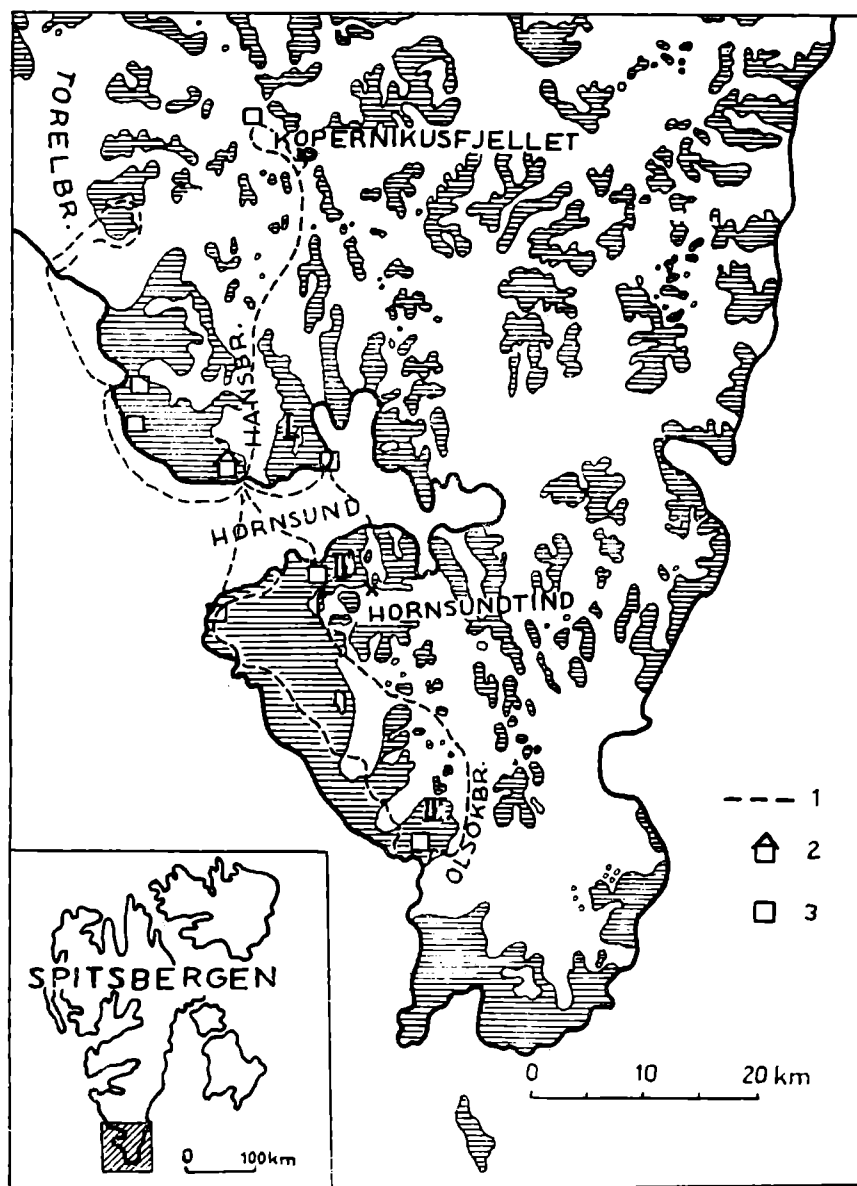
Dotychczasowe badania nad krasem Spitsbergenu były wykonywane w trzecim typie krajobrazowym — najlepiej dostępnym od strony morza (Orvin, 1944; Corbel, 1957, 1959; Hellden, 1973). Naszymi badaniami staraliśmy się objąć zjawiska krasowe we wszystkich typach krajobrazowych Spitsbergenu. Pierwszy typ z racji dużych trudności technicznych zbadano w najmniejszym stopniu. Studiowano go we wnętrzu Ziemi Wedela-Jarlsberga w obrębie Plateau Amundsen (między innymi w masywie Kopernikusfjellet — 1036 m n.p.m.), we wnętrzu Sörkapplandu w obrębie Plateau Mefonny oraz w basenie lodowca Vitkovski (ryc. 1). Więcej uwagi poświęcono zjawiskom krasowym w drugim i trzecim typie krajobrazowym. Drugi typ krajobrazowy reprezentuje masyw Sofiekammen (ryc. 2) oraz częściowo Rasstupet i Tsjebysjovfjellet (ryc. 4). Trzeci typ krajobrazowy badano na południowym wybrzeżu Sörkapplandu u podnóża Hilmarfjellet (ryc.

5) oraz na wybrzeżu fiordu Hornsund u podnóża masywu Sofiekammen i Rasstupet.

Zjawiska krasowe na Spitsbergenie rozwijają się zarówno przy udziale współczesnych chłodnych wód atmosferycznych, jak i w warunkach hydrotermalnych. Przeważająca część badanych obszarów krasowych na Spitsbergenie jest pod wpływem chłodnych wód atmosferycznych. Typowe zjawiska krasu termomineralnego stwierdzono w masywie Hilmarfjellet, zaś termalnego — w masywie Sofiekammen.

Badanie zjawisk krasowych, a przede wszystkim procesów dynamicznych, fluwialnych czy hydrochemicznych na Spitsbergenie nie może być rozpatrywane w oderwaniu od czynników meteorologicznych i położenia geograficznego. Mimo obecności wieloletniej zmarzliny na Spitsbergenie kras rozwija się intensywnie, co przejawia się zwłaszcza w hydrografii krasowej. Stwierdzono we wszystkich badanych masywach węglanowych strefy nie zamarznięte, w obrębie których zachodzi cyrkulacja wód w okresie lata polarnej, a w niektórych nawet w okresie nocy polarnej. Zjawisko to jest spotęgowane w obszarze Hilmarfjellet, gdzie występuje kras hydrotermalny. Strefy wolne od zmarzliny (wzdłuż czynnych kanałów podziemnych) stwierdzono w drugim i trzecim typie krajobrazowym.

Spitsbergen leży w chłodnej strefie klimatu polarnej kształtowanego przez stale zamarznięty Basen Arktyczny i ciepłe masy powietrza związane z Golfstromem. Południowa



Ryc. 1. Lokalizacja obszarów krasowych na południowym Spitsbergenie:

I — Sofiekammen, II — masyw Tsjebysovfjellet, III — masyw Hilmarfjellet.
1 — trasy wypraw, 2 — główna baza wyprawy w Isbjørnhamna, 3 — bazy terenowe

Fig. 1. Localisation des terrains karstiques au Spitsberg méridional:
I — Sofiekammen, II — massif Tsjebysovfjellet, III — massif Hilmarfjellet. 1 — trajet des expéditions, 2 — base générale de l'expédition en Isbjørnhamna, 3 — bases locales

część Spitsbergenu jest chłodniejsza od części środkowej i południowo-zachodniej, gdyż jest pod częstym wpływem chłodnej cyrkulacji z NE. W stacji meteorologicznej Isfiord Radio, reprezentującej zachodnią część Spitsbergenu (trzeci typ krajobrazowy), tylko w trzech miesiącach letnich (lipiec—wrzesień) średnia miesięczna temperatura powietrza jest wyższa od 9°C. Najniższe średnie miesięczne temperatury notowano w okresie styczeń—marzec. Średnie wieloletnie temperatury powietrza dla trzech okresów pomiarowych 1947—1953, 1954—1964 i 1962—1969 wynosiły: -4,5°C, -3,6°C i -6,2°C. Opady atmosferyczne kształtowały się w tych okresach w granicach 316—463 mm/rok, z czego około 80% przypadało na opady stałe.

W trzeciej strefie krajobrazowej położonej na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund (polskie stacje meteorologiczne Isbjörnhamna i morena czołowa lodowca Werenskiolda) temperatury powietrza są średnio o 2°C niższe w porównaniu z Isfiord Radio. Opady są również mniejsze o około 30% (Baranowski, 1975).

Warunki klimatyczne panujące w pierwszym i drugim typie krajobrazowym Spitsbergenu nie są dostatecznie znane. Na podstawie badań meteorologicznych prowadzonych na lodowcu Werenskiolda stwierdzono, iż temperatury powietrza są tam o 3°C—5°C niższe niż na wybrzeżu wolnym od lodu (Baranowski, 1976), a zatem średnia roczna temperatura powietrza może tu spadać poniżej -10°C.

W latach 1972—1974 na południowym Spitsbergenie zaznaczyło się wyraźne zróżnicowanie warunków meteorologicznych. Rok 1972 był jednym z najcieplejszych oraz najbardziej wilgotnym z kilkunastu ostatnich lat. W stacji meteorologicznej na morenie lodowca Werenskiolda notowano w dwóch miesiącach letnich 1972 roku średnią miesięczną temperaturę powietrza wyższą od 5°C (5,7°C w lipcu, 5,2°C w sierpniu). W zatoce Isbjörnhamna temperatura powietrza osiągała 6°C. W lecie 1972 roku na 80 dni obserwacyjnych aż 61 było z opadami; ich suma wyniosła 193,6 mm (55,3 mm w lipcu, 94,1 mm w sierpniu). 1 września zanotowano 22,9 mm, a 16 sierpnia — 16,9 mm opadu (Baranowski, Piasecki, Pereyma, 1975).

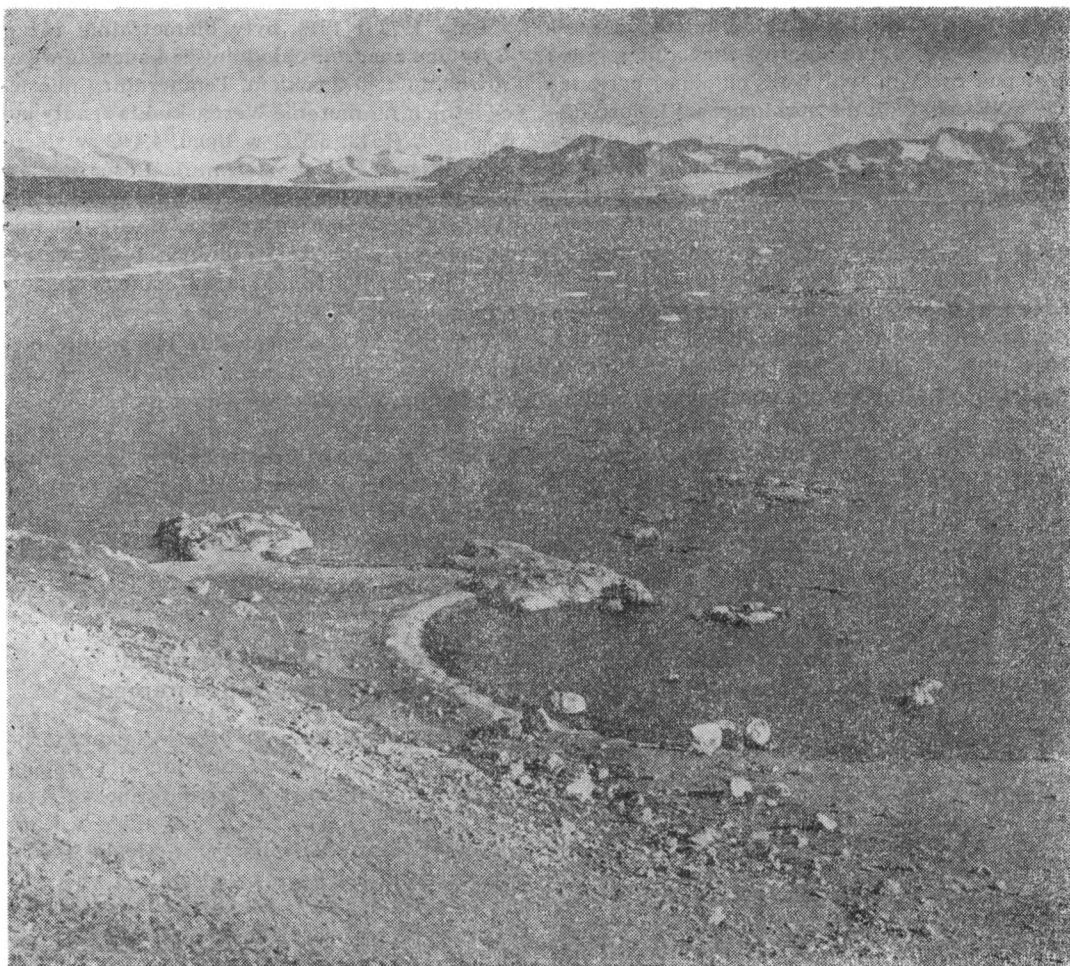
Lata 1973 i 1974 były diametralnie różne. Były one znacznie chłodniejsze i suchsze w porównaniu z 1972 rokiem. Temperatury miesięcy letnich na morenie Werenskiolda spadły poniżej 5°C (1973: 5,5°C w lipcu, 4,4°C w sierpniu; 1974: 5,6°C w sierpniu). Ilość opadów w miesiącach letnich w 1973 roku wynosiła zaledwie 52,7 mm (40,8 mm w lipcu, 10,0 mm w sierpniu i 1,9 mm w dniach 1—15 września). Stanowiło to około 1/4 sumy opadów atmosferycznych z 1972 roku.

Tak znaczne zróżnicowanie elementów meteorologicznych w okresie 1972—1974 ułatwiło badanie procesów dynamicznych w obszarach krasowych południowego Spitsbergenu. Wyniki badań hydrochemicznych, szczególnie zaś wskaźniki denudacji chemicznej i mechanicznej określono w okresach reprezentujących skrajne warunki klimatyczne Spitsbergenu.

Kras litoralny fiordu Hornsund u podnóża masywu Sofiekammen

Północno-wschodnie wybrzeże fiordu Hornsund pomiędzy lodowcem Hansa i zatoką Burge jest w przeważnie zbudowane ze skał węglanowych. Są to najczęściej białe i szare marmury oraz dolomity serii Hecla-Hoeck, zaliczane do starszego paleozoiku (Birkenmajer, 1959).

Przeważającą część wybrzeża wapiennego ogranicza kilkumetrowy klif skalny, sięgający największą wysokość w części zachodniej (zatoka Sofiebogen). Klif taki obserwowano także na Gnälodden, pod ścianą Gnälberget oraz Löynodden (ryc. 2 i 3). W czasie odpływów u podnóża klifu odsłania się bądź wąski pas piaszczystej plaży (Sofiebogen), bądź wysepki i guzy wapienne tworzące typowy obszar skierowy. Część wybrzeża położona u podnóża południowej ściany Gnälberget pozbawiona jest klifu. Wybrzeże jest tu wykształcone w postaci małych zatoczek i palczastych półwyspów skalnych, którym towarzyszy szeroko pas skierów (fot. 2). Szerokość wybrzeża wapiennego graniczącego ze ścianą Sofiekammen osiąga zaledwie kilkadziesiąt metrów, sporadycznie przekraczając 100 m. Płaskie powierzchnie wybrzeża położone są w obrębie dwóch podniesionych teras morskich: terasy niskiej (1 m—2 m) i wyż-



Fot. 2. Wybrzeże wapienne u podnóża południowej ściany Sofiekammen; widok ze ściany Gnälberget

Phot. 2. Banc calcaire au pied de la falaise méridionale du Sofiekammen; vue de la falaise de Gnälberget

szej, położonej na wysokości 4 m—5 m. Szerokość tego pasa wybrzeża jest zmniejszona o powierzchnie podstokowe, które są pokryte stożkami nasypowymi i wałami gruzowymi pochodzącymi ze ścian Gnälberget. Na opisywanym wybrzeżu wapiennym występują typowe mikro- i mezoformy krasowe, znane z wybrzeży śródziemnomorskich: Kaukazu, Dynardów czy Callanque. Mikroformy są wykształcone w postaci różnorodnych zagłębień o średnicy od kilku do kilkudziesięciu cm, rynienki osiągają sporadycznie 1 m długości. Między nimi występują formy większe, na

przykład „wann” o długości 1 m—2 m i szerokości 0,5 m—1 m (fot. 3, 4). Mikroformy są zlokalizowane na wybrzeżu skierowym. Pokrywają one powierzchnię gruzów wapiennych i palczastych półwyspów w miejscach, dokąd sięga kipiela morska. Opisane zagłębienia odbiegają od typowych kuwet korozyjnych, tzw. kamenic. Na wybrzeżu Spitsbergenu są to idealnie wygładzone misy lub wannienki o łagodnych krawędziach. Klif wapienny jest najczęściej pełen drobnych zagłębień i krótkich kanałów o powierzchniach wygładzonych. Występują tu również większe nisze

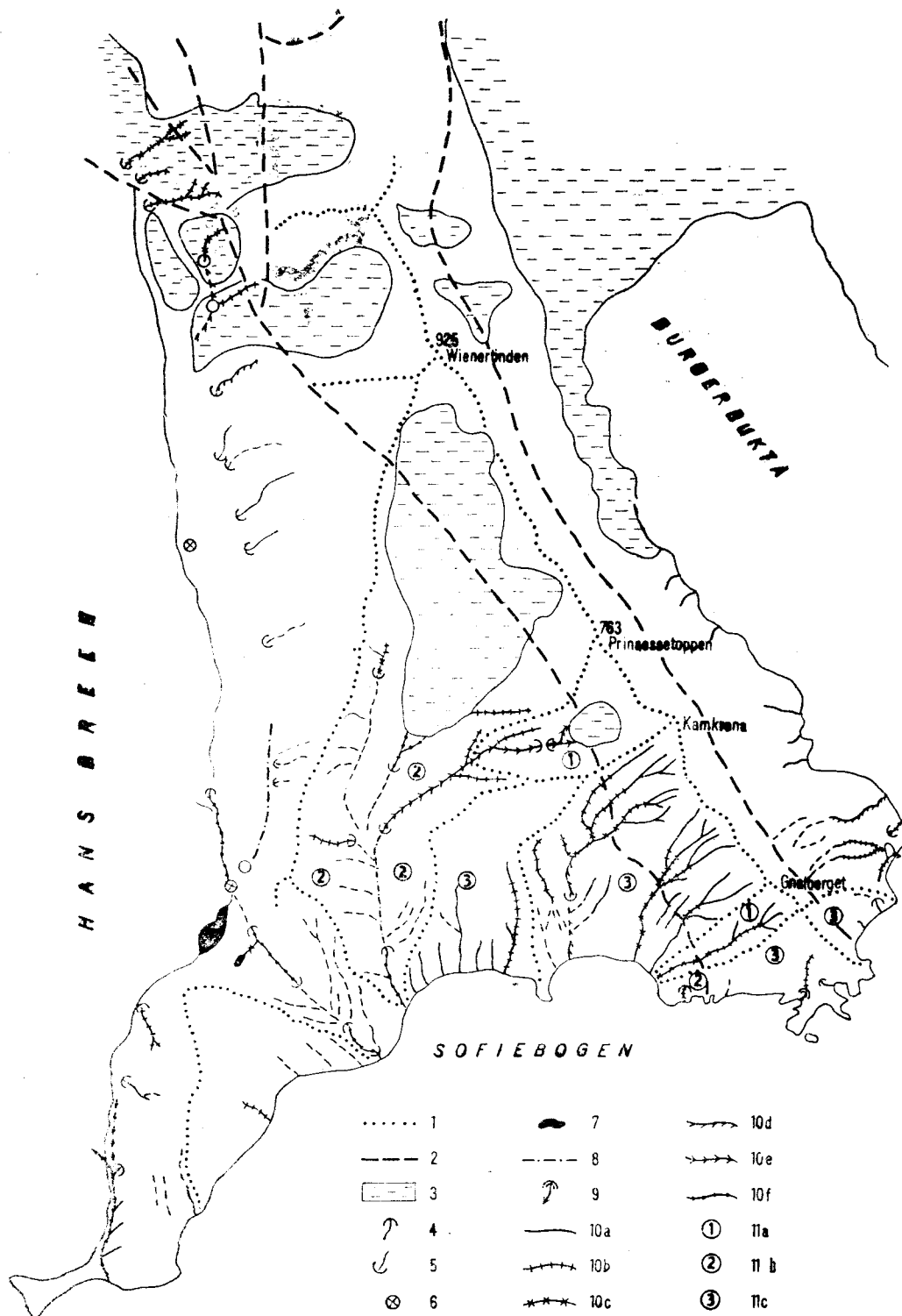


Ryc. 2. Mapa hydromorfologiczna masywu Sofiekammen:

1 — grzbiety górskie i punkty wysokościowe (w m n.p.m.), 2 — lodowiec, 3 — osady morenowe, 4 — zleby, 5 — stożki usypiskowe, 6 — glazowiska, 7 — powierzchnie z czynną soliflukcją, 8 — zalomy stokowe lub krawędzie dolin, 9 — wąwóz skalny lub odcinek przełomowy rzeki, 10 — krawędzie teras morskich: I — terasa niska pokryta żwirami morskimi: a — wąski pas plaży z wałem brzegowym, b — wysepki wapienne w strefie wpływów morskich; II — terasa średnia z licznymi mikro- i mezoformami krasowymi, c — klif wapienny; III — terasa wysoka w przewadze pokryta osadami stokowymi; 11 — jaskinie; 12 — większe ciekły powierzchniowe, 13 — przepływy podziemne w lodzie i wieloletnim śniegu: a — ponory, b — wypływy, 14 — studnie lodowe, 15 — jeziora, 16 — źródło krasowe „Orvin”, 17 — inne źródła

Fig. 2. Carte hydrologique du massif Sofiekammen:

1 — sommets des montagnes et altitude (en mètres), 2 — glaciers, 3 — dépôts morainiques, 4 — ravins, 5 — cônes de déjections, 6 — éboulis, 7 — loupes de solifluxion actives, 8 — rupture de versant ou bord des vallées, 9 — ravin ou zone de faille de la rivière, 10 — bordures des terrasses marines: I — basse terrasse couverte de galets: a — passage étroit de la plage avec la barre, b — îlots calcaires dans la zone littorale; II — moyenne terrasse avec de nombreuses micro- et méso-formes karstiques, c — falaise calcaire; III — haute terrasse couverte dans sa partie la plus grande de dépôts de pontes, 11 — grottes; 12 — cours d'eau superficiels, 13 — cours d'eau souterrains dans les glaces et dans les neiges éternelles: a — ponors, b — écoulements, 14 — puits glaciaires, 15 — lacs, 16 — source karstique „Orvin”, 17 — autres sources



Ryc. 3. Mapa hydrochemiczna masywu Sofiekammen (lato 1972 i 1973):

1 — granica zlewni topograficznej, 2 — granice występowania wapieni i dolomitów, 3 — lodowce. Formy termokrasowe: 4 — ponory, 5 — wywierzska, 6 — studnie lodowe, 7 — jeziora, 8 — przepływy podziemne, 9 — źródło krasowe „Orvin”. Klasyfikacja cieków w zależności od wielkości przepływu (w l/s): 10a — poniżej 2, 10b — 2–5, 10c — 5–20, 10d — 20–50, 10e — 50–100, 10f — powyżej 100. Klasyfikacja cieków i źródeł pod względem składu chemicznego: 11a — $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, 11b — $\text{HCO}_3\text{-Ca-Cl}$, 11c — $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$.

Fig. 3. Carte hydrochimique du massif Sofiekammen (étés 1972 et 1973):

1 — limite du bassin versant, 2 — limites des calcaires et dolomies, 3 — glaciers. Formes thermokarstiques: 4 — ponors, 5 — sources vauclusiennes, 6 — puits glaciers, 7 — lacs, 8 — écoulements souterrains, 9 — source karstique „Orvin”. Classification des cours d'eau en fonction de la valeur de l'écoulement (en l/s): 10a — au-dessous de 2, 10b — de 2 à 5, 10c — de 5 à 20, 10d — de 20 à 50, 10e — de 50 à 100, 10f — au-dessus de 100. Classification des cours d'eau et des sources du point de vue de leur composition chimique: 11a — $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$, 11b — $\text{HCO}_3\text{-Ca-Cl}$, 11c — $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$.

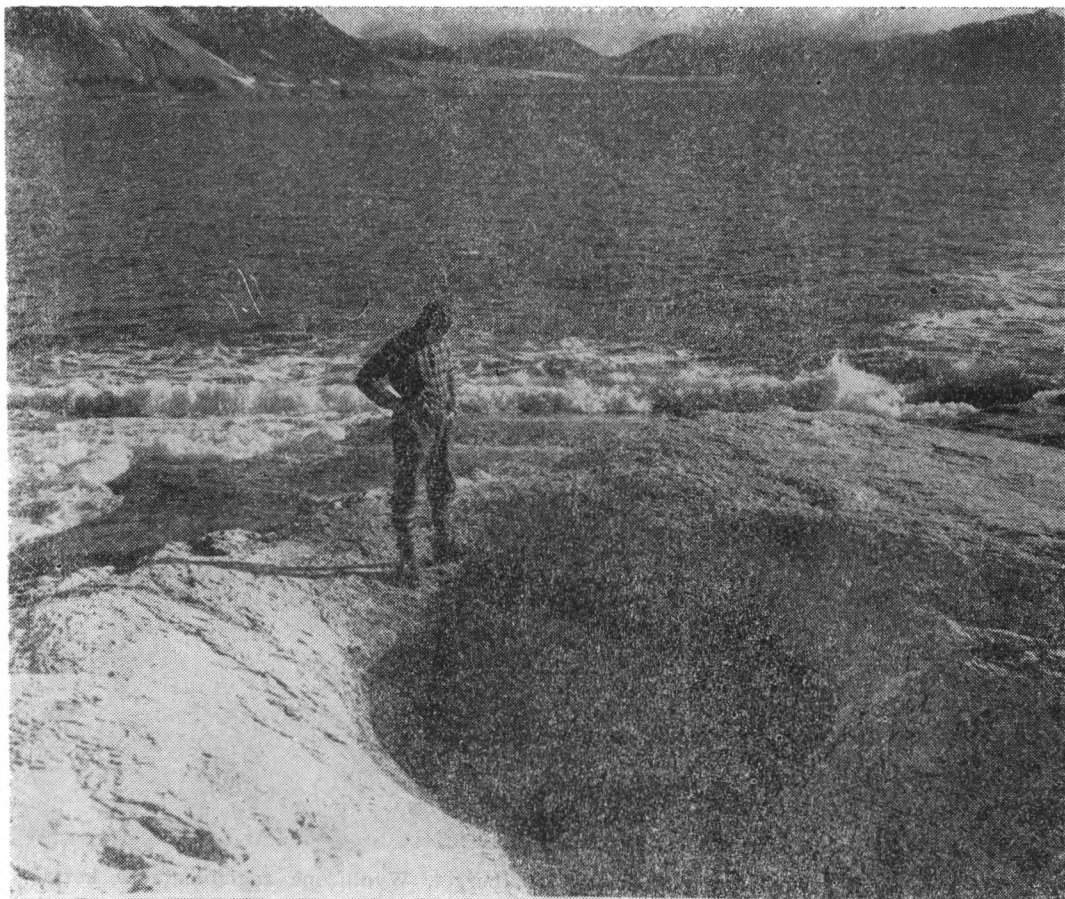
skalne, przechodzące w kilkumetrowe jaskinie.

Typowy przykład mezoform krasowych stanowią skałki wapienne, zlokalizowane na powierzchni podniesionych teras morskich. Są to pozostałości klifu wapiennego lub większe wysepki skierowe, które przeszły proces naturalnego wietrzenia mechanicznego i chemicznego.

Na podniesionych terasach morskich mikroformy krasu litoralnego zachowały się w niewielkim stopniu. Tylko niektóre z nich uległy przemodelowaniu w formy typu „kame-nica”. Natomiast kopalny klif wapienny uległ silnemu przeobrażeniu, na skutek czego po-

szerzyły się wnęki skalne i jaskinie. Pod ścianą Gnälberget znaleziono jaskinię (fot. 5), która osiąga długość około 30 m (Pulina, 1974). W miejscach wypływu dużych źródeł krasowych rozwijają się półkoliste zatoki. Typowym przykładem jest źródło Orwina, zlokalizowane pod ścianą Gnälberget.

Omówiony typ wybrzeża wapiennego z zespołem form krasowych występuje w wielu innych miejscach na południowym Spitsbergenie. Identyczne formy obserwujemy po drugiej stronie fiordu Hornsund pod ścianą Rastupet, na Treskelodden, na południowym wybrzeżu Sörkapplandu. Podobny typ wybrzeża stwierdzono w środkowej i północnej części



Fot. 3. Wybrzeże wapienne pod ścianą Gnälberget; owalne zagłębienia bezodpływowe w strefie kipieli morskiej

Phot. 3. Banc calcaire au pied de la falaise de Gnälberget; cavités ovales sans écoulement

Spitsbergenu, między innymi na wybrzeżu Kongsfjordu, Forlandsundu i Isfjordu (Corbel, 1957, 1966; Moign, 1974; Barbaroux, Besset, 1968). Zespół form wybrzeża wapiennego Hornsundu pod Sofiekammen można uznać za typowy dla obszarów krasu litoralnego Spitsbergenu.

Kras litoralny i hydrografia krasowa masywu Tsjebysjovfjellet

Masyw Tsjebysjovfjellet (920 m n.p.m.) budują wapień i dolomity zaliczane do serii

Hecla-Hoek (Major, Winsnes, 1955). Można tam wyróżnić trzy jednostki morfologiczne:

1) płaską powierzchnię szczytową pokrytą lodowcem,

2) strome ściany skalne, sięgające nad fiordem 700 m wysokości,

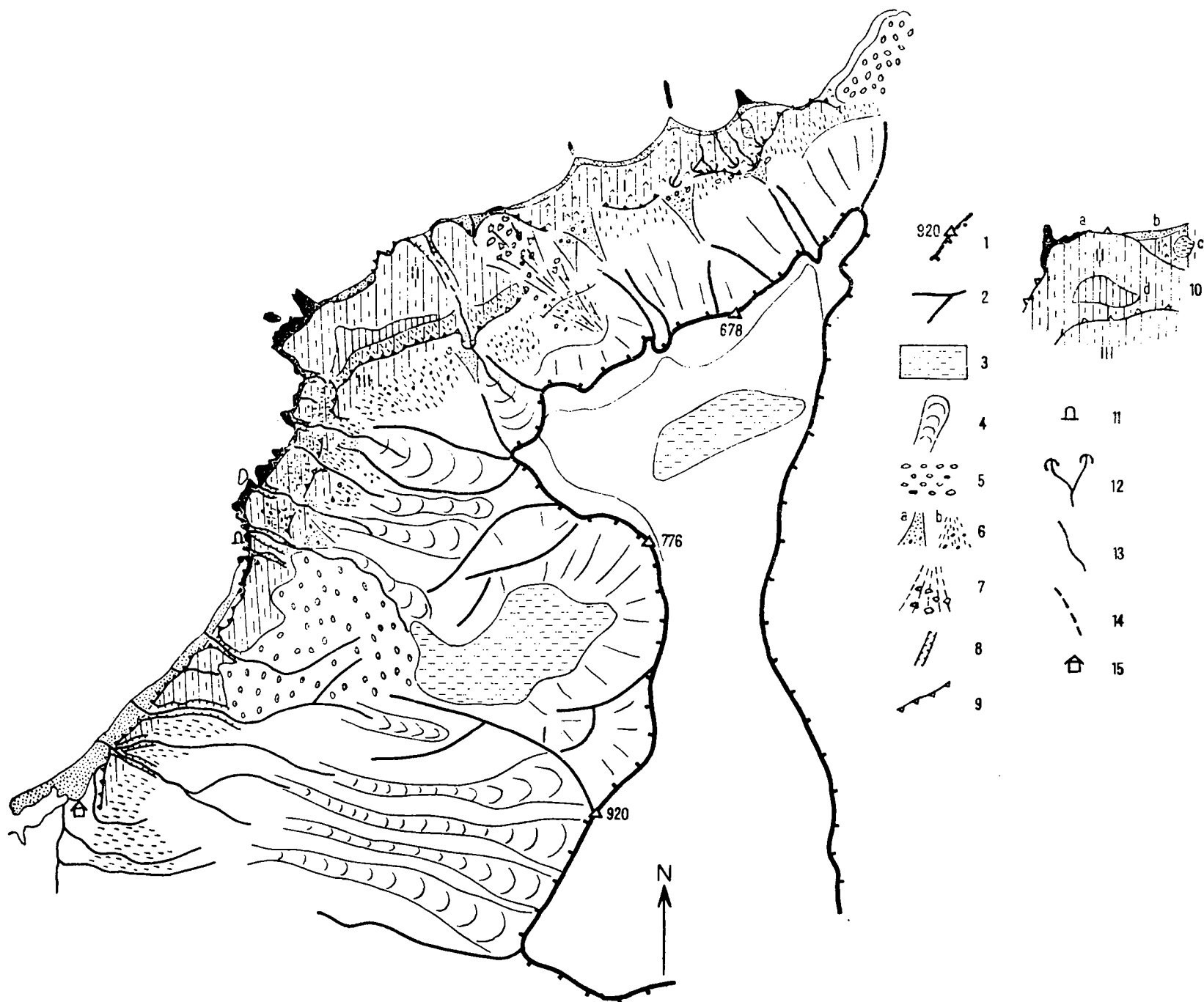
3) wąski pas wybrzeża o długości około 6,5 km oraz powierzchnie podstokowe w dolinie Gäs.

Wąski pas wybrzeża przypomina poprzednio opisany obszar położony u podnóża Sofiekammen. Leży on w obrębie niższej i wyższej terasy morskiej. Wyższa jest ograniczo-



Fot. 4. Wybrzeże wapienne pod ścianą Gnälberget. Wydłużone zagłębienia w kształcie „wann” w strefie kipieli morskiej; na drugim planie południowe wybrzeże fiordu Hornsund; część prawa — masyw Tsjebysjovfjellet

Phot. 4. Banc calcaire au pied de la falaise de Gnälberget; cavités allongées en formes de „baignoire” dans la zone littorale. Au second plan la côte méridionale du fiord Hornsund; à droite — massif Tsjebysjovfjellet



Ryc. 4. Szkic hydromorfologiczny północno-zachodniej części masywu Tshebysjovfjellet (lato 1973):

1 — krawędź plateau Tshebysjovfjellet i lodowca Niger; punkt wysokościowy (w m n.p.m.), 2 — grzbiety górskie, 3 — lodowiec, 4 — żleby, 5 — osady morenowe, 6 — stożki usypiskowe: a — duże aktywne stożki, b — usypiska i małe stożki, 7 — jezioro lawiniska blokowego „kamienne miasto”, 8 — wąwóz skalny lub odcinek przełomowy strumienia, 9 — krawędzie teras morskich, 10 — terasy morskie: I — terasa niska pokryta żwirami (występują formy segregacji mrozowej), II — terasa średnia z licznymi mikro- i mezoformami krasowymi pokryta żwirami morskimi oraz osadami stokowymi, III — terasa wysoka w przewadze przykryta osadami stokowymi; a — wapienny klif średniej terasy morskiej z licznymi mikro- i mezoformami krasowymi, b — plaża piaszczysta, c — tundra wilgotna na terasie niskiej, d — lita skała wapienna w obrębie terasy średniej, 11 — mała jaskinia, 12 — źródła krasowe, 13 — ciek stały, 14 — ciek okresowy, 15 — domek traperski „Konstantinowka”

Fig. 4. Esquisse hydrologique de la partie nord-ouest du massif Tshebysjovfjellet (été 1973):

1 — bordure du plateau Tshebysjovfjellet et du glacier du Niger; point d'altitude en mètres, 2 — sommets des montagnes, 3 — glaciers, 4 — ravins, 5 — moraines, 6 — cônes de déjection: a — grands cônes actifs; b — éboulis de pentes et petits cônes, 7 — cône d'avalanche de bloc „ville pierreuse”, 8 — ravin ou zone de faille du ruisseau, 9 — bordures des terrasses marines, 10 — terrasses marines: I — basse terrasse couverte de galets (avec formes de ségrégation dues au gel), II — moyenne terrasse avec quelques micro- et mésoformes karstiques couvertes de galets et de dépôts de pentes, III — haute terrasse couverte de dépôts de pentes, a — falaise calcaire de la moyenne terrasse marine, avec de nombreuses micro- et mésoformes karstiques, b — plage de sable, c — toundra humide sur la basse terrasse, d — roche calcaire massive sur la moyenne terrasse, 11 — petite grotte, 12 — sources karstiques, 13 — cours d'eau pérenne, 14 — cours d'eau temporaire, 15 — maisonnette de traqueur „Konstantinowka”



Fot. 5. Jaskinia w klifie niższej terasy morskiej pod ścianą Gnälberget

Phot. 5. Grotte dans la falaise de la plus basse terrasse marine au pied de la falaise de Gnälberget

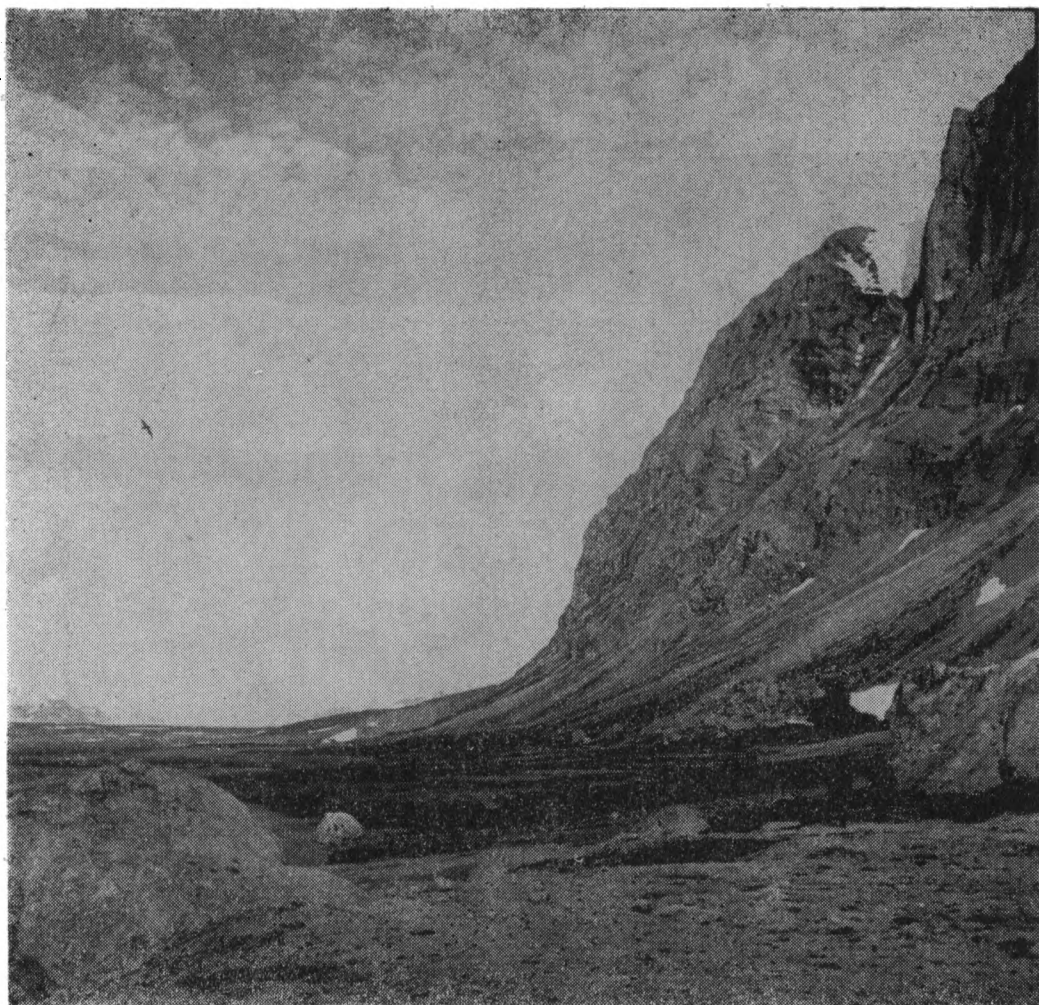
na klifem skalnym, osiagającym największą wysokość pomiędzy Gäshamną a Kamiennym Miastem (Stonehengesteinane); niższa tworzy małe zatoki i palczaste półwyspy pomiędzy Kamiennym Miastem a lodowcem Körbera (ryc. 4, fot. 6).

W strefie litoralnej spotykamy mikro- i mezoformy podobne do opisywanych z wybrzeża Sofiekammen. Klif wapienny jest pełen zagłębień i małych jaskiń, które osiagają kilkanaście metrów długości w miejscu dopływu strumieni powierzchniowych ze ścian masywu. Na wschód od Hornstullodden rozciąga się obszar skierowy i palczaste półwyspy pokryte licznymi mikroformami.

Na północno-wschodnim wybrzeżu, u podnóża terasy wyższej występuje strefa źródeł,

których wydajność w sierpniu 1973 roku wynosiła 0,6 m³/s. Woda wypływa tu pod ciśnieniem spod gruzowego stożka, leżącego u podnóża dużego żlebu (fot. 7).

Obserwacje terenowe przeprowadzone na *plateau* Tsjebyssjovfjellet oraz analiza zdjęć lotniczych wykazały brak powierzchniowego odpływu wód z lodowca położonego na powierzchni *plateau*. Zagłębienia terenowe w rejonie Rasstupet (678 m n.p.m.) wskazują na obecność miejsc, gdzie może znikać część wód tego lodowca w systemach szczelin krasowych. Lokalizacja źródeł pod tymi zagłębieniami przemawiałaby za koncepcją powiązania tych wód z odpływem lodowca, którą dodatkowo potwierdza temperatura wód, wynosząca w sierpniu 1973 roku i 1974 roku 2,5°C



Fot. 6. Wybrzeże wapienne pod Rasstupet (masyw Tshebysjovfjellet)

Phot. 6. Banc calcaire au pied du Rasstupet (massif Tshebysjovfjellet)

do $2,9^{\circ}\text{C}$. Temperatura ta odpowiada gradientowi termicznemu rzędu $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Różnica wysokości między ponorami a wywierzyškami wynosi około 600 m, a zatem przyjmując, że temperatura wód lodowca Tshebysjovfjellet jest bliska 0°C , w wywierzyškach powinna wynosić 3°C . Stosunkowo wysoka mineralizacja wód w źródłach (0,5 g/l) przy równocześnie niewielkim udziale węglanów (29%) i znacznym stężeniu chlorków ($\text{Cl}^{-2} = 4,7\text{--}5,4\text{ mv/l}$) wskazuje na mieszanie się tych wód z wodami słonymi fiordu Hornsund.

Kras termomineralny Hilmarfjellet

Południowe wybrzeże Sörkapplandu, położone u podnóża Hilmarfjellet pomiędzy lodowcami Vitkovski i Olsok, zbudowane jest z wapieni i dolomitów serii Hecla-Hoek (Major, Winsnes, 1955). Rozciąga się tu największy na południowym Spitsbergenie pas wybrzeża wapiennego (fot. 8). Leży on w obrębie kilku podniesionych teras morskich, z których niższa (kilkumetrowa) i wyższa (kilkunastometrowa) stanowią typowy obszar krasu litoralnego. W centralnej

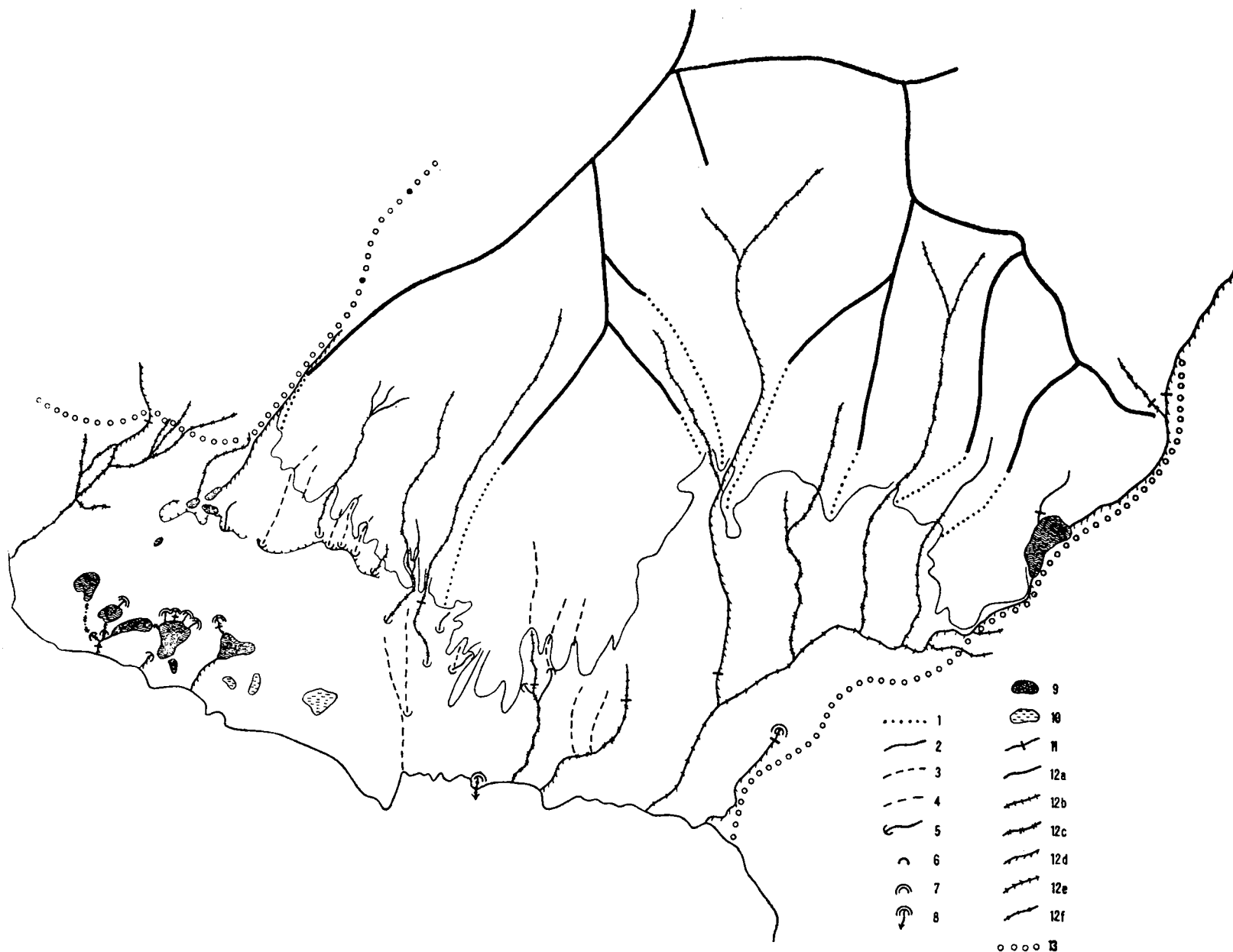


Ryc. 5. Mapa hydromorfologiczna wybrzeża Hilmarfjellet:

Formy krasowe: 1 — ponory, 2 — źródła krasowe, 3 — duży lej krasowy (dolina krasowa), 4 — małe lejki krasowe, 5 — podłużne zagłębienie krasowe typu uwała, 6 — jaskinia, 7 — skałki wapienne, 8 — lita powierzchnia wapienna: a — z licznymi mikroformami, b — z nielicznymi mikroformami krasowymi, pokryta żwirami terasy niższej oraz osadami stokowymi, 9 — szeroka, niska terasa morska z licznymi mezoformami krasowymi, 10 — wyższa terasa morska pokryta żwirami, z licznymi formami segregacji mrozowej i soliflukcją. Występują mezo- i mikroformy krasowe. Hydrografia: 11 — ciek powierzchniowy stały w okresie lata, 12 — ciek okresowy, 13 — jezioro stałe, 14 — jezioro okresowe. Pozostałe formy: 15 — główne grzbiety masywu, 16 — krawędzie teras morskich, 17 — inne krawędzie, 18 — stożek napływowy, 19 — gruz skalny, 20 — duże nagromadzenie żwirów terasowych, 21 — osady morenowe, 22 — lodowiec

Fig. 5. Carte hydromorphologique de la côte Hilmarfjellet:

Formes karstiques: 1 — ponors, 2 — sources karstiques, 3 — grandes dolines, 4 — petites dolines, 5 — ouvala, 6 — grotte, 7 — petites roches calcaires, 8 — surface de calcaire massif: a — avec de nombreuses formes, b — avec quelques microformes couvertes de galets de la terrasse moyenne et de dépôts de pentes, 9 — large et basse terrasse marine avec de nombreuses formes karstiques, 10 — haute terrasse marine couverte de galets avec de nombreuses mésoformes karstiques de ségrégation dues au gel et à la solifluction; il y a des méso- et microformes karstiques. Hydrographie: 11 — cours d'eau superficiel pérenne en période d'été, 12 — cours d'eau temporaire, 13 — lac pérenne, 14 — lac temporaire. Formes résiduelles: 15 — principaux sommets du massif, 16 — bordures des terrasses marines, 17 — autres bordures, 18 — cônes de déjections, 19 — éboulis rocheux, 20 — grande accumulation de galets de terrasse, 21 — moraines, 22 — glaciers



Ryc. 6. Mapa hydrochemiczna wybrzeża Hilmarfjellet. Stan z sierpnia 1973 roku:

1 — granica zlewni topograficznej, 2 — ciek czynny w okresie lata, 3 — ciek okresowy w okresie lata, 4 — przepływ podziemny, 5 — ponory, 6 — źródło krasowe wód słodkich, 7 — źródło krasowe wód mineralnych i termalnych, 8 — wywierzyisko centralne, 9 — jezioro stałe, 10 — jezioro okresowe, 11 — lokalizacja analiz chemicznych wód. Klasyfikacja cieków w zależności od wielkości przepływu (w l/s) stan z sierpnia 1973: 12a — poniżej 2, 12b — 2–5, 12c — 5–20, 12d — 20–50, 12e — 50–100, 12f — powyżej 100, 13 — granice lodowca

Fig. 6. Carte hydrochimique de la côte Hilmarfjellet. État au mois d'août 1973:

1 — limite du bassin versant, 2 — cours d'eau actif en période d'été, 3 — cours d'eau temporaire en été, 4 — écoulement souterrain, 5 — ponors, 6 — sources d'eau karstiques, 7 — sources d'eau minérale et thermale karstiques, 8 — source vauclusienne centrale, 9 — lac pérenne, 10 — lac temporaire, 11 — localisation des lieux d'analyses chimiques des eaux. Classification des cours d'eau en fonction de la valeur de l'écoulement (en l/s) — état au mois d'août 1973: 12a — au-dessous de 2, 12b — de 2 à 5, 12c — de 5 à 20, 12d — de 20 à 50, 12e — de 50 à 100, 12f — au-dessus de 100, 13 — limites du glacier



Fot. 7. Wywierzysko krasowe na wybrzeżu wapiennym pod Rasstupet (masyw Tsjeby-sjovfjellet); na drugim planie północne wybrzeże fiordu Hornsund; na lewo ściana Gnälberget (masyw Sofiekammen)

Phot. 7. Source vauclusienne karstique dans le banc calcaire au pied du Rasstupet (massif Tsjeby-sjovfjellet); au second plan la côte septentrionale du fiord Hornsund; à gauche la falaise de Gnälberget (massif Sofiekammen)

części wybrzeża (ryc. 5, 6), tworzącego typowy obszar skierowy z wyspami i palczastymi półwyspami, występują mikro- i mezoformy, opisane z wybrzeża fiordu Hornsund. Natomiast w zachodniej części wybrzeża, na powierzchni szerokiej terasy niższej, stwierdzono obecność klasycznych mezoform: lejki krasowe, uwale, ślepe doliny związane z ponorami i wywierzyskami, duże zagłębienia krasowe wypełniane okresowo wodą i inne (fot. 9). Formom tym towarzyszy dobrze rozwinięta hydrografia krasowa: ponory i wywierzyska oraz sieć kanałów podziemnych, znaczonej lejkami zapadliskowymi. Kanały podziemne przebiegają od czoła

i wschodniej strefy marginalnej lodowca Vitkovski oraz podnóża terasy wyższej w kierunku centralnego wywierzyska położonego w głębokiej dolinie, na wybrzeżu morskim (fot. 10). Kanały odprowadzają część wód z lodowca Vitkovski oraz wszystkie wody spływające z południowo-zachodniego stoku Hilmarfjellet, które u podnóża terasy wyższej giną w systemach ponorowych. Wydajność wywierzyska w sierpniu 1973 roku wynosiła ponad 4 m³/s.

Obok klasycznych mikro- i mezoform krasowych stwierdzono izolowane skałki wapienne o wysokości kilku, a nawet kilkunastu metrów. Większość występuje na terasie niż-



Fot. 8. Podniesione terasy morskie u podnóża masywu Hilmarfjellet (południowa część Sörkapplandu); na pierwszym planie źródło termomineralne

Phot. 8. Terrasses marines soulevées au pied du massif Hilmarfjellet (partie méridionale du Sörkappland); au premier plan la source thermo-minérale

szej we wschodniej części wybrzeża Hilmarfjellet. Stoją one na szerokim cokole skalnym, posiadają strome, często pionowe ściany, na których zachowały się fragmenty nisz abrazyjnych lub niewielkich jaskiń klifowych. Wysokość tych form nawiązuje do powierzchni terasy wyższej. Stwierdzono, iż są one zlokalizowane w obrębie palczastych półwyspów terasy wyższej, a ich genezę należy wiązać z rozczłonkowaniem tej terasy. Uderza morfologiczne podobieństwo tych skałek do form znanych z szerokich den dolinnych w kraście tropikalnym.

Przeprowadzone na wybrzeżu Hilmarfjellet badania własności fizykochemicznych wód wskazują na obecność wód pochodzenia at-

mosferycznego oraz wód termomineralnych. Źródła termomineralne zgrupowane są w zachodniej części wybrzeża oraz lokalnie we wschodniej części przy morenie bocznej lodowca Olsok. Są to źródła typu krasowego. Mineralizacja ich jest rzędu 1,1—8,6 g/l, a temperatura wynosi od kilku do 16,5°C (sierpień 1973 rok), typ wody — Cl-Ca-HCO_3 , debit od kilku do 50 l/s. Wody w wywierzysku centralnym pochodzą z połączenia słabo zmineralizowanych wód atmosferycznych i lodowcowych z wodami termomineralnymi. W sierpniu 1973 roku posiadały one temperaturę 4,0°C i mineralizację 1,5 g/l.

Rzeźba krasowa wybrzeża Hilmarfjellet jest efektem trzech procesów: litoralnych, zwią-

zanych z działalnością chemiczną i mechaniczną wody morskiej, procesu wietrzenia chemicznego i mechanicznego skał węglanowych przy udziale chłodnych wód atmosferycznych oraz wpływu wód termomineralnych.

Pierwsze dwa przyczyniają się do powstania typowej rzeźby litoralnej, podobnej do opisywanej z wybrzeża fiordu Hornsund.

Trzeci proces powoduje tworzenie się form klasycznego krasu, zarówno powierzchniowych (leje krasowe, uwale, zagłębienia bezodpływowe, doliny zamknięte i inne), jak i podziemnego (systemy kanałów podziemnych odprowadzających wody lodowcowe i stokowe).

Denudacja chemiczna obszarów krasowych południowego Spitsbergenu

Badaniami nad ilościowym określeniem natężenia denudacji na Spitsbergenie zajmowali się: J. Corbel (1957), A. Jahn (1961), M. Pulina (1974a) i U. Hallden (1973). J. Corbel stwierdził po raz pierwszy obecność intensywnych procesów chemicznych w obszarach krasowych objętych wieloletnią zmarzliną. W trakcie polskich ekspedycji (1956—1959), związanych z Międzynarodowym Rokiem Geofizycznym, A. Jahn przeprowadził systematyczne badania denudacji mechanicznej na północnych wybrzeżach fiordu Hornsund; w rozszerzonym programie kontynuował je autor w latach 1972—1974.



Fot. 9. Lej krasowy na wyższej terasie morskiej u podnóża masywu Hilmarfjellet

Phot. 9. Doline karstique sur la haute terrasse marine au pied du massif Hilmarfjellet



Fot. 10. Centralne wywierzysko krasowe u podnóża masywu Hilmarfjellet
(Wszystkie fotografie: M. Pulina)

Phot. 10. Source vaclusienne karstique centrale au pied du massif Hilmarfjellet
(Toutes les photographies: M. Pulina)

Badania denudacji chemicznej przeprowadzono dwoma metodami:

1. Określono w wybranych zlewniach wielkość odprowadzanej masy rozpuszczonej w powiązaniu z czynnikami meteorologicznymi i strukturalnymi; wykonywano je w basenie lodowca Sofie i w cyрку glacialnym pod Kamkrona (767 m n.p.m.) na zachodnich stokach masywu marmurowego Sofiekammen;

2. Sporządzono mapy i szkice hydro-morfologiczne i hydrochemiczne oraz wykonano analizy chemiczne wód powierzchniowych i podziemnych w obszarach krasowych

(129 analiz chemicznych). Prace takie przeprowadzono w obszarach krasowych leżących w otoczeniu fiordu Hornsund i na południowych wybrzeżach Sörkapplandu. W celach porównawczych podobne badania wykonano w obszarach niekrasowych. Szczególnie cenne były tu studia w basenie lodowca Werenskiolda i rzeki Brattegg, dzięki którym określono model fizyczno-statystyczny denudacji chemicznej (Pulina, 1974a). Opróbowano również sieć rzeczna wybrzeża fiordu Hornsund oraz większość cieków na południowo-zachodnim Sörkapplandzie (327 analiz chemicznych).

Do obliczenia denudacji chemicznej jest niezbędna znajomość mineralizacji wód atmosferycznych (deszczowych i śnieżnych) oraz wód z lodowców zasilających obszary krasowe. Wykonano 532 analizy chemiczne tych wód. W stacjach meteorologicznych przy głównej bazie wyprawy (Isbjørnhamna) i na morzenie czołowej lodowca Werenskiolda analizowano wody opadowe (210 analiz chemicznych).

Własności fizykochemiczne wód

Badania hydrochemiczne przeprowadzono metodami stosowanymi przez autora w obszarach krasowych (Pulina, 1974a). Analizy chemiczne wód wykonywano bezpośrednio w terenie metodami póllaboratoryjnymi, wykorzystując własne laboratoria polowe (Markowicz, Pulina, 1970). Pełnej analizy wody dokonano natomiast w bazie głównej wyprawy. Jony Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- i SiO_2 oraz wolny CO_2 oznaczano miareczkowo; pH określano kolorymetrycznie i potencjometrycznie, a oporność właściwą (ρ_{18}) metodą konduktometryczną. Dzięki niej wyliczano pełną mineralizację w mg/l (Σ_M).

W obszarach krasowych południowego Spitsbergenu występują dwa genetycznie różne typy wód: wody chłodne pochodzenia atmosferycznego i roztopowego oraz wody termalne i termomineralne głębokiego krążenia.

Chłodne wody krasowe są najczęściej typu $\text{HCO}_3\text{—Ca—Mg}$, słabo zmineralizowane. Pełna mineralizacja mieści się w granicach 30—190 mg/l, z czego węglany stanowią 20—150 mg/l CaCO_3 ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$). Posiadają one zwykle odczyn zasadowy, zawarty w przedziale 7,0—9,6 pH. Ilość wolnego CO_2 jest stosunkowo niska i wynosi kilka mg/l. Pod względem fizykochemicznym są to wody podobne do tych, które występują w krasie wysokogórskim w Alpach i Tatrach. W masywie krasowym Sofiekammen analizowano metamorfozę fizykochemiczną wód pochodzących z opadów atmosferycznych oraz wód lodowcowych. Została ona przedstawiona na wykresie Tillmansa—Trombe'a (ryc. 7). Z analizy wykresu wynika, iż wody te posiadają silne własności korozyjne dzięki niskiej mineralizacji wyjściowej, niskiej temperatu-

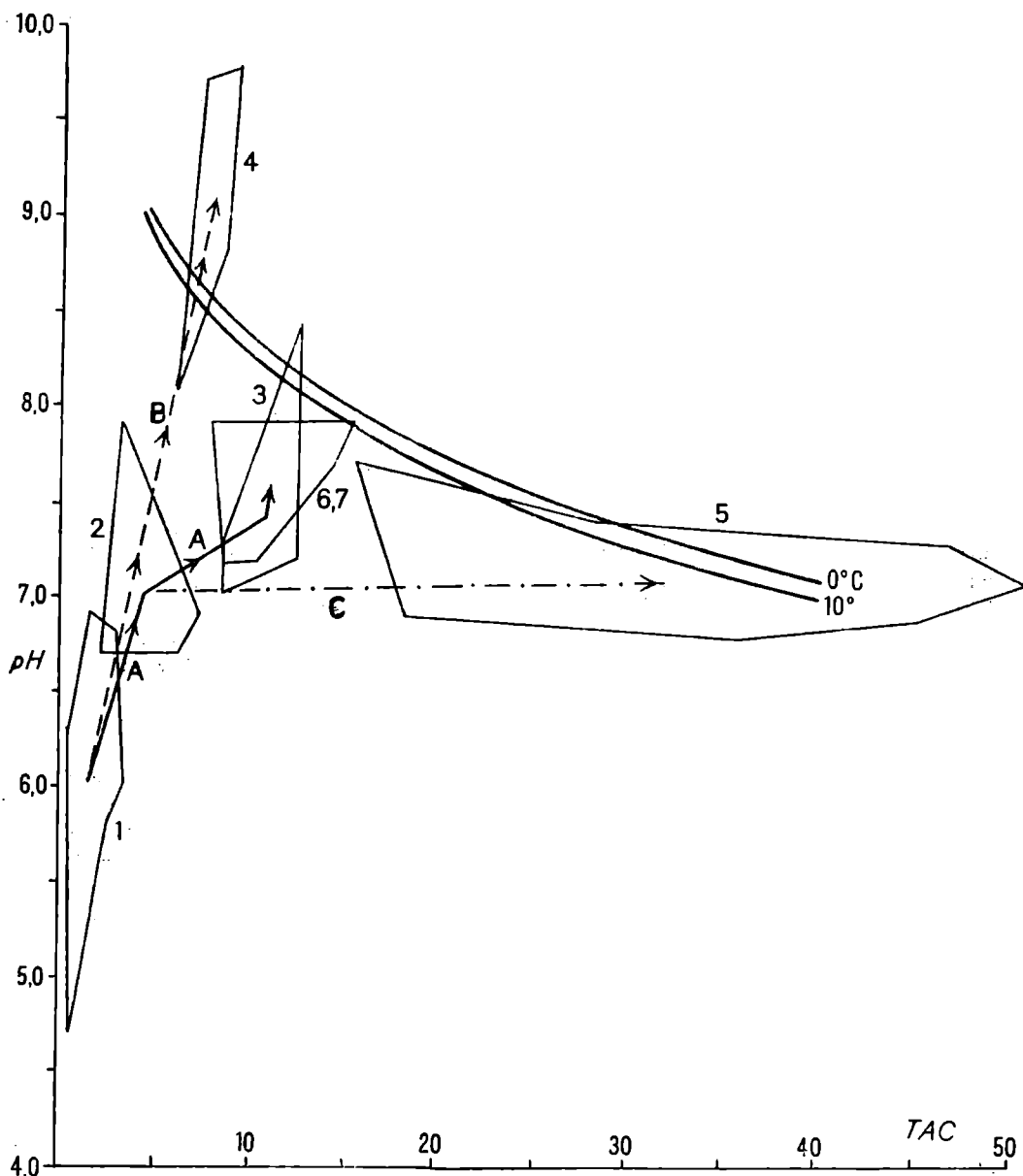
rze i pH. Na ogół nie osiągają stanu nasycenia i w źródłach zachowują własności agresywne. Tylko w kilku przypadkach stwierdzono, iż osiągały one stan nasycenia i były zdolne do niewielkiej depozycji kalcytu w postaci miniaturowych nacieków grzybkowych.

W strefie litoralnej krasowe wody chłodne łączą się często ze słonymi wodami morskimi, co powoduje wzrost ich mineralizacji w źródłach. Typowym przykładem są wywierzyska pod Rasstupet u podnóża masywu Tsjeby-sjovfjellet (ryc. 4).

Ciepłe wody krasowe na południowym Spitsbergenie występują w postaci słabo zmineralizowanych term i wód termomineralnych. Pierwsze stwierdzono w wywierzysku pod Gnälberget na północnym wybrzeżu fiordu Hornsund (ryc. 8). Osiągały one 12,6°C. Stwierdzono minimalne wahania temperatury tych wód pomiędzy sezonami letnimi 1972 roku i 1974 roku. Są to wody zbliżone do krasowych wód chłodnych typu $\text{HCO}_3\text{—Ca—Cl}$ lub $\text{HCO}_3\text{—Cl—Ca}$ o podwyższonej mineralizacji rzędu 160—180 mg/l, z czego na węglany przypada 50%—60%. Wody termomineralne stwierdzono na południowym wybrzeżu Sørkapplandu u podnóża masywu Hilmarfjellet (ryc. 6 i 8). Są to wody typu Cl—Ca—HCO_3 , silnie zmineralizowane (powyżej 1 g/l). Maksymalną mineralizację określono na 8,6 g/l. Posiadają najczęściej odczyn zasadowy. Przy niektórych źródłach jest deponowany nadmiar soli w postaci porowatego osadu koloru białego. Debit badanych źródeł w sierpniu 1973 roku wynosił od kilku do kilkudziesięciu l/s, a temperatura 10°C—16,5°C. Większość wód termomineralnych obszaru krasowego Hilmarfjellet łączy się z wodami chłodnymi. Kanaly podziemne, powstałe dzięki agresywnej działalności wód termomineralnych, przechwytyują powierzchniowe wody stokowe, wody z topnienia płatów śnieżnych i z warstwy czynnej zmarzliny, a nawet rzeki lodowcowe (ryc. 5 6). Debit największego źródła odprowadzającego część wód lodowcowych został oceniony na ponad 4 m³/s.

Wielkość denudacji chemicznej

W tab. 1 przedstawiono wielkość denudacji chemicznej (D_{CH}) w m³/km² rok lub w mm/

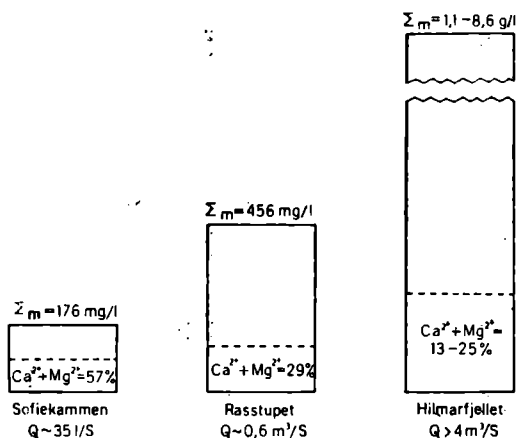


Ryc. 7. Agresywność węglanowa wód w obszarze krasowym Sofiekammen (85 analiz chemicznych — 1972 rok); wykres Tillmansa-Trombe'a:

1 — wody opadowe, 2 — wody z lodowców, 3 — wody powierzchniowe w skałach węglanowych, 4 — wody z marmitów, 5 — wody na tarasach morskich, 6 — wody z jaskini, 7 — wody źródeł krasowych. A, B, C, — kierunki metamorfozy fizykochemicznej wód: A — wody opadowe — powierzchnia marmurów — wnętrze masywu krasowego — źródła, B — wody opadowe — marmity, C — wody opadowe — powierzchnie marmurów — terasy morskie

Fig. 7. Agressivité des eaux karstiques du massif Sofiekammen (85 analyses chimiques des eaux). Diagramme de Tillmans-Trombe:

1 — eaux des précipitations atmosphériques, 2 — eaux des glaciers, 3 — eaux sur la surface des calcaires, 4 — eaux dans les marmites, 5 — eaux sur les terrasses marines, 6 — eaux de grotte, 7 — sources karstiques. A, B, C — direction de metamorphose physico-chimique des eaux: A — eaux des précipitations atmosphériques — surface des calcaires — intérieur du massif karstique — sources, B — eaux des précipitations atmosphériques — marmites, C — eaux des précipitations atmosphériques — surface des calcaires — terrasses marines



Ryc. 8. Mineralizacja źródeł krasowych południowego Spitsbergenu

Fig. 8. Minéralisation des sources karstiques du Spitsberg du Sud

/1000 lat w trzech obszarach krasowych południowego Spitsbergenu. Określono ją według wzoru (Pulina, 1974):

$$D_{CH} = 0,0126 \Delta T q$$

gdzie: $\Delta T = T - T_a$

D_{CH} = $m^3/km^2 \cdot rok$ lub $mm/1000$ lat,

0,0126 — współczynnik przeliczeniowy dla skał węglanowych i siarczanowych o ciężarze właściwym 2,5 g/cm^3 (zmienia się on od 10,9 do 13,7 dla różnych typów skalnych),

ΔT — zawartość soli pochodząca z procesu rozpuszczania (w mg/l),

T — faktyczna mineralizacja wód po opuszczeniu obszarów krasowych (w mg/l),

T_a — mineralizacja wód allochtonicznych (opadowych, lodowcowych, wód dopływających z sąsiednich zlewni i innych — w mg/l),

q — spływ jednostkowy określony w wartościach średnich rocznych (w $l/s \cdot km^2$).

Dzięki dobremu rozpoznaniu hydrochemicznemu w obszarach krasowych stosunkowo łatwo można było określić wielkość współczynnika T . Dysponowano także dobrymi danymi odnośnie do mineralizacji wód allochtonicznych zasilających obszary krasowe (T_a). Największą trudność sprawiało określenie wartości q . Z danych klimatycznych nie sposób obliczyć go dokładnie. Dysponowano materiałem porównawczym ze zlewni eksperymentalnych. Badania te nie są jeszcze

ukończone, pozwoliły jednak określić wielkość q w przedziale 5–13 $l/s \cdot km^2$.

W obszarach krasowych denudowanych przez chłodne wody atmosferyczne i śnieżno-lodowcowe denudacja chemiczna wynosi 3–20 $mm/1000$ lat (suma denudacji powierzchniowej i podziemnej). W obszarach krasu termomineralnego denudacja przekracza 100 $mm/1000$ lat, a może nawet osiągnąć 500 $mm/1000$ lat.

Z analizy tab. 2 wynika, iż wartości denudacji chemicznej stwierdzone na południowym Spitsbergenie (kras chłodny) są stosunkowo niskie i stawiają go w rzędzie obszarów o słabej denudacji chemicznej. Można go porównać z krasem strefy klimatu umiarkowanego chłodnego objętego wieloletnią zmarzliną, na przykład z Syberią Wschodnią. Maksymalne wartości denudacji na Spitsbergenie są bliskie minimalnym wskaźnikom notowanym na obszarach krasu wyżynnego i średniogórskiego środkowej Europy (Dobruża, Sudety, Jura Polska).

Denudacja chemiczna w krasie termomineralnym Spitsbergenu jest co najmniej równa, a najczęściej, kilkakrotnie wyższa od maksymalnie denudowanych obszarów krasowych regionu śródziemnomorskiego (50–140 $mm/1000$ lat). Jednakże efekty procesów hydrotermalnych na Spitsbergenie mają zasięg lokalny.

Bilans denudacyjny i porównanie denudacji krasowej z niekrasową

Określenie wielkości denudacji chemicznej nie wystarcza do poznania aktualnego tempa nasilenia procesów degradacyjnych w obszarach krasowych. Niezbędna jest znajomość drugiego elementu bilansu denudacyjnego — denudacji mechanicznej. Suma denudacji chemicznej i mechanicznej daje pojęcie o globalnej denudacji.

Denudację mechaniczną badano w kilku zlewniach krasowych: Sofiekammen, uzyskując materiał wystarczający do postawienia wstępnych wniosków. Badania przeprowadzono w zlewniach zlodowaczonych i wolnych od lodu. Wyniki przedstawiono w tab. 3 i na ryc. 9.

A oto wnioski z analizy tych materiałów:

Tabela 1
Tableau 1

Denudacja chemiczna na południowym Spitsbergenie
Dénudation chimique au Spitsberg méridional

Region* (Région) Skały (Roches)	Liczba analiz (Nombre d'échantillons)	ΣM^{***} CaCO ₃ [mg/l]		Interwał (Intervalle)		Denudacja chemiczna [m ³ /km ² rok] lub [mm/1000 lat] (Dénudation chimique) [m ³ /km ² an] ou [mm/millénaire]										
		T	ΔT	T	s	q = 1	q = 2	q = 3	q = 5	q = 7	q = 10	q = 13	q = 15	q = 20	q = 25	q = 30
Sofiekam- men marmury (marbres)	29	116,8 91,0	101,1 83,0	27—101 20—153	0,23—1,61 0,22—1,68	1,27 1,05	2,33 2,09	3,82 3,14	6,37 5,23	8,92 7,32	12,74 10,46	16,56 13,59	19,11 15,69	25,48 20,82	31,85 26,14	38,21 31,37
Rasstupet (wapienie (calcaires)	6	271,5 113,3	253,8 105,3	92,4—456,0 85,0—130,0	0,29—1,07 0,75—1,15	3,20 1,33	5,40 2,65	9,59 3,98	15,19 8,84	22,38 9,29	31,98 13,27	41,57 17,25	47,97 19,90	63,96 28,54	79,93 33,17	95,94 39,80
Hillmarv- fjellet** A wapienie (calcaires)	13	74,4 53,7	56,7 45,7	37,3—120,8 27,0—87,0	0,51—1,62 0,54—1,62	0,71 0,58	1,43 1,15	2,14 1,73	3,87 2,88	5,00 4,03	7,14 5,58	9,29 7,99	10,72 8,64	14,29 11,52	17,66 14,39	21,43 17,28
Hillmarv- fjellet B wapienie (calcaires)	5	2664,5 435,0	2646,8 427,0	809,3—8562,1 270,0—1100,0	0,30—3,22 0,62—2,53	33,35 5,38	66,70 10,78	100,05 16,14	166,75 26,90	233,45 37,66	333,50 53,80	433,55 69,94	500,24 80,70	666,99 107,60	833,74 134,50	1000,49 161,41
Skały kry- staliczne niekrasowe (Roches cri- stalines nonkar- stifiables)	106	19,9—70,4 —	1,2—52,7 —	14,9—73,5 —	0,6—1,65 —	0,01—0,66 —	0,03—1,33 —	0,04—1,99 —	0,07—3,32 —	0,10—4,65 —	0,15—6,64 —	0,20—8,63 —	0,23—9,96 —	0,32— —13,28	0,28—16,60 —	0,45—18,92 —
Opady atmo- sferyczne (Précipita- tions at- mosphéri- ques) T ₄	69	— —	17,7 8,0	1,2—177,3 0,0—35,0	0,7—10,0 0,0—4,4	0,22 0,10	0,45 0,30	0,67 0,30	1,11 0,50	1,56 0,71	2,23 1,01	2,90 1,31	3,34 1,51	4,46 2,02	5,57 2,52	6,69 3,02

* Z obszarów krasowych Rasstupet i Hillmarfjellet wyniki z 1973 roku, w pozostałych obszarach z 1972 roku
Résultats 1973 — terrains karstiques Rasstupet et Hillmarfjellet; résultats de 1972 — les terrains karstiques autres

** Hillmarfjellet: A — wody chłodne, B — wody termomineralne. Hillmarfjellet: A — eaux froides, B — eaux thermo-minérales

*** Mineralizacja globalna: CaCO₃ = Ca²⁺ + Mg²⁺. Minéralisation globale: CaCO₃ = Ca²⁺ + Mg²⁺

1. Obszary nie zlodowacone Sofiekammen degradowane są w 95% przez procesy chemiczne. Denudacja mechaniczna jest niewielka, około 5%. Globalna denudacja jest słaba i wynosi 5–20 mm/1000 lat.

2. Obszary zlodowacone Sofiekammen są degradowane przede wszystkim przez czynniki mechaniczne (90%). Denudacja chemiczna wynosi zaledwie 10%. Globalna denudacja jest o rząd wielkości wyższa niż w obszarach nie zlodowaconych, określa ją wielkość około 200 mm/1000 lat.

W tab. 3 i na ryc. 9 przedstawiono również wyniki badań nad denudacją w obszarach niekrasowych w basenie Werenskiolda i Brattegg. Pozwalają one na wysunięcie następujących wniosków:

1. Stwierdzono znaczne różnice w wielkości denudacji globalnej pomiędzy obszarami zlodowaconymi a wolnymi od lodu. Różnice te są wielokrotnie wyższe aniżeli w obszarach krasowych.

2. W obszarach nie zlodowaconych denudacja globalna wynosi zaledwie 0,5–10 mm/1000 lat. Znamienne jest, iż denudacja chemiczna osiąga tu aż 30%.

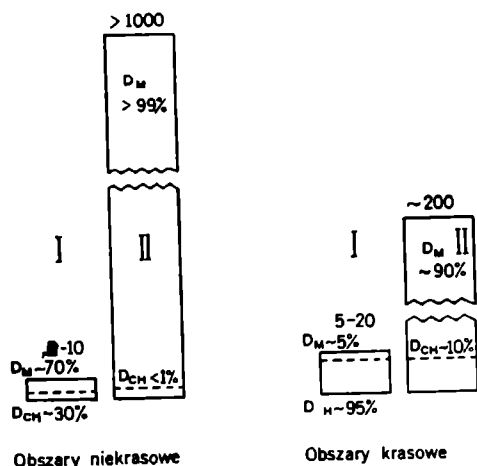
3. W obszarach zlodowaconych denudacja globalna przekracza 1000 mm/1000 lat. Jest to niemal wyłącznie efekt denudacji mechanicznej.

Tabela 2
Tableau 2

Denudacja chemiczna w masywie Sofiekammen w porównaniu z innymi obszarami krasowymi Europy i Azji

Dénudation chimique du massif Sofiekammen en comparaison des terrains karstiques de l'Europe et de l'Asie

Denudacja [mm/1000 lat] (Dénudation) [mm/millénalre]	Kras wyżynny (Karst de haut-plateau)	Kras średniogórski (Karst de moyennes- -montagnes)	Kras wysokogórski (Karst de hautes- -montagnes)
0 –	1–6 Wyżyna Irkucka	22 – Cha- mar- -Daban	5–20 Spitsber- gen (Sofieka- mmen)
20 –	23 – Dobrudża 24 –	20–33 Sudety	13 – Alpy Tun- kińskie
40 –	slaba (faible) Jura Pol- ska N 26 – Wyżyna Śląska	38 – Vračan- ska Pia- nina 56 – Kaukaz	40–49 Tatry Za- chodnie 47 – Piryn
60 –	silna (forte)	80–136 Wyżyna Kras	51–67 Alpy Ju- lijskie
80 –			44–98 Vercors
100 –			114–139 Kaukaz
120 –			
140 –			



Ryc. 9. Denudacje w obszarach nie zlodowaconych (I) i zlodowaconych (II) południowego Spitsbergenu

Fig. 9. Dénudation des terrains non-glacés (I) et glacés (II) du Spitsberg du Sud

Z wniosków wynika, iż denudacja mechaniczna jest zazwyczaj niższa w obszarach zbudowanych ze skał węglanowych, które uważa się powszechnie za skały średniej i słabej odporności na procesy denudacyjne. Aby choć w części znaleźć wytłumaczenie tego faktu, zamieszczono w tab. 4 wyniki eksperymentów wykonanych przez A. Martiniego (1976). W eksperymencie tym poddano

Tabela 3
Tableau 3

Bilans denudacyjny południowego
Spitsbergenu
Bilan de la dénudation du Spitsberg
médional

Typ denudacji (Type de dénuda- tion)	Obszary niekra- sowe (Terrains non-karstiques) Basen Weren- skiolda i Brat- tegg		Obszary krasowe (Terrains kar- stiques) Masyw Sofiekammen	
	nie złodowacone (non-glacé)		nie złodowacone (non-glacé)	
	złodowacone (glacé)		złodowacone (glacé)	
Globalna D Globale D [mm/1000 lat] [mm/mil- lenaire] [%]	0,5—10	>1000	5—20	~200
	100	100	100	100
Chemicz- na D_{CH} Chimi- que D_{CH} [mm/1000 lat] [mm/mil- lenaire] [%]	0,1—5,0	3—7	5—20	5—20
	30	<1	95	10
Mecha- nicz- na D_M^* (Mecani- que) D_M [mm/1000 lat] [mm/mil- lenaire] [%]	0,4—4,8	>1000	<5,0	100—300
	70	>99	5	90

* Uwzględniono tylko wartości splukiwania w obszarach nie złodowaconych i transport zawieszony w rzekach odwadniających obszary złodowacone.

On a cité seulement des valeurs d'effluent de surface dans les terrains non-glacés et le transport de suspension dans les terrains glacés.

Tabela 4
Tableau 4

Podatność niektórych skał południowego
Spitsbergenu na proces wietrzenia
mechanicznego*
Aptitude sur les processus de l'alteration
mecanique des quelques roches du
Spitsberg du Sud

Typ skały** (Type de roche)	Liczba prób (Nombre d'é- chantillons)	Ubytek masy*** [%] (Diminution de masse)		Klasy odpor- ności**** (Classe de résistance)
		A	B	
Marmury (Marbres)	12	0,0518— 0,0962	0,0817— 2,1954	I, II
Amfiboli- ty (Amphi- bolites)	8	0,0066— 0,0070	0,0311— 0,0737	I
Kwarcyty (Quartzit- es)	8	0,0029— 0,1417	0,0043— 0,0440	I
Gnejsy (Gneiss)	32	0,0082— 0,1581	0,0491— 0,2271	I, II
Łupki ły- szczy- kowe (Micasci- stes)	20	0,0306— 0,4567	0,0411— 0,9971	I, II, III
Łupki am- fiboli- towe (Amphi- bolit- schistes)	4	0,2226—1,3704		II, III
Łupki wa- pniste (Calcai- reschi- stes)	32	0,0647— 7,0657	0,9506— 11,6585	I, II, III, IV

* Według: A. Martini (1976)

D'après: A. Martini (1976)

** Próby skał pobrano w południowej części ziemi Wedela-Jarslsberga (południowe wybrzeże Hornsundu) pomiędzy lodowcem Torella a masywem Sofiekammen.

Les roches sont d'origine de Terre Wedel Jarsl-

procesom zamarzania i rozmarzania typowe skały z badanych obszarów południowego Spitsbergenu. Na podstawie uzyskanych wyników możemy stwierdzić, że marmury masywu Sofiekammen są niezwykle odporne na procesy wietrzenia mechanicznego i mieszczą się w tej samej klasie odporności co amfibolity, kwarcyty i gnejsy.

Zakończenie

Badania autora przeprowadzone na południowym Spitsbergenie potwierdzają rezultaty studiów J. Corbela (1957, 1959) na temat aktualnych procesów krasowych w arktycznej strefie klimatycznej. Obszary zbudowane ze skał węglanowych są współcześnie atakowane przez agresywne wody atmosferyczne. Skutki tych procesów określono w postaci wskaźnika denudacji chemicznej, która wynosi $3 \text{ m}^3\text{—}20 \text{ m}^3$ rozpuszczonej skały z powierzchni 1 km^2 w ciągu jednego roku. Wartość ta odpowiada hipotetycznej warstwie o miąższości $3 \text{ mm}\text{—}20 \text{ mm}$ degradowanej w ciągu 1000 lat. Wskaźniki uzyskane na Spitsbergenie w porównaniu ze wskaźnikami z obszarów krasowych położonych w umiarkowanych i niskich szerokościach geograficznych są kilka, a nawet kilkanaście razy mniejsze (Pulina, 1974a). Mimo niewielkiej denudacji chemicznej na Spitsbergenie efekty procesów krasowienia są tu powszechne. Uwidoczniają się przede wszystkim w dobrze rozwiniętej sieci kanałów podziemnych, które drenują duże obszary, a nawet

odprowadzają drogą podziemną rzeki lodowcowe. Dodatkowym zjawiskiem, które uaktywnia procesy krasowe na Spitsbergenie, jest obecność wód termomineralnych występujących w południowej części Sörkapplandu. Ustalono efekty chemicznej działalności tych wód mieszczą się w przedziale $100\text{—}500 \text{ m}^3/\text{km}^2$ rok. Są to jedne z największych wartości, jakie określono w obszarach krasowych. Skutki morfologiczne procesów termomineralnych to nie tylko dobrze rozwinięta sieć kanałów podziemnych, lecz także mezoformy krasu powierzchniowego, znane z obszarów klasycznego krasu śródziemnomorskiego.

Poświęcono również uwagę działalności słonej wody morskiej w formowaniu reliefu krasowego. Studiowano go na przykładach z wybrzeży fiordu Hornsund i południowego Sörkapplandu. Występują tu typowe obszary krasu litoralnego z zespołem mezo- i mikroform, a nawet oryginalne formy niewielkich izolowanych wzgórz, znanych z krasu tropikalnego.

Na południowym Spitsbergenie brak dużych form krasowych, powszechnych w krasie śródziemnomorskim czy tropikalnym. Fakt ten tłumaczy J. Corbel (1959) krótkim okresem, w jakim skały te pozostawały odsłonięte na powierzchni ziemi. Na podstawie naszych wyników można byłoby jeszcze dodać, iż właściwy proces krasowienia rozpoczął się w momencie odsłonięcia powierzchni skalnej spod pokrywy lodowo-śnieżnej, tzn. dopiero w holocenie, w ciągu ostatnich kilku, a najwyżej kilkunastu tysięcy lat. Mezoformy krasowe i jaskinie występują powszechnie na Spitsbergenie. Są to jednak formy nieco inaczej wykształcone w porównaniu z formami klasycznymi, gdyż są modyfikowane przez specyficzne warunki klimatu arktycznego i położenie geograficzne (wieloletnia zmarzlina, silne wietrzenie mrozowe, ustanie krążenia wód powierzchniowych w czasie nocy polarnej itp.). Mikroformy praktycznie nie zachowały się, gdyż ulegają szybkiemu niszczeniu przez intensywne wietrzenie mrozowe. Systemy jaskiń opuszczonych przez wody są wypełnione lodem i niedostępne dla człowieka.

Zjawiskiem zaskakującym w krajobrazie Spitsbergenu jest obecność grzbietów lub nawet szczytów zbudowanych ze skał węglanowych w bezpośrednim sąsiedztwie skał gnej-

sberg (la partie méridionale de bord de Hornsund) entre le glacier Torella et le massif Sofiekammen.

*** Wielkość uzyskanej zwietrzliny w trakcie zamarzania i rozmarzania w cyklu zbliżonym do islandzkiego (200X): A — w wodzie destylowanej, B — w wodzie pochodzącej z torfowisk górskich.

Valeur de roche altérée pendant des processus de congélation et dégellement (cycle de type de Island — 200X): A — dans l'eau distillée, B — dans l'eau des tourbes de montagnes.

**** Klasy odporności według A. Martiniego (1978): I — bardzo odporne $< 0,1\%$, II — odporne $0,1\%\text{—}1,0\%$, III — średnio odporne $1,0\%\text{—}10,0\%$, IV — słabo odporne $> 10,0\%$.

Classe de résistance d'après A. Martin (1978): I — résistance forte $< 0,1\%$, II — résistance $0,1\%\text{—}1,0\%$, III — résistance moyenne $1,0\%\text{—}10,0\%$, IV — résistance faible $> 10,0\%$.

sowych czy amfibolitowych tworzących niższe grupy górskie, a nawet budujących negatywne formy krajobrazu. Próbowano znaleźć odpowiedź na pytanie, jakie czynniki decydują o pozytywnej morfologii obszarów zbudowanych ze skał węglanowych. Studiowano ten problem, stosując metody badań ilościowych w wybranych basenach eksperymentalnych. Zebrane materiały posłużyły do konstrukcji modelu fizyczno-matematycznego, który składał się z wzajemnie sprzężonych czynników geograficzno-fizycznych, decydujących o ilościowych efektach denudacji. W wyniku tych prac stwierdzono, że zlodowaczone obszary węglanowe są 3—10 razy słabiej degradowane niż analogiczne obszary niekrasowe. Wprawdzie w terenach wolnych od lodu zjawisko przebiega odwrotnie, ale wielkość denudacji jest tu tak niska, że nie decyduje o ogólnym bilansie denudacyjnym. Ponieważ badane obszary południowego Spitsbergenu były przez długie okresy zlodowaczone, wystarczyło czasu na wypreparowanie skał węglanowych z otaczających je skał niekrasowych. Wypływa z tego następny wniosek, że w miarę zaniku pokrywy lodowej na Spitsbergenie zmienia się bilans denudacyjny między obszarami krasowymi i niekrasowymi. Obszary krasowe są silniej degradowane od niekrasowych. A zatem ocieplenie klimatu nie sprzyja wypreparowaniu skał węglanowych, powoduje natomiast wzmocnienie denudacji chemicznej i rozwój reliefu krasowego.

LITERATURA

- Baranowski, S., 1975: The climate of West Spitsbergen in the light of material obtained from Isfjord Radio and Hornsund. Spitsbergen Expedition I, Acta Universitatis Vratislaviensis, 251, Wrocław.
- Baranowski, S., 1976: Subpolarne lodowce Spitsbergenu na tle klimatu tego regionu, Instytut Geografii Uniwersytetu Wrocławskiego (maszynopis).
- Baranowski, S., Piasecki J., Pereyma, J., 1975: Warunki meteorologiczne i hydrologiczne Lodowca Werenskiolda i jego przedpola w sezonach letnich 1972 i 1973. Materiały z Sympozjum Spitsbergeńskiego, Wrocław, 29—30 marca 1974, Uniwersytet Wrocławski.
- Barbaroux, L., Besset, Y., 1968: Le karts de Sarsöyra — Norois, LXVII, Poitiers.
- Birkenmajer, K., 1959: Report on the Geological Investigations of the Hornsund Area, Vestspitsbergen, in 1958. I. The Hecla Hoek Formation, Bull. Acad. Polon. Sc., Ser. Sc. Chim., Géol. et Géogr., 72, Warszawa.
- Corbel, J., 1957: Les Karst du Nord-Ouest de l'Europe, Thèse Lettres, Lyon.
- Corbel J., 1959. Erosion en terrain calcaire, Ann. Géogr., 366, 68, Paris.
- Corbel, J. (red.), 1966: Spitsberg 1964 et premières observations 1965, Lyon.
- Hallden, U., 1973: Some calculations of the denudation rate in a dolomitic limestone area at Isfjord-radio, West Spitsbergen, Trans. Cave Research Group of Great Britain, 15, 2.
- Jahn, A., 1961: Quantitative analysis of some periglacial processes in Spitsbergen, Zeszyty naukowe Uniwersytetu Wrocławskiego, 5, Wrocław.
- Major, H., Winsnes, T.S., 1955: Cambrian and Ordovician fossils from Sörkapp Land, Spitsbergen, Norsk Polar Institutt, Skrifter, 106, Oslo.
- Markowicz, M., Pulina, M., 1970: Instrukcja wykonania analiz chemicznych wód do celów geomorfologicznych, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego, Wrocław.
- Martini, A., 1976: Badania doświadczalne nad wietrzeniem mrozowym pewnych typów skalnych, Instytut Geograficzny Uniwersytetu Wrocławskiego (maszynopis).
- Moign, A., 1974: Strandflats immerges et emerges du Spitsberg central et nord occidental, Thèses Univ. de Lille III.
- Orvin, A. K., 1944: Litt om kilder paa Svalbard, Norges Svalbard og Ishav undersökelse, 57, Oslo.
- Pulina, M., 1974: Denudacja chemiczna na obszarach krasu węglanowego, Prace Geograficzne PAN, 105, Ossolineum, Wrocław.
- Pulina, M., 1974a: Preliminary Studies on Denudation in SW Spitsbergen, Bull. Acad. Polon. Sc., Ser. Sc. Terre, 22, 2, Warszawa.

ON KARST PHENOMENA OCCURRING IN THE SOUTHERN PART OF SPITSBERGEN

Summary

In the summer seasons of 1972 through 1974 geomorphological and hydrochemical investigations were carried out within the area of carbonate rocks occurring in the region of Hornsund fiord and Sörkappland (south Spitsbergen). These studies were performed in the framework of the Spitsbergen expedition by the Institute of Geography, University of Wrocław (Poland).

It is known that karst phenomena in south Spitsbergen develop against the background of marbles, limestones and dolomites of the Proterozoic and old Palaeozoic age, which are connected with the Hecla-Hoeck series. These rocks form a wide zone of meridional direction which traverses south Spitsbergen. Sofiekammen (Wienertinden, 925 m a.s.l.), the large marble crest rising above the Hans and Paierl glacials, Hornsundtind massif (1431 m a.s.l.), Tsjebysjovfjellet (920 m a.s.l.) — as well as the divided massifs of central and south Sörkappland, such as Hilmarfjellet (825 m a.s.l.) — are classed among the highest massifs built of carbonate rocks.

The karst areas of Spitsbergen correspond with three types of landscape. These are: (1) glacial relief with full ice-cover; (2) mountain ridges and nunataks (interior of Spitsbergen), and (3) coastal area, free of ice-cover, most frequently in elevated marine terraces, in the foot parts of slopes, and the littoral.

The Spitsbergen investigations so far reported in the literature (Orvin, 1944; Corbel, 1957, 1959; Hellden, 1973) were carried out in the third type of landscape, as it is most convenient for exploration. Our investigations were aimed at including karst phenomena which appear in all the three types of the Spitsbergen landscape.

Type (1), because of certain inconveniences, was less thoroughly explored. It was investigated in the interior of Wedel-Jarlsberg Land, the Amundsen Plateau (first of all in the Kopernikufjellet massif, 1036 m a.s.l.), in the interior of Sörkappland, the Mefonna Plateau, and in the basin of Vitkovski glacier.

More consideration was devoted to karst phenomena occurring in types (2) and (3). Sofiekammen and partly Rasstupet, together with Tsjebysjovfjellet, are the representatives of type (2). Type (3) was studied in the coastline of south Sörkappland at the foot of Hilmarfjellet, as well as in the coast of Hornsund at the foot of Sofiekammen and Rasstupet.

Spitsbergen karst phenomena develop both with the participation of contemporary cold atmospheric waters and under hydrothermal conditions. The karst area of interest is, in the most part, affected by cold atmospheric waters. Typical thermomineral karst phenomena appear in the Hilmarfjellet massif, whereas typical phenomena of thermal karst occur in Sofiekammen.

The author's own studies have confirmed the results achieved by J. Corbel (1957, 1959) for actual karst processes taking place in the arctic climatic zone. The areas built of carbonate rocks are nowadays affected by the aggressive action of atmospheric water. The effects of those processes have been established in terms of the chemical denudation coefficient (3—20 m³ of rock dissolved within 1 km² during 1 year). This value corresponds to the hypothetical 3—20 mm layer degraded within 1000 years. The coefficients for Spitsbergen are sometimes one twelfth those for medium or low latitude (Pulina, 1974a), and the effects of karsting processes are rather common despite of the insignificant chemical denudation. These effects are first of all evident in the well-developed system of underground channels which are draining large areas and serve as an underground drain-off for glacial rivers. Another factor which activates karst processes in the Spitsbergen region is the presence of thermomineral waters that occur in the southern part of Sörkappland. The effects of the chemical action of these waters fall in the range of 100—500 m³/km² year, and may be classed among the highest of those so far established for Spitsbergen karst. The morphological effects of thermomineral processes take not only the form of well-developed underground channels but also numerous meso-forms of surface karst which are known from the classical mediterranean karst regions.

Consideration was also focused on the contribution of sea water to the formation of the karst relief. This problem was studied on the example of the Hornsund fiord coast-line and that of the south Sörkappland shore, where typical areas of littoral karst with a group of meso- and microforms are found or, moreover, some original isolated rock forms which are known from the tropical karst.

South Spitsbergen is characterized by the lack of large forms frequently occurring either in mediterranean or tropical karst regions. The time required for the formation of large karst forms was insufficient, because karsting processes have started with the disappearance of the ice-and-snow cover, that means, as late as in Holocene.

Karst mezoforms and caves are typical of the Spitsbergen landscape. These are, however, forms differently developed, as compared with the classical ones, because they have been modified due to the arctic climate conditions and locality (permanent frost, intensive frost weathering, disappearance of the circulation of surface water during the polar night, and the like). Microforms are not preserved, as they undergo a quick degradation stemming from the intensive frost weathering. Dry cave systems are filled with ice and therefore inaccessible.

There are some problems which surprise. These are mountain ridges or oven crests built of carbonate rocks, occurring in the direct vicinity of gneiss or amphibolite rocks which form lower-order mountain groups, and sometimes build concave forms. Attempts were made to answer the question what factors decide on the convex morphology of carbonate rock areas. This problem was

studied by means of quantitative methods in selected experimental basins. The data obtained were used for the construction of a physical-mathematical model consisting of interrelated geographical-physical factors decisive upon the quantitative effects of denudation. It was found that glaciated carbonate areas are from three to ten times less ready to degradation than the same areas of non-karst type. In areas free of ice-cover this phenomenon takes a reverse course; however, denudation is rather insignificant so that it does not contribute to the overall balance. Considering that the investigated area of south Spitsbergen was glaciated throughout a long period of time, it follows that the carbonate rocks were removed the adjacent non-karst rocks. Hence the conclusion can be drawn that with diminishing ice-cover the denudation balance between karst and non-karst areas undergoes changes. Karst areas are more ready to degradation than non-karst areas. Temperature increase does not facilitate the removal of carbonate rocks but contributes to the intensification of chemical denudation and to the development of the karst relief.

Translated by Janina Kostńska

Marian Pulina

REMARQUES SUR LES PHÉNOMÈNES KARSTIQUES DANS LA PARTIE MÉRIDIONALE DU SPITSBERG

Résumé

Pendant les saisons d'été des années 1972, 1973 et 1974 on a fait des recherches géomorphologiques et hydrochimiques dans les zones constituées de roches carbonatées, situées dans la région du fiord Hornsund et Sörkappland (Spitsberg du Sud). Ces recherches ont été réalisées durant les expéditions de l'Institut de Géographie de l'Université de Wrocław.

Les phénomènes karstiques au Spitsberg du Sud se développent dans les marbres, les calcaires et les dolomies du protérozoïque et du paléozoïque ancien, de la série de Hecl-Hoeck. Ces roches s'étendent sous la forme d'une large bande N-S traversant le Spitsberg du Sud. Les plus grands massifs composés de roches carbonatées sont: Sofiekammen (Wienertinden 925 m d'altitude) — arête marmoréenne imposante enfoncée entre les glaciers de Hans et de Paierl, le plus grand massif de Horsundtind au Spitsberg du Sud (1431 m) et les massifs déchiquetés de la partie centrale et méridionale de Sörkappland, entre autres Hilmarfjellet (825 m d'altitude).

Les régions karstiques au Spitsberg présentent trois types de paysages:

- 1) modelé glaciaire recouvert totalement de glace,
- 2) sommets de montagnes et monts isolés déglacés — à l'intérieur du Spitsberg,
- 3) paysage du littoral sur les terrasses marines soulevées et sur les versants. Les recherches antérieures sur le karst du Spits-

berg ont été réalisées sur les paysages calcaires du 3^{ème} type (zone la plus accessible à partir de la mer — Orvin, 1944; Corbel, 1957, 1959; Helden, 1973). Dans nos études nous nous sommes intéressés aux trois types de paysages karstiques du Spitsberg. Le premier type, en raison de grandes difficultés techniques, n'a pas été bien exploré. On l'a étudié dans la zone de la Terre de Wedel-Jarlsberg sur le Plateau d'Amundsen (entre autres dans le massif de Koperniksfjellet — 1036 m d'altitude) dans la région de Sörkappland sur le Plateau de Mefonn et dans la cuvette glaciaire de Vitkovski (fig. 1).

Les phénomènes karstiques appartenant au second et au troisième type de paysages ont été étudiés plus en détail. Le massif de Sofiekammen appartient au second type de paysage (fig. 2, 3) aussi que partiellement Rasstupet et Tsjebysjovfjellet (fig. 4). Le troisième type de paysage a été étudié sur la côte méridionale de Sörkappland au pied de Hilmarfjellet (fig. 5, 6) et sur la côte du fiord de Hornsund au pied des massifs de Sofiekammen et Rasstupet.

Les phénomènes karstiques au Spitsberg se développent aussi bien à partir des eaux froides atmosphériques récentes que dans des conditions hydrothermales. L'essentiel des zones karstiques, étudiées au Spitsberg, est sous l'influence des eaux froides atmosphériques. Les phénomènes caractéristiques karstiques évoluant sous l'action des eaux thermominérales et thermales ont été observés dans les massifs respectivement de Hilmarfjellet et de Sofiekammen.

Les recherches de l'auteur, faites au Spitsberg du Sud, confirment les résultats des études de J. Corbel (1957, 1959) sur les processus karstiques actuels dans la zone climatique arctique. Les zones constituées de roches carbonatées sont actuellement attaquées par les eaux agressives atmosphériques. On a déterminé les conséquences de ces processus en calculant l'indice de la dénudation chimique qui atteint 3—20 m³ de roche évacuée par km² et par an. Cette valeur correspond à une couche hypothétique de 3—20 mm de roche dégradée pendant 1000 ans (tab. 1). Les valeurs mesurées au Spitsberg, sont environ 10 fois plus faibles que celles obtenues dans les régions karstiques de climat tempéré — tab. 2 (Pulina, 1974). Malgré la faible valeur de la dénudation chimique au Spitsberg, les effets des processus de karstification sont généralisés. Ils sont visibles tout d'abord dans le réseau des chenaux souterrains qui peuvent même dévier des rivières sous-glaciaires. Le phénomène supplémentaire, qui rend actifs les processus karstiques au Spitsberg, est la présence des eaux thermominérales qui apparaissent dans la partie méridionale de Sörkappland (fig. 8). Les effets de ces eaux correspondent à une dénudation de 100—500 m³/km². Ces valeurs sont les plus élevées déterminées actuellement dans les zones karstiques. Les conséquences morphologiques des processus thermominéraux ne résultent pas seulement dans le développement du réseau des chenaux souterrains mais aussi dans celui de nombreuses mésoformes du karst superficiel, définies dans les zones du karst classique méditerranéen.

On a examiné avec attention l'activité de l'eau de mer dans la formation du relief karstique. On l'a étudiée sur de beaux exemples sur la côte du fiord de Hornsund et aussi sur la côte méridionale de Sörkappland. On y trouve des zones typiques de karst littoral avec le développement de méso-et microformes, et même celui de petites formes rocheuses isolées, caractéristiques du karst tropical.

En raison du retrait récent de la convention de glace et de neige les processus de karstification n'ont commencé à se développer que depuis environ 10 000 ans (holocène) et les grandes formes karstiques généralisées dans le karst méditerranéen ou tropical manquent au Spitsberg méridional. Pourtant elles sont différentes des formes classiques car elles ont évoluées dans les conditions spécifiques du climat arctique de la situation géographique (permafrost, forte désagrégation par action du gel et du dégel, disparition de la circulation des eaux superficielles durant la nuit polaire e.t.c.). Les microformes ne se conservent pas car elles sont rapidement détruites par la gélifraction. Les systèmes des grottes abandonnées par les eaux se remplissent de glace et sont inaccessibles à l'homme.

Le phénomène surprenant dans le paysage du Spitsberg est la présence de crêtes et même de sommets composés de roches carbonatées apparaissant dans le voisinage direct des gneiss ou amphibolites, formant des groupes de montagnes plus basses et même constituant les formes négatives du paysage. On a tenté de résoudre le problème suivant: quels sont les facteurs à l'origine de la mise en relief des zones calcaires (tabl. 4). Ce problème a été étudié en appliquant des méthodes de recherches quantitatives dans les bassins expérimentaux sélectionnés. Les données collectées ont servi à la construction d'un modèle physico-mathématique comprenant des facteurs physico-géographiques réciproquement couplés, conditionnant les effets quantitatifs de la dénudation. Les résultats de ces travaux ont montré que les zones carbonatées couvertes de glacier sont de 3 à 10 fois moins dégradées des régions analogues non karstiques (tab. 3 fig. 8). Il est vrai que dans les zones déglacées le phénomène s'inverse, mais la valeur de la dénudation chimique y est si basse qu'elle ne conditionne pas le bilan de la dénudation. Compte-tenu de ce que les zones étudiées du Spitsberg méridional ont été très longtemps couvertes de glacier, il était suffisamment de temps pour que les roches carbonatées se forment de celles non karstiques qui les entouraient. Il résultent de ces considérations que le bilan de la dénudation entre les zones karstiques et celles qui ne le sont pas, change après la fonte de la calotte glaciaire au Spitsberg. Pourtant le réchauffement du climat ne favorise pas la „préparation” des roches carbonatées. Par contre elle provoque l'augmentation de la dénudation chimique et le développement du relief karstique.

Traduit par Teresa Korba-Fiedorowicz

SPRAWOZDANIA

I Szkoła Speleologiczna w Łądku—Klećnie, zorganizowana w XXX-lecie Uniwersytetu Wrocławskiego w dniach 1—15 lutego 1975 roku

Współorganizatorzy Szkoły: Sekcja Speleologiczna Polskiego Towarzystwa Przyrodników im. M. Kopernika w Krakowie, Urząd Wojewódzki we Wrocławiu.

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

Uczestnicy Szkoły reprezentowali: uniwersytety i placówki PAN z Krakowa, Lublina, Ołomuńca, Poznania, Pragi, Warszawy i Wrocławia; Akademię Rolniczą we Wrocławiu; Muzeum Slovenskiego Krasu w Liptovskim Mikulaszu; Międzynarodową Unię Speleologiczną (UNESCO); Oddziały PIG z Kielc, Warszawy i Wrocławia. Studenci biorący udział w zajęciach Szkoły rekrutowali się z Uniwersytetów: Poznańskiego, Warszawskiego, Wrocławskiego, Brzeńskiego oraz Akademii Rolniczej z Wrocławia. Obsługę techniczną prac terenowych zapewniała Sekcja Grotołazów Akademickiego Klubu Turystycznego z Wrocławia.

Liczba uczestników: 61 osób, w tym 11 samodzielnych pracowników nauki oraz 14 adiunktów ze stopniem doktora.

Tematyka zajęć Szkoły

1. Metodyka badań osadów krasowych w aspektach: geologiczno-geomorfologicznym, archeologicznym i paleontologicznym.
2. Metody badań geologicznych i hydrochemicznych w obszarach krasowych.
3. Źródła kruszców pochodzenia krasowego.
4. Metody adaptacji jaskiń na użytek turystyczny.
5. Ochrona obiektów przyrody nieożywionej w obszarach krasowych.
6. Przegląd nowej literatury krasowej i speleologicznej.

Wyniki: Wyłuchano 11 wykładów i 8 komunikatów wygłoszonych przez wybitnych specjalistów z dziedziny krasu. Uczestnicy Szkoły odbyli zajęcia terenowe realizowane w zlewni Kleśnicy i w Jaskini Niedźwiedziej oraz prowadzili dyskusje naukowe w pięciu grupach problemowych. Badania w Jaskini Niedźwiedziej dotyczyły zagadnień z geomorfologii, sedimentologii, hydrochemii, mikroklimatu, zdjęć geodezyjnych, dokumentacji fotograficznej. Podjęto ustalenia odnośnie do projektu adaptacji Jaskini

Niedźwiedziej na cele turystyczne, a także ochrony pozostałych obiektów krasowych (granice rezerwatu jaskini). Sformułowano program działania ruchu speleologicznego w Polsce. Reprezentanci Uniwersytetu Wrocławskiego przedstawili uczestnikom wyniki badań tej uczelni w dziedzinie speleologii. Organizatorzy Szkoły przekazali Oddziałowi FWP w Łądku-Zdroju dar w postaci stałej ekspozycji oraz przeźrocza z Jaskini Niedźwiedziej wraz z komentarzem do odczytów popularnonaukowych.

Część wyników naukowych publikujemy w niniejszym tomie.

Program zajęć I Szkoły Speleologicznej

1—5 II 1975

Przygotowania w zlewni Kleśnicy i Jaskini Niedźwiedziej do zajęć terenowych. Instalacja ekspozycji poświęconej jaskini w Sali Kameralnej FWP w Łądku-Zdroju.

6 II 1975

Oficjalne otwarcie Szkoły. Sesji przedpołudniowej przewodniczył V. Panoš. Wygłoszono referaty:

S. Dżułyński: Kras i kruszce cynowo-ołowiane

V. Panoš: Podyplomowe studium UNESCO na Uniwersytecie w Ołomuńcu

J. Głazek, A. Sulimski, A. Szynkiewicz, T. Wysoczański-Minkowicz: Stanowisko Draby III

T. Madeyska: Zróżnicowanie litologiczne osadów schronisk i jaskiń Doliny Sąpowskiej

M. Pulina: Sprawozdanie z dotychczasowych badań w Jaskini Niedźwiedziej

Sesja popołudniowa — przewodniczący J. Głazek

J. Rudnicki: Kras wybrzeży morskich na przykładzie południowych Włoch

M. Pulina: Kras południowego Spitsbergenu

Z. Wójcik: Korelacja teras rzecznych z poziomymi korytarzami jaskiń

J. Głazek, L. Lindner, T. Wysoczański-Minkowicz: Geologiczna interpretacja stanowiska Kozi Grzbiet w Górach Świętokrzyskich

J. Głazek: Życie i twórczość Marii Markowicz-Łochinowicz

7 II 1975

Sesja przedpołudniowa — przewodniczący: S. Dżułyński i J. Głazek. Tego dnia z referatami wystąpili:

K. Galewski, J. Głazek, T. Wysoczański-Minkowicz: Nowe dane o krasie kopalnym w Przewornie

S. Jodłowski: Zastosowanie metod elektrooporowych na przykładzie Jaskini Niedźwiedziej

J. Bieroński: Morfologia dolnego piętra Jaskini Niedźwiedziej

Z. Rubinowski: Badanie, udostępnienie i użytkowanie turystyczne jaskini Raj w Górach Świętokrzyskich

S. Kozłowski: O programie zagospodarowania Śnieżnika Kłodzkiego

W. Magiera: Projekt adaptacji Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie do ruchu turystycznego

T. Wiszniovska: Sprawozdanie z badań paleozoologicznych w Jaskini Niedźwiedziej

M. Markowicz, M. Pulina, J. Sawicki: Stosunki hydrograficzne i denudacja chemiczna w Jurze Częstochowskiej

S. Cacoń: Zastosowanie stolika Karti-500 do zdjęć geodezyjnych w jaskiniach

Sesja popołudniowa — przewodniczył J. Řehak. Projekcja czterech filmów speleologicznych produkcji czzechosłowackiej.

8 II 1975

Wyjazd w teren do zlewni Kleśnicy oraz wejście grupy archeologiczno-paleontologicznej do górnego piętra Jaskini Niedźwiedziej. Dyskusja na temat projektu adaptacji tej jaskini do ruchu turystycznego.

9 II 1975

Praca grup geodezyjnej i geomorfologicznej w dolnym piętrze Jaskini Niedźwiedziej.

10 II 1975

Zajęcia poszczególnych grup problemowych w terenie: grupa geodezyjna — w dolnym piętrze Jaskini Niedźwiedziej, grupa hydrochemiczna — w zlewni Kleśnicy, grupa geologiczna — w kamieniołomie Krzyżnik i w górnym piętrze Jaskini Niedźwiedziej.

11 II 1975

Likwidacja sprzętu grupy geodezyjnej w Jaskini Niedźwiedziej. Prace nad ustaleniem ostatecznych granic rezerwatu przyrodniczego „Jaskinia Niedźwiedzia”.

12 II 1975

Dalszy ciąg prac likwidacyjnych. Wyświetlenie przeźroczy z Jaskini Niedźwiedziej oraz projekcja trzech filmów czzechosłowackich. Zebranie Zarządu Sekcji Speleologicznej Polskiego Towarzystwa Przyrodników — wybór nowych władz.

13—15 II 1975

Dokumentacja fotograficzna w Jaskini Niedźwiedziej. Prace grupy geomorfologicznej. Likwidacja sprzętu z jaskini. Oficjalne zakończenie Szkoły.

Marian Pulina

II Szkoła Speleologiczna w Łądku i Bozkovie w dniach 1—15 lutego 1976 roku

Współorganizatorzy Szkoły: w Polsce: 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: Statni Ustav Památkové péče a ochrany přírody w Pradze wraz z oddziałami powiatowymi w Bozkovie, Olomuńcu, Ostrawie i Pardubicach, Uniwersytet F. Palackiego w Olomuńcu i Karkonoski Park Narodowy w Vrchlabi.

Komitet organizacyjny: w Polsce: prof. dr hab. A. Jahn, doc. dr hab. M. Pulina (kierownik Szkoły), mgr J. Bieroński; w Czechosłowacji: doc. dr V. Panoš, mgr J. Hromas, J. Řehák.

Uczestnicy Szkoły reprezentowali: uniwersytety w Katowicach, Krakowie, Lublinie, Olomuńcu, Pradze, Warszawie i we Wrocławiu; instytuty PAN i ČSAV w Krakowie, Olomuńcu, Ostrawie, Pradze i Warszawie; Akademię Rolniczą we Wrocławiu; instytuty resortowe, takie jak: „Poltegor” i „Cuprum” we Wrocławiu; Oddziały PIG w Warszawie i w Kielcach; Muzeum Slovenského krasu w Liptovskim Mikulaszu; Państwową Radę Ochrony Przyrody w Warszawie i w Pradze, Międzynarodową Unię Speleologiczną i inne. Ponadto w Szkole brała udział grupa grotołazów z Wrocławia oraz studenci geografii i geologii.

Tematyka zajęć Szkoły

1. Zapoznanie się ze stanem badań nad krasem Sudetów polskich i czeskich.
2. Szkolenie w zakresie nowych metod badawczych w krasie.
3. Dyskusja na temat praktycznego zastosowania badań krasowych i decyzje włączenia się do tematów węzłowych na lata 1976—1980.
4. Informacje z konferencji krasowych i działalności organizacji speleologicznych.
5. Zwrotienie uwagi przyrodników na niektóre ważne problemy naukowe na Ziemi Kłodzkiej i w czeskiej części Sudetów.

Wyniki: Wygłoszono 14 referatów, 6 komunikatów oraz zorganizowano 3 seminaria. Przez pięć dni uczestnicy pracowali w terenie, w polskiej i czeskiej części Sudetów. W wyniku kilkudniowych dyskusji uczestników i organizatorów Szkoły zapropono-

wano program badawczy krasu sudeckiego. Będzie on realizowany na zasadzie współpracy polsko-czeskiej. W ramach popularyzacji wyników badań Uniwersytetu Wrocławskiego zorganizowano w stacji przy Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie ekspozycję przyrodniczą, która jest załącznikiem planowanego muzeum krasowego w pawilonie przed jaskinią. Uzupełniono również stałą ekspozycję poświęconą Jaskini Niedźwiedziej w Łądku-Zdroju.

Referaty oraz seminaria zostały nagrane na taśmę magnetofonową i są do dyspozycji zainteresowanych.

Program zajęć II Szkoły Speleologicznej

1—4 II 1976

Prace organizacyjne. Uzupełnienie ekspozycji w Sali Kameralnej w Łądku-Zdroju oraz zorganizowanie ekspozycji przyrodniczej w pawilonie przed Jaskinią Niedźwiedziej w Kletnie.

5 II 1976

Oficjalne otwarcie Szkoły. Zorganizowanie sesji, której przewodniczyli V. Panoš i J. Głazek, poświęconej krasowi Sudetów. Z referatami wystąpili:

V. Panoš: Kras czeskiej części Sudetów

M. Pulina: Kras polskiej części Sudetów

J. Řehák, J. Hyšek: Kras karkonoski

J. Głazek: O znalezieniu ryb kopalnych w stanowisku Przeworno 3

Po południu odbyło się posiedzenie Naukowego Komitetu Opiekuńczego Jaskini Niedźwiedziej w Kletnie; przewodniczył A. Jahn.

6 II 1976

Zajęcia terenowe w dolinie Kleśnicy oraz w Jaskini Niedźwiedziej. Otwarcie ekspozycji poświęconej Jaskini Niedźwiedziej (w pawilonie przy jaskini).

7 II 1976

Sesja przedpołudniowa — prowadził J. Głazek i T. Madeyska. Seminarium poświęcone metodom badań osadów krasowych:

S. Cacoň: Metodyka podziemnych zdjęć geodezyjnych na przykładzie Jaskini Niedźwiedziej

Po południu odbyła się projekcja filmów speleologicznych, które komentowali J. Hromas, Z. Wójcik i V. Panoš; wyświetlono między innymi film dokumentalny o VI Światowym Kongresie Speleologicznym w Ołomuńcu w 1973 roku.

8 II 1976

Sesja przedpołudniowa — prowadzili J. Hromas i Z. Wójcik.

V. Panoš: Zjawiska krasowe na Wyspach Brytyjskich

Z. Wójcik: Analiza publikacji dotyczących polskiej części Sudetów

W. Madera: Kras masywu Śnieżnika (część czeska)

R. Horušícky: Badania speleologiczne w północnej części Moraw

J. Halaš: Badania mikroklimatyczne w jaskiniach lodowych w Słowacji

9 II 1976

Sesja przedpołudniowa — przewodniczący: Z. Rubinowski i J. Řehák. Seminarium poświęcone praktycznemu zastosowaniu badań krasowych.

Z. Rubinowski: Problemy projektowania, udostępniania i wykorzystania jaskiń

J. Řehák: Udostępnienie jaskini bozkovskiej

P. Mitter: Problemy udostępnienia jaskiń słowackich

A. Szynkiewicz: Problematyka krasowa w Bełchatowie

Referaty:

D. Milka: Problematyka ochrony flory obszarów krasowych Sudetów

J. Vitek: Zjawiska pseudokrasowe w czeskiej części Sudetów

J. Rybař: Badania nietoperzy w krasie sudeckim

J. Głazek, J. Kasiński, A. Szynkiewicz: Jaskinia Szachownica — największa jaskinia Jury Krakowsko-Wieluńskiej

J. Kasiński: O genezie nacieku grzybkowego w jaskini Szachownica

Sesja popołudniowa. Projekcja filmów o tematyce speleologicznej.

10 II 1976

Sesja przedpołudniowa

V. Panoš: Kras tropikalny w Puerto Rico

M. Pulina: Komunikat o badaniach hydrochemicznych i hydrogeologicznych w Rumunii

V. Panoš: Komunikat o działalności Międzynarodowej Unii Speleologicznej (U.I.S.)

J. Hromas: Komunikat o działalności speleologicznej w Czechach

M. Pulina: Sprawozdanie z konferencji zorganizowanej przez Komisję Krasową Francuskiego Towarzystwa Geograficznego we Francji i Włoszech

Oficjalne zakończenie polskiej części Szkoły.

11 II 1976

Wyjazd autokarem w czeskie Sudety (Boboszów-Lichkov). Trasa: południowe stoki masywu Śnieżnika Kłodzkiego, górna Morawa — Bohdikov (hydrologia krasowa). Prowadzili E. Madera i V. Panoš.

12 II 1976

Zwiedzanie jaskini i „skalnego miasta” na Špicaku, Supikovic (kras kopalny), Vapennej (jaskinia Velky Dom), jaskini Rasovna (kras na Pomezí). Grupę prowadzili V. Panoš i J. Řehák.

13 II 1976

Przejazd autokarem z Jeseník do Żelaznego Brodu.

14 II 1976

Zwiedzanie jaskini w Horni Alberice i w Ponikle, pod przewodnictwem J. Hyska i J. Řehaka. Po południu zorganizowano uroczyste przyjęcie dla speleologów z całej Czechosłowacji.

15 II 1976

Zwiedzanie jaskini w Bozkovie; grupę prowadzili J. Hromas i J. Řehak.

Uroczyste zakończenie II Szkoły Speleologicznej w Bozkovie.

Marian Pułta

