SLOVENSKÝ KRAS

ACTA CARSOLOGICA SLOVACA

ROČNÍK 46
ČÍSLO 1

2008

Liptovský Mikuláš

Editor / Editor

RNDr. Pavel Bella, PhD.

Výkonný redaktor / Executive Editor

Mgr. Lukáš Vlček

Redakčná rada / Editorial Board

Predseda / Chairman

doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.

Členovia / Members

RNDr. Pavel Bella, PhD., RNDr. Václav Cílek, CSc., RNDr. Ľudovít Gaál, PhD.,
prof. Dr. hab. Jerzy Głazek, doc. RNDr. Ján Gulička, CSc., Ing. Jozef Hlaváč,
Ing. Peter Holúbek, doc. RNDr. Jozef Jakál, DrSc., doc. RNDr. Vladimír Košel, CSc.,
doc. RNDr. Ľubomír Kováč, CSc., acad. Dr. Andrej Kranjc, Ing. Marcel Lalkovič, CSc.,
RNDr. Ladislav Novotný, Mgr. Marián Soják, PhD., prof. Ing. Michal Zacharov, CSc.

Recenzenti / Reviewers

doc. RNDr. Roman Aubrecht, PhD., RNDr. Pavel Bella, PhD.,
acad. prof. RNDr. Pavel Bosák, DrSc., RNDr. Renáta Fľaková, PhD.,
RNDr. Ľudovít Gaál, PhD., prof. RNDr. Peter Holec, CSc.,
doc. RNDr. Ľubomír Kováč, CSc., RNDr. Ľubomír Kováčik, CSc.,
RNDr. Peter Ľuptáčik, PhD., RNDr. Monika Orvošová, RNDr. Stanislav Pavlarčík,
Dr. Jacek Piasecki, PhDr. Marián Soják, PhD., RNDr. Marcel Uhrin,
prof. Ing. Michal Zacharov, CSc., RNDr. Karel Žák, CSc.

© Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky – Správa slovenských jaskýň
a Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, 2008

ISSN 0560-3137

O B S A H
C O N T E N T S

Š T Ú D I E
S T U D I E S

Ján Tulis, Ladislav Novotný
Geologické a geomorfologické pomery NPR Dreveník
Geological and geomorphological settings of the National Natural Reserve Dreveník 5

Michał Gradziński, Marek Duliński, Helena Hercman, Ewa Stworzewicz, Peter Holúbek, Piotr Rajnoga, Wojciech Wróblewski, Marianna Kováčová
Facies and age of travertines from Spiš and Liptov regions (Slovakia) – preliminary results
Fácie a vek travertínov zo Spiša a Liptova (Slovensko) – predbežné výsledky 31

Michal Zacharov
Geologické a tektonické pomery Drienovskej jaskyne v Slovenskom krase
Geological and tectonic settings of Drienovská Cave in the Slovak Karst 41

Branislav Šmída
Jaskynný systém Mesačný tieň – úvodné poznatky z geológie, morfológie a genézy
The cave system of Mesačný tieň (Moon Shadow) – preliminary results of geology, morphology and genesis 53

Pavel Bella, Armstrong Osborne
Korózne šikmé facety a ich morfogenetické znaky vo vzťahu ku genéze Belianskej jaskyne
Corrosion facets and their morphogenetic features in relation to the speleogenesis of Belianska Cave, Slovakia 75

Monika Orvošová, Vratislav Hurai
Kryštály kalcitu v Kalcitových jaskyniach 1 a 2 na Poludnici, Nízke Tatry
Calcite crystals from Kalcitová Cave No. 1 and 2 on Poludnica Hill, Nízke Tatry Mts. 87

Jozef Psotka
Fluvial deposits and morphology of the Okno cave, Demänovská valley – preliminary results
Fluviálne sedimenty a morfológia jaskyne Okno, Demänovská dolina – predbežné výsledky 99

Stanislav Pavlarčík
Mineralogické výskumy v Belianskej jaskyni
Mineralogical research in the Belianska Cave 109

Dagmar Haviarová, Péter Gruber, Jozef Géczy, Ľudovít Gaál
Predbežné výsledky výskumu hydrogeologickej spojitosti jaskýň Milada a Vass Imre
Preliminary results of underground hydrological connection between Milada Cave and Vass Imre Cave 115

Jacek Piasecki, Tymoteusz Sawiński, Ján Zelinka
The structure of airflow inside the Lower Part of the Dobšinská Ice Cave (the Underground Floor and Ice Cliff area)
Štruktúra prúdenia vzduchu v spodnej časti Dobšinskej ľadovej jaskyne (Prízemie a Veľká opona) 127

Krzysztof Strug, Ján Zelinka
The dependence between changes of range of ice forms and thermal conditions in the Demänovská Ice Cave (Slovakia)
Závislosť medzi zmenami ľadových foriem a teplotnými podmienkami v Demänovskej ľadovej jaskyni (Slovensko) 141

Václav Krystůfek, Dana Elhottová, Ľubomír Kováč, Alica Chroňáková, Karel Žák, Ivo Světlík
Stáří kopy netopýřího guána v jeskyni Domica (NP Slovenský kras) a elektronová mikroskopie exkrementů netopýrů
The age of bat guano heap in Domica Cave (Slovak Karst NP) and electron microscopy of bat excrements 163

Vladimír Papáč
Chvostoskoky (Hexapoda, Collembola) v jaskyniach Muránskej planiny a Drienčanského krasu (Revúcka vrchovina) – predbežné výsledky
Cave springtails (Hexapoda, Collembola) of the Muránska Plateau and the Drienčanský Karst (Revúcka Highland) – *preliminary results* 171

Josef Starý
Diversita a rozšíření pancířníků (Acari: Oribatida) v jeskyních České republiky
Diversity and distribution of oribatid mites (Acari: Oribatida) in caves of the Czech Republic .. 183

Václav Pížl
Jsou žížaly (Oligochaeta, Lumbricidae) pravidelnými či náhodnými obyvateli jeskynních systémů ČR a SR?
Are earthworms (Oligochaeta, Lumbricidae) regular or accidental dwellers of cave systems in Czech Republic and Slovakia? 197

Alena Nováková, Miroslav Kolařík, Alica Chroňáková
Histoplasma capsulatum – nebezpečí pro návštevníky jeskyní střední Evropy?
Histoplasma capsulatum – a danger for visitors of caves in Central Europe? 203

Marcel Lalkovič
Príspevok k histórii Belianskej jaskyne
Contribution to history of the Belianska Cave 211

SPRÁVY
REPORTS

Martin Kučera
Distribúcia diskontinuít v procese formovania Belianskej jaskyne
Discontinuities distribution in process of Belianska Cave formation 227

Lukáš Vlček
Findings of cave bears remains in the caves on Muráň Plateau (Slovakia)
Nálezy pozostatkov jaskynných medveďov v jaskyniach na Muránskej planiny (Slovensko) .. 233

Václav Vávra, Jiří Štelcl, Jiří Faimon, Monika Schwarzová
Straw stalactites from building constructions
Brčka jako vedlejší produkt stavebních technológií 239

Jiří Faimon, Jiří Štelcl, Monika Schwarzová, Zbyněk Buřival, Václav Vávra
„Cave pearls“ as a by-product of building constructions
„Jeskynní perly“ jako vedlejší produkt stavebních aktivit 245

RECENZIE
REVIEWS

Pavel Bella
Vjačeslav Andrejčuk: Peščera Zoluška 249

Zdenko Hochmuth
Grzegorz Barczyk: Tatrzańskie wywierzyska. Krasowe systemy wywierzyskowe Tatr Polskich 252

Pavel Bella
Nadja Zupan Hajna, Andrej Mihevc, Petr Pruner, Pavel Bosák: Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of karst sediments in Slovenia 254

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	5 – 30	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

Š T Ú D I E – S T U D I E S

GEOLOGICKÉ A GEOMORFOLOGICKÉ POMERY NPR DREVENÍK

JÁN TULIS[1], LADISLAV NOVOTNÝ[2]

[1] Speleologický klub Slovenský raj, Brezová 9, 052 01 Spišská Nová Ves
[2] Speleologický klub Slovenský raj, Šarišská 31, 052 01 Spišská Nová Ves; speleoraj@uranpres.sk

J. Tulis, L. Novotný: Geological and geomorphological settings of the National Natural Reserve Dreveník

Abstract: The territory of Dreveník due to its natural and historical values is classified as unique and irreplaceable territory also from the European point of view. Dreveník is built by a complex of mutually covering travertine mounds. They originated gradually in the dependence of mineral water thermal springs centres migration, in the course of fault lines of the deep basement, however also from cracks – crevices developing in travertine body during the stage of its formation. The thickness of travertine is from 10 to 75 m. Travertine rocks of Dreveník originated from weakly thermal waters oversaturated by $Ca(HCO_3)_2$ from dissolved Middle Triassic carbonates ascending from the basement of Palaeogene flysch. Post-Palaeogene faults were incoming ways of thermal waters. Travertine complex of Dreveník originated in Pliocene until Pleistocene (Nemejc, 1943, and Ložek, 1964), at least a part originated already in Upper Miocene – Pont (Holec, 1992). Several systems of faults and fissures participate on tectonic structure of Dreveník. Repeated movements along Post-Palaeogene faults based on travertine basement appear here. Such an example are crevices, which follow the course of the faults based in underlying Palaeogene by repeated movements also after forming of the travertine complex. Rocky crevices are tectonic-tension cracks, produced by reaction of the rock to tectonic impact and tensile stress as a result of the loss of support on the border of this rigid travertine rocks massive. Already during formation of travertine mounds and later, certain stability – balance disturbation took and still takes place at present, together with a tension in travertine massive due to gravitational forces, inhomogeneous plastic basement, climatic conditions etc. Travertine rocks placed on the surface of weathered Palaeogene are supplied by water exclusively from precipitation. Water percolates into cracked travertine and penetrates down to its basement where it flows out diffusely to surface on weakly permeable weathered particles. Dreveník forms a morphological dominant on the border of the Podhradská Basin which emerges by 100 – 150 m in comparison with surrounding. It makes a slightly cambered travertine table with approximately triangular ground plan and area of about 1.5 km^2, which is rimmed along major part of its perimeter by differently steep cliff relief, which sharply contrasts with gently and smoothly modelled upland relief of surrounding basin developed on the flysch of the Novoveská Huta Formation and Kežmarok Beds of the Sub-Tatras Group. Different geomorphologic forms were developed in consequence of modelling processes: forms conditioned by rock structure and tectonics (the edge of travertine platform, rocky crevices), erosion-denudation forms (travertine platform, cliff relief, erosion-denudation slopes), accumulation forms (boulders, debris, clay), karst forms (karren, dolines, karst benches, karst depressions, karst cavities, aeroxysts and different flowstone accumulations), pseudo-karst forms (caves in crevices), anthropogenic forms (quarries, primeval protective banks, roads, paths, climbing paths).

Key words: Dreveník, Palaeogene, travertine rocks, Upper Miocene – Pont, travertine platform, rocky crevices, edge of platform, cliff relief, lapies (karren), sinkholes, karst benches, karst depressions, karst cavities, aeroxysts, flowstone, caves, quarries, primeval protective banks

ÚVOD

Územie Dreveníka pre svoje prírodné a historické hodnoty má mimoriadny vedecko-výskumný, náučný, historický a kultúrno-výchovný význam. Geologické, geomorfologické, botanické, zoologické, paleontologické, archeologické danosti zaraďujú lokalitu medzi jedinečné a nenahraditeľné územie aj z hľadiska celoeurópskeho (obr. 1). Za chránené územie bol Dreveník vyhlásený už v roku 1926, za štátnu prírodnú rezerváciu v roku 1982 a od roku 1994 je národnou prírodnou rezerváciou s výmerou 101,82 ha.

Obr. 1. Travertínové kopy Hradný vrch, Ostrá hora a Dreveník v popredí s činným travertínovým lomom Spišské Podhradie. Foto: J. Tulis
Fig. 1. Travertine mounds Hradný vrch, Ostrá hora and Dreveník with active quarry for travertine exploitation Spišské Podhradie in foreground. Photo: J. Tulis

GEOGRAFICKÉ A GEOLOGICKÉ VYMEDZENIE ÚZEMIA

Národná prírodná rezervácia Dreveník sa rozprestiera vo východnej časti Hornádskej kotliny, v jej podcelku Medvedie chrbty (Mazúr a Lukniš, 1980). Územie rezervácie predstavuje travertínový masív Dreveníka 2 km juhovýchodne od Spišského Podhradia.

Ide o územie s osobitnými geologickými a geomorfologickými prvkami, osobitnými zachovanými biocenózami, bohatou históriou osídlenia na lokalite, so vzácnymi prvkami prírody, s vysokou prírodovednou a krajinársko-estetickou hodnotou. Atraktívnosť a príťažlivosť tohto územia je dôsledok rozšírenia travertínových kôp a na nich vyvinutých osobitných foriem reliéfu, geologických, hydrogeologických, botanických a iných pozoruhodností.

Priemerná ročná teplota dosahuje 6,8 ºC, celkový ročný priemer zrážok je 608 mm. Územie patrí do povodia Hornádu.

Okolie Dreveníka a jeho podložie budujú horniny paleogénu podtatranskej skupiny (Mello et al., 2000), ktorý je tu zastúpený hutianskym a zubereckým súvrstvím a kežmarskými vrstvami. Tieto horniny predstavujú plocho uklonený, veľmi mierne zvrásnený (vrstvovitosť jednotlivých paleogénnych súvrství: 5º – 20º na SZ – SSV; 5º – 15º na S – V – J; 10º – 15º na V – J), do 1 km hrubý komplex hornín, sú porušené sústavou zlomov, členiacich komplex na celý rad krýh (Mello et al., 2000).

Zistili sa tri základné systémy popaleogénnych zlomov (Mello et al., 2000):
– staršie zlomy v. – z. resp. vjv. – zsz. smeru,
– mladšie zlomy sz. – jv. až zsz. – vjv. smeru,
– zlomy s. – j. smeru.

Pre vznik travertínových kôp v oblasti Hornádskej kotliny mali najväčší význam hlboko založené tektonické zlomy s. – j. a zsz. – vjv. smeru, ktoré slúžili ako prívodné kanály termálnych vôd ako zdroja vzniku travertínov.

GEOLOGICKÁ STAVBA ÚZEMIA

Dreveník tvorí súbor travertínových kôp, vzájomne sa prekrývajúcich, ktoré vznikali postupne v závislosti od migrácie centier výverov termálnych minerálnych vôd, v smere zlomových línií založených v hlbokom podloží, ale následne aj od puklín – rozsadlín, vznikajúcich vo vlastnom telese travertínov v štádiu jeho tvorby (Hudáček et al., 1976; obr. 2).

Vo vzťahu k miestu výveru boli vymedzené tri faciálne vývoje travertínov: 1. kráterová fácia, 2. fácia pevných travertínov, 3. okrajová fácia.

Mocnosť travertínov sa pohybuje od 10 do 75 m. Mocnosť sa zmenšuje smerom na západ k Zlatej brázde a na jv. travertínové teleso kopíruje reliéf paleogénneho podložia.

Mineralogicky travertín tvoria výlučne kalcitové zrná veľmi diferencovaného tvaru (ložisko Spišské Podhradie: obsah CaO je 54 – 55,6 %; obsah MgO je 0,2 – 0,5 %).

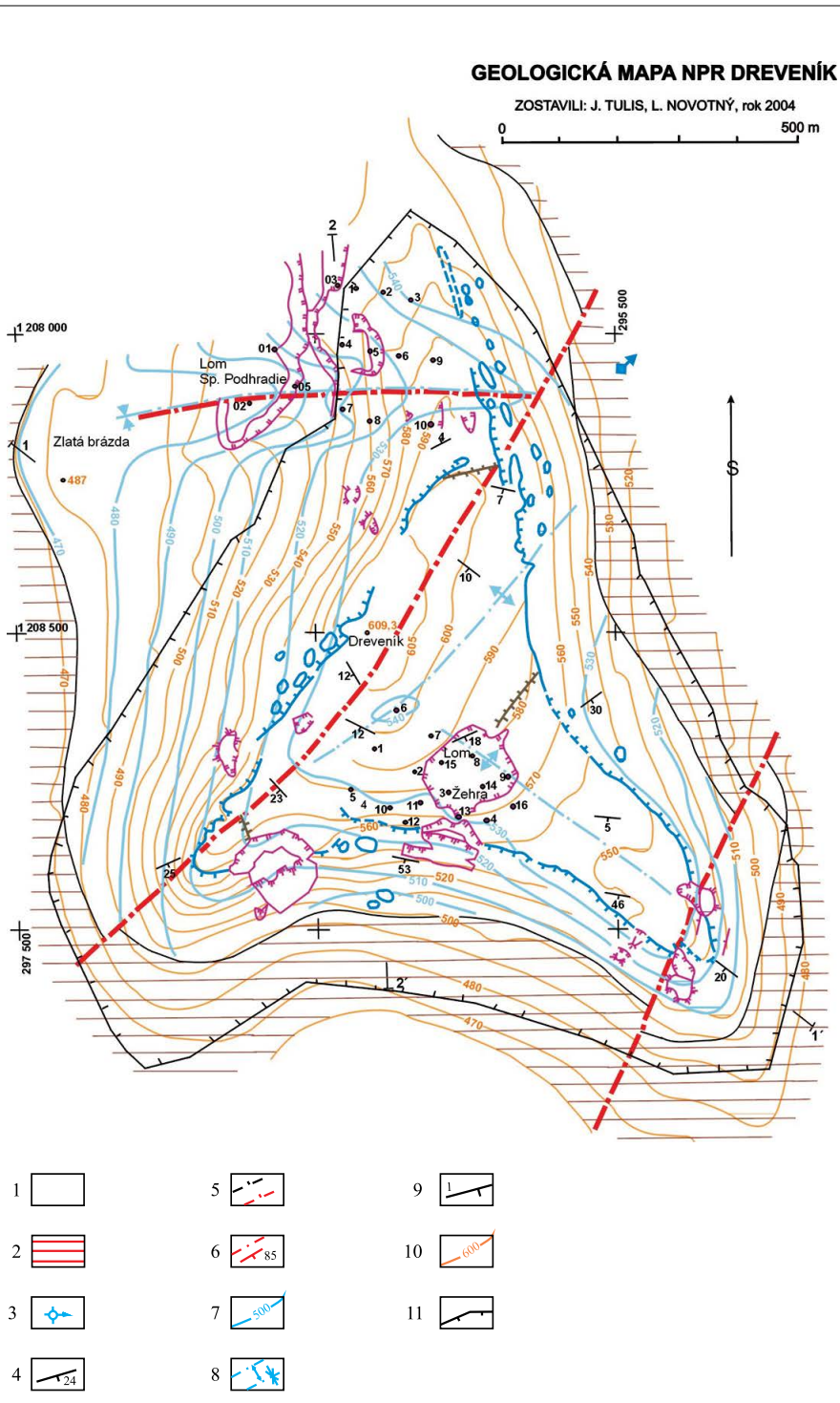
Na tektonickej stavbe Dreveníka sa podieľa viac systémov zlomov a puklín. Prejavili sa tu opakované pohyby po popaleogénnych zlomoch založených v podloží travertínov. Príkladom sú rozsadliny, ktoré sledujú priebeh zlomov založených v podložnom paleogéne opakovanými pohybmi aj po sformovaní travertínového komplexu.

Už pri vzniku travertínových kôp a neskoršie dochádzalo a aj v súčasnosti dochádza k určitému narušeniu stability – rovnováhy, pnutiu v masíve travertínov v dôsledku gravitačných síl, nehomogénneho plastického podložia, klimatických podmienok atď. Priebeh trhlín a puklín je v dvoch prevládajúcich smeroch. Častejšie sú s. – j. smeru, resp. ssv. – jjz. smeru, zriedkavejšie v. – z. smeru, resp. zsz. – vjv. smeru (obr. 3). Sú veľmi strmé až zvislé. Treba zdôrazniť, že uvedené smery sú zhodné s hlavnými tektonickými líniami popaleogénnych zlomov v podloží travertínového komplexu Dreveníka.

Travertínový masív Dreveníka leží na podloží tvorenom horninami hutianskeho súvrstvia a kežmarských vrstiev paleogénu. V ojedinelých výstupoch v okolí travertínového masívu sa zistili zuberecké súvrstvie vo východnej a južnej časti územia, kežmarské vrstvy v južnej časti. Po obvode masívu Dreveníka sú vyvinuté často mocné kvartérne sutiny hlinito-kamenité až kamenité, k vonkajšku až hlinité, ktoré vo väčšine prekrývajú styk travertínov s podložnými horninami paleogénu.

HYDROGEOLOGICKÉ POMERY

Travertíny uložené na povrchu zvetraného paleogénu sú zásobované vodou zo zrážok, ktoré sú prinášané hlavne od severozápadu. Vody vsakujú do rozpukaných travertínov a prenikajú až na jeho podložie, kde po slabo priepustných zvetralinách vytekajú rozptýlene na povrch alebo vo forme napr. vrstvového prameňa na západnom okraji Dreveníka a puklinového prameňa zachyteného do vodojemu nad Hodkovcami. Pri vrtných prácach sa ani v jednom prípade v travertínoch nenarazila hladina podzemnej vody a ani v jednom vrte nebola dosiahnutá cirkulácia výplachovej kvapaliny. Všetka voda dodávaná do vrtov prenikala do podzemia. Podzemná voda sa narazila len v úrovni podložia, pričom nemala charakter napätej hladiny.


GEOLOGICKÁ MAPA NPR DREVENÍK
ZOSTAVILI: J. TULIS, L. NOVOTNÝ, rok 2004
0
500 m
1 208 000
1 208 500
297 500
295 500
Lom
Sp. Podhradie
Zlatá brázda
Dreveník
609,3
Lom
Žehra
S
1
2
1'
2'
1 - Andezit, andezitový tuf
2 - Andezitový brekcovitý tuf
3 - Andezitový brekcovitý tuf s bombami
4 - Sklon vrstiev
5 - Geologická hranica
6 - Tektonická porucha
7 - Vrstevnica
8 - Skalné útvary
9 - Sklon svahu
10 - Vrstevnica
11 - Hrana lomu

Obr. 2. Geologická mapa Dreveníka. Vysvetlivky: 1 – travertín (pliocén, kvartér); 2 – rozšírenie hornín paleogénu; 3 – poloha fosílnych výverov vôd (šípka označuje líniový výver); 4 – vrstvovitosť travertínov (sklon v stupňoch); 5 – sklon vrstiev travertínov a hornín paleogénu v rezoch; 6 – priebeh tektonických zlomov a výrazné tektonické rozsadliny (sklon v stupňoch); 7 – izolínie (m n. m.) plochy rozhrania podložia travertínu a hornín paleogénu; 8 – priebeh elevácie a depresie plochy rozhrania travertínu a hornín palegénu; 9 – línia rezu cez lokalitu; 10 – vrstevnice reliéfu; 11 – hranica Národnej prírodnej rezervácie Dreveník
Fig. 2. Geological map of Dreveník. Legend: 1 – travertine (Pliocene, Quaternary); 2 – Palaeogene rocks extension; 3 – position of fossil water outflows (arrow indicates line outflow); 4 – stratification of travertine (inclination in degrees); 5 – inclination of travertine strata and Palaeogene rocks in sections; 6 – course of tectonic faults and marked tectonic crevices (inclination in degrees); 7 – isolines (meters above sea level) of surfaces of boundary-line between travertine bedrock and Palaeogene rocks; 8 – course of elevation and depressions of boundary-line between travertine bedrock and Palaeogene rocks; 9 – line of cross section through the site; 10 – contour lines of the relief; 11 – boundary line of the Dreveník National Natural Reserve

Obr. 3. Tektonický zlom sv. – jz. smeru v jv. výbežku Dreveníka. Foto: J. Tulis
Fig. 3. Tectonic fault of the NE – SW direction in SE protrusion of Dreveník. Photo: J. Tulis

GENÉZA TRAVERTÍNOV DREVENÍKA

Genéza travertínov je vo všeobecnosti známa a rozpracovaná viacerými autormi (Ložek a Prošek, 1957; Ložek, 1959, 1964; Kovanda, 1971 a iní).

Obr. 4. Pohľad na Dreveník od juhovýchodu (zo Žehry). Foto: J. Tulis
Fig. 4. The view of Dreveník from south-east (from Žehra). Photo: J. Tulis

Travertíny Dreveníka vznikali z nízko termálnych vôd presýtených $Ca(HCO_3)_2$ z rozpúšťaných strednotriasových karbonátov nachádzajúcich sa v podloží paleogénneho flyšu. Prívodnými cestami termálnych vôd boli popaleogénne zlomy.

Komplex travertínov Dreveníka vznikal v pliocéne až pleistocéne (Nemejc, 1943; Ložek, 1964). Holec (1992) na základe nálezu zubov mastodonta v drevenickom travertíne dokazuje, že aspoň časť travertínov vznikla už vo vrchnom miocéne – ponte.

GEOMORFOLÓGIA ÚZEMIA

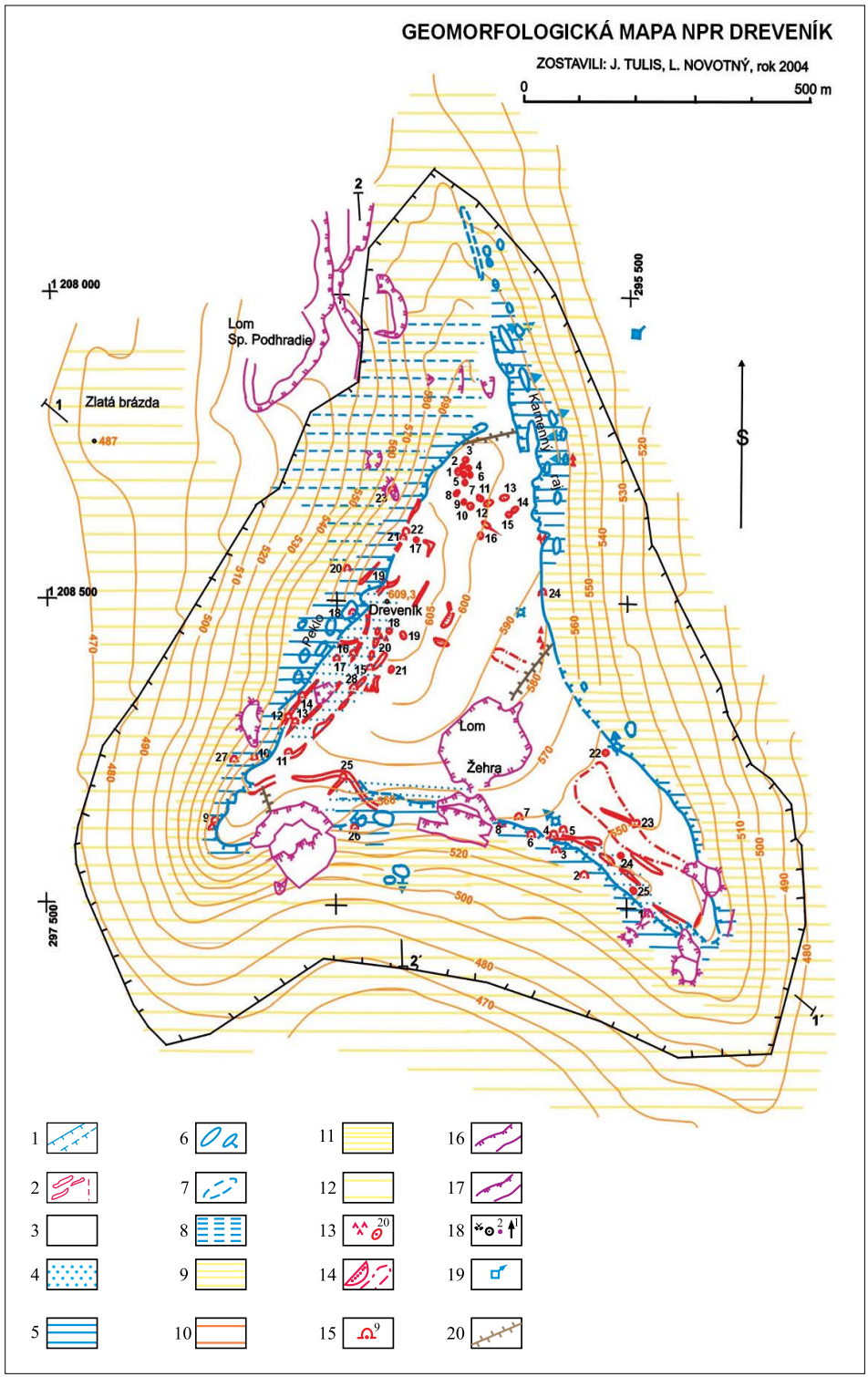
Geomorfologická pozícia lokality v rámci okolia

Dreveník patrí ako výbežok k severu do podcelku Medvedích chrbtov (Mazúr a Lukniš, 1978) a tvorí morfologickú dominantu pri južnom okraji Podhradskej kotliny, ktorý sa oproti okoliu dvíha o 100 – 150 m (obr. 4). Tvorí mierne vyklenutú travertínovú tabuľu v pôdoryse približne trojuholníkového tvaru s plochou okolo 1,5 km^2, pozdĺž väčšiny obvodu lemovanú rôzne strmým bralným reliéfom, ktorý ostro kontrastuje s mierne a hladko modelovaným pahorkatinovým reliéfom okolitej kotliny vyvinutej na flyši hutianskeho súvrstvia a kežmarských vrstvách podtatranskej skupiny. Severne na Dreveník nadväzujú travertínové kopy Ostrej hory a Spišského hradu (Hradný vrch) navzájom prepojené denudačno-štruktúrnymi sedlami (obr. 1).

Opis geomorfologických pomerov Dreveníka

Travertínový útvar Dreveníka nemá ráz travertínovej kopy, ale skôr pripomína sekundárnymi procesmi preformovanú tabuľovú horu (obr. 4). Má akumulačnú formu spôsobenú nie geomorfologickými, ale geneticky geologickými procesmi. Na jej povrchu a súvisiacom blízkom okolí od začiatku jej formovania (pliocén) až do recentu prebiehali procesy modelácie a vznikali rôzne geomorfologické formy. Pretože travertín je krasovou horninou, vytvárali sa tu aj povrchové a podzemné krasové formy (obr. 5 a 6).

Formy, ich vznik a rozšírenie sú podmienené geologickou stavbou územia, dĺžkou a intenzitou eróznodenudačných, akumulačných a koróznych procesov, ako aj antropogénnymi vplyvmi.


GEOMORFOLOGICKÁ MAPA NPR DREVENÍK
ZOSTAVILI: J. TULIS, L. NOVOTNÝ, rok 2004
0
500 m
1 208 000
1 208 500
297 500
295 500
Lom
Sp. Podhradie
Zlatá brázda
487
Kamenný raj
Dreveník
Peklo
609,3
Lom
Žehra
S
1
2
1´
2´
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20

Obr. 5. Geomorfologická mapa Dreveníka. Vysvetlivky: **Formy podmienené štruktúrou hornín a tektonikou:** 1 – hrana travertínovej plošiny, výrazná a nevýrazná; 2 – skalné rozsadliny v travertínoch s rôznou hĺbkou a dĺžkou a ich predpokladaný priebeh v rezoch; **Erózno-denudačné formy:** 3 – mierne sklonená a zvlnená plošina tvorená travertínom s kamenisto-hlinitým pokryvom malej hrúbky; 4 – plochy na plošine s výrazným zastúpením plochých odkryvov travertínov; 5 – v prevahe bralný reliéf na travertínoch, spojitý a nespojitý; 6 – významné bralné veže, pri naklonených s vyznačením smeru náklonu vrcholu; 7 – nesúvislé bralné odkryvy; 8 – reliéf so stupňovitými kernými (blokovými) poklesmi travertínov; 9 – reliéf strmšie sklonených strání; 10 – reliéf mierne sklonených strání; **Akumulačné formy:** 11 – pokryv hlinito-kamenistej až balvanitej sutiny travertínov (strmšie stráne); 12 – pokryv kamenisto-hlinitej sutiny na travertínoch a paleogénnych horninách (mierne stráne); **Krasové formy:** 13 – škrapy, závrty a ich čísla; 14 – stupňoviny a obrysy plochých krasových zníženín; **Pseudokrasové formy:** 15 – vchody jaskýň alebo priepastí a ich čísla; **Antropogénne formy:** 16 – obrys hornej a dolnej hrany steny lomu; 17 – obrys hornej a dolnej hrany odvalu; 18 – prieskumná štôlňa, prieskumné vrty; 19 – vodojem zachyteného prameňa; 20 – zvyšky kamenisto-hlinitých pravekých ochranných valov

Fig. 5. Geomorphological map of Dreveník. Legend: **Forms conditioned by rock structure and tectonics:** 1 – edge of travertine plateau, marked and unmarked; 2 – rock crevices in travertine with different depth and length and their assumed course in cross sections; **Erosive-denudation forms:** 3 – slightly inclined and folded plateau created by travertine with rock-soil cover of small thickness; 4 – areas on the plateau with significant representation of flat travertine outcrops; 5 – prevailing cliff relief on the travertine, continuous and discontinuous; 6 – marked cliff towers, inclined towers with indication of inclination of the top; 7 – discontinuous cliff outcrops; 8 – relief with cascaded fault block travertine slippages; 9 – relief of more steeply inclined hillsides; 10 – relief of slightly inclined hillsides; **Accumulation forms:** 11 – cover of soil-rock up to boulder travertine debris (steeper hillsides); 12 – cover of stony-soil debris on travertine and Palaeogene rocks (slightly inclined hillsides); **Karst forms:** 13 – karren, dolines and their numbers; 14 – terrace benches and contours of flat karst depressions; **Pseudo-karst forms:** 15 – entrances to caves or shafts and their numbers; **Anthropogenic forms:** 16 – contour of top and bottom edge of quarry wall; 17 – contour of top and bottom edge of slag heap; 18 – exploration adit, exploration drill holes; 19 – water reservoir of captured spring; 20 – rests of stone-earthy primeval embankments

FORMY PODMIENENÉ ŠTRUKTÚROU HORNÍN A TEKTONIKOU

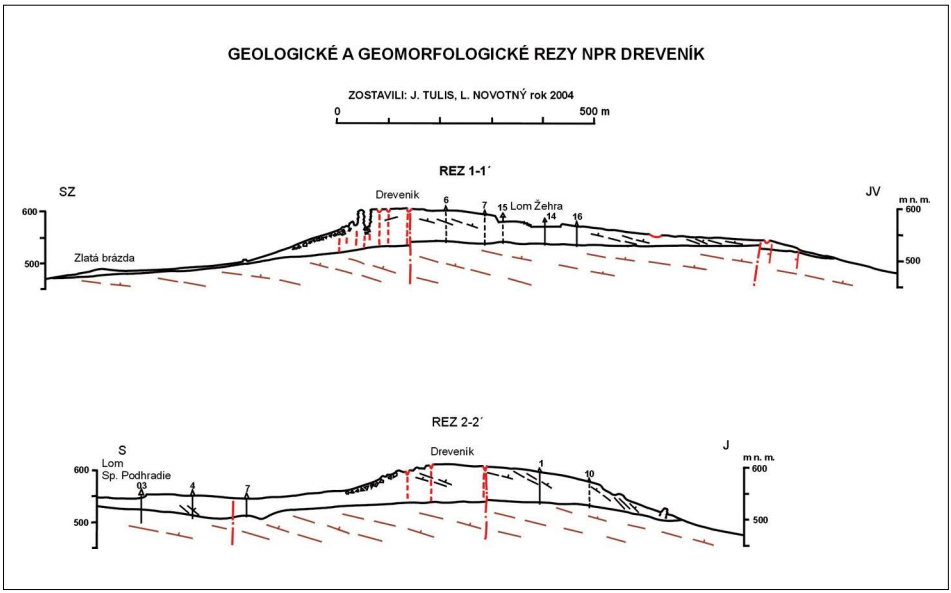
Hrana travertínovej plošiny

Vyvinutá je na hornom obvode plošiny. Pozdĺž nej sa stýkajú v priemere mierne uklonené vrstvy travertínov plošiny (lavicovité a doskovité vrstvy) s bralným, erózno-denudačným reliéfom, ktorý túto hranu a plošinu lemuje po obvode. Hrana je ostrá a do tohto reliéfu prechádza vertikálnymi (vzácne previsnutými) spojitými bralnými stenami s hĺbkou až 30 m, inde stupňovitými stenami, skupinami brál alebo menej strmými skalnými stupňami, prípadne sa spojitý bralný reliéf vytráca a hrana plošiny je určená len zmenou mierneho sklonu plošiny do strmšieho sklonu obvodových strání plošiny (obr. 7) s výskytom ojedinelých skalných stupňov. Hrana plošiny je na viacerých miestach sekundárne narušená kameňolomami.

Skalné rozsadliny

Sú výraznými morfologickými tvarmi predovšetkým zreteľne vyvinutými pozdĺž niektorých okrajov plošiny s ich prestupom až cez hranu plošiny. Príčinou ich vzniku a formovania sú procesy tektonické, gravitačné, vnútorné pnutie a odľahčenie masívu travertínov pri hrane plošiny, periglaciálne a krasové procesy.

Výnimočné zoskupenie rozsadlín sa vyvinulo v šírke do 100 m a dĺžke 500 m pri západnom okraji travertínovej plošiny pozdĺž Pekla (obr. 8). Sústava rozsadlín má jjz. – ssv. smer v zásade súbežný s okrajovou hranou plošiny. Podľa našich predpokladov toto líniové zoskupenie dlhých a hlbokých rozsadlín má tektonický základ – je vyvinuté v priebehu strmého tektonického zlomu (obr. 2) jjz. – ssv. smeru, ktorý z paleogénneho



Obr. 6. Geologické a geomorfologické rezy cez Dreveník
Fig. 6. Geological and geomorphological cross-sections through Dreveník

podložia prestupuje do travertínového telesa a prejavuje sa formou strmých tektonických diskontinuít, na ktorých sú situované rozsadliny.

Boky rozsadlín, hlavne na ich ukončeniach, sú v prevahe mierne sklonené, inde v ich dĺžke tvoria strmé travertínové steny, pri povrchu v málo prípadoch so sklonenými vrstvami travertínu do rozsadliny. Hĺbky zasutinených rozsadlín sú 0,5 – 4 m. Dno je vyplnené úlomkami travertínov rôznej veľkosti s hlinou s neznámou hĺbkou výplne. Hĺbka otvorených skalných rozsadlín dosahuje až podložie travertínového telesa, čo je v tomto priestore 60 – 70 m (hĺbka Hlbokej priepasti je 43 m, jaskyňa č. 21 – Vítek, 1971). Podľa priečnych profilov jaskýň a priepastí majú rozsadliny vertikálny sklon (obr. 9).

Druhá, menej početná, ale význačná skupina rozsadlín v dĺžke cca 300 m prebieha pri jv. výbežku Dreveníka, pozdĺž južnej hrany na plošine v šírke do 60 m, avšak vjv. – zsz. smerom, čo je smer priečny k systému rozsadlín v západnej časti plošiny. Rozsadliny sú 25 – 80 m dlhé, vo väčšine prípadov 2 – 10 m široké, 0,5 – 3 m hlboké, väčšinou širokého korytového tvaru, na obvode s odkrytými vrstvami travertínu, ktoré sú zriedkavo sklonené do rozsadlín. Pod časťou priebehu týchto rozsadlín sa nachádza v hĺbke 10 – 20 m najdlhšia, 220 m dlhá Puklinová jaskyňa (jaskyňa č. 1 – Vítek, 1971; Mihál', 2004). Podľa priečnych profilov jaskyne má rozsadlina 70º – 85º sklon k juhu.

V jz. výbežku Dreveníka (v okolí výšinného staroslovanského hradiska) sa na povrchu vytrácajú priebehy najdlhších rozsadlín situovaných pozdĺž západného okraja plošiny. Priebeh Ľadovej jaskyne (č. 9), k ssv. vyvinutej v rozsadline pod hranou plošiny až do priestoru jaskyne Pod lipou (č. 10), však jasne dokazuje, že systém rozsadlín tu pokračuje. Podľa priečnych profilov jaskyne (Mihál', 2004) má rozsadlina 80º sklon k západu. Juhozápadný výbežok je od ostatnej plošiny oddelený výraznou depresiou zjz. smeru, ktorá má na plošine ráz širokej korytovitej depresie.

Okrem v úvode uvedených procesov mali pri vzniku a formovaní rozsadlín význam aj krasové procesy a mrazové zvetrávanie. Ide o krasové rozpúšťanie, rozširovanie a mo-

Obr. 7. Južná stráň vyvinutá na vrstvových plochách. Foto: J. Tulis
Fig. 7. Southern slope developed on bedding planes. Photo: J. Tulis

Obr. 8. Priebeh najvýznamnejších rozsadlín pri západnom okraji plošiny. Foto: J. Tulis
Fig. 8. The course of the most important crevices at the western edge of the platform. Photo: J. Tulis

delovanie travertínov na povrchu a v hĺbke rozsadlín bez ohľadu na to, či sú rozsadliny otvorené alebo zaplnené. Je to aj sedimentácia uhličitanu vápenatého vo forme sintrových vrstiev (fosílnych generácií), záclon, závesov a vzácne kvapľov na stenách jaskýň a priepastí pod rozsadlinami, osobitne na južnom okraji Dreveníka. Ojedinele sa nachádzajú povlaky mäkkého sintra. K modelácii stien rozsadlín patria korózne ryhy, kanáliky a komínky. Na formovanie povrchu rozsadlín vplýva aj mrazové zvetrávanie.

ERÓZNO-DENUDAČNÉ FORMY

Travertínová plošina

Travertínová plošina Dreveníka predstavuje mierne sklonenú a zvlnenú plošinu z väčšej časti pokrytú zvetralinovým pokryvom malej hrúbky. Povrch plošiny je v niektorých ohraničených častiach porušený výskytom skalných rozsadlín, závrtov, krasových stupňovín, krasových zníženín a antropomorfných foriem.

Najvyšším miestom plošiny je blízke okolie kóty Dreveník (609,3 m n. m.), ktoré tvorí miernu elevaciu pretiahnutú jjz. – ssv. smerom. K severu sa skláňa pod uhlom menším ako 2º (na vzdialenosť 350 m pokles výšky o 10 m), k východu 7°, k juhovýchodu najprv 10º a ďalej na jv. ukončení plošiny len 3º. Smerom na juh má plošina najprv sklon 10º a k hrane plošiny až 15º.

Obr. 9. Rozsadliny so skalnými vežami vysokými až 40 m. Foto: J. Tulis
Fig. 9. Crevices with rocky towers up to 40 m high. Photo: J. Tulis

Prevládajúca časť plochy plošiny je pokrytá autochtónnymi kvartérnymi zvetralinami, ktoré zmäkčujú formy reliéfu. Ich hrúbka je 0,1 – 1 m, výnimočne 2 – 3 m a pôvod môže byť v glaciáloch pleistocénu.

Bralný reliéf

Bralný reliéf, ktorý má spojitý alebo nespojitý charakter, je vyvinutý pozdĺž obvodu hrany plošiny. Spojitý bralný reliéf sa vyznačuje vývojom predovšetkým súvislých skalných stien pod hranou plošiny, ktoré sú spravidla nepriechodné. Typickým je úsek Pekla. Súbežne, 15 – 30 m od hrany a steny, čnejú oddelené bralné veže, ktoré podľa priebehu vrstiev sú bez viditeľného náklonu, pričom ich vrcholy sú v úrovni plošiny Dreveníka, teda nie sú naklonené (obr. 9). Priestory medzi 20 – 30 m vysokými a toľko

aj dlhými vežami vypĺňa hrubá až balvanistá sutina s veľmi členitým povrchom (dnom) s výškovými rozdielmi 5 – 10 m.

Podobný charakter bralného reliéfu je v sv. časti Dreveníka v úseku nazývanom Kamenný raj. Tým myslíme od hrany plošiny spadajúce strmé (zvislé) skalné steny, ktoré sú takmer súvislé v dĺžke 400 m, len v jednom mieste s možným priechodom cez hranu (turistický chodník). Bralné steny sú však v pôdoryse členité a dosahujú výšku 10 – 30 m. Súbežne so stenami v šírke 50 – 80 m a dĺžke až 500 m sú vyvinuté skupiny bralných veží, v strednej a severnej časti sú v celej výške (10 – 25 m) odklonené k východu (obr. 10), zriedkavejšie priklonené k plošine. Väčšina z nich má vrcholy poklesnuté (znížené) oproti plošine, t. j. sú zaborené, prípadne sčasti sú vrcholy oddenudované a medzi vežami sú depresné „ulice“ vyplnené sčasti balvanitou sutinou.

Pozdĺž južného okraja plošina cez hranu spadá do strmých až zvislých bralných stien s výškami 5 – 20 m. Na juhu, nižšie pod bralnou stenou, na stráňach so sklonom 25º – 30º je bralný reliéf nespojitý, tvorený väčšinou málo vystupujúcimi a plochými odkryvmi travertínov.

Erózno-denudačné stráne

Obtáčajú celý povrch Dreveníka po obvode hrany plošiny a bralného reliéfu. Horné časti strání na styku s bralným reliéfom, prípadne s hranou plošiny sú spravidla podstatne strmšie ako väčšmi vzdialené stráne. Je to spôsobené tým, že horné časti strání nadväzujú na bralný reliéf s väčšou energiou reliéfu a v podloží pokryvov sú travertíny, ktoré patria medzi geomorfologicky veľmi odolné horniny. V nižších častiach strání sú ich sklony menšie, čo súvisí s väčšou vzdialenosťou od bralného reliéfu, a v podloží pokryvov sa nachádzajú podložné horniny travertínov – málo odolné flyšové horniny paleogénu.

Sklony horných úsekov strání v širokom okolí Pekla, Kamenného raja a na južnom okraji Dreveníka sú v rozpätí 25º – 35º (obr. 11), ale SV od Pekla do 25º. Dolné časti strání majú nie väčšie sklony ako 15º, ale vo východnej až jv. časti len do 10º. Mimo národnej prírodnej rezervácie v priestore Zlatej brázdy sú sklony 7º – 15º, ale tu výnimočne v prevahe na travertínoch. Stráne sú pokryté zvetralinami rozličných mocností a zloženia.

V severozápadnej časti, severne od Pekla až po lom Spišské Podhradie, sú sklony nevyrovnané a stráne sú s výskytom stupňov. Tieto stupňovité stráne považujeme za prejav kryhových (blokových) poklesov travertínov pozdĺž hlboko siahajúcich odlučných trhlín ssv. až s. smerov so sklonmi k západu.

AKUMULAČNÉ FORMY

Lemujú po obvode na stráňach travertínovú plošinu. Pod bralnými stenami hrany plošiny a zvlášť v priestoroch medzi bralnými vežami sú nakopené mocné skalné sutiny hruboúlomkovitej, balvanitej, lokálne až blokovitej (Peklo) veľkosti.

Na strmých stráňach priliehajúcich k bralnému reliéfu sú na povrchu bežné hruboúlomkovité až balvanité sutiny travertínov (obr. 11), lokálne s blokmi ako zaborenými reliktmi rútivých procesov z brál a veží. V smere sklonov strání do vzdialenosti 50 – 100 m sa postupne zrnitosť zmenšuje, pribúda sutiny s menšou zrnitosťou a začína prevládať hlinitá zložka.

Na mierne sklonených dolných častiach strání sa postupne vytrácajú úlomky travertínov a len lokálne sa vyskytujú balvanité fragmenty. Objavujú sa v rôznom počte a väčšinou drobné úlomky bridlíc, pieskovcov a zlepencov paleogénu. V niektorých

Obr. 10. Kamenný raj, hradba travertínových brál a veží odklonených od plošiny smerom na východ. Foto: J. Tulis
Fig. 10. Kamenný raj (Stone Paradise), walls of travertine cliffs and towers deflected from the platform to the east. Photo: J. Tulis

Obr. 11. Južná stráň Dreveníka so starými lomami a ich odvalmi, skalnými vežami a kvartérnymi svahovými sedimentmi. Foto: J. Tulis
Fig. 11. Southern slope of Dreveník with old quarries and their earthwork, rock towers and Quaternary slope sediments. Photo: J. Tulis

úsekoch (pod Kamenným rajom) je na rozhraní travertínov a sedimentov paleogénu výrazná zmena sklonu strání a bylinnej vegetácie. V zložení pokryvu týchto strání prevláda hlinitá zložka v rôznom zastúpení s piesčitou a drobnoúlomkovitou zložkou.

KRASOVÉ FORMY

Sú produktom korozívneho účinku zrážkových vôd na povrch travertínov, či už na zemskom povrchu alebo v podzemí. K týmto tvarom radíme škrapy, závrty, krasové stupňoviny, krasové zníženiny, krasové dutiny, aeroxysty a rozličné sintrové akumulácie (náteky, závesy, kvaple).

Typickými korozívnymi formami sú **škrapy**. Vyskytujú sa na plošine Dreveníka, ale aj v bralnom reliéfe. Puklinové škrapy (obr. 12) sa v pekných formách vyskytujú na odkrytých plochách vrstiev travertínov južne od kóty Dreveník. Studňovité a vrstvovité škrapy sú vyvinuté na východnom okraji Dreveníka. Všeobecné formy škráp sú bežne prítomné na ľubovoľných odkryvoch travertínov.

Závrty náplavového typu (obr. 13; tab. 1) sú vyvinuté na plošine v kamenisto-hlinitom pokryve malej hrúbky, ktorý prekrýva travertíny. Rozpúšťaním travertínov pozdĺž puklín a trhlín sa tieto rozširujú a povrchový pokryv sa do nich splachuje, čím vznikajú na povrchu depresie – závrty. Sú prevažne oválneho, menej pretiahnutého tvaru, v prevahe misovité, menej lievikovité až korytovité, hlavne malých rozmerov, bez otvorov na dne (tab. 1). Sú výrazne skoncentrované v severnom výbežku plošiny, ojedinelo sa zaznamenali južne od kóty Dreveník a v jv. časti plošiny. Spolu sa zistilo 25 závrtov.

Ku krasovým **stupňovinám** radíme dve formy východne od kóty Dreveník. Sú to krátke, 25 – 30 m dlhé, 10 – 15 m široké, koróziou zarovnané plochy, oproti vyššiemu povrchu plošiny okontúrované strmším, ostro ohraničeným stupňom v travertíne.

Za krasové zníženiny vzniknuté plošnou líniovou koróziou považujeme dve **depresie** na plošine, v ktorých je zjavne väčšia hrúbka hlinitého pokryvu a výrazne odlišný druh bylinnej vegetácie. Najvýraznejšia z nich je v jv. časti plošiny Dreveníka. Má dĺžku do 250 m a v hornej sz. časti šírku do 60 m s výrazným, do 1,5 – 2 m hlbokým zaklesnutím hrany dna oproti okoliu. Má plynulý 3º – 5º sklon na JV, kde sa zužuje a jej prirodzené ukončenie je prerušené stenou lomu. Okrem pravdepodobne jej korozívneho pôvodu predpokladáme, že táto zníženina môže vyznačovať depresiu pôvodného styku dvoch pramenných vývervových kôp, ležiacich sv. a jz. od zníženiny. Malá zníženina tohto typu je aj východne od kóty Dreveník.

Aeroxysty (voštiny) patria do skupiny drobných vhĺbených foriem vznikajúcich na obnažených plochách travertínov selektívnou koróziou. Voči rozpúšťaniu menej odolné časti horniny rýchlejšie vyvetrávajú, vznikajú jamkovité vyhĺbeniny, zväčša centimetrových rozmerov, oválnych, podlhovastých tvarov, ktoré sú na stenách nepravidelne, ale oveľa častejšie usporiadané v retiazkach a vrstvách, pričom často sledujú priebeh vrstvovitosti. Často na stenách brál pokrývajú väčšie plochy (Peklo, obr. 14).

Krasové dutiny sú bežné na bralných stenách a v stenách tu odkrytých lomov. Ide v prevahe o **strmé krasové kanáliky, kanály,** ktoré prenikajú v prevahe priečne cez vrstvy do hĺbky (obr. 15). Majú obyčajne veľmi komplikovaný priebeh a zložito modelované tvary so šírkami v niekoľkých centimetroch až 20 – 30 cm.

Krasové dutiny už patria k formám podzemného krasu. Uvádzame len tie, ktoré sa v dôsledku denudácie nachádzajú na povrchu. Tieto výskyty sú bežné na bralných stenách pod južným okrajom plošiny a v stenách tu odkrytých lomov, v lome na východnom okraji Dreveníka, na stenách brál v Kamennom raji, ale aj inde.

Obr. 12. Puklinové škrapy. Foto: J. Tulis
Fig. 12. Fissure karren. Photo: J. Tulis

Obr. 13. Závrt. Foto: J. Tulis
Fig. 13. Doline. Photo: J. Tulis

Tab. 1. Závrty na travertínovej plošine Dreveníka
Table 1. Dolines on the travertine plateau of Dreveník

Číslo závrtu	Rozmery [m]		Pôdorysný tvar	Morfologický typ	Smer dlhej osi	Genetický typ	Geologický podklad	Charakter dna	Poznámka
	Priemer dĺžka × šírka	Hĺbka							
1	10,5	1,2	kruhový	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	Na južnom okraji blok travertínu, b. 99
2	6	0,8	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
3	9	1,2	nepravidelný	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
4	10	0,7 – 1	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
5	10 × 5	0,7	oválny	plochomisovitý	SZ – JV	náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
6	10	0,7 – 1	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
7	6	1	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 99
8	6 × 4	1,5	oválny	kotlovitý	ZJZ–VSV	náplavový	travertín	uzavreté	b. 396, rozsadlinový, z troch strán vrstvy travertínu
9	8	1	kruhový	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 395, rozsadlinový
10	13 × 10	1,2	nepravidelný	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 395, rozsadlinový
11	8 × 7	1,2	oválny	misovitý	SZ – JV	náplavový	travertín	uzavreté	b. 397, na dne a obvode viac úlomkov travertínu.
12	16 × 7	1	oválny	plochomisovitý	V – Z	náplavový	travertín	uzavreté	b. 397, ojedinelé balvany
13	15 × 8	1	oválny	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 181
14	13 × 8	0,8	oválny	plochomisovitý	SV – JZ	náplavový	travertín	uzavreté	b. 181, na dne ojedinelé skaly
15	8	0,5	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 181
16	6	1	kruhový	plochomisovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 394, ojedinelé vrstvy travertínu
17	4 – 5	0,6	oválny	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 100
18	4 – 5	0,5	kruhový	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 103, po obvode sú lavice travertínu
19	15 × 8	1,3	oválny	plochomisovitý	S – J	náplavový	travertín	uzavreté	b. 399, na SV okraji rozrušené lavice travertínu
20	15 × 8	2,5	oválny	lievikovitostudňovitý	S – J	náplavový	travertín	uzavreté	Rozsadlinový s lavicami travertínu bez deformácií so škrapami, b. 103
21	14 × 9	1,6	oválny	lievikovito-misovitý	SV – JZ	náplavový	travertín	uzavreté	Rozsadlinový s doskami (0,2 – 0,5 m) travertínu zohnutými do závrtu. b. 105
22	8	0,5 – 2	kruhový	misovitý		náplavový	travertín	uzavreté	S blokmi travertínu. b. 320
23	10	0,5 – 1,5	lalokovitý	plochomisovitý	SV – JZ	náplavový	travertín	uzavreté	b. 321, s blokmi travertínu
24	4	0,7 – 1	kruhový	lievikovitý		náplavový	travertín	uzavreté	b. 324
25	12 × 6	1,6	eliptický	kotlovito-misovitý	ZSZ–VJV	náplavový	travertín	uzavreté	Rozsadlinový, skalná stienka vysoká 3,5 m. b. 194

Obr. 14. Voštiny vyvinuté na vrstvových plochách. Foto: J. Tulis
Fig. 14. Aeroxysts developed along bedding planes. Photo: J. Tulis

Obr. 15. Krasové kanáliky. Foto: J. Tulis
Fig. 15. Karst small channels. Photo: J. Tulis

Na stenách mnohých skalných rozsadlín a krasových dutín sú pomerne rozsiahle **výskyty sintra**. Na strmých a väčšinou rovných stenách na plochách 5 – 50 m^2 sa vyskytujú 5 – 20 cm hrubé, niekoľkogeneračné sintrové náteky, prípadne až náteky s náznakmi prechodu do kvapľových foriem (obr. 16). Vznikli a formovali sa určite v podzemí, jaskynnom prostredí, a ich terajšia pozícia je výsledkom odvaľovania blokov

Obr. 16. Sintrové náteky. Foto: J. Tulis
Fig. 16. Flowstone. Photo: J. Tulis

– pôvodne druhej jaskynnej steny. Z toho sac dá usúdiť, že tieto sintre sú veľmi staré, ich vznik súvisí s interglaciálmi v pleistocéne.

Okrem sintrových tvarov sa bežne vyskytujú na týchto stenách **bradavičnaté sintre.** Ide o drobné guľkovité, hríbkovité sintrové výrastky, pokrývajúce aj väčšie plochy. Zaznamenali sa aj v podzemných priestoroch.

PSEUDOKRASOVÉ FORMY

V travertínoch Dreveníka sú v početnom zastúpení a reprezentované podzemnými priestormi ústiacimi na povrch vchodmi. Existencia tu prítomných **jaskýň** je spätá so vznikom a formovaním skalných rozsadlín, na ktoré do hĺbky bezprostredne nadväzujú. Ich sformovanie je teda podmienené procesmi tektonickými, gravitačnými, vnútorným napätím a odľahčením masívu travertínov na jeho okrajoch a periglaciálnymi procesmi. Len v malej miere sa pri formovaní jaskýň uplatnila korózia, častejšie však tvorba sintrových foriem, ojedinele aj mäkkého sintra.

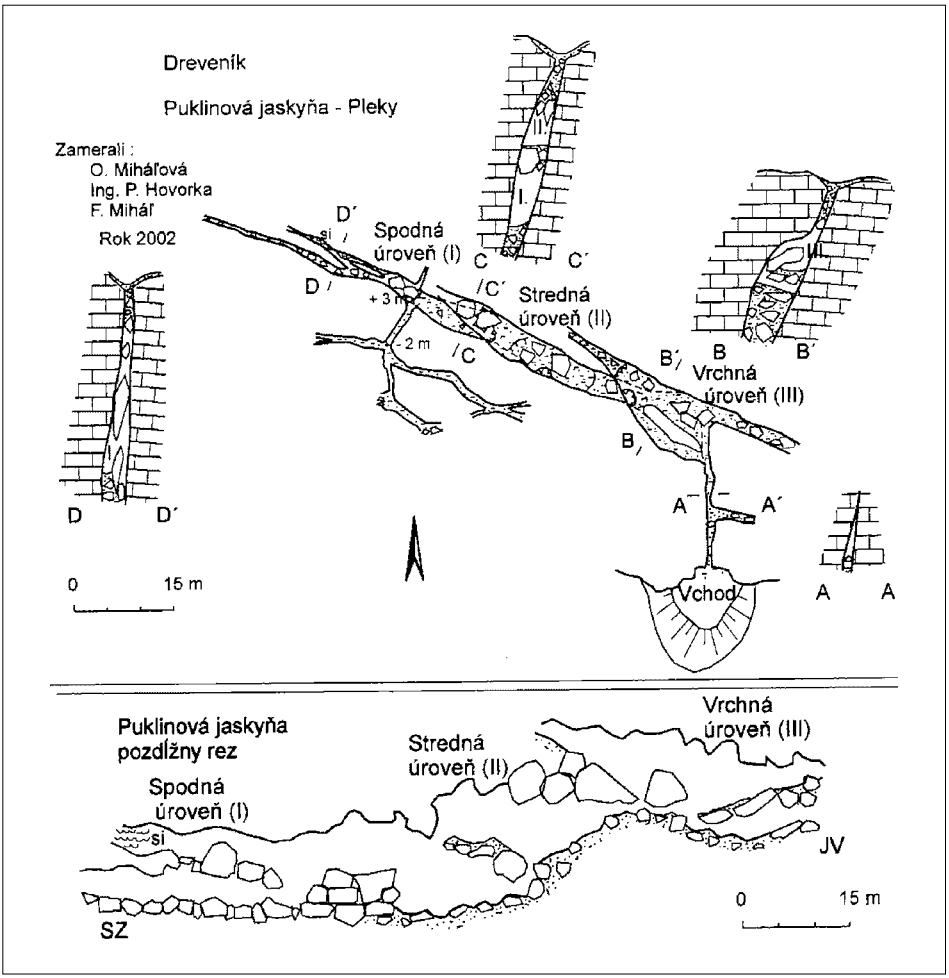
Doteraz prvý a najúplnejší prieskum povrchových krasových foriem a jaskýň (tab. 2) vykonal Vítek (1972). Opísal 24 jaskýň a priepastí. Z 24 jaskýň je 9 horizontálnych, 8 priepastí a 7 priepasťovitých jaskýň. V rokoch 2004 – 2007 ich jaskyniari speleologických klubov Slovenský raj a Cassovia zrevidovali a objavili ďalších sedem jaskýň. Celkove je na Dreveníku v súčasnosti známych 31 jaskýň a priepastí.

Všetky jaskyne a priepasti sa vyznačujú úzkymi priestormi (obr. 17) so šírkami 0,5 – 3 m, v prevahe 1 – 2 m. Steny, na ktorých sa prejavujú odskoky podľa vrstiev a puklín, sú vertikálne súbežné (9 jaskýň) alebo sa do výšky približujú a vysoko v strope sa priestor ich dotykom uzatvára (15 jaskýň) alebo sú stropy uzatvorené zaklinenými balvanmi. Len málo jaskýň má sklony stien iné (do 75º) ako vertikálne. Toto roztvorenie alebo aj prikláňanie sa stien v stropoch k sebe je znakom rôzneho pohybu až rotácie blokov, ktoré ohraničujú jaskyne. V žiadnych priečnych profiloch jaskyňami nie sú znaky

Tab. 2. Jaskyne v travertínových útvaroch Dreveníka
Table 2. Caves in the travertine formations of Dreveník

Číslo objektu	Názov jaskyne (priepasti)	Katastrálne územie	Nad. výška m n. m.	DĺŽka [m]	HĺBka [m]	Iné významné údaje
1	Puklinová jaskyňa (Peklo, Puklinová jaskyňa na Dreveníku, Pleky)	Žehra	527	220		významná archeologická lokalita
2	Šikmá jaskyňa	Žehra	522	38	9	
3	Zvislá jaskyňa	Žehra	535	18	11	na stenách sintrové náteky
4	Psia jaskyňa	Žehra	541	14	5	
5	Netopieria jaskyňa	Žehra	545	20		priepasťovitá jaskyňa
6	Medúzová jaskyňa	Žehra	531	52	18	na stenách sú bohaté sintrové náteky a bradavičnaté sintre
7	Úzka jaskyňa	Žehra	561	10	5	
8	Esovitá jaskyňa	Žehra	553	29	14	pestrá sintrová výplň
9	Ľadová jaskyňa	Spiš.Podhradie	557	215		celoročná ľadová výplň, významná archeologická lokalita, prvý publikovaný opis z roku 1664, prvá grafická dokumentácia z roku 1881
10	Jaskyňa pod lipou	Spiš. Podhradie	565	40		bežné sú sintrové náteky a bradavičnaté sintre
11	Priepasť v depresii	Spiš. Podhradie	575		12	
12	Jaskyňa pod sosnou	Spiš. Podhradie	583	21	10	priepasťovitá jaskyňa
13	Jaskyňa s malým závrtom	Spiš. Podhradie	583	6		
14	Sutinová jaskyňa	Spiš. Podhradie	584	23	13,5	šikmo klesajúca
15	Syslia jaskyňa	Žehra	606	23	16	na stenách sú sintrové náteky
16	Jaskyňa v rokline	Spiš. Podhradie	599	25	10	
17	Jaskyňa mäkkého sintra	Spiš. Podhradie	587	10	7	steny sú pokryté mekkým sintrom
18	Jaskyňa v Pekle	Spiš. Podhradie	560	47	23	dva vchody, úzka a vysoká štrbinovitá jaskyňa
19	Jaskyňa pod vrcholovým bodom	Spiš. Podhradie	608	13		na stenách sú bradavičnaté sintre
20	Jaskyňa nad chodníkom	Spiš. Podhradie	574	20	4	až do leta sa vyskytuje ľad
21	Hlboká priepasť (Kosťová jaskyňa)	Spiš. Podhradie	603	48	43	významná archeologická lokalita
22	Veľká jaskyňa	Spiš. Podhradie	603	38	23	šikmo klesajúca, na stenách sintrové polevy
23	Malá ľadová	Spiš. Podhradie	572	23	12,5	šikmo klesajúca s celoročným ľadom
24	Jaskyňa v závale	Žehra	577	7	4	priestory v závale balvanov
25	Strecha	Žehra	571	36		významná archeologická lokalita
26	Dvojvchodová jaskyňa	Žehra	563		6	priepasťovitá jaskyňa, nepreskúmaná
27	Jaskyňa v kúte	Spiš. Podhradie	549	8		klesajúca, strop podľa vrstevnatosti, nepreskúmaná
28	Nová priepasť	Spiš. Podhradie	596		>6	vchod v rozsadline, nepreskúmaná
29	Jaskyňa nad lesom	Žehra		60		na južnom okraji
30	Drina	Žehra		48		medzi Puklinovou a Medúzou
31	Hodkovská jaskyňa	Žehra		60		v Kamennom raji

zužovania priestorov do hĺbky. Niektoré priestory sú vertikálne balvanmi rozčlenené na medziposchodia (Puklinová jaskyňa). Dná priestorov sú vždy uzavreté travertínovou sutinou, v rôznej miere s prímesou hlín, prípadne aj humóznych vrstiev. Ľadová jaskyňa (č. 9) má trvalú ľadovú výplň malého rozsahu (celoročne). Takúto výplň má aj Malá ľadová jaskyňa (č. 23) a sporadicky aj Jaskyňa nad chodníkom (č. 20). V priemere 15 jaskýň má dĺžky v rozpätí 5 – 30 m, 7 jaskýň má dĺžky medzi 40 – 55 m a dve jaskyne nad 200 m (**Puklinová jaskyňa 220 m, Ľadová jaskyňa 215 m –** Miháľ, 2004). Hĺbky sa pohybujú v rozpätí 4 – 23 m. Výnimočná je 43 m hĺbka Hlbokej priepasti (č. 21). I keď



Obr. 17. Puklinová jaskyňa
Fig. 17. Puklinová Cave

sme jaskyne zaradili medzi pseudokrasové javy, vyskytujú sa v nich vzácne eróznokorozívne kanály a priepasti (obr. 18).

Niektoré jaskyne a priepasti sú významnými archeologickými lokalitami. Takými sú Puklinová a Ľadová jaskyňa, jaskyňa Strecha a Hlboká priepasť (Kosťová jaskyňa).

ANTROPOGÉNNE FORMY

Sú výsledkom činnosti človeka od dávnej minulosti až do dnešných dní. Ide o zásahy do geologického prostredia, ktoré narušujú jeho prirodzený vývoj, ako aj o realizáciu nadzemných objektov. Sú to lomy na travertín (kameňolomy), odvaly z týchto lomov, praveké ochranné valy, cesty, chodníky a nakoniec aj horolezecké cesty.

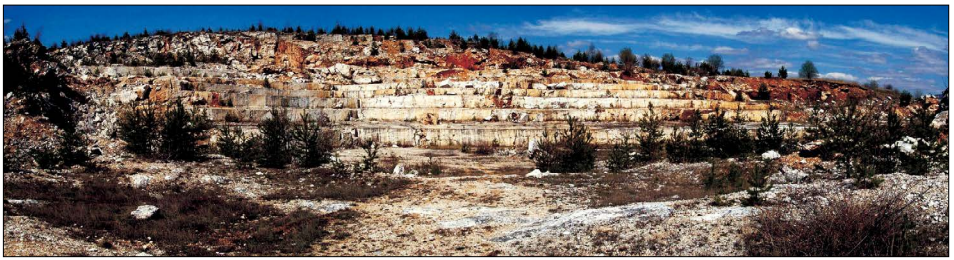
Najrozsiahlejším a najhrubším zásahom do prírodného prostredia sú lomy a ich odvaly. Identifikovaných je 15 rôzne veľkých lomov a ich odvalov. Jediný z nich a najväčší lom Spišské Podhradie je činný (obr. 19). Má dĺžku 500 m, šírku do 200 m a hĺbku až 65 m. Je to nevratný a najhrubší zásah do prírodného prostredia.

Obr. 18. Erózno-korozívna studňa v Hodkovskej jaskyni. Foto: F. Miháľ
Fig. 18. Erosive-corrosive well in the Hodkovská Cave. Photo: F. Miháľ

Obr. 19. Činný kameňolom na travertín, Spišské Podhradie. Foto: J. Tulis
Fig. 19. Active quarry for travertine exploitation, Spišské Podhradie. Photo: J. Tulis

Najdrastickejším spôsobom do prírodných pomerov v centre travertínovej plošiny zasiahla v polovici 70. rokov 20. storočia otvárka lomu Žehra (obr. 20). Na ploche 150 × 150 m a hĺbke okolo 20 m pokračoval v činnosti do začiatku 90. rokov, keď pre veľmi malý výnos použiteľnej suroviny boli práce zastavené. V okolí sú zvyšky stavebných materiálov.

Na travertínovej plošine sme lokalizovali tri praveké ochranné valy (obr. 21), z ktorých aspoň val na jz. cípe plošiny s dĺžkou 40 m je všeobecne známy. Skladba travertínových kameňov v ňom poukazuje na fortifikačnú stavbu. Druhý z valov sa nachádza sv. od lomu Žehra. Má dĺžku 110 m, je k jz. prerušený týmto lomom. Tretí val zhruba v. – z. smeru a dĺžky 100 m je na severnom výbežku plošiny Dreveníka.



Obr. 20. Opustený kameňolom, Žehra. Foto: J. Tulis
Fig. 20. Abandoned quarry, Žehra. Photo: J. Tulis

Obr. 21. Zvyšok pravekého sídelného ochranného valu v severnej časti plošiny. Foto: J. Tulis
Fig. 21. The rest of primeval residential protective embankment in the northern part of the plateau. Photo: J. Tulis

Zhruba dve tretiny obvodu národnej prírodnej rezervácie obtáča dopravná cesta s asfaltovým povrchom široká 4 m; s odrezmi a násypmi tvorí miestami až 20 m široký vrez do reliéfu.

Na plošine prevažuje spleť rôzne výrazných chodníkov. Aj podľa nášho pozorovania súvisia s pohybom Rómov z osady Dobrá Vôľa, ktorí na okrajoch plošiny vyrubujú a devastujú krovinný a stromový porast. Najvýraznejšie sú však dva turistami používané chodníky pozdĺž východného a západného okraja plošiny.

Nakoniec sa zmienime o existencii početných (iste viac ako 50) a vyznačených horolezeckých ciest v Kamennom raji, v Pekle, ale aj v jv. časti Dreveníka a v trojuholníkovom lome. Fyzicky síce nenarúšajú reliéf, ale ich početné značenie je rušivé. Najväčším dosahom na biologickú zložku národnej prírodnej rezervácie je však výnimočne častý pohyb horolezcov na týchto bralných stenách a vežiach.

K VÝVOJU TRAVERTÍNOVÉHO ÚTVARU DREVENÍK

Vek travertínov Dreveníka, Ostrej hory a Hradného vrchu je pliocénny až starokvartérny (Ložek, 1964). V priebehu kvartéru pokračovalo ich tektonické, erózno-denudačné, krasové a antropogénne formovanie.

Travertínový útvar Dreveníka, ležiaci na podložných horninách paleogénu, má približne tvar tabuľovej hory. Teleso podľa našich zistení má hrúbku 10 – 75 m.

Počiatočné formovanie travertínového telesa v pliocéne teda prebiehalo na členitej elevácii tvorenej paleogénnymi horninami, ktorej tvar bol len v hrubých rysoch podobný dnešnej elevácii Dreveníka. Podľa priebehu hraníc travertínov voči podložným horninám sa dá odvodiť, že prevýšenie elevácie na podložných horninách bolo oproti okolitému depresnému reliéfu východne asi 30 – 40 m a na západnej strane elevácie 70 m.

Na základe povrchového priebehu hraníc medzi horninami paleogénu a travertínom, prítomnosti a vývoja rozsadlín a foriem vyvinutých v reliéfe podložia travertínov interpretujeme tu existenciu troch zlomových štruktúr (zón). Pozdĺž sz. okraja plošiny v pásme najväčších rozsadlín je to štruktúra jz. – sv. smeru pravdepodobne s vertikálnym sklonom. Súbežnou je štruktúra prebiehajúca cez jv. výbežok Dreveníka so sklonom 85º k zsz. Sú kvartérneho veku, avšak sú prekopírované z paleogénneho podložia. Blok medzi nimi so šírkou 650 m je vyzdvihnutý o 10 – 20 m oproti okoliu. Treťou štruktúrou je zlom v. – z. smeru prebiehajúci v ose predtravertínovej doliny podložia pod lomom Spišské Podhradie. Je pravdepodobne popaleogénneho veku.

Zo 71 meraní sa ukázalo, že len v šiestich prípadoch sú vrstvy mierne (4º – 24º) sklonené k severu (v rozptyle smerov sklonov 270º – 0º – 90º) a všetky ostatné sú sklonené k juhu (s odchýlkami). Pretože primárny sklon vrstiev je prejavom sedimentácie travertínov od miesta výveru k jeho periférii, museli by sme predpokladať, že výverový areál bol len v severnej časti plošiny a celá terajšia plošina, so sklonom vrstiev k juhu, bola sedimentačným priestorom. S ohľadom na tento nepravdepodobný režim a iné zistenia predpokladáme, že celý priestor Dreveníka bol v kvartéri i s podložím mierne preklopený k juhu a severná časť priestoru je mierne vyzdvihnutá.

Na základe uvedených indícií a zistení predpokladáme 6 výverových lokalít: severný okraj plošiny, okolie kóty Dreveník, jz. výbežok plošiny, východný okraj plošiny (200 – 250 m východne od kóty), dva pozdĺžne výverové priestory v jv. výbežku Dreveníka (po stranách krasovej zníženiny).

Priebehy a sklony vrstvovitosti travertínov ukazujú, že južné okraje travertínového telesa boli v porovnaní s inými okrajmi erózno-denudačne oveľa menej postihnuté. S približovaním sa k okraju plošiny a v prechode na stráne sa sklony vrstiev primárne výrazne zostrmujú. Nie je to jav spôsobený geodynamickými procesmi. Sklony z 15º – 25º sa zostrmujú na 40º – 45º k juhu, čo jasne ukazuje, že tu ide o sklonené vrstvy okrajov výverových pramenných kôp alebo líniových výverov (obr. 7).

Podstatne rozdielna situácia je na západnom a východnom okraji travertínového telesa. Priebehy a sklony vrstvovitosti nejavia vôbec znaky ich zmien sklonov, a to aj v tých vežovitých bralách, ktoré nie sú naklonené (obr. 9). To ukazuje na to, že pôvodný okraj travertínového telesa je tu značne oddenudovaný. Predpokladáme, že pôvodné okraje sa nachádzali vo vzdialenosti 50 – 150 m západne a východne od terajšej hrany plošiny.

Skalné rozsadliny sú tektonicko-ťahové trhliny, ktoré sú reakciou horniny na tektonické postihnutie a ťahové napätie ako výsledok straty opory na okraji masívu týchto rigidných travertínov. Sklony týchto rozsadlín (trhlín), v ktorých sú situované jaskyne a priepasti, sú v prevahe vertikálne a väčšinou sa do hĺbky rozširujú, prípadne sú steny rovnobežné. Bralné veže vzdialené od okraja plošiny až prvé desiatky metrov sú ďalším štádiom geodynamického vývoja, po ktorom nasleduje ich rozpad.

Na podklade získaných údajov z výskumu sú navrhnuté zlepšenia stavu prírody v tejto národnej prírodnej rezervácii. K významnejším patria: dozorovanie a usmerňovanie ťažby travertínu v lome Spišské Podhradie s cieľom vytvoriť členitý reliéf pri ukončení ťažby, v priestore lomu Žehra odstrániť stavebný odpad a likvidovať prístupovú cestu, zamedziť výrubu lesných porastov a usmerniť pohyb turistov a horolezcov.

LITERATÚRA

Badík, M. 1967. Príspevok k rozšíreniu travertínov na Spiši a niektorých krasových foriem v nich. Vlastivedný zborník Spiš, 1, Spišská Nová Ves, 137–147.

Bárta, J. 1957–1958. Travertínová jaskyňa Strecha na Dreveníku. Slovenský kras, 2, 75–80.

Bárta, J. 1958. Neolitické osídlenie Puklinovej jaskyne na Dreveníku pri Žehre. Archeologické rozhledy, Praha, 10, 465–471.

Cebecauer, I. – Liška, M. 1971. Jaskyne pod Spišským hradom. Krásy Slovenska, 48, 177.

Cebecauer, I. – Liška, M. 1972. Príspevok k poznaniu krasových foriem spišských travertínov a ich kryhových zosuvov. Slovenský kras, 10, 47–60.

Dojčáková, V. – Kušneyrová M. – Mihálik, F. 1966. Záverečná správa a výpočet zásob, Spišské Podhradie, travertín. Manuskript. Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, 101 s.

Fussgänger, E. 1985. Poznatky z terénneho výskumu plazivých svahových pohybov travertínových blokov na Spišskom hrade. Mineralia Slovaca, 17, 1, 15–24.

Gross, P. a kol. 1999. Vysvetlivky ku geologickej mape Popradskej kotliny, Hornádskej kotliny, Levočských vrchov, Spišsko-šarišského medzihoria, Bachurne a Šarišskej vrchoviny. Geologická služba Slovenskej republiky, Vydavateľstvo D. Štúra, Bratislava, 239 s.

Hudáček, J. 1985. Žehra dekoračný kameň – travertín. Štruktúrna analýza otvorenej časti ložiska (posudok). Manuskript. Archív ŠGÚDŠ, Spišská Nová Ves, 17 s.

Hudáček, J. – Dojčáková, V. – Valko, P. 1976. Záverečná správa a výpočet zásob, Žehra – VP, travertín. Manuskript, archív ŠGÚDŠ, Spišská Nová Ves, 72 s.

Ivan, Ľ. 1941. Výskum slovenských travertínov. Práce Št. geol. ústavu, Bratislava, 1, 30–34.

Ivan, Ľ. 1943. Výskyty travertínov na Slovensku. Práce Št. geol. ústavu. Bratislava, 9, 1–71.

Kaľavský, Ľ. 2002. Plán otvárky, prípravy a dobývania pre dobývací priestor Spišské Podhradie I – Dreveník na roky 2003 – 2012. Manuskript. Spišské Podhradie. Technická správa, 22 s.

Karniš, J. – Kvitkovič, J. 1970. Prehľad geomorfologických pomerov východného Slovenska. Slovenské pedagogické nakladateľstvo, Bratislava, 120–122.

Kovanda, J. 1971. Kvartérní vápence Československa. Sborník geologických věd, Antropozoikum, řada A, svazek 7, ÚÚG, Praha, 236 s.

Krump, L. 1986. Plán otvárky, prípravy a dobývania pre lom Spišské Podhradie pre roky 1987 – 1991. Manuskript. Spišské Podhradie. Technická správa, 10 s.

Krump, L. 1986. Plán otvárky, prípravy a dobývania pre lom Žehra pre roky 1987 – 1991. Manuskript. Spišské Podhradie. Technická správa, 17 s.

Lalkovič, M. 1985. Príspevok k histórii merania a mapovania jaskýň na Slovensku. Slovenský kras, 23, 145–170.

Lalkovič, M. 1987. Meranie a mapovanie jaskýň na Slovensku v rokoch 1919 – 1944. Slovenský kras, 25, 109–134.

Lalkovič, M. 1993. Príspevok k počiatkom záujmu o jaskyne na Slovensku. Slovenský kras, 31, 61–74.

Lalkovič, M. 1994. Karpatský spolok a jaskyne na Slovensku. Slovenský kras, 32, 91–118.

Lalkovič, M. 1998. Poliaci a záujem o jaskyne na Slovensku, časť I. – do roku 1918. Slovenský kras, 93–114.

Ložek, V. 1959. Kvartérní travertíny Československa. Časopis pro mineralogii a geologii, 4, 1, Praha, 85–90.

Ložek, V. 1962–1963. Bradavičnaté sintry. Československý kras, 14, 114–117.

Ložek, V. 1964. Genéza a vek Spišských travertínov. Sborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A – prírodné vedy, VA, 7–33.

Ložek, V. 1973. Příroda ve čtvrtohorách. Academia, Praha, 372 s.

Ložek, V. – Prošek, F. 1957. Krasové jevy v travertínech a jejich stratigrafický význam. Československý kras, 10, 145–158.

Marschalko, R. – Gross, P. – Kalaš, L. 1966. Paleogén a kvartér Hornádskej kotliny. Geologické práce, Zprávy, 39, Bratislava, 95–104.

Mazúr, E. – Jakál, J. 1969. Typologické členenie krasových oblastí na Slovensku. Slovenský kras, 7, 5–40.

Mazúr, E. – Lukniš, M. 1980. Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky (mapa). Veda, Bratislava.
Mello, J. et al., 2000. Geologická mapa Slovenského raja, Galmusu a Hornádskej kotliny, 1 : 50 000. ŠGÚDŠ Bratislava.
Michaeli, E. 1981. Geomorfológia Podhradskej kotliny. Zborník Pedagogickej fakulty v Prešove Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, Prírodné vedy, 18, 1, 341–367.
Michaeli, E. 1982. Fyzickogeografické pomery Podhradskej kotliny. Zborník Pedagogickej fakulty v Prešove Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, Prírodné vedy, 19, 1, 181–201.
Michaeli, E. 1983. Priestorová diferenciácia Podhradskej kotliny. Zborník Pedagogickej fakulty v Prešove Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, Prírodné vedy, 20, 1, 261–280.
Michaeli, E. 1990. Litologicko-štruktúrne vlastnosti podložia a ich vzťah k reliéfu v Hornádskej kotline. Zborník Pedagogickej fakulty v Prešove Univerzity P. J. Šafárika v Košiciach, Prírodné vedy, 23, 78–98.
Miháľ, F. 2004. Významné rozsadlinové jaskyne Dreveníka. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 2, 23–29.
Mitter, P. 1971. Reliéf na travertínoch Slovenska. Manuskript, Múzeum slovenského krasu, Liptovský Mikuláš, 170 s.
Műnnich, S. 1895. A Szepesszeg öskora I. Szepesmegyei Történelmi Társulat milleniumi kiadványai, 177.
Nemčok, A. 1982. Zosuvy v slovenských Karpatoch. Veda, Bratislava, 218–221.
Nemčok, A. – Svatoš, A. 1974. Gravitační rozpad Dreveníka. Geografický časopis, 26, 258–266.
Nerudní průzkum, 1954–1955. Průzkum travertínu – Spišské Podhradie. Manuskript, Brno, 28 s.
Neustupný, J. 1935. Dreveník – památnik pravěké kultury na Spiši. Časopis turistů, 47, Praha, 35–38.
Petrbok, J. 1930. Ledová jeskyně na Dreveníku. Právo lidu. Praha 1. 9. 1930.
Petrbok, J. 1935. K profilu holocenní travertínovou sutí na Dreveníku. Příroda, 28, 3, Praha, 86–87.
Piovarcsy, K. 1927. Die Höhlen am Dreveník. Turistik, Alpinismus, Wintersport, 8, Kežmarok, 9–10.
Prikryl, Ľ. V. 1985. Dejiny speleológie na Slovensku. Veda, Bratislava, 159 s.
Rubín, J. 1961. Travertínové skalní město na Dreveníku. Ročenka Lidé a země, Praha, 198–201.
Skutil, J. 1953. Dreveník. Krásy Slovenska, 30, 249–251.
Smolíková, L. 1967–1962. Pôdy typu terra rossa na Dreveníku. Sborník Východoslovenského múzea v Košiciach, séria A – prírodné vedy, II–IIIA, 55–63.
Soják, M. 2003. Doklady osídlenia Ľadovej jaskyne a Hlbokej priepasti na Dreveníku. Východoslovenský pravek, 6, 77–85.
Stupák, Š. – Tometz, L. – Varga, M. – Maňkovská, B. – Nižňanská, M. – Hudáček, J. 1993. Hodnotenie geofaktorov životného prostredia travertínových kôp v okolí Spišského Podhradia, orientačný prieskum. Manuskript, Hydrogeoprieskum, Spišská Nová Ves, 1–213.
Svatoš, A. 1975. Interpretace leteckých snímků při inženýrskogeologickém průzkumu svahových pohybů. Academia, Praha, 22–26.
Vítek, J. 1971. Formy krasu v travertínech na Dreveníku u Spišského Podhradí. Československý kras, 23, 99–114.

GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS OF THE DREVENÍK NATIONAL NATURAL RESERVE

Summary

The territory of Dreveník is of an exceptional importance. Due to its geological, geomorphological, botanic, zoological, palaeontological and archaeological attributes, it can be classified among unique and irreplaceable territories also from the European point of view.

Dreveník forms a promontory in the sub-unit named the Medvedie chrbty Mts. and is surrounded by the Podhradská Basin. Compared to the basin, it forms a morphological dominant, emerging from the surrounding by 100 – 150 m. It has a shape of slightly cambered travertine table, with approximately triangular shape in ground plan and with an area of about 1.5 km^2, which is rimmed along major part of its perimeter by variably steep cliff relief in travertine rocks, which is in sharp contrast with gently and smoothly modelled hilly relief of surrounding valley developed on the flysch of the Novoveská Huta Formation and Kežmarok Layers of the Sub-Tatras Group. Northward, travertine mounds of the Ostrá hora Hill and the Spišský Castle are continuing from Dreveník and they are mutually connected by denudation-structural saddles.

The basement of travertine body of Dreveník is formed from sandstones and shales with intercalations of polymictic conglomerates belonging to flysch of Kežmarok Layers (kežmarské vrstvy). According to research bore holes, a flat elevation, super-elevated by 30 – 70 m, of SW – NE course existed here on flysch rocks before travertine formation. A lateral elevation of the basement proceeded from there to SE projection of Dreveník. E – W oriented valley conditioned by the course of tectonic fault of Post-Palaeogene age was developed in flysch rocks in the NW part of Dreveník under the present quarry in Spišské Podhradie.

So complicatedly modelled pre-travertine elevation relief was covered by weathered cover and debris, which were in the beginning of travertine development cemented and thus preserved (in bore holes) on the basement of travertine body.

Basal part of travertine forms a horizon of calcified conglomerates up to breccias composed of underlying rocks and travertine fragments with thickness of about 0.3 – 2.5 m. The main travertine body with thickness of 10 – 75 m is formed by facies of firm, compact, evenly porous travertine in benches 2 – 3 m thick with decreasing thickness towards the edges of the massif. Edge facia (south-eastern part of Dreveník) of thin-bench, breccia travertine with transition to calcareous tufa is only a little extended and known. Oolitic often also steeply bedded travertine with occurrence of compact aragonite veins of gold-yellow and darker colour is considered to be crater lithofacies. Crater form changes through porous travertine to facies of firm travertine rocks. The age of travertine goes back to Pliocene according to finds of fauna and flora.

According to many measurings of travertine stratification and other knowledge the authors presume at least six resurgence localities of travertine: north edge of the platform, surrounding of the spot height Dreveník, SW projection of the platform, eastern edge of the platform and two resurgences in surrounding of karst depression in SE part of Dreveník. Authors' interpretation is that present south border of the travertine body is close to the original one. However, we presume that original eastern and western edge of the body was located 50 – 150 m further from present edges of the platform.

A fault of SSW – NNE direction passes along the western edge of Dreveník platform and it is traced by occurrence of rocky crevices. A parallel structure is in the SE promontory of Dreveník. The third is the fault with E – W direction in the space of the Spišské Podhradie quarry. Travertines are affected by tectonic faults. They are copied from the basement and have influence to development of geomorphological forms and geodynamic phenomena.

Travertine rocks on the platform of Dreveník are covered by weathered cover of small thickness 0.1 – 1 m consisting of humus layer with travertine fragments. Earth of terra-rossa type with huge thickness variability (0.5 – 10 m) of debris and geo-dynamic segmentation of travertine blocks are also found in the space of Spišské Podhradie quarry.

Processes of modelling were in progress on the surface of Dreveník and in adjacent surrounding from the beginning of its forming (Pliocene) until recent and different geomorphological forms were developed. We can classify forms conditioned by rock structure and tectonics, erosive-denudation forms, accumulation forms, karst forms, pseudokarst forms and anthropomorphic forms.

Forming of the edge of the platform is conditioned by travertine structure and tectonics and markedly occurs in the western part called Peklo (Hell), in eastern part called Kamenný raj (Stone Paradise) and in the southern part. Numerous, long and deep crevices are a significant element, mainly along western, less southern edge of the platform, on which many karst and pseudokarst forms are bound. Travertine body is divided along crevices with participation of geodynamic phenomena.

Erosion-denudation forms comprise gently inclined and undulated travertine platform with significant cliff relief of broken rocky walls and cliff towers on its western, eastern and southern edge. They are often displaced from the platform and locally inclined as a product of geodynamic processes. Steeper erosion-denudation slopes adjacent to cliff relief are attached to these forms as well. Terraced slopes in the surrounding of Spišské Podhradie quarry are manifestation of travertine block declines.

Accumulation forms are presented by cumulated debris under cliff relief, but also in lower part on the contact with Palaeogene.

Except for karren, 25 dolines of alluvial type on the platform of Dreveník mostly of bowl shape belong to typical karst forms. Karst benches and karst depressions are localized sporadically. Small karst cavities, aeroxysts and different sinter forms were found on the cliff walls (in quarries also). They are mostly a product of corrosion. Karst cavities and sinters are in prevalence as part of underground forms.

Pseudokarst forms are presented by many underground spaces developed in rocky crevices. Their development and forming is connected with tectonic and geodynamic processes. Entrances into 30 underground objects were found here.

Anthropogenic forms are the result of human activities. 15 quarries and their banks were found here as human intervened into nature. The largest of them is active (beyond the edge of the NNR). The most violent impact is in quarry named Žehra (from the seventies of the last century) in the centre of travertine platform. Bold impact is also a road into the quarry. Three primeval protective banks are found on the Dreveník platform.

Some improvements were proposed for increasing the state of nature in the national nature reserve on the basis of obtained data from above mentioned research. Here are the most important ones: to control and regulate travertine exploitation in Spišské Podhradie quarry with the aim to create dissected topography after the end of the mining activity. Waste material from building must be removed from the Žehra quarry with removal of access road, stopping the forest cutting and regulating tourist and climbers movement.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	31 – 40	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

FACIES AND AGE OF TRAVERTINES FROM SPIŠ AND LIPTOV REGIONS (SLOVAKIA) – PRELIMINARY RESULTS

MICHAŁ GRADZIŃSKI[1], MAREK DULIŃSKI[2], HELENA HERCMAN[3], EWA STWORZEWICZ[4], PETER HOLÚBEK[5], PIOTR RAJNOGA[1], WOJCIECH WRÓBLEWSKI[1], MARIANNA KOVÁČOVÁ[6]

[1] Institute of Geological Sciences, Jagiellonian University, Oleandry 2a, 30-063 Kraków, Poland
[2] Faculty of Physics and Applied Computer Science, AGH-University of Science and Technology, Al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, Poland
[3] Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa, Poland
[4] Institute of Systematics and Evolution of Animals, Polish Academy of Sciences, Sławkowska 17, 31-016 Kraków, Poland
[5] Slovak Museum of Nature Protection and Speleology, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia
[6] Department of Geology and Palaeontology, Faculty of Sciences, Comenius Univeristy, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava, Slovakia

M. Gradziński, M. Duliński, H. Hercman, E. Stworzewicz, P. Holúbek, P. Rajnoga, W. Wróblewski, M. Kováčová: Facies and age of travertines from Spiš and Liptov regions (Slovakia) – preliminary results

Abstract: Presented paper deals with preliminary results of a complex study on travertine build-ups in Spiš and Liptov regions (northern Slovakia). Four travertine sites (Lúčky, Bešeňová, Ružbachy and Spišský hrad – Dreveník) were chosen for detailed studies. Two main facies: proximal and distal are distinguished. The proximal facies consists of crystalline crusts, shrubs, sunken calcite rafts, coated bubbles and pisoids while encrusted plants and stromatolites are the most abundant components in the distal facies. Some beds of the latter facies comprise a rich mollusc assemblage. The travertines were predominantly fed by CO_2 of deep origin, which has been proved by the carbon stable isotope analyses. The preliminary dating results situate majority of the studied travertines in the Pleistocene.

Key words: travertine facies, stable isotopes, U-Th dating, malacofauna, Pleistocene

INTRODUCTION

Travertines are fresh-water carbonates, usually deposited near springs. They are fed by deep-circulation waters, saturated with CO_2 of deep origin (Ford and Pedley, 1996). Such deposits are also called thermogene travertines (Pentecost, 2005 and other papers by this author) to distinguish them from meteogene travertines which are related to waters of relatively shallow circulation, saturated with soil carbon dioxide. The latter deposits are commonly named as calcareous tufa, the term being mostly used by British and German authors (e.g. Pedley, 1990; Ford and Pedley, 1996; Arp et al., 2001). The travertines fed by deep-circulation waters often build extensive and thick travertine mounds, cascades and terraces. Pamukkale travertines in Turkey and Yellowstone travertines in United States are the most famous modern examples. Hereafter the term ‘travertines’ refers to all

the studied deposits although some of them display facies typical of tufas (meteogene travertines sensu Pentecost, 1995, 2005).

Travertines commonly occur in Slovakia, especially in Spiš and Liptov regions (Kovanda, 1971). They were extensively quarried for building stones. Although their deposition is presently strongly limited, the extensive travertine buildups – mounds and terraces – testify vigorous growth of these deposits in the geological past. One can regard them as surficial record of dissolution of carbonate rocks taking place in a subsurface. It is generally known that the Slovak travertines are mostly of pre-Holocene age, and in prevailing opinion they were laid down during warm climate phases of Pleistocene and in Pliocene (Ložek, 1961, 1964; Vaškovský and Ložek, 1972). However, detailed data about the age, internal structure and depositional environment of Slovak travertine buildups are very limited.

In the paper the preliminary results of the complex study on Slovak travertines are presented, to provide perspectives of future research and to put forward some working hypothesis.

SLOVAK TRAVERTINES – THE STATE OF RESEARCH

Stratigraphy of the Slovak travertine buildups is based mainly on results of palaeobotanical, malacological and geomorphological criterion (e.g. Němejc, 1928, 1931, 1944; Ložek and Prošek, 1957; Ložek, 1957, 1964; Vaškovský and Ložek, 1972). It should be noted however, that the plant remnants as well as malacofauna found there, with only a few exceptions, have no direct stratigraphic significance, but only reflect general palaeoenvironmental conditions prevailing during deposition of travertines. The geomorphological criterion also seems to be imprecise. Therefore, determination of their ages using isotope methods is of great importance, excepting the Eemian travertine buildup at Gánovce, which attracted special attention because of the finding of Neanderthal man bones in it. The complex research of this mound included malacological, palynological, microfaunistic and isotopic studies. So far, only for this buildup the precise age of its deposition has been available (Němejc, 1944; Kneblová, 1958; Ložek, 1964; Vlček, 1995).

The knowledge about internal structure of Slovak travertines is also very limited. Only data published by F. Němejc (1928, 1931, 1944) and V. Ložek (1964 and others) are available. However, these data are based on the observations made mainly with the aim of location of leaf imprints or mollusc shells. They suggest that the travertine bodies consist mainly of firmly cemented deposits (pevný penovec), which markedly predominate in sections, and of subordinate less lithified deposits (sypký penovec). The internal structures and origin of both varieties have not been studied as yet. Similarly, the lateral facies variation within the travertine mounds remains poorly recognized. Thus, it is not clear if the individual buildups developed in one or more phases.

STUDY SITES

After reconnaissance study in the Spiš and Liptov regions four travertine sites were chosen for more detailed research. They comprise: Lúčky, Bešeňová – both located in Liptov area, as well as Ružbachy and Spišský hrad – Dreveník – belonging to the Spiš area.

Two outcrops were studied in the village of Lúčky. One of them is located in the western part of the village, close to a small cemetery (49º07,798'N, 19º23,903'W). The second outcrop spreads along the road leading to a spa and forms a rock-cliff (49º07,858'N, 19º23,986'W). Both outcrops, offering walls more than 10 m high, represent old abandoned quarries. However, exploitation was still carried out in the quarry close to the cemetery till the seventies of the last century. Both outcrops seem to belong to the same travertine buildup. Malacofauna and plant remnants from these outcrops were studied by J. Vaškovský and V. Ložek (1972), and F. Němejc (1928), respectively.

There are several outcrops on the slopes north of Bešeňová village. They are small, abandoned and partly vegetated quarries. The most spectacular outcrop is a rock-tower (49º06,428'N, 19º26,073'W), with the walls up to ten metres high. Other outcrop is located to the south and south west from the rock-tower (49º06,424'N, 19º26,005'W). They were described by J. Vaškovský and V. Ložek (1972) and J. Vaškovský (1980).

In the village of Vyšné Ružbachy several generations of travertines can be distingiushed (Němejc, 1931; Petrbok, 1937; Ložek, 1964). Excluding recently growing forms, the famous travertine crater for instance and Holocene deposits, three noticeable outcrops still exist – two of which have been a subject of a detailed study: Modzele and Horbek (49º18,217'N, 020º33,192'E and 49º17,968'N, 020º33,523'E respectively). Both sites represent abandoned quarries.

Extensive travertine ridge spreads between Spišský hrad and Dreveník. The rock can be observed in several natural rock-cliffs and two quarries. One is still active (48º58,343'N, 020º46,158'E) while one is abandoned (48º58,909'N, 020º46,242'E).

METHODS

The travertine sections were studied in the field and analyzed bed-by-bed with sampling. The observation was supplemented by polished slab and thin section analysis.

Samples for U-series analysis contained 10 – 25 g of clean, compact calcite with no visible traces of detrital admixtures. Standard chemical procedure for uranium and thorium separation from carbonate samples was used (Ivanovich and Harmon, 1992). ^{228}Th-^{232}U mixture (UDP10030 tracer solution by Isotrac, AEA Technology) was used as a controller of chemical procedure efficiency. U and Th were separated by ion exchange using DOWEX 1×8 resin. After final purification U and Th were electro-deposited on steel disks. Energetic spectra of alpha particles have been collected using OCTETE PC spectrometer made by EG&G ORTEC. Spectra analyses and age calculations were done using "URANOTHOR 2.6" software, which is the standard software developed in U-Series Laboratory in Warsaw (Gorka and Hercman, 2002). Each spectrum was corrected for background and delay since chemical separation. The quoted errors are 1σ. All analyses were performed at the Uranium-Series Geochronology Laboratory at the Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences.

Samples for stable isotope analysis were decomposed in reaction with 100 % orthophosphoric acid at controlled temperature (25.0 ± 0.1 ºC). Carbon dioxide produced in this reaction, after cryogenic purification was measured by Finnigan Delta S mass spectrometer.

FACIES CHARACTERISTICS

The facies were distinguished on the basis of field observations. Individual sections were studied bed-by-bed and carefully sampled. Observations were extended through investigation of rock slabs and standard microfacies analysis.

The studied travertines considerably vary in terms of their facies characteristics. They display features typical of thermogene travertines and meteogene travertinese (sensu Pentecost, 2005). However, spatial distribution of facies suggests that the former should be regarded as proximal and the latter as distal facies. Hence, the above terms will be used hereafter.

Proximal facies

The proximal facies crops out between Spišský hrad and Dreveník, as well as in the Modzele quarry (Vyšné Ružbachy) and Bešeňová site. This facies is hard and bedded. The beds are almost horizontal or inclined and display a wide spectrum of colours from white and pale grey to orange and brick-red.

Proximal facies are built of variable lithotypes (sensu Guo and Riding, 1998). The most common are crystalline crusts, which are particularly well developed in Spišský hrad – Dreveník area, where they form inclined beds of pale travertines and constitute a dominant part of the travertine buildup (Figs 1, 2). They form mainly smooth slope facies with dips up to 30º and subordinately terrace slope facies whose beds are locally almost vertically oriented. They represent former cascades and waterfalls. Coated bubble travertine is another characteristic lithotype (Fig. 3). It is particularly abundant in the Bešeňová site, while in the Modzele quarry and Spišský hrad – Dreveník area it occurs rather rarely. Sunken rafts, shrubs and pisoids are the other lithotypes constituting proximal facies.

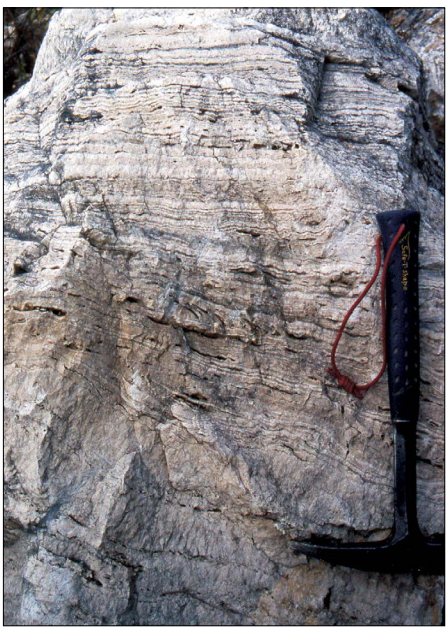


Fig. 1. Travertine built of crystalline crusts; Spišský hrad quarry

Sedimentary breccias recognized in the Dreveník abandoned quarry, form very peculiar facies (Fig. 4). They comprise mainly angular and subangular clasts of travertines up to 30 cm across. The breccias form distinguished inclined horizons up to a few metres thick, capped by younger travertines.

Proximal facies is almost devoid of any plant or malacofauna remnants. Imprints of conifer cones found in the Modzele quarry

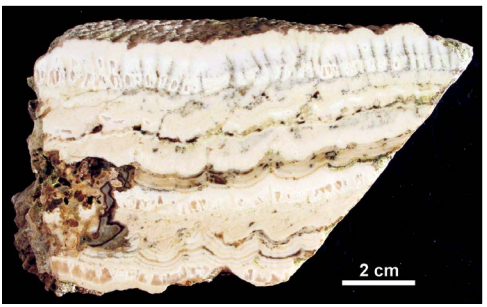


Fig. 2. Crystalline crusts, close view; sample from Dreveník quarry

Fig. 3. Coated bubble travertine; Bešeňová site

Fig. 4. Breccia horizon; Dreveník quarry

serve as an exception. The malacofauna described by J. Petrbok (1937) and J. Vaškovský and V. Ložek (1972) from Modzele and Bešeňová sites as well as bear bones from Bešeňová described by M. Sabol (2003) were most probably found in the secondary fissures and voids of karst origin, developed within the travertines. Hence, they postdate the travertine buildups there. Proximal facies comprises pollen which can be of palaeoenvironmental

and stratigraphical importance. The study on pollen is in progress. Moreover, one cannot totally exclude the possibility of finding some palaeontological or palaeobotanical material synchronous with the travertines themselves.

Distal facies

Distal facies crops out especially in the village of Lúčky as well as in the Horbek quarry (Vyšné Ružbachy). This facies has more porous and friable appearance than proximal facies. It is yellow to pale brown in colour and forms horizontal or inclined beds. The occurrence of numerous plant imprints is its most distinctive characteristic (Fig. 5).

This facies is composed of two main interlayered lithotypes: encrusted plants and stromatolites. Plant debris were heavily encrusted by micritic and sparitic calcite fringe cement. Some cyanobacterial/algal structures are also visible. Plant tissues are decomposed; however, their imprints are well preserved (Fig. 5). These plant imprints, mostly tree leaves, tree needles, twigs and branches as well as grass blades and moss tissue are well visible. Tree-trunk moulds forming small caves are very peculiar ones. Only some imprints, mainly those of grass blades, developed as encrustation of plants in their natural life position.

Domal shaped stromatolites build a substantial part of travertines in the Lúčky village (Fig. 6). The oncoids also contribute to the distal facies. They have different shape and their diameter is in the range from a few millimetres to a few centimetres. The pebbles of older rocks act as nuclei for the biggest oncoids.

The horizons built of pebbles and cobbles occur within the distal facies (Fig. 7). They have been identified both in the Lúčky and Horbek travertines (Němejc, 1928, 1931; Ložek, 1964). The clasts are fragments of Mesozoic carbonates and Palaeogene sandstones.

Fig. 5. Encrusted plant debris, leaf imprint and twig moulds; Lúčky site

Fig. 6. Stromatolite, pen is 13 cm long; Lúčky site

Fig. 7. Gravel intercalation within travertine buildup, Horbek quarry

The distal facies comprises a rich mollusc assemblage, represented mainly by land and freshwater gastropod taxa. The former comprise the mesophilous and hygrophilous forms inhabiting both open areas (meadows, ditches) and shrubs. The latter represent species living mainly in small, shallow stagnant water bodies, including those periodically drying up, but species typical of slow flowing water are also present. The searching

for malacofauna remnants carried out during the present study gave results similar to the former works by J. Petrbok (1937) and J. Vaškovský and V. Ložek (1972). However, some species previously not recorded were also found. Moreover, it has turned out that mollusc shells are particularly abounding only in some peculiar beds while they are lacking in other beds.

Vein calcites

Several fissures cut travertine buildups. Some of them are filled with residual clastics of terra rossa or terra fusca type comprising mollusc assemblages (Ložek, 1964; Vaškovský and Ložek, 1972). Coarse-grained material represented by gravels and pebbles occur in other fissures. Peculiar type of fissures filled with calcite crystals was found in the Bešeňová site and Dreveník quarry.

STABLE ISOTOPES

A reconnaissance study on stable isotopes indicate that values of $\delta^{13}C$ in travertines are in the range between +0.9 and +8.4 ‰, while $\delta^{18}O$ values cover the range from –9.8 to –5.9 ‰ vs. V-PDB (Fig. 8). Observed stable isotope composition is consistent with previous data by R. Demovič et al. (1972). The carbon isotope composition suggests that growth of travertines was predominantly controlled by CO_2 of deep origin (cf. Pentecost, 2005). Hence, the situation was similar to that prevailing at present when springs in northern Slovakia with waters of deep-circulation contain significant amounts of endogenic carbon dioxide (Cornides and Kecskés, 1982). Some of them feed actively growing travertines (Duliński et al., 2003). Therefore in this paper, the distal facies in spite of their textural characteristic, is not regarded as tufa.

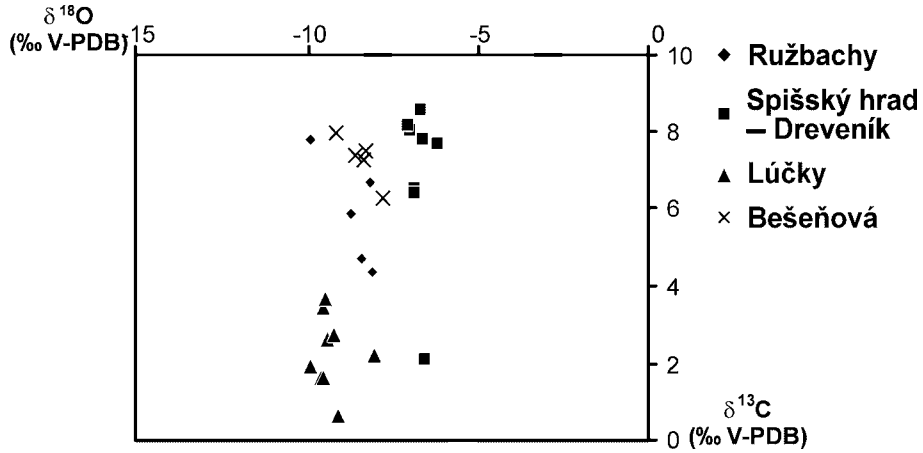


Fig. 8. Stable isotope contents in Slovak travertines

TRAVERTINE AGE

The results of exploratory dating by means of U-series disequilibium allowed to determine ages of some travertine buildups. It seems that the sedimentation of travertines in the Horbek site was finished approximately 200 k.a., as two dates

obtained from the upper part of travertines within the single standard deviation gave similar ages: 227^{-22}_{-27} k.a. and 192^{-26}_{-22} k.a. It partly remains in agreement with the opinion presented by V. Ložek (1964, p. 17), who supposed that Horbek travertines had grew during "a warm period during middle Pleistocene". The travertines in Lúčky, which crop out near a cemetery, were probably formed during the last interglacial. Their bottom part was dated at 139^{-15}_{-14} k.a. It is in line with the previous J. Vaškovský and V. Ložek's (1972) view.

The single date k.a. obtained for travertines in the Bešeňová rock-tower suggests their deposition in mid-Pleistocene. The sedimentological investigation proves that this travertine buildup grew continuously, which is implied by a lack of significant hiatuses. However, due to large relative uncertainty of a given age more radiometric analyses are necessary to set the true age of travertines more precisely.

Calcite filling vein within the travertines in the Dreveník quarry is older than 350 k.a. Thus, the travertines constituting this buildup represent the oldest travertine generation. The obtained result seems to be consistent with the opinion based on palaeobotanical premises and formulated by F. Němejc (1944).

FURTHER STUDY

The future investigations will focus on determination of factors controlling growth of travertines. They should lead to formulation of a genetic model taking into account possible interactions between several factors. The model will be based on age determinations of the travertines and will comprise several palaeoenvironmental indicators. The comparison of the growth stages of deposits in various parts of individual travertine buildups and, first of all, the comparison of the growth stages in all the studied travertine buildups will be the next step in activity within the project. The growth phases will be correlated with the record of global climate changes in Pleistocene (e.g. SPECMAP – Martinson et al., 1987 and Devils Hole – Winograd et al., 1992), and with local curves of speleothem growth frequencies (Hercman et al., 1997; Hercman, 2000 and H. Hercman, unpublished data). As a result of just described future activity, one should expect to get more detailed and precise look into the history of growth of Slovak travertine buildups, as well as possibility of correlation of travertine growth stages with climatic changes in the Pleistocene.

ACKNOWLEDGEMENTS

The research is financed by the Polish Ministry of Science and Higher Education grant 2P04D 032 30. The authorities of: Krajský úrad životného prostredia (Žilina), villages of Lúčky, Bešeňová and Ružbachy, Euro Kameň company (Spišské Podhrdie) as well as Kollár študio (Stará Ľubovňa) are gratefully acknowledged for providing permissions for the field work. The authors wish to thank Ryszard Gradziński who assisted in the field work and Renata Jach who prepared the figures. Roman Aubrecht is thanked for his thoughtful and constructive review.

REFERENCES

Arp, G. – Wedemeyer, N. – Reitner, J. 2001. Fluvial tufa formation in a hard-water creek (Deinschwanger Bach, Franconian Alb, Germany). Facies, 44, 1–22.

Cornide, I. – Kecskés, A. 1982. Deep-seated carbon dioxide in Slovakia: the problem of its origin. Geologica Carpathica, 33, 183–190.

Demovič, R. – Hoefs, J. – Wedephol, K. H. 1972. Geochemische Untersungen an Travertinen der Slovakei. Contributions to Mineralogy and Petrology, 37, 15–28.
Duliński, M. – Gradziński, M. – Motyka, J. 2003. Factors controlling deposition of modern tarvertines in the Lúčky site (Slovakia) – general remarks. In 12th Bathurst Meeting International Conference of Carbonate Sedimentologists. University of Durham, 31.
Ford, T. D. – Pedley, H. M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Reviews, 41, 117–175.
Gorka, P. – Hercman, H. 2002. URANOTHOR v. 2.6. Delphi Code of calculation program and user guide. Unpublished manuscript, Archive of Quaternary Geology Department, Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Warsaw.
Guo, L. – Riding, R. 1998. Hot-spring travertine facies and sequences, Late Pleistocene, Rapolano Terme, Italy. Sedimentology, 45, 163–180.
Hercman, H. 2000. Reconstruction of palaeoclimatic changes in Central Europe between 10 and 200 thousand years BP, based on analysis of growth frequency of speleothems. Studia Quaternaria, 17, 35–70.
Hercman, H. – Bella, P. – Głazek, J. – Gradziński, M. – Lauritzen, S-E. – Løvlie, R. 1997. Uranium-series dating of speleothems from Demänova Ice Cave: A step to age estimation of the Demänova Cave System (the Nízke Tatry Mts., Slovakia). Annales Societatis Geologorum Poloniae, 67, 439–450.
Ivanovich, M. – Harmon, R. S. 1992. Uranium Series Disequilibrium: Applications to Earth, Marine and Environmental Sciences. Clarendon Press, Oxford, 571 pp.
Knebelová, V. 1958. The interglacial flora in Gánovce travertines in eastern Slovakia (Czechoslovakia). Acta Biologica Cracoviensia, 1, 1–5.
Kovanda, J. 1971. Kvartérní vápence Československa. Sborník geologických věd, Antropozoikum, A, 7, 7–256.
Ložek, V. 1957. Nové interglaciální malakofauny ze Slovenska. Anthropozoikum, 7, 37–45.
Ložek, V. 1961. Travertines. Instytut Geologiczny, Prace, 34, 81–86.
Ložek, V. 1964. Géneza a vek Spišských travertinů. Zborník Východoslovénskeho múzea v Košiciach, 5 A, 7–33.
Ložek, V. – Prošek, F. 1957. Krasové zjevy v travertinech a jeich stratigrafický vyznam. Československý kras, 10, 145–158.
Martinson, D. G. – Pisias, N. G. – Hays, J. D. – Imbrie, J. – Moore, T. C. – Shackleton, N. J. 1987. Age dating and the orbital theory of Ice Ages: Development of a High-Resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. Quaternary Research, 27, 1–29.
Mitter, P. 1979. Reliéf na travertínoch Slovenska. Záverečna správa (unpublished report). Múzeum slovenského krasu, Liptovský Mikuláš, 1–176.
Němejc, F. 1928. Palaeobotanical investigation in the travertine-complex around the village of Lúčky near Ružomberok in Slovakia. Bulletin International de l'Academie des Sciences de Bohême, 37, 35, 1–19.
Němejc, F. 1931. Palaeobotanical researches in the travertine sediments of Vyšní and Nižní Ružbachy at Podolinec (Slovakia) and some additional notes to my studies about the travertines of the Northern Slovakia. Preslia, 10, 115–134.
Němejc, F. 1944. Výsledky dosavadních výzkumů paleobotanických v kvartéru západního dílu karpatského oblouku. Rozpravy II. Třídy České akademie, 53, 35, 1–47.
Pedley, M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. Sedimentary Geology, 68, 143–154.
Pentecost, A. 1995. The Quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. Quaternary Science Reviews, 14, 1005–1028.
Pentecost, A. 2005. Travertine. Springer-Verlag, Berlin, 445 pp.
Petrbok, J. 1937. Měkkýši travertinů Slovenskeho krasu, Gánovců s okolím, Spiše a Ružbachů. Rozpravy II. Třídy České Akademie, 46, 5, 1–16.
Sabol, M. 2003. Bear skull from Bešeňová (northern Slovakia). Atti del Museo Civico di Storia Naturale di Trieste, 49, 101–106.
Vaškovský, J. 1980. Geológia kvartérnych sedimentov. In Gross, P. – Köhler, E. (Eds.): Geológia Liptovskej Kotliny. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 96–115.
Vaškovský, J. – Ložek, V. 1972. To the Quaternary stratigraphy in the western part of the basin Liptovská kotlina. Geologické práce, Správy, 59, 101–140.
Vlcek, E. 1995. Kamenný mozek – výlitek mozkovny neandertálce, Hrádok v Gánovcích na Spiši. Vesmír, 74, 615–624.
Winograd, I. J. – Coplen, T. B. – Landwehr, J. M. – Riggs, A. C. – Ludwig, K. R. – Szabom, B. J. – Kolesar, P. T. – Revesz, K. M. 1992. Continous 500,000-year climatic record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science, 258, 255–259.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	41 – 52	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

GEOLOGICKÉ A TEKTONICKÉ POMERY DRIENOVSKEJ JASKYNE V SLOVENSKOM KRASE

MICHAL ZACHAROV

Technická univerzita v Košiciach, Fakulta baníctva, ekológie, riadenia a geotechnológií, Ústav geovied, Park Komenského 15, 042 00 Košice; michal.zacharov@tuke.sk

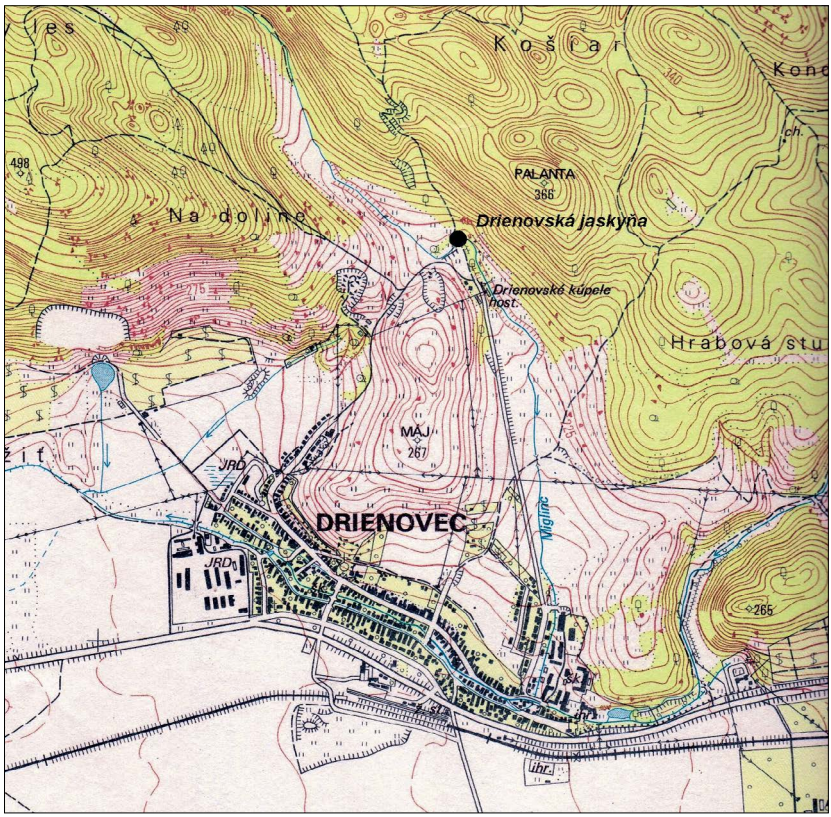
M. Zacharov: Geological and tectonic settings of Drienovská Cave in the Slovak Karst

Abstract: Drienovská Cave is located about 1,500 m north of the village Drienovec on the south-eastern margin of the Jasov Plateau belonging to the Slovak Karst. The cave is located in grey and dark grey Waxeneck limestone (Karnian) and partly also in the succession of carbonate clastics deposits – conglomerate and breccias that are assigned to the Drienovec conglomerate lithofacies based on their lithology. The development and NE – SW spatial orientation of the cave is strikingly related to the dislocations structures. The most important structures are NW – SE normal faults and, mainly, NE – SW strike faults accompanied by extensive zones of tectonic breccias. N – S dislocations are of minor importance.

Key words: Slovak Karst, Jasov Plateau, fluvial cave, geological and tectonic structure

ÚVOD

Drienovská jaskyňa patrí k významným endokrasovým javom východnej časti Slovenského krasu. Nachádza sa v Košickom kraji na juhovýchodnom okraji Jasovskej planiny asi 1500 m severne od obce Drienovec v blízkosti areálu Drienovských kúpeľov (obr. 1). Vchod do jaskyne je situovaný v skalnej stene pri vyústení krasovej doliny Miglinc do Medzevskej pahorkatiny a vyteká z neho výdatný potok (obr. 2). Je to vývervová fluviokrasová jaskyňa s aktívnym vodným tokom, pričom niektoré časti jej priestorov vývojom zodpovedajú aj fluviokrasovo-rútivému typu. Jaskyňa je vytvorená v troch hlavných výškových vývojových úrovniach značne premodelovaných procesmi rútenia. Autochtónny vodný tok preteká jej spodnou časťou – 1. výškovou vývojovou úrovňou. Jaskyňa v súčasnosti dosahuje dĺžku 1348 m. Jaskyňu objavili v roku 1889 pri odstraňovaní sutinového materiálu v mieste výdatného prameňa. Práce, ktorými bol odkrytý vchod do jaskyne, sa vykonali na základe podnetu rožňavského biskupa G. Schoppera (Sóbányi, 1896). Podstatná časť údajov o jaskyni z hľadiska turistického, speleologického, archeologického, geomorfologického a geologického je publikovaná v prácach, ktorých prehľad uvádzajú Bella a Holúbek (1999). Výsledky geologických výskumov a štúdií vrátane tektoniky a geomorfológie jaskyne, ktoré majú vzťah k problematike riešenej v tomto príspevku, publikovali Seneš (1956), Zacharov (1985), Zacharov a Terray (1987), Terray (2003), ako aj Zacharov a Košuth (2005). Prieskumné speleologické práce v Drienovskej jaskyni v rozhodujúcej miere vykonali členovia Oblastnej skupiny SSS Košice-Jasov a v súčasnosti vykonávajú členovia Speleoklubu Cassovia Slovenskej speleologickej spoločnosti, priami nasledovníci skupiny Košice-Jasov. Prehľad ich prieskumnej činnosti je publikovaný v prácach vyššie citovaných autorov.



Obr. 1. Situačná mapa okolia Drienovskej jaskyne
Fig. 1. A map of Drienovská Cave surroudings

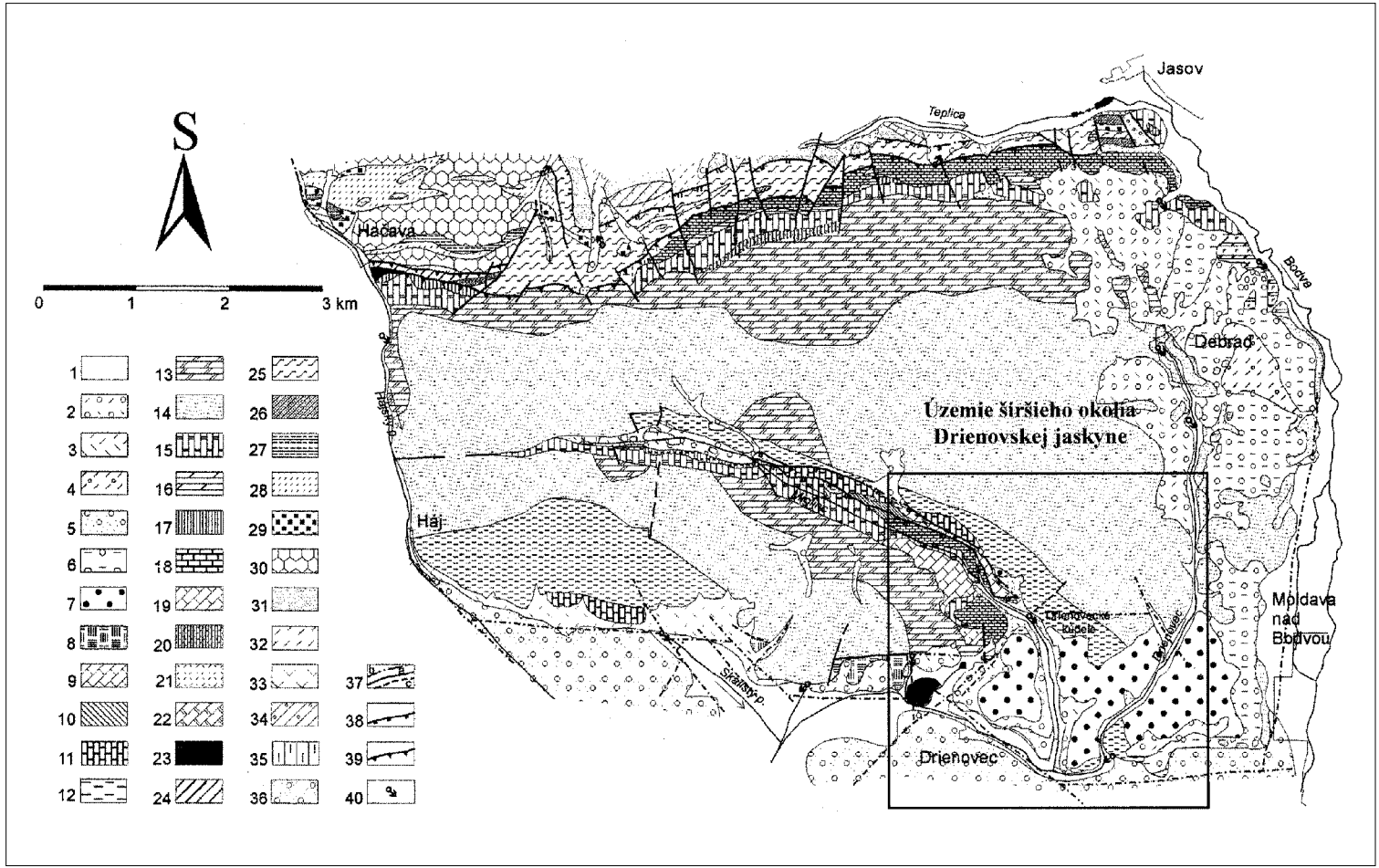
Obr. 2. Vstupný otvor Drienovskej jaskyne. Foto: M. Zacharov
Fig. 2. Entrance opening of Drienovská Cave. Photo: M. Zacharov

GEOLOGICKÁ STAVBA SLOVENSKÉHO KRASU V OKOLÍ DRIENOVCA

Na komplikovanej geologickej stavbe Slovenského krasu sa zúčastňuje päť základných tektonických (paleoalpínskych) príkrovových jednotiek – silicikum, turnaikum, meliatikum, príkrov Bôrky a gemerikum (Mello et al., 1997). Ďalej sa na stavbe zúčastňujú lokálne výskyty vrchnej kriedy. Uvedené jednotky sčasti prekrývajú sedimenty kenozoika. Východnú časť Slovenského krasu v oblasti Jasovskej planiny charakterizuje reprezentatívna geologická stavba, na ktorej sa zúčastňujú všetky uvedené prvky stavby. Ich pozícia, vzájomný vzťah, rozsah a základná litostratigrafia je zrejmá z geologickej mapy (obr. 3). Vzhľadom na riešenú problematiku uvediem len základnú charakteristiku geologickej stavby širšieho okolia jaskyne a nepovažujem za potrebné uvádzať ďalšie údaje o geologickej stavbe celej Jasovskej planiny a priľahlej Medzevskej pahorkatiny.
Na geologickej stavbe širšieho okolia jaskyne sa zúčastňujú len jednotky silicika a vrchnej kriedy, sčasti prekryté nesúvisle vyvinutými sedimentmi terciéru a kvartéru (obr. 3). Najvýznamnejšou jednotkou z hľadiska vzniku a vývoja krasu je silicikum. Je zastúpené triasom silického príkrovu so skupinou fácií karbonátovej platformy a fácií svahových a panvových (Mello et al., 1997). Na stavbe silického príkrovu sa tu v rozhodujúcej miere zúčastňujú fácie karbonátovej platformy. Zastupujú ich nasledujúce stredno- až vrchnotriasové typy karbonátov – gutensteinské, steinalmské vápence, wettersteinské rífové aj lagunárne vápence, waxenecké (tisovské) vápence a dachsteinské rífové a lagunárne vápence. Časť triasu je tvorená nádašskými a pseudoreiflinskými vápencami, patriacimi k svahovým a panvovým fáciám stredného až vrchného triasu. Ďalej sa na stavbe silického príkrovu zúčastňuje jura zastúpená allgäuskými vrstvami (slienité vápence a slieňovce). Vrchnú kriedu zastupujú masívne miglinecké vápence (kampán) v tektonickej pozícii v doline Miglinc (Mello et al., 1997).

Kenozoikum tvoria pokryvné sedimenty paleogénu, neogénu a kvartéru. Paleogén je zastúpený šomodským súvrstvím (eocén – oligocén), z ktorého na povrchu vystupujú laminované a masívne sladkovodné vápence severozápadne od Drienovca. Charakteristické sú najmä drienovské zlepence (oligocén – miocén), ktoré sa nachádzajú v podobe denudačných zvyškov severne a severovýchodne od Drienovca. Ďalej je neogén zastúpený polohami poltárskeho súvrstvia (pont) – pestré íly, piesky a štrky. Tiež sa vyskytujú v podobe denudačných zvyškov v nadloží „exhumovaného krasu“ v oblasti východne od Drienovca. Kvartér (pleistocén – holocén) tvoria nesúvisle rozšírené delúviá zložené z hlinito-kamenitých a kamenitých sedimentov a v menšej miere sú zastúpené koluviálne sedimenty, ktoré tvoria ronové a osypové kužele, zložené z kamenitých sedimentov. Vyvinuté sú aj proluviálne sedimenty zložené zo štrkov a zahlinených piesčitých štrkov a fluviálne sedimenty nív potokov a riek tvorené piesčitými štrkmi.

Tektonická stavba v oblasti, kde je situovaná jaskyňa, je mimoriadne komplikovaná. Územím prebieha významný rožňavský hlbinný zlom sz. – jv. smeru, ktorý vyznieva v blízkosti jaskyne. V zóne zlomu je vytvorená dolina Miglinc. Súčasne je táto dolina aj hranicou – stykom dvoch čiastkových tektonických štruktúr Slovenského krasu sformovaných vrásovo-zlomovou tektonikou, štruktúry silicko-turnianskej juhozápadne od zlomu a hačavsko-jasovskej na protiľahlej strane. Dolinou prebiehajú početné prešmykové štruktúry, ktoré významne ovplyvňujú distribúciu jednotlivých typov hornín jednotky silického príkrovu, ale aj vrchnej kriedy a terciéru (obr. 3). Ďalším významným tektonickým prvkom stavby tohto územia je zlomový systém sv. – jz. smeru charakteru horizontálneho posunu, stotožňovaný so zlomovou zónou Darnó (Elečko a Vass, 1997 in Mello et al., 1997), ktorá takisto v oblasti jaskyne vyznieva. Na stavbe sa tiež významne


S
0
1
2
3 km
Jasov
Teplica
Hačava
Debrad
Bodva
Územie širšieho okolia
Drienovskej jaskyne
Háj
Moldava
nad
Bodvou
Drienovec
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
31
32
33
34
35
36
37
38
39
40

Obr. 3. Geologická mapa východnej časti Slovenského krasu (podľa podkladov Mella et al., 1997 zostavil L. Tometz, 1988; upravil M. Zacharov, 2007). Vysvetlivky: **KVARTÉR** – HOLOCÉN: 1 – fluviálne sedimenty, piesčité štrky, 2 – deluviálne sedimenty, hlinito-kamenité a kamenité, 3 – koluviálne sedimenty, ronové a osypové kužele, PLEISTOCÉN: 4 – deluviálne sedimenty, hlinité a hlinito-štrkovité, 5 – proluviálne sedimenty, štrky a zahlinené piesčité štrky, **TERCIÉR –** NEOGÉN: 6 – poltárske súvrstvie (pont), pestré íly, štrky a piesky, 7 – drienovské zlepence (vrchný oligocén – spodný miocén), PALEOGÉN: 8 – šomodské súvrstvie, laminované alebo masívne sladkovodné vápence, **MEZOZOIKUM – KRIEDA:** 9 – miglinecké biele masívne vápence, **SILICIKUM –** SILICKÝ PRÍKROV – **JURA:** 10 – allgäuské vrstvy, tmavé slienité vápence a sliene, **TRIAS:** 11 – dachsteinské rífové a lagunárne vápence, 12 – waxenecké (tisovské) vápence, 13 – wettersteinské rífové vápence, 14 – wettersteinské lagunárne vápence, 15 – steinalmské vápence, 16 – gutensteinské dolomity, 17 – gutensteinské hematitizované dolomity, 18 – gutensteinské vápence (11 – 18 fácie karbonátovej platformy), 19 – reiflinské a pseudoreiflinské vápence, 20 – nádašské vápence (19 – 20 svahové a panvové fácie), verfénske súvrstvie: 21 – sinské vrstvy, bridlice, slienité vápence, vápence, 22 – bodvasilašské vrstvy, pestré pieskovce a bridlice (21 – 22 fácie predriftového štádia), **TURNAIKUM –** TURNIANSKY PRÍKROV – **TRIAS, JURA?:** 23 – dvornícke vrstvy, bridlice, fylity s vložkami pieskovcov, silicitov, vápencov a bázických vulkanoklastík, **TRIAS:** 24 – gutensteinské vápence, **PRÍKROV BÔRKY – TRIAS – JURA:** 25 – tmavé a čierne fylity s metasiltovcami a metapieskovcami, 26 – tmavé a čierne fylity s polohami kryštalických vápencov, **TRIAS:** dúbravské súvrstvie, 27 – chloriticko-sericitické fylity s polohami kryštalických vápencov a metabázik, 28 – metabázické horniny, 29 – sivozelené a svetlé bridličnaté kryštalické vápence, 30 – svetlé kryštalické vápence (25 – 30 hačavská sekvencia), **PERM:** jasovské súvrstvie, 31 – sericitické a chloriticko-sericitické fylity, 32 – metamorfované pieskovce, 33 – metamorfované ryolity a ich tufy, 34 – metamorfované oligomiktné zlepence, **MELIATIKUM – TRIAS:** 35 – serpentinity, **GEMERIKUM – PERM:** 36 – rožňavské súvrstvie, polymiktné zlepence, stredno- až hrubozrné pieskovce. Všeobecné vysvetlivky: 37 – zlomy a) zistené, b) zakryté, c) predpokladané, 38 – prešmyky, 39 – presunové línie, 40 – pramene

Fig. 3. Geological map of eastern part of the Slovak Karst (according to Mello et al., 1997 compiled by L. Tometz, 1998; modified by M. Zacharov, 2007). Explanations: **QUATERNARY –** HOLOCENE: 1 – fluvial sediments, sandy gravels, 2 – deluvial sediments, loamy-stony and stony, 3 – colluvial sediments, rill and talus fans, PLEISTOCENE: 4 – deluvial sediments, loamy and loamy–gravelous, 5 – proluvial sediments, gravels and loamy sandy gravels**, TERTIARY –** NEOGENE: 6 – Poltár Formation (Pontian), variegated clays, gravels and sands, 7 – Drienovec conglomerates (Upper Oligocene – Lower Miocene), PALEOGENE: 8 – Šomody Formation, laminated or massive freshwater limestone, **MESOZOIC – CRETACEOUS:** 9 – Miglinc white massive limestones, **SILICICUM –** SILICA NAPPE – **JURASSIC:** 10 – Allgäu beds, dark marly limestones and marls, **TRIASSIC:** 11 – Dachstein reef and lagoonal limestones, 12 – Waxeneck (Tisovec) limestones, 13 – Wetterstein reef limestone, 14 – Wetterstein lagoonal limestones 15 – Steinalm limestones, 16 – Gutenstein dolomites, 17 – Gutenstein dolomites hematitized, 18 – Gutenstein limestones (11 – 18 Facies of carbonate platform), 19 – Reifling and „Pseudoreifling" limestones, 20 – Nádaska limestones (19 – 20 Slope and basinal facies), Werfen Formation: 21 – Szin beds, shales, marlstones, limestones, 22 – Bódvaszilas Beds, variegated sandstones and shales (21 – 22 Pre-rifting stage facies), TURNAICUM – TURŇA NAPPE – **TRIASSIC, JURASSIC?:** 23 – Dvorníky Beds, shales, phyllites with intercalations of sandstones, silicites, limestones and basic volcanoclastics rocks, **TRIASSIC:** 24 – Gutenstein limestones, **BÔRKA NAPPE – TRIASSIC, JURASSIC:** 25 **–** dark and black phyllites with of metasiltstones and metasandstones, 26 – dark and black phyllites with intercalations crystalline limestones, **TRIASSIC:** Dúbrava formation, chlorite-sericite phyllites with intercalations crystalline limestones and metabasic rocks, 28 – metabasic rocks, 29 – gray-green and light shaly crystalline limestones, 30 – light crystalline limestones (25 – 30 Hačava sequence), **PERMIAN:** Jasov Formation, 31 – sericite and chlorite-sericite phyllites, 32 – metasandstones, 33 – metamorphosed rhyolites and their tuffs, 34 – metamorphosed oligomict conglomerates, **MELIATICUM – TRIASSIC:** 35 – serpentinites, **GEMERICUM – PERMIAN:** 36 – Rožňava Formation, polymict conglomerates, medium to coarse-grained sandstones. General explanations: 37 – faults a) observed, b) covered, c) inferred, 38 – reverse faults, 39 – thrust lines, 40 – springs

Obr. 4. Tmavosivý waxenecký vápenec. Foto: M. Zacharov
Fig. 4. Dark-grey Waxeneck limestone. Photo: M. Zacharov

Obr. 5. Svetlý waxenecký vápenec prestúpený systémom puklín. Foto: M. Zacharov
Fig. 5. Light-coloured Waxeneck limestone with system of joints. Photo: M. Zacharov

Obr. 6. Kataklastická brekcia waxeneckého vápenca. Foto: M. Zacharov
Fig. 6. Cataclastic breccia from Waxeneck limestone. Photo: M. Zacharov

uplatňujú zlomy – poklesy v. – z. smeru. Tieto zlomy oddeľujú mezozoikum Jasovskej planiny od Medzevskej pahorkatiny, resp. od Košickej kotliny.

GEOLOGICKÉ A TEKTONICKÉ POMERY JASKYNE

Litostratigrafia

Priestory Drienovskej jaskyne sú vyvinuté v masíve kóty Palanta (366 m n. m.), ktorej oblý chrbát má sz. – jv. priebeh (obr. 1). Masív Palanty je podľa geologickej mapy (Mello et al., 1996) tvorený v hlavnej miere waxeneckými vápencami a na úpätí juhovýchodných svahov tu zasahujú aj lagunárne wettersteinské vápence. Podľa rozsahu doteraz známych a zameraných priestorov je jaskyňa vyvinutá v centrálnej časti masívu Palanty, ktorý podľa uvádzanej mapy tvoria len waxenecké vápence. Pri speleologickom výskume (Seneš, 1956) sa zistilo, že horninový masív mimo vápencov v oblasti závalu na konci priestorov jaskyne na úrovni podzemného toku tvoria vápencové brekcie a zlepence. Prítomnosť uvedených typov sedimentov potvrdil aj neskoršími výskumami priestorov jaskyne vykonanými v rokoch 2004 – 2007 autor tohto príspevku.

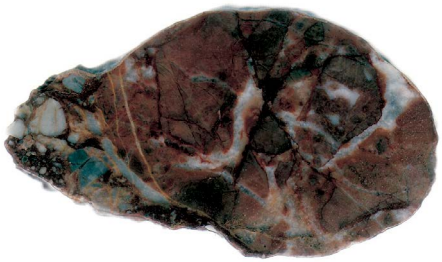
Na základe vykonaných litologických štúdií možno konštatovať, že jaskyňa je vytvorená v troch základných typoch hornín – vápencoch, zlepencoch a brekciách. Podstatná časť priestorov je vytvorená vo waxeneckých vápencoch (karn: jul – tuval) lagunárneho typu prevažne riasovo-loferitických (Mello et al., 1997). Sú to prevažne sivé až tmavosivé horniny, ktoré v niektorých častiach jaskyne prechádzajú do svetlých – bielych vápencov. Lokálne sme v nich zistili fragmenty tenkostenných lamellibranchiát, kolumnálií krinoidov a zle zachovaných foraminifer. Vápence

pôvodne masívne sú väčšinou tektonicky prepracované. Stupeň tektonického prepracovania dosahuje rôznu intenzitu. Podstatnú časť horninového masívu tvoria vápence relatívne celistvé, prestúpené sieťou prevažne vyhojených puklín mm až dm rádu (obr. 4 a 5). Pukliny sú vyhojené kalcitom viacerých generácií a v niektorých prípadoch sú sčasti vyplnené červeno a hnedo sfarbenými produktmi zvetrávania infiltrovanými z povrchu. Časť vápencov je prepracovaná na tektonické – dislokačné, resp. kataklastické brekcie, ktorých fragmentácia je veľmi variabilná. Jednotlivé fragmenty majú veľkosť od niekoľkých milimetrov až po decimetre (obr. 6). Brekcie sú prevažne nesúdržné, rozpadajú sa na jednotlivé fragmenty, ale ojedinele sa vyskytujú aj brekcie kompaktné, stmelené sekundárnym kalcitom (obr. 7). Výskyty brekcií sú viazané na zlomové štruktúry, kde vytvárajú zóny dosahujúce šírku až niekoľko metrov (obr. 8).

Zlepence tvoria obliaky rôznych typov triasových vápencov a sporadicky vápencov jury silického príkrovu s rozličným stupňom opracovania od dokonale oválnych až po polozaoblené (obr. 9 a 10). Spojivo zlepencov hnedej až červenohnedej farby predstavuje pelitický, lokálne až piesčitý materiál. Brekcie sú tvorené ostrohrannými až poloostrohrannými klastmi vápencov obdobných typov z akých sú vytvorené obliaky zlepencov (obr. 11). Ich spojivo je však svetlejšie, hnedé až svetlohnedé a má väčší podiel piesčitého materiálu. Uvedené karbonátové klastiká vytvárajú sekvenciu, v ktorej sa vzájomne striedajú polohy slabo vytriedených zlepencov a brekcií. V sekvencii prevládajú polohy zlepencov. Aj tieto horniny sú tektonicky prepracované a v zónach zlomových štruktúr z nich vznikli kataklastické brekcie (obr. 12). Rozlíšenie jednotlivých brekcií, kataklastických

Obr. 7. Kataklastická brekcia waxeneckého vápenca, tmeleného sekundárnym kalcitom. Foto: M. Zacharov
Fig. 7. Cataclastic breccia from Waxeneck limestone, cemented by secondary calcite. Photo: M. Zacharov

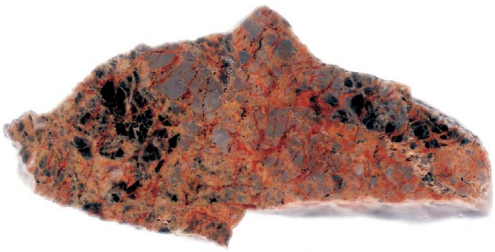
Obr. 8. Kataklastická brekcia v dislokačnej zóne v Drienovskej jaskyni. Veľkosť plochy výskytu je asi 2 × 1,25 m. Foto: M. Zacharov
Fig. 8. Cataclastic breccia in dislocation zone in Drienovská Cave. The scanned occurrence area is about 2 × 1,25 m. Photo: M. Zacharov



Obr. 9. Dokonale oválny obliak drienovských zlepencov. Foto: M. Zacharov
Fig. 9. Fully oval rounded pebble in Drienovec conglomerates. Photo: M. Zacharov

Obr. 10. Drienovský karbonatický zlepenec.
Foto: M. Zacharov
Fig. 10. Drienovec carbonatic conglomerate.
Photo: M. Zacharov

Obr. 11. Drienovská karbonatická brekcia.
Foto: M. Zacharov
Fig. 11. Drienovec carbonatic breccia.
Photo: M. Zacharov



Obr. 12. Kataklastická brekcia drienovského zlepenca.
Foto: M. Zacharov
Fig. 12. Cataclastic breccia from Drienovec conglomerate.
Photo: M. Zacharov

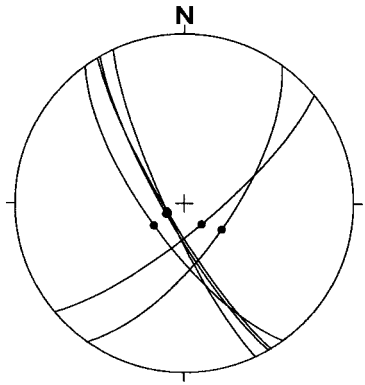
od sedimentárnych a kataklasticky prepracovaných brekcií v jaskynnom prostredí, spôsobuje značné problémy. Výskyt zlepencov a brekcií sa potvrdil v mieste ich pôvodnej lokalizácie (Seneš, 1956) a ďalší sa zistil za závalom v Mesačnom dóme, opätovne na úrovni podzemného toku. Pozícia výskytov je jednoznačne vždy viazaná na oblasti závalov, ktoré sú situované v rozsiahlych zlomových pásmach. Na základe štúdia pozície sekvencie sa zistilo, že predstavuje tektonicky výrazne ohraničený segment, v ktorého nadloží aj podloží sa vyskytujú waxenecké vápence.

Litofaciálny charakter sekvencie zlepencov a brekcií v jaskyni je vo výraznej zhode s karbonatickými klastikami v blízkom okolí jaskyne a širšom okolí obce Drienovec, ktoré Matějka (1958) nazval drienovské zlepence. Vychádzajúc z uvedených faktov zlepence a brekcie v Drienovskej jaskyni je možné zaradiť k litofácii drienovských zlepencov veku vrchný oligocén – spodný miocén (Elečko a Vass, 1997 in Mello et al., 1997).

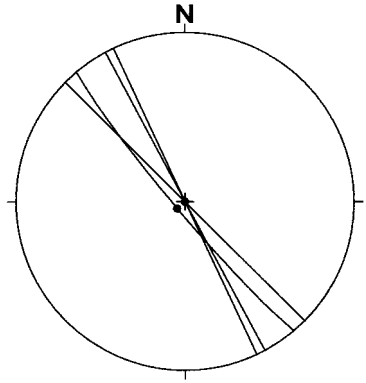
Problémom je ich pozícia medzi waxeneckými vápencami vrchnotriasového – karnského veku. Masív kóty Palanta na povrchu, v nadloží jaskyne tvoria len waxenecké vápence, čo sa potvrdilo detailným geologickým mapovaním. V okolí jaskyne sa bežne vyskytujú drienovské zlepence (obr. 3), ale sú uložené transgresívne a diskordantne na šomodskom súvrství alebo na waxeneckých vápencoch. Vzhľadom na fakt, že drienovské zlepence sú v jaskyni v tektonickej pozícii v rozsiahlom zlomovom pásme, je pravdepodobné, že do súčasnej pozície boli tektonicky „zatiahnuté“.

Tektonika

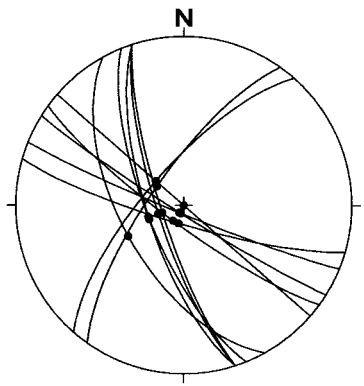
Vznik a vývoj Drienovskej jaskyne je nepochybne podmienený charakterom tektonickej stavby hačavsko-jasovskej



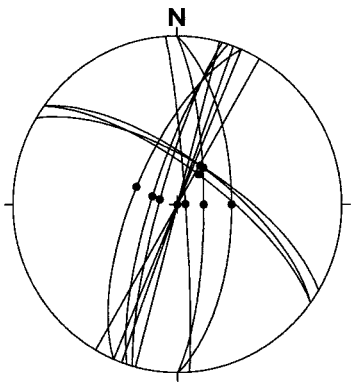
Okrsok 1. Počet meraní: 6



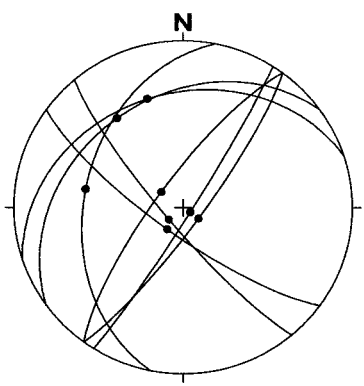
Okrsok 2. Počet meraní: 4



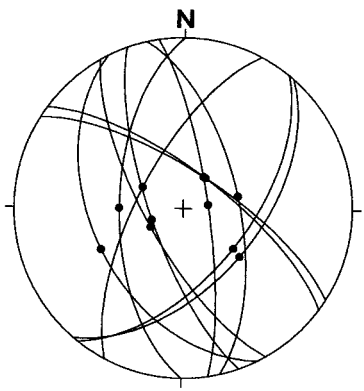
Okrsok 3. Počet meraní: 12



Okrsok 4. Počet meraní: 13

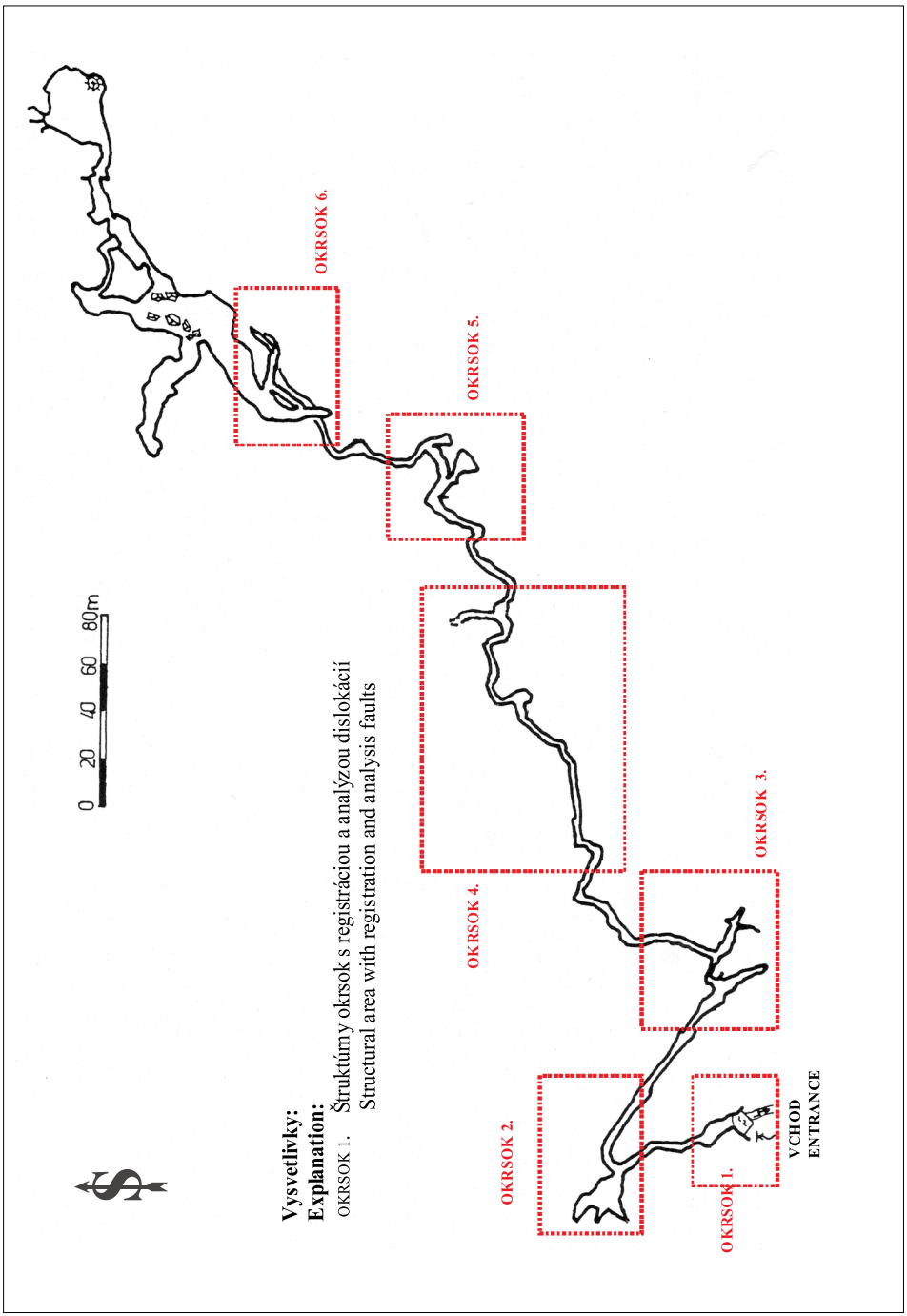


Okrsok 5. Počet meraní: 8



Okrsok 6. Počet meraní: 11

Obr. 13. Sumárne tektonogramy veľkých oblúkov smerov sklonov dislokačných plôch v jednotlivých štruktúrnych okrskoch Drienovskej jaskyne
Fig. 13. Summary fault plain´s diagrams of strike dips in particular structural areas of Drienovská Cave



Obr. 14. Schematická mapa Drienovskej jaskyne (podľa mapových podkladov skupiny SSS Speleoklubu Cassovia, zostavil M. Zacharov, 2007)
Fig. 14. Schematic map of the Drienovská Cave (after maps of SSS, Speleoklub Cassovia Group, compiled by M. Zacharov, 2007)

čiastkovej jednotky silického príkrovu. Výskum tektonických pomerov jaskyne je obťažný pre nedostatok vhodných odkryvov na štúdium štruktúrnych prvkov. Základným tektonickým prvkom, ktorý predisponoval orientáciu a rozsah priestorov sú dislokačné štruktúry. Tieto štruktúry sú v jaskyni početné, ale rozsiahle premodelované intenzívnou eróziou aktívneho vodného toku alebo prekryté sintrami. Taktiež sa nepodarilo získať indikátory pre kinematickú charakteristiku dislokácií. Štúdium dislokácií sa vykonalo väčšinou na reliktoch ich plôch. Vzhľadom na výskyt dislokácií a významnosť niektorých častí jaskyne (výrazná zmena orientácie priestorov a závalové pásma) sa štruktúrne prvky skúmali v šiestich štruktúrnych okrskoch (obr. 13 a 14). Štruktúrne štúdie boli vykonané v hlavnej časti priestorov, čiže v 1. výškovej vývojovej úrovni jaskyne. Ďalšie dve vývojové úrovne, tzv. horné poschodie, budú predmetom výskumu v ďalšej etape prác.

Na základe analýzy doteraz zistených dislokačných štruktúr je možné konštatovať, že vznik a vývoj jaskyne bol predisponovaný hlavne štruktúrami sz. – jv. a sv. – jz. smeru a v menšej miere aj s. – j. smeru. Dislokácie sz. – jv. smeru majú sčasti veľmi strmý sklon (60 – 75°) k JZ aj SV, ale ich podstatná časť je subvertikálna, resp. vertikálna (obr. 13). Uvedené dislokácie majú ojedinele azimutálnu disperziu asi 20° k Z. Podieľajú sa významne na vzniku vstupnej chodby a predných častí jaskyne analogického smeru (obr. 14). Majú dôležitú funkciu aj pri formovaní orientácie ostatných častí jaskyne, kde v miestach ich výskytu sa vytvorili výrazné kolenovité ohyby chodieb. Morfogeneticky ich predbežne začleňujeme k šikmým poklesom (rejuvenizované pôvodne prešmykové štruktúry?). Dislokácie sv. – jz. smeru sú najdôležitejšie pre vznik a vývoj jaskyne. Jej priestory sú z podstatnej časti generálne orientované sv. – jz. smerom (obr. 14). Majú tiež sčasti veľmi strmý sklon (54 –75°) k JV, ale aj SZ a ich podstatná časť je subvertikálna, resp. vertikálna (obr. 13). Ojedinele sa vyskytujú dislokácie tejto orientácie so sklonom dislokačných plôch v rozpätí 34 – 45° (obr. 13, tektonogram 5 a 6). Tieto dislokácie sa zistili v miestach rozsiahlych závalov a je pravdepodobné, že ich sklon je sekundárny, zmenšený v dôsledku poklesu a rútenia časti horninového masívu do krasových dutín. Aj ostatné vyššie uvedené dislokácie tu majú v dôsledku závalových procesov modifikovanú pozíciu. Dislokácie sv. – jz. smeru sa začínajú dôrazne uplatňovať pri formovaní priestorov až v oblasti okrsku 3 (obr. 13 a 14). Tu v mieste križovania s dislokáciami sz. – jv. smeru sa zásadne mení orientácia smeru chodieb z sz. – jv. smeru na generálny sv. – jz. smer. Považujeme ich za posuny a aj v tomto prípade je ich morfogenetické začlenenie len predbežné. Tretí typ dislokácií s. – j. smeru sa vyskytuje sporadicky, s prevažným úklonom na V. Dosahuje veľmi strmý, 70 – 78° sklon, prípadne je subvertikálny. Dislokácie sú sprevádzané zónami brekcií, bežne dosahujúcimi šírku 10 až 30 cm a ojedinele až niekoľko metrov (obr. 8). V časti dislokácií sa vyskytujú aj tektonické íly.

Vznik a vývoj priestorov jaskyne je viazaný na dislokačné štruktúry. Jaskyňa sa vyznačuje dislokačnými chodbami prevažne s lineárnym priebehom, ktoré majú vysoký a úzky profil. Sú to hlavne dislokačno-fluviokrasové a v miestach križovania dislokácií dislokačno-fluviokrasovo-rútivé chodby.

ZÁVER

Drienovská jaskyňa je prevažne vytvorená v sivých až tmavosivých waxeneckých vápencoch. Časť jej priestorov sa vytvorila v karbonatických klastikách – zlepencoch a brekciách, ktoré na základe litofaciálneho charakteru zaraďujeme k drienovským zlepencom. Vývoj a orientácia priestorov jaskyne, generálne sv. – jz. smeru, je výrazne spätá

s dislokačnými štruktúrami. Zásadný význam majú dislokačné štruktúry poklesového sz. – jv. smeru a najmä posunového sv. – jz. smeru a sporadicky s. – j. smeru, sprevádzané rozsiahlymi zónami tektonických brekcií a prizlomovej klivážovej puklinatosti. Je to dôsledok intenzívneho tektonického prepracovania horninového masívu v zóne styku významných, vyššie charakterizovaných regionálnych tektonických štruktúr, rožňavského zlomu a zlomovej zóny Darnó, ktoré sa zásadne podieľajú na jej vývoji.

Poďakovanie. Výskum geologických a tektonických pomerov Drienovskej jaskyne sa uskutočnil s podporou projektu Vedeckej grantovej agentúry Ministerstva školstva SR a Slovenskej akadémie vied VEGA č. 1/4030/07. Autor ďakuje členom Speleoklubu Cassovia Slovenskej speleologickej spoločnosti za pomoc pri terénnom výskume.

LITERATÚRA

Bella, P. – Holúbek, P. 1999. Zoznam jaskýň na Slovensku (stav k 31. 12. 1998). Dokumenty. MŽP SR, Bratislava, 268 s.

Matějka, A. 1958. Výskyt bauxitických hornín u Drienovce na jižním Slovensku. Věstník ÚÚG, 33, 4, Praha, 279–281.

Mello, J. – Elečko, M. – Pristaš, J. – Reichwalder, P. – Snopko, L. – Vass, D. – Vozárová, A. 1996. Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. MŽP SR, GS SR Bratislava.

Mello, J. – Elečko, M. – Pristaš, J. – Reichwalder, P. – Snopko, L. – Vass, D. – Vozárová, A. – Gaál, Ľ. – Hanzel, V. – Hók, J. – Kováč, P. – Slavkay, M. – Steiner, A. 1997. Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského krasu 1:50 000. Vydavateľstvo D. Štúra, Bratislava, 255 s.

Seneš, J. 1956. Výsledky speleologického výskumu Drienovskej (Šomody) jaskyne v Slovenskom krase. Geografický časopis, 8, 1, 18–26.

Sobányi, G. 1896. Die Entwicklungsgeschichte der Umgebung des Kanyaptatales. Földtani Közlöny XXVI, Budapest, 193–207.

Terray, M. 2003. Drienovská jaskyňa – výsledky posledných prieskumov. Spravodaj SSS, 34, 4, 34–35.

Zacharov, M. 1985. Geomorfologické a geologické pomery nových priestorov Drienovskej jaskyne. Spravodaj SSS, 16, 1–2, 3–7.

Zacharov, M. – Košuth, M. 2005. Výskyt sadrovca v Drienovskej jaskyni. Slovenský kras, 44, 145–153.

Zacharov, M. – Terray, M. 1987. Objav nových priestorov v Drienovskej jaskyni v Slovenskom krase. Slovenský kras, 25, 189–194.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	53 – 74	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

JASKYNNÝ SYSTÉM MESAČNÝ TIEŇ – PRVOTNÉ POZNATKY Z GEOLÓGIE, MORFOLÓGIE A GENÉZY

BRANISLAV ŠMÍDA

Speleoklub Univerzity Komenského, Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava; brano.smida@gmail.com

B. Šmída: The cave system of Mesačný tieň (Moon Shadow) – preliminary results of geology, morphology and genesis

Abstract: This research work has been carried out in the karst of Javorinská Široká massif (12 km^2) in Vysoké Tatry Mts. with special attention to some aspects of geology, sedimentology, mineralogy, hydrology and genesis of Mesačný tieň cave system which is by explored parts of 17 km length and –441 m depth the 4th longest and 2nd deepest cave in Slovakia at present. The cave was created by allochthonous and autochthonous streams mainly in a complicated 3D-phreatic zone and its character is very similar to the large high-mountain underground systems as we know it well by example from Northern Calcareous Alps near Salzburg. The potential of next discoveries is enormous in this locality.

Key words: speleology, cave system, speleogenesis, gypsum, Mesačný tieň, Vysoké Tatry Mts.

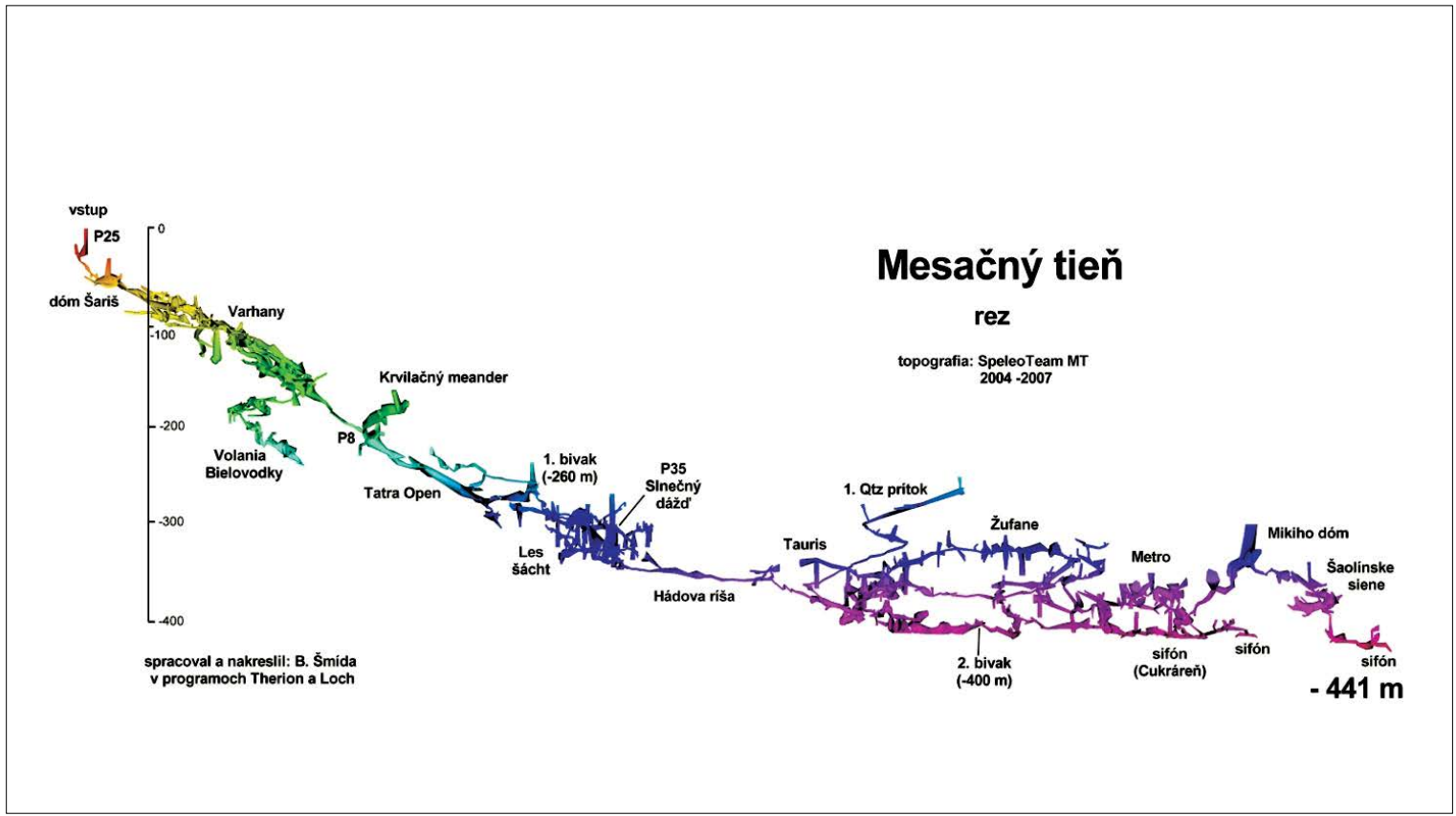
ÚVOD

Dňa 26. júna 2004 našli I. Pap a B. Šmída v záverovom kare Spismichalovej doliny vo Vysokých Tatrách nenápadný otvor do 25 m hlbokej priepasti. Po rozšírení úžiny na jej dne sa tu táto dvojica objaviteľov (aj za pomoci E. Kapuciana) prepracovala o mesiac nato postupne v ďalších zúženiach tzv. Skľučujúceho meandra do hĺbky –52 m. Na akcii 20. augusta 2004, už aj za asistencie jaskyniarky G. Majerníčkovej, sme potom prenikli do rozvetveného vysokohorského jaskynného systému, ktorý sme do konca sezóny prebádali v rozsahu 2,5 km dĺžky a –142 m hĺbky (Šmída et al., 2004; Pap a Šmída, 2004). Ďalší dobre zorganizovaný i usmerňovaný výskum, nadšené bádanie a precízne mapovanie tejto lokality viedli k závažným výsledkom: po len 3,5 rokoch od nájdenia vchodu Mesačného tieňa je jeho podzemný systém v čase zostavenia tohto príspevku dlhý už okolo 17 km a hlboký zatiaľ –441 m (obr. 1). Jaskyňa sa tak stala už 4. najdlhšou a 2. najhlbšou na Slovensku, naďalej však s veľkými perspektívami objavov v jej nespočetných pokračovaniach (Šmída a Pap, 2006, 2007; Šmída et al., 2008).

GEOLOGICKÉ POMERY SKÚMANÉHO ÚZEMIA

Do súčasnosti spoznaný rozsah systému Mesačný tieň sa nachádza v centrálnej až severozápadnej časti bloku masívu Javorinská Široká (2210 m n. m.) medzi Bielovodskou a Javorovou dolinou, ktorý má približne 12 km^2 plochy a vápencové hydrologické prevýšenie až po bázu niektorých jeho odvodňujúcich tokov viac než 900 m.

Ide o dávnejšie, ale pomerne podrobne geologicky vymapované územie, budované vysokotatranskou sekvenciou, ktorá má vo svojej stavbe okrem mezozoických hornín



Obr. 1. Rez systémom jaskyne Mesačný tieň, spracovaný v programoch Therion a Loch. Spracoval: B. Šmída, 2007
Fig. 1. Section of the Mesačný tieň cave system, generated from Therion and Loch software. Processed by B. Šmída, 2007

zabudované aj granity, ale v tektonickom nadloží karbonátov, známy je fenomén tzv. *prevrátenej vrásy* Javorinskej Širokej (napr. Andrusov, 1950, 1959; Borza, 1959; Nemčok et. al., 1993, 1994). Dva významnejšie presuny (?) kryštalinika, vrcholový hrebeň Širokej, Svišťoviek (2070 m n. m.) a Košiara (1870 m n. m.), okolo 2 km^2 plochy, a hrebeň Horvátovho vrchu (1902 m n. m.) s plochou do 0,5 km^2 tvoria porfýrické granitoidy s výrastlicami ružovočervených K-živcov, typ Goričkovej (Gorek, 1959). Pod nimi vystupuje spodnotriasové lúžňanské súvrstvie (*skýt*), tvorené najmä kremencami, prípadne kremitými pieskovcami, ktoré sú plášťom pokrývajúcim vápence na nezanedbateľnej ploche asi 1 km^2. Od juhu, od samotného kryštalinického jadra Tatier (leukokratné alebo biotitické granitoidy až tonality paleozoika) je hydrologická štruktúra Širokej limitovaná v rámci obalového tatrika okrem už spomenutých kremencov tiež spodnotriasovým súvrstvím pestrých ílovitých bridlíc, pieskovcov, slienitých bridlíc či bunkovitých dolomitov a vápencov (*verfén*). Na severe tvorí jej obmedzenie tektonický násun krížňanského príkrovu (fatrika): hlavne ramsauské dolomity (*ladin – karn*), prípadne tzv. kopienecké vrstvy (*rét – sinemúr*) v ich nadloží (organodetrické vápence, slienité bridlice atď.).

Samotné silno skrasovatené série Širokej budujú najmä strednotriasové gutensteinské vrstvy: tmavé vápence (*anis – ladin*) s dolomitizačnými prejavmi, „červíkovité" vápence. V ich nadloží vystupujú masívne organogénne jurské vápence (*doger – malm*). Nad nimi ležia potom v okrajových západných častiach masívu už len kriedové sivé bridlice, piesčité vápence a pieskovce tzv. porubského súvrstvia (*alb – spodný turón?*). Zdá sa však, že niektoré v zvyčajnom slede tatrika tu „chýbajúce členy" budú predsa len existovať, ako nás o tom presvedčujú naše vlastné povrchové zistenia rôznych, ani do jedného z týchto súvrství dobre zaraditeľných litofácií, ako aj výskyt nie práve tradičných karbonátov priamo v jaskyni Mesačný tieň (pozri v ďalšom texte). Územie by si zaslúžilo vzhľadom na naozaj zaujímavé témy ešte detailnejšie geologické zmapovanie povrchu; to však samozrejme sťažuje fyzicky obťažný reliéf, neraz nie práve priaznivé klimatické pomery (búrky, lavíny) a na značnej ploche aj glacigénny pokrov balvanito-blokových morén, zrejme z posledného zaľadnenia (Lukniš, 1973) a mladších svahových sutín a deluviálno-proluviálnych sedimentov.

ODVODŇOVANIE ŠIROKEJ

Na strmých zatrávnených úbočiach alebo v sutinovo-blokových stržiach a žľaboch, budovaných granitoidmi alebo kremencami najvrchnejšieho výškového horizontu Širokej (od 1500 do 2200 m n. m.), sa síce v čase jarného topenia snehu (z ustupujúcich firnových splazov) alebo po búrkach formujú krátke stráňové toky (s pozorovaným prietokom rádovo v litroch, či najviac prvých desiatkach l.s^{-1}), avšak tie rýchlo časom zaniknú alebo sa ponoria na styku s karbonátmi do závrtov či prepadlísk pod morénami a svahovými blokovými sutinami. Jedinými trvalejšími sú tu dva kratšie potôčiky v najvrchnejšej časti Širokej doliny, ktoré sa ponárajú rozptýlene (ale na pomerne krátkej vzdialenosti) do vápencových súvrství vo výške asi 1790 – 1800 m n. m (spolu do 10 – 50 l.s^{-1}). Nevylučujeme, že ich prameniská majú popri štruktúre kremencov a sutín granodioritov čiastočne aj krasovú zdrojnicu. Skúškami s fluoresceínom dokázali jaskyniari z oblastnej skupiny Spišská Belá v roku 1978 súvis ich ponorných vôd s mohutnou visutou vyvieračkou Úplazky vysoko vo svahu Bielovodskej doliny (1200 m n. m.). Hanzel (1987) uvádza jej výdatnosť 33,7 – 247 l.s^{-1}. Fluoresceín však bol vraj indikovaný aj vo vyvieračke Vyviory (1175 m n. m., 23,5 – 72,5 l.s^{-1}) v strednej časti Širokej doliny i vo vyvieračke neďaleko kóty 1288 v Javorovej doline (Pavlarčík, 1986). Zaujímavým javom v krase sú

Tiché pleso a Malé pleso (prvé z nich s priemerom okolo 30 m) v hornej časti Širokej doliny, asi v 1750 m n. m. Prikláňame sa k názoru Ksandra (1956), že môže ísť čiastočne o pôvodné, dnes trvalo zatopené krasové jamy (bez zreteľnejšieho odtoku). Krátky povrchový tok (s výdatnosťou niekoľko $l.s^{-1}$) sa vytvára priebežne po daždi aj v najvýraznejšom žľabe záverového karu Spišmichalovej doliny, ponára sa v sutine vo výške asi 1800 m n. m. Stálejší tok (s premenlivým prietokom, od niekoľkých $l.s^{-1}$ až po raz na jar nami pozorovaných okolo 100 $l.s^{-1}$) je v území len v spodnej časti západnej postrannej doliny Rozpadliny. Formuje sa na pokryvných albských bridliciach a pieskovcoch.

Územie je teda odvodňované najmä podzemnými cestami, a to až k bázam ho ohraničujúcich dolín Bielovodskej a Javorovej, resp. pod ne. Okrem už spomínaných vývervov sa tak deje aj vyvieračkou (s výdatnosťou asi 40 $l.s^{-1}$, v zime bez vody) medzi Tesnou jaskyňou a Jaskyňou pod Javorom (Pavlarčík, 1984) a azda aj Mokrou dierou (v 1180 m n. m.), 300 m dlhou vývervovou jaskyňou s tiahlymi sifónmi (50 – 1000 $l.s^{-1}$). Na západe, v bazéne Bielovodskej doliny, môže mať s odvodňovaním Širokej súvis zóna významných skrytých úbytkov vody z riečky hlavnej doliny a následne zase veľmi silné rozptýlené výrony prameniska Biela voda (okolo 1000 m n. m., s výdatnosťou do 800 $l.s^{-1}$), ktoré boli identifikované hydrometrovaním a potvrdené termometriou a konduktometriou (Lizoň, 1980 in Hanzel, 1987). Časť z týchto vôd môže mať autochtónny pôvod v priľahlých svahoch západného masívu Širokej, s plochou karbonátov asi 2 km^2.

KARSOLOGICKÉ A SPELEOLOGICKÉ VÝSKUMY

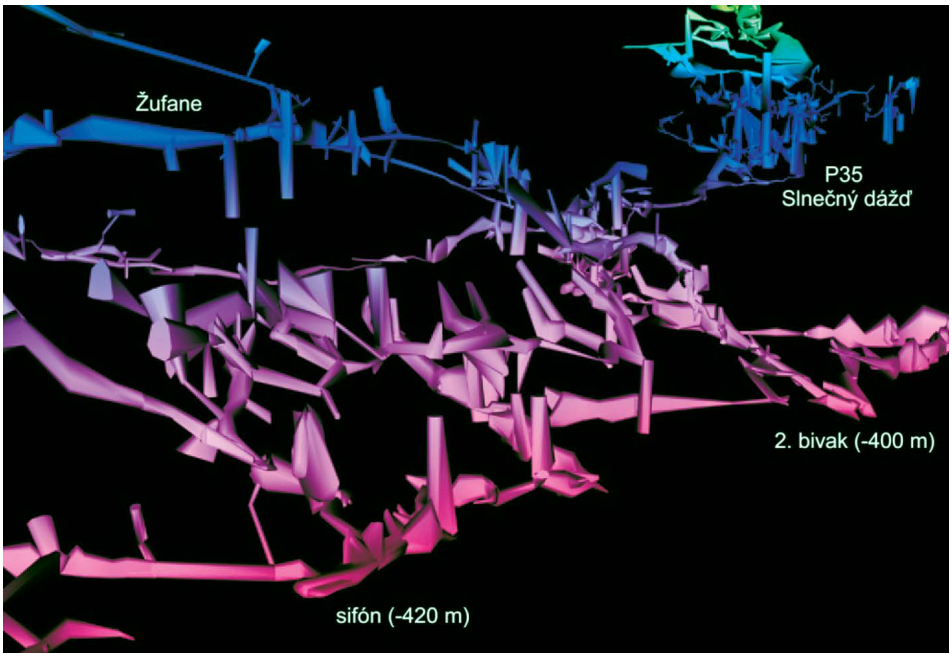
História speleologického bádania masívu Javorinskej Širokej spadá až do obdobia 17. storočia, poľský učenec M. Hrosieński tu vtedy podrobne opísal Mokrú dieru. Dôležitým medzníkom je aj práca S. Rotha (1882), zmieňujúceho sa napr. o jaskyni Kostolík. Vybranej problematike povrchových javov sa tu venovala celá plejáda geomorfológov najdôležitejšími z prác sú nepochybne obsiahla monografia M. Lukniša (1973) a jeho geomorfologická mapa Vysokých a Belianskych Tatier 1 : 50 000. Výborný historický prehľad publikovaných prác prináša napr. prehľadová štúdia S. Pavlarčíka (1984). Prieskumom jaskýň a menších priepastí sa tu v šesťdesiatych rokoch zaoberali poľskí speleológovia (Kowalski, 1957, 1960), mimoriadne cenná čo do obsahu je diplomová práca S. Pavlarčíka (1976), závažný prínos k objavom viacerých nových menších jaskynných lokalít územia tu zaznamenal svojimi akciami poľský prieskumník W. Wiśniewski (1990, 1992), na periférii územia zmapovali jaskyňu Suchú dieru bratislavskí jaskyniari, v Mokrej diere sa so závažnými postupmi ponárali speleopotápači J. Kucharovič, W. Bolek, J. Gliviak či M. Megela a ďalší, no a nakoniec v území sporadicky operujú (popri ich hlavných prioritách v protiľahlom masíve Úplaz s dnes už viac ako 8 km dlhou jaskyňou Javorinka) aj členovia Jaskyniarskej skupiny SSS Spišská Belá (sondážne práce v Prievanovej jaskyni). Fakt je ale ten, že na podzemný hydrologický systém Javorinskej Širokej v podobe naozaj veľkej jaskyne sa podarilo dostať len pred pár rokmi, a to objavmi v Mesačnom tieni (Pap a Šmída, 2004; Šmída a Pap, 2006, 2007; Šmída et al., 2004, 2008).

K METODIKE PRIESKUMOV

Po objave takej rozsiahlej, prakticky stále sa nekončiacej, fyzicky náročnej, nevľúdnej a miestami reálne nebezpečnej a zložitej vysokohorskej jaskyne sme sa v tíme členov Speleoklubu Univerzity Komenského Bratislava a jeho spolupracovníkov zamerali

prioritne najmä na základnú mapovú dokumentáciu. Mapovalo sa topofilmi francúzskej výroby, laserovými diaľkomermi i štandardnou závesnou banskou súpravou. Dnešný rozsah zmapovaných chodieb jaskyne Mesačný tieň je už viac ako 14 km, pričom sa podarilo zamerať už všetky najvýznamnejšie chodby i celý „hlavný ťah“, v mierkach vykresľovania 1 : 200 až 1 : 500. (Autor tohto príspevku sa podieľal na zmapovaní asi 80 % dnes už zameraných priestorov.) Tým sa získal podrobný výškopis, základný prehľad o morfológii, do zápisníkov sa zakreslili celé kilometre pôdorysov chodieb, ich rozvinutých rezov a na vybratých miestach aj priečnych profilov. Ku koncu roka 2007 sa celá táto topografická databáza vložila do programov Therion a Loch (http://therion.speleo.sk) a boli vyhotovené prehľadné 3D modely jaskyne, v rôznych rezoch i v pôdoryse (obr. 2).

Popritom sme na jednotlivých akciách získavali už aj prvé údaje o úklonoch a litológii hornín zistených v podzemí, o aktuálnych hydrologických stavoch, o štruktúrnych prvkoch, neotektonike a výplniach jaskyne, sledovala sa mikroklíma, študovali minerálne akumulácie (najmä výskyt a formy sadrovcov). Po tejto úvodnej fáze prieskumu sa v ďalšom období zameriame (popri vlastnom objavovaní pokračovaní a ich topografickom mapovaní) už aj na podrobnejšie geozmapovanie jaskynného systému, štúdium vytypovaných miest a profilov chodieb, ich sedimentov a mikroštruktúrnych prvkov a v širšom tíme prizvaných spolupracovníkov, špecialistov aj na iné vedné obory, napr. na stacionárny výskum klímy na vybratých stanovištiach, biospeleologický či hydrogeochemický prieskum a pod., tak, aby výsledkom celého pôsobenia bolo dôkladné



Obr. 2. Ukážka 3D modelu splete poschodí, šácht, komínov a šikmých spojovacích trubíc v okolí 2. bivaku v Mesačnom tieni v hĺbke –400 m, viac vpravo hore v pozadí je chaos šácht okolo 1. bivaku. Spracoval: B. Šmída, 2007

Fig. 2. Sample of 3D model of a maze of storeys, shafts, chimneys and inclined connection tubes around the 2nd bivouac in the Mesačný tieň in the depth of –400m, more right upwards in the background with a chaos of shafts near the 1st bivouac. Processed by B. Šmída, 2007

a komplexné karsologické zhodnotenie tejto jedinečnej lokality. Niektoré poznatky zahŕňa už aj tento príspevok.

Výskumy sa uskutočňovali počas 7 – 10 výjazdov do roka, najmä v letnom a jesennom období, na akciách sa podieľali zvyčajne 4 – 8 prieskumníci. Jednotlivé zostupové akcie boli spočiatku jednodňové, neskôr, po objavení tzv. „Novej jaskyne" vo väčších hĺbkach masívu, sme v jaskyni postupne vybudovali 2 podzemné tábory (bivaky) v hĺbkach –260 m a –400 m, ktoré sú dnes excelentne zabezpečené na príjemný pobyt a oddych tu bádajúcich speleológov. Jednotlivé prieskumné akcie, vlastne akési miniexpedície sa v jaskyni predĺžili na viacero dní (4 – 5), zatiaľ najdlhší pobyt v podzemí trval bez prestávky 105 hodín. Výskum tejto jaskyne sa financoval výlučne z privátnych zdrojov jednotlivých prieskumníkov.

STRUČNÝ MORFOLOGICKÝ OPIS MESAČNÉHO TIEŇA

Vstupný otvor jaskyne vo výške 1767 m n. m. má rozmery 1 × 1,5 m a spadá dolu 25 m hlbokou studňou k už rozšírenému zúženiu, za ktorým pokračujú ďalej do hĺbky –52 m dodnes ťažko zdolateľné (mimoriadne úzke a zalomené) kaskády tzv. Skľučujúceho meandra. Za závalmi na jeho konci sa však priestory enormne zväčšia do podoby na SV v generálnom uhle približne 30° spadajúcich paralelných galérií so závaliskovými dnami, ktoré sú široké bežne 10 – 20 m a vysoké 5 – 8 m (Pino 10, Červená galéria) (obr. 3). Tieto chodby sú navzájom poprepájané sústavou väčších siení (dóm Šariš, Varhany, sieň Juliana), niekoľkými strmými meandrami (Bukovský meander, Kameňolom, Anička), ale už aj prvými náznakmi dodnes málo v týchto relatívnych výškových horizontoch prebádaných subhorizontálnych etáží a ich paleosifonálnych kolien (napr. Južná vetva, Chodba kremenných vajec). Je tu aj jedna hlbšia priepasť (P35 m Čučoriedka)

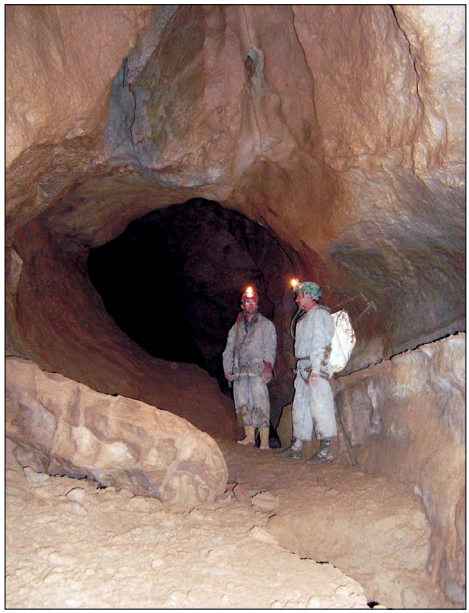
Obr. 3. Jedna z veľkých strmo klesajúcich chodieb horných častí Mesačného tieňa. Foto: M. Audy
Fig. 3. One of the big steeply descending passages of the upper parts of Mesačný tieň. Photo: M. Audy

a bezpočet oválnych trubicovitých spojok. Toto všetko je tzv. Stará jaskyňa Mesačného tieňa, ktorá mala po objave rozsah asi 2,5 km chodieb (rozkladajúcich sa v bloku asi 200 × 250 m) a hĺbku –142 m (Šmída et al., 2004).

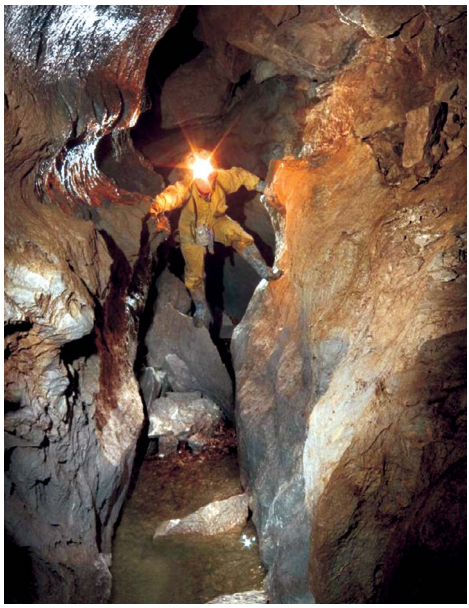
Priechod do tzv. Novej jaskyne bol objavený v lete 2005 po rozšírení prievanových zúžení v hĺbkach okolo –120 m na konci Chodby kremenných vajec (Šmída a Pap, 2006, 2007). Pokračovanie sa tu koncentruje navôkol obrovskej sieňovitej chodby Tatra Open, ktorá spadá kaskádovito v dĺžke okolo 400 m a v uhloch 30 – 40° na SSV do hĺbky skoro –300 m. Prvé z jej rozšírení je mohutným dómom 60 × 25 m, vysokým do 25 m. Najspodnejšia časť Tatra Open má zas podobu takmer 140 m (!) dlhej príkrej sieňovitej chodby, rozširujúcej sa v závere až na 30 – 50 m. (Prepočítaným objemom okolo 30 000 m^3 ju možno považovať za jeden z najväčších jaskynných priestorov na Slovensku.) Na galériu sa pripája viacero zatiaľ málo prebádaných i rozvetvených subhorizontov i meandrov (Volanie Bielovodky, Krvilačný meander, Knossos).

Ďalšia rozľahlá sieť priestranných subhorizontálnych chodieb (tzv. Pohoďáky) sa nachádza pod sieňou s 1. bivakom v –260 m (obr. 4). Chodby majú bežne šírku 2 – 5 m a výšku 3 – 8 m, sú tu aj dve väčšie siene (35 × 50 m, a dóm Nijak). Spadá z nich značné množstvo už preskúmaných šácht hlbokých 20 – 35 m (Slnečný dážď, Mesačná stvora, Elektra či zatiaľ v jaskyni najhlbšia priepasť P38 Žižkovo oko), ale je tu aj plno doteraz nezdolaných priepastí (v tzv. Lese šácht či Západná vetva) a komínov, vedúcich azda do neznámych vyšších poschodí.

Morfológia i priebeh jaskyne sa výrazne zmenia v hĺbkovom horizonte okolo –340 m. Odtoková plazivka-chodbička z dna studne P35 Slnečný dážď sa tu pripája na významnejší vodný tok a ďalej už jaskyňa pokračuje priestranným vzdušným riečiskom so zákrutami, meandrami (obr. 5) či aj drobnými kaskádami a vodo-



Obr. 4. Typický profil fosílnych poschodí stredného a spodného hĺbkového horizontu Mesačného tieňa. Foto: B. Šmída
Fig. 4. Typical profile of fossil storeys of the middle and lower deep horizon of the Mesačný tieň. Photo: B. Šmída



Obr. 5. Kaňonovitý meander na aktívnom toku v hĺbke okolo –400 m. Foto: M. Audy
Fig. 5. Canyon meander in the active watercourse in the depth of around –400 m. Photo: M. Audy

pádikmi (2 – 4 m vysokými). Kratšie sifóny v závere toku sa dajú nadchádzať vyššími úrovňami. Nad „hlavnou“ riečkou poznáme ucelenejšie zatiaľ jedno významné fosílne poschodie, tzv. Metro (priemerne o 30 m rel. vyššie), a ďalšie, asi 45 m rel. nad riečkou, vo fragmentoch. Ide o priestranné, zväčša trubicovité chodby široké bežne 3 – 8 m a vysoké 2 – 5 m, ktoré sú subhorizontálne alebo tvoria paleosifonálne kolená v amplitúdach okolo 10 – 15 m. S „hlavnou“ riečkou poniže sú poprepájané strmými krížovými meandrami, trubicovitými spojkami či šachtami, je tu veľké množstvo vysokých komínov, chodby tu majú niekde, podobne ako pri „aktíve“, miestami charakter až menších podzemných kaňonov. Na prieskum tohto segmentu systému bol v hĺbke –400 m zriadený 2. bivak. Vo vyšších úrovniach nad tokom je niekoľko väčších bočných siení (Mikiho dóm 20 × 40 m, s možno až 50 m vysokým komínom, Šaolínove siene). V hĺbke –441 m sa končí doteraz preskúmaný ťah jaskyne týmto smerom (od vchodu generálne na SSV až SV) posledným vzdušným úsekom riečiska a akiste pokračujúcim sifónom, hlbokým šikmo do vody prinajmenej ešte ďalších 6 – 7 m.

Dva iné významné segmenty jaskyne sa pripájajú na jej ťah v hĺbke –380 m. Ide o tzv. 1. Qtz prítok, tiahlu a kaskádovito stúpajúcu kompaktnú chodbu, ktorej prieskum sme ukončili predbežne vo viac než +100 m rel. nad riečiskom, a dve tiahle poschodia výškovo okolo 35 m priamo nad sebou: Žufane a vetva Zeleného psa. Tieto sú horizontálne osovo už okolo 150 m vzdialené od zatiaľ „hlavnej“ známej riečky a nie je vylúčené, že množstvo ich šácht hlbokých 20 – 40 m sa môže niekde nižšie napájať na iné, neznáme riečisko a ich komíny môžu viesť zas do iných, ešte vyšších poschodí. Obe vetvy sú doteraz málo prebádané.

GEOLOGICKÉ POMERY V JASKYNI

Vchod jaskyne je v súvrství jurských, svetlosivých až žltkavých vápencov, ktoré tvoria zrejme aj celé defilé brál vysokých 30 – 150 m na pravej strane prístupovej Spišmichalovej doliny. Vápence majú svetlosivú až belavú patinu, v spodnej časti stien sú výrazne masívne alebo hrubodoskovité, v hornej časti súvrstvia sa ich lavicovitosť zvýrazňuje. Vo svahu nad vchodom do jaskyne vidieť (aj morfologicky, zo stien a stupňovín do plynulejšieho zatrávneného svahu), že súvrstvie prechádza „vyššie“ do patinou žltkavých až okrových dolomitických vápencov (na reze tmavosivých mikritov), v ktorých „nadloží“ (tektonicky obrátený stratigrafický sled?), v prihrebeňových partiách Horvátovho vrchu sú nakoniec znovu masívnejšie, tmavosivé vápence, azda už typickej gutensteinskej litofácie. V polohovom podloží sú na tejto strane Spišmichalovej doliny ešte aj odkryvy výrazne dolomitických (až slienitých) vápencov, ktoré vystupujú aj na prakticky celej protiľahlej ľavej stráni spodnej a strednej časti Spišmichalovej doliny, až po hrebeň Úplazkov. Vo vrchnom záverovom kare Spišmichalovej doliny už na tejto strane vystupujú pomerne čisté masívne, hrubodoskovité až lavicovité vápence tmavosivej gutensteinskej fácie, v ktorých „tektonickom nadloží“ sú nad kótou Nižné Zámky (1870 m n. m.) už evidentne kremence. Na kontakte hornín je výrazné sedielko. Úklon súvrství je generálne približne 20 – 40° na SV (v záverovom kare Spišmichalovej doliny s asi 500 m priemerom dochádza smerom na juh k jeho rotácii v smere až na V).

Vstupná šachta a nasledujúce úvodné meandre jaskyne sú vyvinuté v svetlosivých masívnych alebo až laminovaných vápencoch. V hĺbke asi –50 m však začínajú prvé veľké chodby a galérie jaskyne výrazne kopírovať úklon (30° sklon na SV) veľmi významnej, akejsi kvázi nepriepustnej bázy – polohy alebo vrstvy ílovcov až bridlíc,

bordovej, prípadne zelenkavej farby. Toto súvrstvie zatiaľ nie je vekovo zaradené (na povrchu nebolo zistené vôbec), rovnako nevieme, akú by mohlo mať hrúbku (2 – 3 m či aj viac). Situácia by na prvý pohľad pripomínala výskyt spodného triasu (kampilu), avšak tu to tak isté nie je: hrubá masa opätovne v ich „podloží“ výrazne dolomitickejších vápencov vystupujúca na povrchu neindikuje práve typický triasový sled a sedimentačný vývoj.

V každom prípade ide o polohu, ktorá významnou mierou ovplyvňuje usmernenie veľkej časti chodieb jaskyne. Ílovce sú pomerne mäkké, v prstoch drobivé. Voda recentne aktivovaných občasných tokov má aj dnes tendenciu sa do nich zarezávať v podobe jarkov a žľabov, a to až do tej miery (do hĺbky aj 4 – 5 m!), že niekde aj pomerne čistý vápenec v ich nadloží zostáva korozívne postihnutý len náznakovo, vytvárajú sa ploché stropy. V sieňach jaskyne v hĺbke okolo –140 m a rovnako vo veľkej sieni 40 × 50 m tesne pred 1. bivakom v hĺbke –260 m sú priamo v nadloží týchto ílovcov dolomitické vápence, silno tektonizované, niekedy pastelovo pestrofarebné (obr. 6). Je zaujímavé, že pomaly najväčšie a široké priestory jaskyne sa sformovali v ílovcoch a takýchto dolomitických karbonátoch. V nadložných čistejších vápencoch sú chodby naproti tomu vyššie, ale krasovatenie je rozptýlené do viacerých menších kanálov a trubíc.

Šachta Slnečný dážď hlboká 35 m je vytvorená v tmavosivých až čiernych vápencoch (na povrchu so svetlosivou až belavou patinou) s rohovcovými výstupkami. Nižšie, v jej odtokovej plazivke sa znovu prechádza priamo na kontakte s bordovými ílovcami, ktoré tvoria celú pravú stenu chodbičky. V ďalšom pokračovaní je však jaskyňa sformovaná prevažne už v typických jurských kalových alebo organogénnych vápencoch dogeru – malmu. Ide o masívne, tmavosivé, svetloružové alebo hnedavé mikrity, často s typickou

Obr. 6. Nepomenovaná sieň 40 × 50 m tesne pred 1. bivakom je vytvorená v pestrofarebných ílovcoch (v podloží) a dolomitických, silno tektonizovaných vápencoch. Foto: J. Stankovič
Fig. 6. Unnamed hall 40 × 50 m close in front of the 1st bivouac is formed in variegated claystones (in the basement) and dolomitic, strongly tectonized limestones. Photo: J. Stankovič

Obr. 7. V spodnej časti systému, ktorý je sformovaný v doger-malmských vápencoch, zo stien mnoho ráz vystupujú selektívne vypreparované schránky belemnitov. Foto: J. Stankovič
Fig. 7. Selectively preserved shells of Belemnites often protrude from walls in the lower part of the system, which is formed in Doger-Malm limestones. Photo: J. Stankovič

Obr. 8. Poloha červených hľuznatých vápencov pri tzv. 1. Qtz prítoku. Foto: B. Šmída
Fig. 8. Position of red nodulated limestones close to so called 1st Qtz tributary. Photo: B. Šmída

Obr. 9. Na nepriepustnej báze kremencov sa formujú na hlavnej riečke Mesačného tieňa drobné kaskády a vodopádiky. Foto: M. Audy
Fig. 9. Tiny cascades and waterfalls are forming in the main river in Mesačný tieň on impervious basement of quartzites. Photo: M. Audy

švovou stylolitizáciou a na mnohých miestach zo stien selektívne vypreparovanými schránkami belemnitov (obr. 7) a hubkám (alebo koralom) podobnými nepravidelnými pevnými chumáčovitými útvarmi. V chodbe hlavného riečiska za 2. bivakom boli pod jedným (približne 30 m vysokým) komínom nájdené zhora spadnuté veľké bloky svetlosivého vápenca (so žltkavou až bielou patinou), ktorý má afinitu ku gutensteinskej fácii. To by odpovedalo prevrátenému vrstvovému sledu.

V chodbách Zeleného psa (v strednej časti vetvy) boli zachytené polohy typického ružovkastého krinoidového vápenca, ukloneného 20° na JJV. Rovnaká fácia, ale už aj bledosivých krinoidových vápencov (zrejme tiež doger – malm) bola nájdená aj pri konci vetvy. Zaujímavý je nález červeného hľuznatého vápenca, ktorý sa v úzkej polohe, možno len 2 – 3 m, nachádza priamo na kontakte s kremencami (!) pri vyústení chodby tzv. 1. Qtz prítoku na zatiaľ hlavný ťah jaskyne (obr. 8). Za normálnych okolností by sme uvažovali u jurskom faciálnom vývoji, ale priamy styk s horninami, ktoré sú evidentne spodnotriasové, je mätúci. Kontakt hornín tiež nevyzerá byť nejako evidentne tektonický.

Celkovú geologickú situáciu komplikujú aj samotné kremence, ktoré v niektorých pozíciách vystupujú na „hlavnom ťahu“ spodného riečiska jaskyne (práve na nich sa formujú kaskádky a menšie vodopády) a zapájajú sa tak významne k prvkom, ktoré usmerňujú skrasovatenie (obr. 9). Môže tu ísť o tektonické opakovanie celej karbonátovej série (kremence sa totiž nachádzajú aj v nadloží jaskyne, prakticky celý hrebeň Horvátovho vrchu) či zavlečenie tektonickej šupiny. Na vyšších piesčitejších horizontoch tohto súvrstvia sa vytvorili v kaskádach chodby tzv. 1. Qtz prítoku korozívne hrnce (nazvali sme ich *hniezda*) s priemerom vyše 0,5 m a rôzne zárezy, pričom vápencový strop bezprostredne nad tým je pomerne plochý. (Podobná inverzná situácia ako pri vyššie spomínaných ílovcoch.)

SINTROVÉ VÝPLNE

Sintrová či kvapľová výzdoba, taká bežná v iných slovenských jaskyniach, sa v Mesačnom tieni prakticky vôbec nevyskytuje! Dá sa povedať, že s výnimkou zopár belavých stalaktitov (dlhých najviac 10 – 15 cm) v jednom úseku vetvy Zeleného psa a pizolitických výrastkov v niektorých zmenšeniach profilov chodieb, kde vanú prievany, nieto v jaskyni poriadneho kvapľa.

FLUVIÁLNE VÝPLNE

Fluviálne sedimenty sú tu tvorené najmä riečnymi štrkmi, prevažne kremencovými alebo žulovými. V niektorých subhorizontálnych chodbách s nižšími (tlakovými) profilmi, napr. v Chodbe kremenných vajec či vo Volaniach Bielovodky, sú aj plošne

Obr. 10. Obliak granodioritu v jednom z fosílnych prítokov v závere vetvy Zeleného psa. Foto: B. Šmída
Fig. 10. Granodiorite pebble in one of fossil tributaries in the end of Zelený pes (Green Dog) branch. Photo: B. Šmída

rozsiahle koberce týchto náplavov vo frakcii 3 – 8 cm veľkých obliakov, miestami s pozoruhodne vysokým koeficientom vytriedenia a semioválnym až takmer dokonalým zaoblením. V chodbách jaskyne sa však dajú nájsť aj oveľa väčšie obliaky kremencov či granitoidov, s priemerom 30 – 50 cm (obr. 10). Na zatiaľ známom „hlavnom aktíve" jaskyne sú štrky zvyčajne v jemnozrnnejšej alebo až piesčitej frakcii. Podiel kremencov voči žule je vyšší, čo je podmienené aj vnútornými štruktúrnymi vlastnosťami hornín (hrubozrnnejšia žula sa v turbulentnom prostredí tokov samozrejme rozbije na menšie úlomky oveľa rýchlejšie). Podiel karbonátov vo fluviálnych frakciách je voči nekrasovej frakcii en bloc neporovnateľne nižší, až takmer zanedbateľný.

V niektorých zadných a najspodnejších častiach jaskyne (najmä v úzkych krížových meandroch, spájajúcich vyššie poschodia s tokom na najnižšej úrovni) sa v jaskyni našli aj obrovské „obliaky" (lepšie povedané balvany) kremencov s veľkosťou až 1 m (!), majú však oveľa menšie zaoblenie hrán, sú prevažne subangulárne (obr. 11). (Našli sme však aj takmer dokonale zaoblený obliak granodioritu s priemerom až 60 cm, bežné sú 15 – 20 cm, pri nich však predpokladáme ich zaoblenie primárne ešte v morénach na povrchu.) V týchto pozíciách pôjde najskôr o blízky bezprostredný kontakt karbonátov s kremencami a krátky, vyerodovaním priamo z podložia podmienený a dosť strmý transport tlakovou vodou v menších profiloch chodieb pri záplavách.

Psefitickú a pelitickú frakciu paleonáplavov tvoria najmä sivohnedé piesčité alebo okrovo-bledohnedé prachovito-ílovité hliny vo vyšších, fosílnych etážach. Vypĺňajú najmä najspodnejšie depresné úseky kolenovitých priehybov poschodí, najviac ak do ich prvej 1/4 výšky, prevažne však oveľa menej, a mnohé úseky chodieb majú aj úplne holé skalné dná. V prachovitejších hlinách sa tu desikáciou sformovali na niektorých

Obr. 11. Obrovský „obliak" (balvan) kremenca v jednom z vadóznych meandrov jaskyne nad 2. bivakom v –400 m. Foto: J. Stankovič

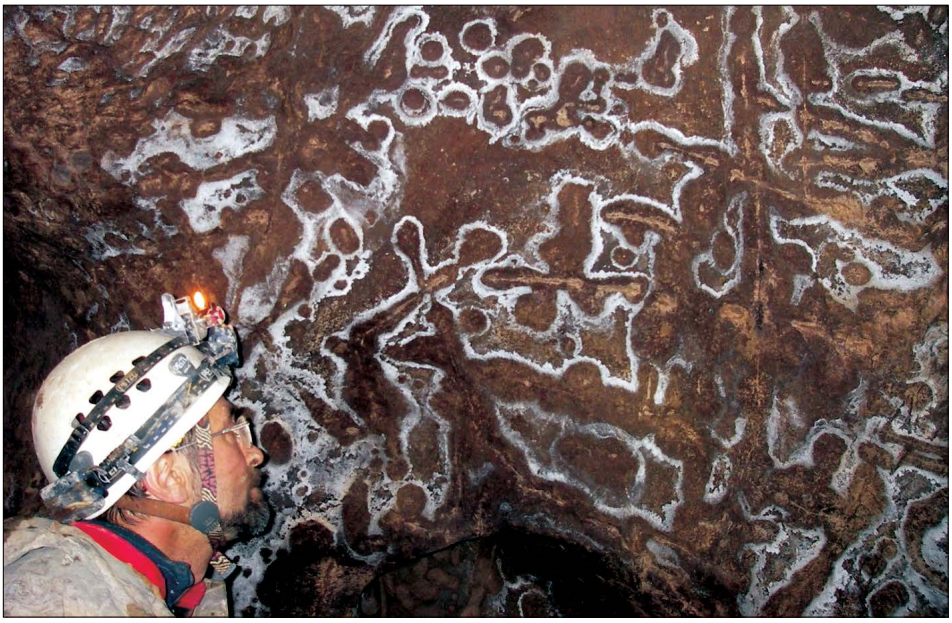
Fig. 11. Giant "pebble" (boulder) of quartzite in one of vadose meanders in the cave above the 2nd bivouac in –400 m depth. Photo: J. Stankovič

miestach bahenné praskliny, časté sú aj egutačné jamky (Hádova ríša, chodby pod sieňou Kraken) či zemné pyramídky (aj v spevnených štrkoch). Pozoruhodnými útvarmi vo vetve Zeleného psa sú akési egutačné splachové kužele (kopy), vysoké do 50 cm, ktoré vznikli inverznou egutáciou: z korozívnej diery nad nimi „vytiekla" (doslova vyšplechovala) v niektorej fáze vývinu jaskyne až do tej miery kalom obohatená voda, že namiesto zvyčajného sformovania diery v ílovitom dne nakopil výtok masy kalu kužeľ. Tieto kužele sú ďalej v detaile mikrobioturbačne prepracovávané (zrejme nejakými mikroskopickými červami): na ich povrchu sú pozorovateľné drobné dierkovanie a relikty slizu, v periférii ich bázy sa váľajú voľne zase bahenné mikropeletky. Aj v niektorých iných chodbách jaskyne je hlina povrchu hlinitých výplní pravidelne zhrudkovatená alebo zguľôčkovatená, čo tiež mohli spôsobiť popri zmenách mikroklímy aj bioturbácie.

Pozoruhodné je, že typický sypký piesok sa vyskytuje v jaskyni len v bezprostrednej blízkosti dnes aktívnej riečky.

SADROVCE

Výskyt minerálu sadrovec je jednou z najvýstižnejších charakteristík Mesačného tieňa. Jeho väčší výskyt sa dá pozorovať od asi –300 m hĺbky nižšie. Nevyskytuje sa tu síce všade, skôr len v určitých pozíciách, ale ak, tak potom kumulovane. V chodbách Pohoďáky pod 1. bivakom vytvárajú sadrovce prvé náznaky oválnych obrazcov či drobné alabastrovo biele akumulácie alebo nepravidelné povlaky vo výstupkoch stien nachýlených viac do osi chodby. No priam unikátne, dokonalé *hieroglyfy* sadrovcov je možné nájsť na veľkých plochách Hieroglyfovej chodby alebo aj v kaňonoch pod sieňou Kraken (obr. 12). V poschodí Žufane zase vytvárajú sadrovce akési vatovité nakopenia mikroihličiek, v rámci stien pri ich päte, blízko kontaktu s hlinito-piesčitými náplavmi. Bežné sú tu aj plochy ich typicky kosákovito zahnutých alebo rôzne poskrúcaných



Obr. 12. Unikátne sadrovcové obrazce v Hieroglyfovej chodbe. Foto: B. Šmída
Fig. 12. Unique gypsum figures in the Hieroglyfová Passage. Photo: B. Šmída

bielych kryštálikov, dlhých 0,5 – 1 cm. Povlakmi sadrovcov sú bohato povlečené aj niektoré hladké rúrové chodby s profilmi 1,5 – 2 m na hlavnom ťahu (napr. priamo v 2. bivaku), kde vanú jaskyňou tie najsilnejšie prievany. (Belavé sadrovcové povlaky, kôrky alebo ich poprašky indikujú v Mesačnom tieni v niektorých prípadoch zrejme aj už zaniknuté, no pôvodne akiste generálnejšie cirkulácie prievanov v minulosti – čo je v jaskyni výbornou pomôckou na vyhľadávanie smerodajných pokračovaní. Vo vetve Zeleného psa zas ich veľké hnedavé, ale aj matne priehľadné svetlé kryštály veľké až 5 – 6 cm deštruujú sifonálne náplavy: nárastmi pod hlinou ju nakypria až postupne úplne potrhajú. Na povrchu ílom potiahnutých blokov tu vyrastajú aj ich ploché nepravidelné ružice. Na hlavnom ťahu jaskyne okolo –400 m sa sadrovce vyskytujú v pásovitých formáciách blízko riečiska, zvyčajne 5 – 6 m nad riekou, a na rímsach sú dokonca vykryštalizované ich pekné biele kryštály priamo na povrchu sem priplavených obliakov kremencov. Zo sadrovca sú v jaskyni vytvorené zrejme aj drobné hríbikovité speleotémy pri riečisku neďaleko 2. bivaku, ktoré majú zaujímavý, akoby biogénne podmienený tvar (obr. 13). Problematika sadrovcov v Mesačnom tieni presahuje priestor tohto príspevku a vyžaduje si samostatné štúdium. Vo výskume sadrovcov tu budeme pokračovať.

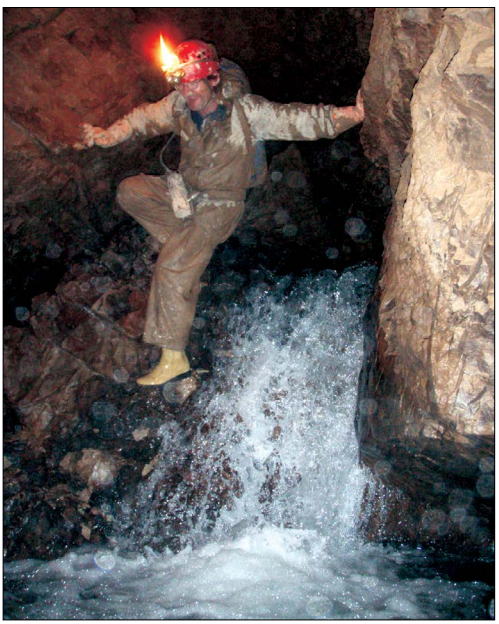
V dobrej zhode s názormi Pernu a Pozziho (1959 in Tulis a Novotný, 1989) či Pavlarčíka (1994), Zacharova (2005) a mnohých ďalších možno usudzovať, že pôvodcom síry v štruktúre tohto minerálu môže byť v Mesačnom tieni rezíduum výrazne organogénnych vápencov (malmských či až bituminóznych triasových gutensteinských karbonátov), ktorého časť sa tu po rozpustení dostane do prúdov a cirkulácií speleoaerosólov a neraz vo veľmi špecifických pozíciách sa vyzráža. Extrémne zdôraznené hieroglyfovanie sadrovcových povlakov a kôrok je v Mesačnom tieni podmienené aj štruktúrou podkladu: sadrovec sa tu vyzrážava najmä v obvodových hranách rôznych korozívnych

Obr. 13. Aj tieto hríbikovité speleotémy v hĺbke okolo –400 m sú vytvorené pravdepodobne sadrovcom. Foto: B. Šmída
Fig. 13. Also these mushroom speleothems in the depth of around –400 m are probably made of gypsum. Photo: B. Šmída

zahĺbenín čí vírových jamiek – úplne kopíruje ich obvod, zatiaľ čo ich vnútorná, zrejme viac vyhladená plocha zostáva čistá. Na ostatnej kontaktnej ploche medzi takýmito sadrovcovými okami sa vyzrážava ďalej okrem sadrovca sukcesívne zrejme už aj kalcit. Naozaj častý a bohatý výskyt sadrovca v Mesačnom tieni je v zhode s jeho hojnými náleziskami vo vysokosituovaných jaskyniach Rakúska, či v niektorých našich horských lokalitách (Stratenská j., Javorová pr., Alabastrová j. či J. mieru v Demänovskej doline). Vo všetkých týchto prípadoch sú pomerne zhodné fácie karbonátov, v ktorých sú jaskyne vyvinuté, podobná je litoproveniencia nánosov ich paleotokov a svoj význam tu zrejme má aj nižšia teplota či veľmi náhle zmeny (aj chemizmu) vnútorných cirkulácií vzduchu.

HYDROLOGICKÁ SITUÁCIA V PODZEMÍ

V jaskyni poznáme zatiaľ dva hlavnejšie toky a niekoľko ich postranných prítokov, ktorých výdatnosť či prietok vôbec závisí od aktuálnej hydrologickej situácie na povrchu. V hĺbke okolo –350 m sa príde v Mesačnom tieni na stálejšiu riečku s prietokom vždy okolo 15 – 20 pozorovaných $l.s^{-1}$. Jej kontinuum ďalej však príliš nepoznáme, a nie je vylúčené, že sa niekde nižšie (v smere na S až SV) napája na nejakú lokálnu freatickú zónu. Ďalej formuje totiž zatiaľ známe „hlavné riečisko“ jaskyne v celom objeme už len prítok vôd z chodby tzv. 1. Qtz prítoku, a nezdá sa, že by sa naň predchádzajúci tok napájal, ani skryto. Prietok riečky ďalej je pri najnižšom nami pozorovanom stave okolo 5 – 8 $l.s^{-1}$, bežne okolo 10 – 20 $l.s^{-1}$ a najviac sme tu zatiaľ evidovali odhadom 80 – 100 $l.s^{-1}$ (obr. 14). Ide však len o pozorovania počas relatívne suchších období leta, jesene alebo centrálnej zimy – počas búrok alebo jarného topenia snehu sa k priestorom navôkol riečiska samozrejme nechodieva. Nie je však vylúčené, že celkový objem prietoku na riečisku je ďalej pod 2. bivakom v –400 m aj vyšší, ale v sifonálnej prúdnici nižšie, a my poznáme len jeho najvrchnejší vzdušný preliv. Na riečisku sú súčasne stopy po vzdúvaniach sa vôd, niekde do výšky až 8 – 15 m nad normálny stav (napr. postzáplavové fluktuačné jarky a zárezy v ílovitom svahu chodby hlavného ťahu hneď za tzv. 1. Qtz prítokom, bahenné praskliny, relatívne čerstvý kal na stenách). Zaplavenie nášho 2. bivaku v –400 m v kolenovitej chodbe tzv. Tubusu, asi 8 m nad riečiskom, sme za 3 roky výskumov zatiaľ neevidovali.



Obr. 14. Na hlavnej známej riečke jaskyne počas mierne zvýšeného stavu (okolo 80 – 100 $l.s^{-1}$). Foto: B. Šmída
Fig. 14. On the main known river in cave during slightly increased flow rates (around 80 – 100 $l.s^{-1}$). Photo: B. Šmída

Popri týchto tokoch sa v niektorých častiach systému formujú, najmä pri dlhotrvajúcejších alebo prudších dažďoch, poslednom topení firnových splazov na povrchu a pod., občasné vadózne prítoky (napr. v zárezoch Južnej vetvy, pod

závaliskami pravej strany Tatra Open – tieto majú neznámy odtok v asi –300 m, v cípe siene s 1. bivakom v –260 m – voda sa tu hneď stráca v blokovisku, prítok zo zatiaľ málo preskúmaných chodieb okolo –400 m, niekoľko slabších zvodní na dnách krížových meandrov, ktoré sme zaevidovali v poschodí Metro či v Šaolínových sieňach). Zaujímavý je visutý prítok, ktorý sa pripája na „hlavnú riečku" jaskyne v hĺbke asi –390 m, ale z netradičnej pozície bloku masívu, niekde od SZ. Tieto toky mávajú 1 – 2 $l.s^{-1}$ (najviac ak do 5 $l.s^{-1}$ v prípade búrky na povrchu), inokedy takmer úplne vysychajú. V ich prípade pôjde zrejme o kratšie samostatné zvodne, v niektorých prípadoch už aj z väčších závrtov či prepadlísk pod blokovými sutinami v strednom úseku Širokej doliny. Či je tok vody z tzv. 1. Qtz prítoku (vzhľadom na objem i stálosť prietoku) tou samou vodou, čo sa ponára v Širokej doline v krátkych potôčikoch vo výške asi 1790 m n. m., sa nedá zatiaľ potvrdiť, ale ani úplne vylúčiť.

V čase posledného predletného topenia snehu na Širokej alebo pri dlhších dažďoch sa v jaskyni formujú početné skapy, najmä vo vrchných častiach do –300 m. Najviac atakovaný je v tomto smere začiatok galérie Pino10, no koncentrovane a silno prší aj v niektorých bodoch okolo záveru Chodby kremenných vajec či priamo v sieni 1. bivaku (pár metrov od stanov). V sienkach v –120 m, kde sme prenikli do tzv. Novej jaskyne sa sformoval počas jednej akcie v roku 2007 až taký silný skap, že vytvoril regulárny potôčik s prietokom okolo 3 $l.s^{-1}$ a kúsok predtým sa sformoval z plytkého blatového jazierka polosifón, ktorý sa len tak-tak podarilo pri návrate z jaskyne nadísť vyššou obchádzkou. V šachte P35 Slnečný dážď, so stabilným rozptýleným dažďom aj počas tých najsuchších období, prší pri takýchto pomeroch až tak, že už nie je príliš bezpečné ňou zliezať nižšie.

JASKYNNÁ KLÍMA

V pripovrchových partiách jaskyne sme namerali (počas vrcholiaceho leta) v dóme Šariš 3,2 °C, o niečo nižšie v Južnej vetve 3,5 °C. V zimnom období však nameral jeden z jaskyniarov v 2. bivaku v hĺbke –400 m len okolo 1 °C. Celkovo je však v spodných partiách jaskyne aj počas letného obdobia subjektívne omnoho chladnejšie ako napr. v priestoroch naokolo 1. bivaku.

Mesačným tieňom vanú na mnohých miestach prievany. Tie najsilnejšie z nich evidujeme v zmenšených profiloch prielezov, kde sa zvyčajne spájajú nejaké dva veľké, výrazne rozsiahlejšie segmenty priestorov (napr. v Kremenných vajciach, v oválnej plazivke z Tatra Open k 1. bivaku, v prieleze z 1. bivaku do nižšie ležiacich Pohoďákov). Od –120 m už vanú tieto prievany zvyčajne len smerom dolu a sú, čo sa týka intenzity, stabilné, bez poryvov. Usmernenenie prievanov okolo riečiska (napr. v plazivke odtoku pod P35 Slnečný dážď alebo v Tubuse 2. bivaku) je už najskôr zapríčinené prúdením rieky a spádom jej kaskád, ktoré strhávajú vzduch. Prievan v privchodových častiach jaskyne má veľmi nevyrovnaný charakter, čo sa týka intenzity i smeru prúdení. V novembri 2007, po prvých intenzívnejších snehových zrážkach, sme našli vchod jaskyne aj úplne zaviaty.

TEKTONICKÉ A ŠTRUKTÚRNE PREDISPOZÍCIE JASKYNE

Je pozoruhodné, ako je celá vyššia polovica známeho rozsahu systému Mesačného tieňa vyvinutá prakticky len v 30 – 40 m hrubom (!), šikmo uklonenom súvrství karbonátov (azda len s výnimkou šachty P35 Čučoriedka a segmentu meandrov vo Volaniach Bielovodky, ktoré akoby sa prerezali nižšie pod plochu tejto „dosky"). Všetky

tu sformované najväčšie siene a strmé galérie (Pino 10, Tatra Open či nepomenovaný dóm 40 × 50 m) navyše takmer absolútne kopírujú priebeh polohy pestrofarebných ílovcov spomenutej už vyššie v stati o geológii. Táto kontaktná plocha mala zásadný vplyv na to, že jaskyňa sa počas svojho najaktívnejšieho obdobia vývoja nemohla ďalej rýchlo zarezať do hĺbky, ale voda tu musela cirkulovať laterálne. Zaujímavé je tiež, že hoci nad chodbami situovanými blízko vchodu je ešte prinajmenej 150 – 200 m masívu pomerne čistých vápencov, komínov, ktoré by naznačovali existenciu vyšších šikmých poschodí, v týchto častiach príliš nieto. Na povrchu ich predsa len indikuje veľký oválny prevalený závrt s priemerom asi 25 m v kare Spišmichalovej doliny asi 80 m nad priepasťovitým vchodom jaskyne.

Výraznejšia etážovitosť sa začína v systéme až od hĺbky okolo –100 m (Južná vetva je asi 50 – 80 m pod povrchom záverovej plošinky horného karu Spismichalovej dolinky), pričom subhorizontalita sa prenáša najmä do spojovacích chodieb medzi jednotlivými šikmými galériami (napr. Varhany, Chodba kremenných vajec..., nižšie Krvilačný meander, Knossos atď.) Takto vznikla akási priestorová mriežka, ktorej motív sa prenáša ďalej až do najnižších častí jaskyne okolo –400 m. Dá sa teda očakávať, že v celom hĺbkovom horizonte asi 300 m tu bude vyvinutých nespočet ďalších etáží, úrovní či poschodí, ktoré len zatiaľ neboli objavené.

Generálny úklon šikmých chodieb sa mení v spodných častiach jaskyne na asi 30° na SZ a subhorizonty sú výrazne usmernené v líniách SV – JZ. Vyzerá to teda tak, že aj úklon generálnej, kvázi nepriepustnej bázy pod jaskyňou postupne zrotuje smerom nižšie v pôdoryse asi o 90°. Tomu nasvedčuje aj terasa v ľavej časti Širokej doliny, ktorú M. Lukniš (1973) interpretoval pôvodne ako morénový pruh; ide však o štruktúrne podmienenú vápencovú terasu, akýsi vyšší prah doliny, s ňou lineárny.

Vzhľadom na tieto poznatky môžeme predpokladať, že skoro celý krasový bazén Širokej doliny (s okolo 150 napočítanými závrtmi či prepadliskami pod balvanitými splazmi kremencov) konverguje hydrologicky k Mesačnému tieňu, a zrejme najviac napovie v tomto smere ďalší prieskum poschodia Žufane a vetvy Zeleného psa, najmä ich hypotetickej najspodnejšej úrovne na dne šácht.

Priebeh hlavných etáží spodných častí jaskyne inak pozoruhodne kopíruje aj línie tektonicky v smeroch SV – JZ podmienených žľabov východnej stráne hrebeňa Horvátovho vrchu (na kremencoch), ktoré sú evidentné aj z leteckých snímok.

NEOTEKTONICKÉ PREJAVY

Kým spodné partie systému od okolo –300 m hĺbky a nižšie sú pomerne kompaktné, vrchné priestory by sa dali charakterizovať v mnohých miestach aj ako: „Nezostal kameň na kameni!“ Ide o dôsledok prejavov neotektoniky, enormného zdvihu horstva pokračujúceho aj po sformovaní priestorov jaskyne. V Mesačnom tieni sa nachádza veľké množstvo škár, ktoré na šírku hoci 5 – 10 cm otvárajú primárne poruchy, na ktorých sa tu sformovali pôvodne kompaktné freatické trubice. Sú tu posunutia profilov týchto chodieb (niekde až 15 – 20 cm), množstvo tiahlych tektonických zrkadiel, schodíkovité či cikcakovité poruchy, niekde až úplné tektonické odseknutia (posuny) pôvodného smerného pokračovania tej-ktorej chodby. Najčastejším prejavom tu stále a naozaj enormne sa prejavujúcej neotektoniky sú však samotné dnové závaly a zlomiská chodieb (obr. 15). Ich bloky sú mnoho ráz chaoticky poprevracané a neskonsolidované. Zrejme tu dochádza popri opakovaných pohyboch v masíve aj k rúteniu do nižších, laterálne širokých etáží.

Obr. 15. Typický profil neotektonikou výrazne postihnutých chodieb horných častí Mesačného tieňa. Foto: J. Stankovič
Fig. 15. Typical profile of passages in upper parts of Mesačný tieň markedly influenced by neotectonics. Photo: J. Stankovič

V jaskyni sa prejavujú tektonické pohyby až do tej miery, že napríklad hoci jedna strana veľkej chodby je absolútne kompaktná, neporušená, s hladko modelovanými stenami, výrazným eróznym korytom a vírovými jamkami, protiľahlá už je rozlámaná do vejára odchýlených plátov horniny, ktoré visia tesne pred spadnutím. Na povrchu sú prejavy neotektoniky zreteľné napr. na priepasťovitej poruche (až –25 m), dlhej vyše 300 m, ktorá takmer kolmo pretína hrebeň nad jaskyňou alebo poruche nad nižšie položenou a dlhšie známou Spišmichalovou jaskyňou, vysokej okolo 100 m. Množstvo podobných, do hĺbky neprielezne vykliňujúcich sa škár je viditeľných aj v protiľahlej stráni karu s vchodom do Mesačného tieňa či na hrebeni Svišťoviek (v staršej geomorfologickej literatúre sa tieto a im podobné poruchy v krase Tatier považovali častokrát za mrazové jazvy).

KU GENÉZE A PERSPEKTÍVAM JASKYNNÉHO SYSTÉMU

Jaskyňa Mesačný tieň je klasickým príkladom rozsiahlych trojrozmerných vysokohorských systémov, ako ich poznáme napríklad zo švajčiarskych alebo rakúskych Álp. Jej zmapovanie a stav prieskumu nám dnes už poskytuje dostatočný priestor na úvahy, ako vznikla. V sumáre sa tu opakujú zatiaľ tieto typy podzemných priestorov:

a) široké a strmo klesajúce priestranné galérie so závaliskami – Pino 10, Tatra Open, Červená galéria,

b) subhorizontálne, miestami kolenovito poprehýbané spojovacie poschodia a etáže/ prepájajú a) v kolmých pozíciách – Pohoďáky pod 1. bivakom, Metro a Hieroglyfová chodba nad 2. bivakom,

c) prudko klesajúce šikmé, zväčša plochšie oválne trubice / prepájajú b), pokiaľ sú tie voči sebe v šikmej výškovej pozícii – množstvo šikmých chodieb medzi „hlavným riečiskom“ a poschodím Metro, pri sieni Kraken,

d) vadózne meandre / niekedy sú paralelné s a), najčastejšie však kolmo alebo v nejakom uhle narezávajú a) aj b), ide o nasledujúce genetické štádium po c) – Bukovský meander, Kameňolom, Krvilačný meander, Knossos, Južná vetva, zárezy do nižších etáží Kremenných vajec,

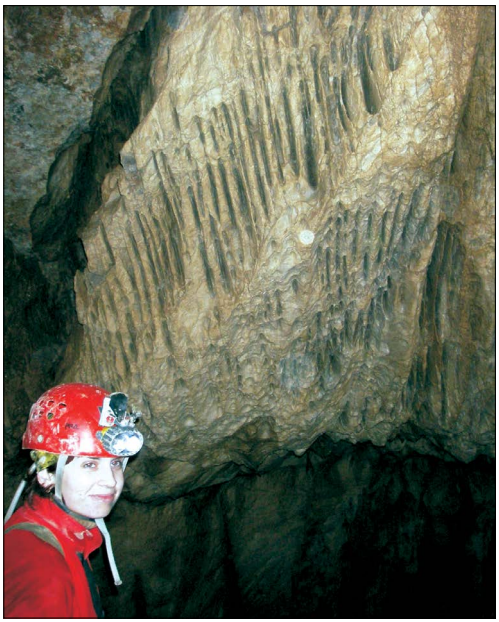
e) šachty / od 10 do 50 m hlboké, vertikálne prepájajú b), alebo b) a g), niektoré sú so spádom vody, s tiahlym meandrovitým či stupňovitým pokračovaním, iné, fosílne, majú zvyčajne súmernejšie oválny profil, niektoré komíny v jaskyni je tiež možné označiť ako „šachty“, len zospodu – vedú zrejme do vyšších poschodí – P35 Slnečný dážď, P30 Mesačná stvora, P38 Žižkovo oko,

f) veľké siene a chodbovité dómy / vznikli na križovaniach a), b), c), d) aj e) v rôznych kombináciách – Tatra Open, Mikiho dóm, sieň Kraken, Varhany,

g) aktívne riečiská (kaňonovité alebo meandrovité chodby, subhorizontálne, s menšími kaskádami) – „hlavné riečisko", riečka Hádovej ríše, chodba tzv. 1. Qtz prítoku.

Možno očakávať pokračovania veľkých šikmých galérií, ako aj obrovskú spleť meandrov, poschodí či čiastkových etáží ďalej v priestore masívu od jaskyne na SV. V bezprostrednom okolí jej známych hlavných ťahov už poznáme nástupy do desiatok nezmapovaných šácht a neprelezených prepojovacích trubíc. Takže len v tomto bloku Širokej sa dá predpokladať postupné zväčšovanie rozsahu systému na možno až dvojnásobok oproti súčasnému stavu.

Prevažná časť priestorov Mesačného tieňa vznikla v postupne poklesávajúcej freatickej zóne, pričom šikmé galérie sú v ich senilnom štádiu vývoja a kolapsov ďalej aktívne zväčšované do periférií občasnými vadóznymi tokmi, rútením splete meandrov a menších chodieb nad sebou a napokon zarezávaním sa tokov do ílovcov v ich podloží. Zdroje vôd boli najmä v postupne sa odtápajúcich firnových splazoch či búrkových vodách, ktoré dotovali prepadliská a ponorové závrty. Takéto eventy sa správali v podzemí mimoriadne náhle, prudko a vo vode bolo prenášané v suspenzii aj množstvo piesčito-ílovitej hmoty. Oscilácie lokálnych hladín pritom mohli v čase prívalov vôd dosahovať aj desiatky metrov. Ich dôkazom sú napr. postzáplavové fluktuačné žľaby (Bella a Urata, 2003) v sieni Varhany. Turbulentné prúdenia v horných častiach freatickej zóny sformovali v jaskyni často vyvinuté, niekde skoro až vertikálne (!) a hlboké korozívne zárezy a rôzne ryhy (obr. 16, 17), v subhorizontoch sa vtedy pod vodou formovali až 0,5 m veľké vírové zahĺbenia, štandardné lastúrovité jamky (*scallops*), náznaky bočných korýt i stropné pendanty. Analógiu paleovývoja jaskyne dnes môžeme sledovať v jej sifonálnej zóne na „hlavnom toku", avšak zrejme ani zďaleka nie v takej dynamickej forme, ako to mohlo byť napr. počas prechodov glaciálov do teplejších medziobdobí.



Obr. 16. Vertikálne ryhovanie pôvodnej freatickej zóny v sieňach Tatra Open. Foto: B. Šmída
Fig. 16. Vertical grooving of originally phreatic zone in the halls of Tatra Open. Photo: B. Šmída

Pozoruhodná je výrazná vergencia smerovania jaskyne na SV – ide o priam školský príklad podzemného orografického pirátstva. Mesačný tieň podchádza popod mohutný kremencový a žulový plášť Horvátovho vrchu, podíde os susednej Širokej doliny a na vzdušnú vzdialenosť 1300 m od vchodu zasahuje celkom hlboko už aj do svahov hrebeňa Svišťoviek. Zdá sa preto, že hlavné odvodňovanie tejto časti masívu by mohlo súvisieť priamo s výverom jaskyne Mokrá diera v Javorovej doline. Vzdušná vzdialenosť medzi koncovým sifónom Mesačného tieňa v hĺbke –441 m a touto vyvieračkou je stále ešte okolo

Obr. 17. Bočné ryhovanie pôvodnej vyššej freatickej zóny v hĺbke okolo –380 m, v korozívnych zárezoch je relikt ílu neseného prúdom v suspenzii. Foto: B. Šmída
Fig. 17. Lateral grooving of originally higher phreatic zone in the depth of around –380 m, with clay relict carried in the current with suspension located in corrosive notches. Photo: B. Šmída

2 km, pri prevýšení 140 m. To je dostatočné, aby tu neboli len sifóny, ale aby tu mohol existovať hoci vzdušný a dynamický zberný vodný tok, aký je napr. aj na báze jaskyne Javorinka (dokonca s vysokými vodopádmi). Sifóny v Mesačnom tieni sa nakoniec budú dať prekonať, buď speleopotápaním, alebo ich nadídením vo vyšších úrovniach. Aj z tohto pohľadu je v jaskyni zaujímavý prieskum komínov či okien v protiľahlých stenách šácht.

Autor tohto príspevku predpokladá, že „hlavný tok“ doteraz už objaveného systému Mesačného tieňa stále ešte nie je hlavnou odvodňovacou tepnou masívu Javorinskej Širokej, ale len jej prítokom (teda podzemným tokom II. rádu). Podobnej úvahe zodpovedá aj relatívne nízky a nestabilný prietok na už známom riečisku, pochádzajúci navyše z asi len jediného významnejšieho kaskádovitého prítoku, prípadne jeho drobných a málo významných prítokov v hĺbkach –350 až –400 m. Zachytené vývery v strednej časti Širokej doliny majú pomerne malú výdatnosť, a preto je nepravdepodobné, aby práve ony centrálne odvodňovali neúmerne k tomu taký obrovský vysokohorský masív. Tvoria zrejme len dodatkový preliv komplikovanej sifonálnej zóny na stykovej línii tatrika a fatrika, a primárne ich môžu dotovať rozsiahle dolomitické sekvencie krížňanského príkrovu.

ZÁVER

Jaskyňa Mesačný tieň je typickým príkladom mnohoúrovňového trojdimenzionálneho vysokohorského systému, aké sú známe z podzemia švajčiarskych alebo rakúskych Vápencových Álp. Poznáme tu zatiaľ niekoľko nezávislých menších tokov, spájajúcich

sa do freaticko-vadóznej zóny. Prejavy neotektoniky sú vo vrchných, starších častiach jaskyne miestami priam enormné. Lokalita je výnimočne chudobná na štandardnú sintrovú výzdobu, no na druhej strane veľmi bohatá na výskyt pestrej sadrovcovej mineralizácie. Je v nej známych niekoľko výraznejších tiahlych úrovní, poukazujúcich na pôvodné paleofreatické horizonty, ktoré svedčia o epizodickom zdvihu bloku masívu Javorinskej Širokej. Tie sú v jaskyni poprepájané hustou spleťou šikmých eliptických alebo oválnych trubíc, postupne vadóznym zahlbovaním reformovaných do podoby vysokých meandrov alebo nakoniec až šácht, spájajúcich etáže nad sebou. Najväčšie priestory tu vznikli laterálnou koróziou na kontaktoch karbonátov s nekrasovými ílovcami. Priblížiť sa reálnejšie k modelu vývoja tejto rozsiahlej jaskyne však bude možné až po ďalšom komplexnom speleologickom, štruktúrno-tektonickom, morfogenetickom a hydrogeologickom výskume a jej pokračujúcom topografickom mapovaní, naplánovanými tímom jaskyniarov zo Speleoklubu Univerzity Komenského, jeho spolupracovníkmi zo Slovenskej speleologickej spoločnosti a prizvanými vedeckými inštitúciami aj na nasledujúce obdobie.

LITERATÚRA

Andrusov, D. 1950. Tektonická stavba masívu Širokej (Vysoké Tatry). Geologický sborník, 1, 1, Bratislava, 19–31.

Andrusov, D. 1959. Prehľad stratigrafie a tektoniky druhohorného pásma masívu Vysokých Tatier na území Slovenska. Geologický sborník, 10, 1, Bratislava, 97–132.

Bella, P. – Urata, K. 2003. Fluktuačné záplavové a postzáplavové vertikálne žľaby v jaskyniach – základné poznatky a typológia. Aragonit, 8, Liptovský Mikuláš, 10–14.

Borza, K. 1959. Geologicko-petrografické pomery mezozoika Belanských Tatier a masívu Širokej. Geologický sborník, 10, 1, Bratislava, 133–170.

Gorek, A. 1959. Prehľad geologických a petrografických pomerov kryštalinika Vysokých Tatier. Geologický sborník, 10, 1, Bratislava, 13–88.

Hanzel, V. 1987. Puklinovo-krasové vody Belianskych a Vysokých Tatier. Slovenský kras, 25, Martin, 65–82.

Kowalski, K. 1957. Práce polských speleologů na Slovensku. Československý kras, 10, Praha, 35–36.

Kowalski, K. 1960. Činnost polských speleologů v r. 1958. Československý kras, 12, Praha, 245–247.

Ksandr, J. 1956. Krasové zjevy v Tatrách. Ochrana přírody, 11, Praha, 206–214.

Lukniš, M. 1973. Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia. SAV, Bratislava, 376 s.

Nemčok, J. et al. 1993. Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1:50 000. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava, 135 s.

Nemčok, J. et al. 1994. Geologická mapa Tatier 1:50 000. Geologický ústav D. Štúra, Bratislava.

Pap, I. – Šmída, B. 2004. Jaskyňa Mesačný tieň. Krásy Slovenska, 81, 11–12, Bratislava, 30–31.

Pavlarčík, S. 1984. Speleologický výskum krasových javov obalovej jednotky severnej strany Vysokých Tatier. Slovenský kras, 22, Martin, 41–67.

Pavlarčík, S. 1986. Podzemné hydrologické systémy Vysokých Tatier. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 17, 1–2, Liptovský Mikuláš, 51–56.

Pavlarčík, S. 1994. Nález sekundárneho sádrovca v Alabastrovej jaskyni v Belianskych Tatrách. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 25, 1, Liptovský Mikuláš, 25–28.

Roth, S. 1882. Die Höhlen der Hohen Tatra und Umgebung. Jahrbuch d. Ung. Karpathen-Vereines, 9, Kesmark, 333–356.

Šmída, B. – Pap, I. – Kapucian, E. 2004. Mesačný tieň – nový jaskynný systém Vysokých Tatier. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 35, 3, Liptovský Mikuláš, 3–17.

Šmída, B. – Pap, I. 2006. Mesačný tieň (–433 m/9 km), objav 2. najhlbšej jaskyne na Slovensku. In Bosák, P. – Novotná, J. (Eds.): Speleofórum, 25, Praha, 52–56.

Šmída, B. – Pap, I. 2007. Mesačný tieň (17 km/–441 m), pokračujúce objavy v dnes už 2. najhlbšej a 4. najdlhšej jaskyni Slovenska. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 38, 4, Liptovský Mikuláš, 4–22.

Šmída, B. – Pap, I. – Jindra, K. 2008. Jaskyňa Mesačný tieň vo Vysokých Tatrách: 3,5 roka od objavu = už 17 km postupov a hĺbka –441 m. In Bosák, P. – Novotná, J. (Eds.): Speleofórum, 27, Praha. 104–108.
Wiśniewski, W. 1990. Nowe jaskinie w Tatrach Wysokich (Śladami Hrosieńskiego). Eksplorancik, 15, 1, Kraków, 22–42.
Wiśniewski, W. 1992. Po stopách hľadačov pokladov (Nové jaskyne vo Vysokých Tatrách). Spravodajca SSS, 23, 2, Liptovský Mikuláš, 9–13.
http://www.mesacnytien.sk
http://www.suk.sk

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	75 – 86	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

KORÓZNE ŠIKMÉ FACETY A ICH MORFOGENETICKÉ ZNAKY VO VZŤAHU KU GENÉZE BELIANSKEJ JASKYNE

PAVEL BELLA[1], ARMSTRONG OSBORNE[2]

[1] Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovenská republika; bella@ssj.sk

[2] Faculty of Education & Social Work, A35, University of Sydney, NSW 2006, Australia; a.osborne@edfac.usyd.edu.au

P. Bella, A. Osborne: Corrosion facets and their morphogenetic features in relation to the speleogenesis of Belianska Cave, Slovakia

Abstract: Belianska Cave is one of the most remarkable caves in Slovakia due to its morphology and genesis. Several investigations over the last decade have gradually revealed its complex genetic history. These studies have focussed on the lithological, structural-tectonic and geomorphologic setting of the cave; cave morphology and the composition and dating of cave sediments. Oval halls with large cupolas and oval passages are the dominant morphological features of the inclined multiple branched cave, which is vertically dissected by several steep chimneys and shafts. Some smaller morphological forms are also significant for the reconstruction of cave genesis or its partial developmental phases. The paper deals with facets or planes of repose developed in the lower parts of the walls of halls and inclined passages, in some places below lateral water-level notches. These downward-inclined smooth surfaces formed by solution under slowly circulating or stagnating water conditions, possibly assisted by an accumulation of insoluble rock residues. Facets are positive morphological features reflecting older phreatic and younger epiphreatic phases of cave development.

Key words: geomorphology, cave morphology, corrosion facets, planes of repose, speleogenesis, Belianska Cave

ÚVOD

Z hľadiska svojráznej speleogenézy Belianska jaskyňa patrí medzi najvýznamnejšie podzemné krasové javy na Slovensku. V posledných rokoch sa v jaskyni uskutočnili viaceré výskumy, ktoré iniciovala Správa slovenských jaskýň v Liptovskom Mikuláši. Zamerali sa na litologické, štruktúrno-tektonické i geomorfologické pomery, ako aj na zloženie a datovanie jaskynných sedimentov (Pruner et al., 2000; Pavlarčík, 2002; Bella a Pavlarčík, 2002; Zimák et al., 2003; Głazek et al., 2004; Hlaváč et al., 2004; Bella et al., 2005, 2007; Kicińska a Głazek, 2005). Na ich základe sa postupne dotvára celkový obraz o komplikovanej viacfázovej a viacprocesovej genéze tejto pozoruhodnej jaskyne v horskej sústave Západných Karpát. Belianska jaskyňa je národnou prírodnou pamiatkou v Národnej prírodnej rezervácii Belianske Tatry na území Tatranského národného parku.

V nadväznosti na doterajšie štúdie o morfológii a genéze Belianskej jaskyne sa v predloženom príspevku prvýkrát opisujú korózne šikmé facety, ktoré poukazujú na čiastkové fázy koróznej freatickej i epifreatickej modelácie podzemných priestorov. Terénny výskum spojený s dokumentáciou týchto geomorfologických foriem vykonali autori príspevku koncom júla a začiatkom augusta 2005.

MORFOLÓGIA A GENÉZA JASKYNE – PREHĽAD ZÁKLADNÝCH ÚDAJOV

Belianska jaskyňa je vytvorená v strednotriasových gutensteinských vápencoch krížňanského príkrovu na východnom okraji Belianskych Tatier neďaleko styku s Popradskou kotlinou, nad osadou Tatranská Kotlina na pravej strane doliny Bielej. Podzemné priestory jaskyne dosahujú dĺžku 3641 m a výškový rozdiel 160 m. Ich vznik podmienili najmä medzivrstvové plochy vápencov, menej tektonické poruchy (Pavlarčík, 2002).

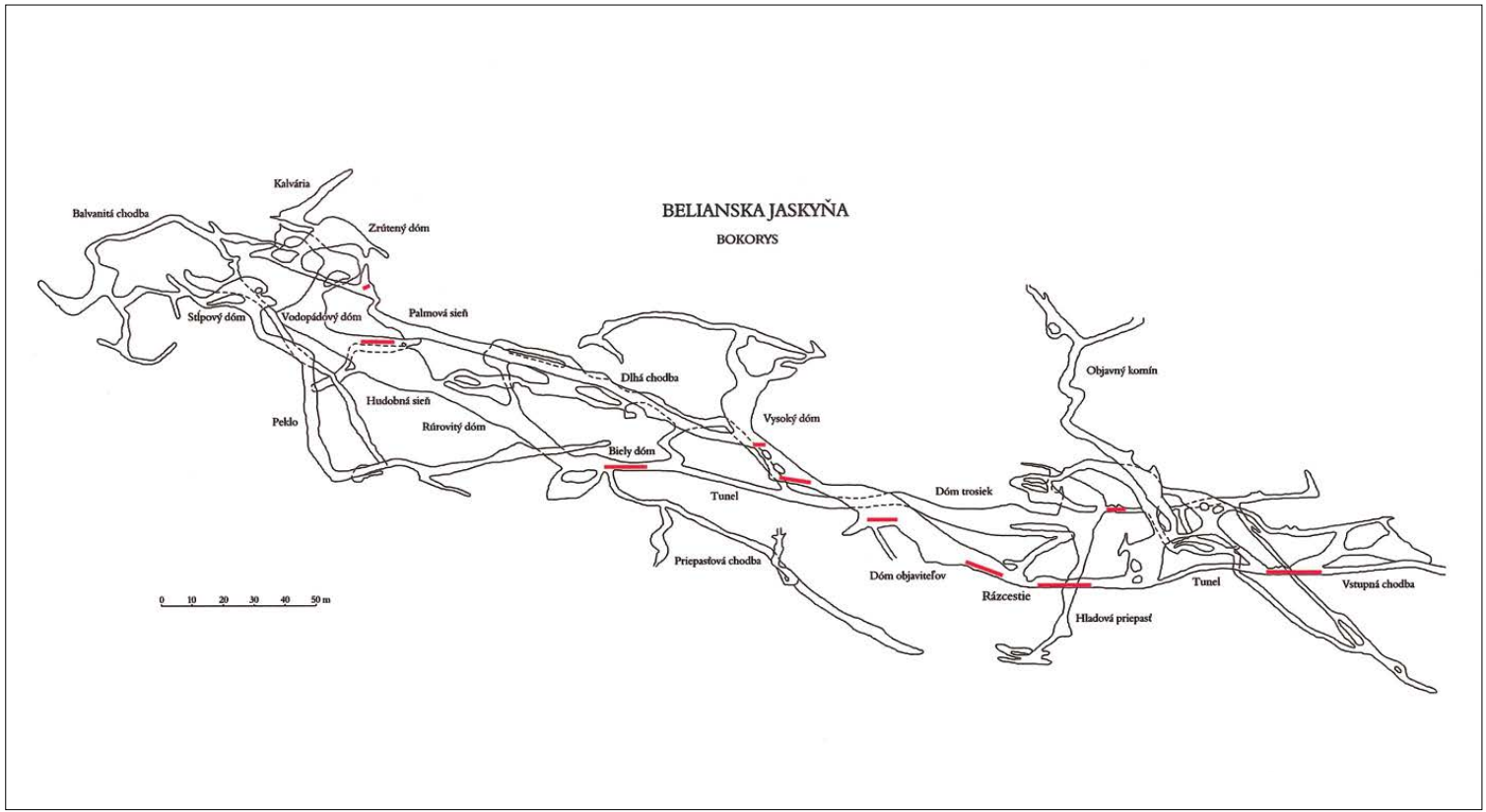
Morfologicky jaskyňa pozostáva z dvoch hlavných, na sever klesajúcich vetví, ktoré sa začínajú vetvením v hornej subhorizontálnej časti jaskyne a čiastočne sa spájajú v jej dolnej, takisto sčasti subhorizontálnej časti (obr. 1). Východná vetva je vo vyššej pozícii ako západná vetva. Do dolnej vstupnej časti jaskyne, prístupnej prerazeným tunelom, ústi komín vedúci od pôvodného vchodu situovaného 82 m nad terajším vchodom. Podzemné priestory jaskyne tvoria najmä korózne dómy a siene, resp. šikmé priestranné chodby nadobúdajúce rozmery dómovitých a sieňovitých priestorov. Ich stropy sú rozčlenené vysoko zahĺbenými kupolami. Vyskytujú sa aj strmé rúrovité chodby vytvorené najmä pozdĺž medzivrstvových plôch. Vertikálnu členitosť jaskyne dotvára niekoľko priepastí a komínov. Subhorizontálne úseky v hornej i dolnej časti jaskyne sa vytvárali v nadväznosti na dlhodobejšie fázy stagnácie piezometrického povrchu podzemných vôd. Najmä dómy a siene sú miestami výrazne remodelované rútením.

Prvotné freatické podzemné dutiny sa vytvárali koróziou i tlakovým prúdením vôd, čo na viacerých miestach dokladajú mohutné stropné kupoly (Bella a Pavlarčík, 2002; obr. 2). Hlavné časti jaskyne pravdepodobne vznikli pôsobením vôd, ktoré prenikali z povrchu a miešali sa s hlbšími vodami v čase, keď pôvodne rozsiahlejšia plošina Kobylieho vrchu nad jaskyňou sa rozčleňovala zahlbovaním doliny Bielej (Droppa, 1959; Bella a Pavlarčík, 2002). Na prvotný vývoj jaskyne možno vplývali aj vody hlbinného pôvodu vystupujúce pozdĺž podtatranského zlomu, ktorý podmienil tektonický výzdvih Tatier (Głazek et al., 2004; Bella et al., 2005, 2007) a začal sa pred 10 – 15 mil. rokov (Kráľ, 1977; Kováč et al., 1994).

Počas vývoja jaskyne sa podzemné priestory do značnej miery vyplnili jemnými sedimentmi, ktoré boli neskôr takmer úplne vyplavené v epifreatickom, a najmä vadóznom režime. V jemnozrnných sedimentoch sa striedajú normálne a inverzne magnetizované zóny (Pruner a kol., 2000; Pruner a Bosák, 2001). Ich usporiadanie svedčí o veku vyššom ako 1,77 Ma (horná hranica epochy Olduvai) a môžu patriť až k epoche Gilbert (cca 4,18 – 6,15 Ma). Sintrové kôry na povrchu niektorých profilov majú vek vyšší ako 1,25 Ma (Bosák et al., 2004) a obsahujú palynospektrá spodnopliocénneho veku. Subaerické sintrové kôry uložené na výrazne erodovaných jemnozrnných klastických sedimentoch majú vek okolo 4 – 5 Ma (Bella et al., 2007).

V súvislosti s prehlbovaním doliny Bielej od konca treťohôr poklesávala hladina podzemnej vody, na čo v jaskyni miestami poukazujú horizontálne zárezy v skalných stenách (Bella a Pavlarčík, 2002). Neskoršie prítoky vôd do jaskyne čiastočne remodelovali skôr vytvorené podzemné priestory. Účinkom prúdiacej vody sa miestami vytvorili lastúrovité jamky (*scallops*), ktoré však okrem hornej chodby v dolnej časti jaskyne sa vyskytujú viac-menej sporadicky. V súčasnosti sa priesakové vody zo zrážok sústreďujú na dne priepastí v najnižších častiach jaskyne, kde vytvárajú občasné potôčiky.

Na základe morfológie podzemných priestorov i vysokého veku ich výplní možno predpokladať, že najstaršie časti Belianskej jaskyne sú hypogénneho pôvodu (pozri Klimchouk, 2007) a vzhľadom na súčasnosť sa vytvárali v odlišných geomorfologických a hydrogeologických podmienkach.



Obr. 1. PozdĺŽny rez Belianskej jaskyne s vyznačením miest výskytu koróznych šikmých faciet (topografický podklad: jaskyniarska skupina SSS Spišská Belá, 1976 – 2007; M. a Ľ. Plučinský, 2006 – 2007)

Fig. 1. Longitudinal section of Belianska Cave showing the location of facets (topography: Speleological Club SSS Spišská Belá, 1976 – 2007; M. and Ľ. Plučinský, 2006 – 2007)

Obr. 2. Mohutná členitá stropná kupola v Dóme objaviteľov. Foto: P. Bella
Fig. 2. Large dissected ceiling cupola in Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers). Photo: P. Bella

GEOMORFOLOGICKÉ TVARY AKO INDIKÁTORY PODMIENOK A PROCESOV GENÉZY JASKYNE

Komplexnejšia rekonštrukcia genézy jaskyne okrem datovania sedimentov závisí aj od skúmania morfológie podzemných priestorov a morfostratigrafie skalných tvarov. Okrem hlavných skalných tvarov v Belianskej jaskyni, ktoré jej podzemiu na mnohých miestach dávajú bizarnú scenériu, treba na základe detailnejších geomorfologických pozorovaní preskúmať aj niektoré ďalšie tvary, ktoré dotvárajú celkový morfologický obraz jaskyne a indikujú určité podmienky a procesy genézy jaskyne, resp. fázy jej vývoja. Medzi takéto geomorfologické tvary, ktoré sa v Belianskej jaskyni zatiaľ neopísali, patria korózne šikmé facety poukazujúce na freatickú i epifreatickú modeláciu jaskyne v podmienkach pomaly prúdiacej až stagnujúcej vody.

Predložený príspevok o koróznych šikmých facetách tematicky nadväzuje na štúdiu o morfológii a genéze Belianskej jaskyne od Bellu a Pavlarčíka (2002), ktorá podáva základné morfogenetické vzťahy medzi morfológiou jednotlivých tvarov jaskynného georeliéfu a podmienkami i procesmi ich genézy.

KORÓZNE ŠIKMÉ FACETY – NÁZORY NA ICH GENÉZU

Šikmé ploché povrchy faciet predstavujú morfoskulptúrne formy jaskynného georeliéfu. V zahraničnej speleogeomorfologickej literatúre sa označujú ako *Facetten* alebo *planes of repose*. Názory na ich genézu nie sú zjednotené a rozlišujú sa šikmé

facety vytvorené bez a za účasti akumulácie jemných sedimentov. *Facetten* sa vytvárajú koróziou rozpustných hornín v stagnujúcom vodnom prostredí usmernenou konvekciou vody. Podľa Kempeho (1970), resp. Kempeho et al. (1975) v chodbách so zarovnaným stropom (*Laugdecken*) sú šikmé ploché skalné steny zbiehajúce sa ku dnu (*Facetten*) vytvorené konvekčným prúdením vody od stropu nadol, t. j. korózne sa rozširujú paralelne so šikmými a plochými stenami vytvorenými v ich prvotnom vývojovom štádiu.

Planes of repose vznikajú v podmienkach pomalej cirkulácie vôd, keď akumulácia nerozpustných zvyškov prekáža koróznemu rožširovaniu dna a šikmých stien (približne so sklonom 45° a menším) v zaplavenej časti jaskynných priestorov (Lange, 1963, 1968; Goodman, 1964; Lukin, 1967 in Andrejčuk, 1992). Usadzovanie jemných sedimentov usmerňuje pôsobenie korózie nad horný okraj ich pokryvu, kde sa strmé vyššie časti skalných stien postupne rozširujú do bočného zárezu, až kým novovytvorený skalný podlahový povrch zárezu nenadobudne sklon, na ktorom sa začnú usadzovať sedimenty zastavujúce koróziu (Lange, 1963).

V podzemných priestoroch so šikmými plochými skalnými stenami (*Facetten*), ktoré sa vytvorili konvekčným prúdením vody pozdĺž stien od stropu nadol (Kempe, 1970; Kempe et al., 1975), sa jemné sedimenty mohli usadiť až po vytvorení týchto skalných tvarov. Gripp (1912) však v sadrovcových jaskyniach vznik *Facetten* vysvetľuje ako dôsledok rozpúšťania podľa gradientu koncentrácie chemického zloženia vody (rýchlejšie rozpúšťanie je v hornej, menej nasýtenej zóne vodného prostredia ako v jeho nižších častiach). Lange (1963) podotýka, že tento mechanizmus vytvárania šikmých skalných stien je možný v podmienkach takmer stagnujúcej vody a extrémne rozpustných hornín. Takisto Rainboth (1971) poukazuje na korózne zväčšovanie povrchu faciet v šikmom smere odspodu nahor.

Terminológiou koróznych šikmých faciet v slovenskej speleogeomorfologickej literatúre sa zaoberá Bella (2007).

VÝSKYT A MORFOLÓGIA KORÓZNYCH ŠIMÝCH FACIET V JASKYNI

V dolnej časti Belianskej jaskyne sa šikmé facety vyskytujú vo Vstupnej chodbe a na Rázcestí, ako aj vo vyššej chodbe pri priepasti medzi Dómom trosiek a Šikmým dómom. V hornej východnej chodbe sa pozorujú v Dóme objaviteľov, medzi Dómom objaviteľov a Vysokým dómom, ako aj v šikmej bočnej chodbe s vadóznym kanálikom pri tuneli medzi Palmovou sieňou a Zbojníckou komorou. V hornej časti Dómu objaviteľov sa šikmé facety vytvorili na oboch protiľahlých spodných častiach skalných stien, ktoré sa zbiehajú do stredu podlahy (obr. 3). V dolnej západnej vetve sú v spodnej časti Vodopádového dómu, v Galérii (aj s viac-menej zarovnaným stropom), Hudobnej sieni, Rúrovitom dóme, ako aj pod zarovnaným stropom na severovýchodnom okraji Bieleho dómu na prechode do Hlinenej chodby (obr. 4). Miniatúrne facety sa vytvorili aj v spodných častiach výklenkov vyhĺbených v skalných stenách dómov a siení (obr. 5). Sklon šikmých skalných povrchov opisovaných faciet je zväčša 40° až 45°, miestami i nad 45° (najmä v menších stenových výklenkoch).

Na viacerých miestach jaskyne jednoznačne vidieť, že šikmé facety predstavujú korózne povrchy, ktoré sa nevytvorili pozdĺž, ale naprieč vrstvových plôch vápencov. V hornej časti Dómu objaviteľov, na jeho východnej strane pri otvore vedúcom do strmej rúrovitej chodby zv. Čertovo hrdlo šikmé facety zrezávajú vrstvy vápencov, ktoré majú rozdielny smer sklonu, ako je sklon faciet (obr. 6). Aj na západnej strane spodné časti stien

Obr. 3. Korózne šikmé facety na východnej strane Dómu objaviteľov. Foto: P. Bella
Fig. 3. Facets on the eastern side of Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers). Photo: P. Bella

tohto dómu tvoria šikmé facety, ktoré však majú opačný smer sklonu (obr. 3). Tieto facety so sklonom 40° až 45° sa viac-menej zhodujú so smerom sklonu vrstiev vápencov, ktoré majú väčší sklon (52° až 54°; merania v priestore pod betónovými schodami vedúcimi nahor z hornej časti Dómu objaviteľov). Podobne na východnej strane Vstupnej chodby korózne šikmé facety pretínajú vrstvové plochy vápencov, kým na protiľahlej, západnej strane šikmé skalné povrchy sledujú sklon vrstiev vápencov (obr. 7).

Šikmé ploché skalné povrchy faciet sú miestami rozčlenené plytkými žliabkami vytvorenými v smere spádnice (obr. 4B). Vznikli pomalým koróznym vyleptávaním vápenca následkom stekania vody a vodou nasiaknutého kalu po šikmom skalnom povrchu. Jemné sedimenty pokrývajúce skalné povrchy faciet bývali zaplavované v súvislosti s kolísaním vodnej hladiny v jaskyni. Avšak už v čase freatického vývoja jaskyne alebo jej častí, keď sa v stálom vodnom prostredí tvorili skalné povrchy faciet, akumulované jemné sedimenty sa siestami mohli gravitačne nadol zosúvať, a tým do skalného podkladu vyhlbovať plytké žliabky.

Obr. 4. Korózne šikmé facety na protiľahlých spodných častiach stien v Dóme objaviteľov (A – východná strana, B – západná strana). Foto: P. Bella
Fig. 4. Facets on the lower parts of opposite walls in Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers; A – eastern side, B – western side). Photo: P. Bella

Obr. 5. Korózne šikmé facety pod hladinovým zárezom na severovýchodnom okraji Bieleho dómu. Foto: P. Bella
Fig. 5. Facets below a watertable notch on the northern-eastern side of Biely dóm (White Dome). Photo: P. Bella

Obr. 6. Miniatúrne korózne šikmé facety v spodnej časti stenového výklenku medzi Dómom objaviteľov a Vysokým dómom. Foto: P. Bella
Fig. 6. Miniature facets in the lower part of the wall niche between Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers) and Vysoký dóm (High Dome). Photo: P. Bella

Obr. 7. Korózne šikmé facety zrezávajúce vrstvy vápencov na východnej strane Dómu objaviteľov. Foto: P. Bella
Fig. 7. Facets intersecting limestone beds on the eastern side of Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers). Photo: P. Bella

MORFOGENETICKÉ ZNAKY KORÓZNYCH FACIET VO VZŤAHU K SPELEOGENÉZE JASKYNE

Protiľahlé šikmé, nadol zbiehajúce sa skalné steny sú v jaskyniach známe v chodbách so zarovnaným stropom (chodby trojuholníkového alebo lichobežníkového, nadol zužujúceho sa priečneho profilu), ako aj v chodbách alebo sieňach s oválnym klenbovitým stropom. Vytváranie *planes of repose* v kruhovitých a eliptických rúrovitých chodbách vyplnených vodou Lange (1963, 1968) vysvetľuje už spomenutým protipôsobením korózie a akumulácie jemných sedimentov v podmienkach pomalého prúdenia až stagnácie vody.

V Belianskej jaskyni sa na mnohých miestach, vrátane šikmých chodieb, dómov a siení so stropnými kupolami, zachovali jemnozrnné klastické sedimenty, najmä ílovité a menej piesčité. Väčšinou predstavujú nepremiestnené alebo preplavené rezíduá, ktoré sa vytvorili selektívnym rozpúšťaním karbonátových hornín rady vápenec-dolomit a usadili sa v stagnujúcom vodnom prostredí (Hlaváč et al., 2004). Dolomity sa vyskytujú v horných častiach jaskyne nad gutensteinskými vápencami (Pavlarčík, 2002).

V Belianskej jaskyni sa korózne šikmé facety vyskytujú v troch základných morfologických podobách a zoskupeniach, ktoré poukazujú aj na morfostratigrafické súvislosti alebo následnosti vývoja týchto geomorfologických foriem:

1. Šikmé plochy faciet v spodných i vyšších policovitých častiach stien kupolovitých siení alebo oválnych chodieb sa zväčša končia ostrou hranou, nad ktorou sú previsnuté skalné steny pokračujúce do horných častí dómov, siení alebo chodieb (Dóm objaviteľov, medzi Dómom objaviteľov a Vysokým dómom, šikmá bočná chodba pri tuneli medzi Palmovou sieňou a Zbojníckou komorou). Podobne sú ohraničené aj vnútrovýklenkovité miniatúrne facety vzhľadom na klenbovitý strop s menšími oválnymi vyhĺbeninami (v stenových výklenkoch medzi Dómom objaviteľov a Vysokým dómom). Líniový kontakt horného okraja faciet a spodného okraja nadfacetových skalných povrchov býva horizontálny, šikmý, zväčša však krivoľaký s nadol alebo nahor zasahujúcimi výbežkami vyčnievajúcich skalných povrchov. V prípadoch, keď facety a nadfacetové skalné povrchy nie sú oddelené bočným laterálnym zárezom vytvoreným pozdĺž vodnej hladiny, facety sa vytvárali v čase úplného vyplnenia podzemných priestorov vodou spolu s ostatnými tvarmi koróznej modelácie.

2. Ostrú morfologickú hranicu medzi zahĺbeným horným okrajom neskôr vytvorenej facety v nadväznosti na vodnú hladinu podzemného jazera a starším povrchom skalnej steny dvíhajúcej sa do staršej stropnej kupoly vidieť v hornej časti Dómu objaviteľov. Takáto morfostratigrafická následnosť sa pozoruje nielen v spodných, ale miestami aj vo vyšších policovitých častiach stien kupolovitých siení alebo oválnych chodieb, kde sú zreteľné horizontálne laterálne zárezy medzi facetami a vyššími viac-menej členitými skalnými povrchmi (nad Hudobnou sieňou na prechode do hornej časti Galérie, obr. 8). V takýchto prípadoch šikmé ploché skalné povrchy faciet sú stupňovito zahĺbené vzhľadom na vyššie členité skalné povrchy.

3. Korózne šikmé facety pod horizontálnym bočným hladinovým zárezom, resp. korózne zarovnaným stropom na severovýchodnom okraji Bieleho dómu na prechode do Hlinenej chodby (obr. 2) sa vývojovo i geochronologicky viažu na epifreatickú modeláciu v nadväznosti na fázy stagnácie vodnej hladiny v rámci jej etapovitého poklesávania v závislosti od zarezávania doliny Bielej. Vzhľadom na kupolovité tvary dominujúce v jaskyni, facety vytvorené pod bočnými hladinovými zárezmi sú z mladších vývojových fáz jaskyne.

Výskyt koróznych šikmých faciet v Belianskej jaskyni poukazuje na vývojové fázy, keď jej podzemné priestory boli úplne alebo čiastočne vyplnené pomaly prúdiacou až viac-menej stagnujúcou vodou s akumuláciou jemných sedimentov. Keďže v západnej vetve jaskyne sa medzi Hudobnou sieňou, resp. Rúrovitým dómom a Hlbokým dómom vyskytovala freatická slučka vplývajúca na prúdenie vody, šikmé facety sa vytvorili najmä v hornom úseku tejto vetvy. Šikmé facety v spodných častiach jaskyne sú v subhorizontálnych chodbách, ktoré sa vytvorili v nadväznosti na etapovité prehlbovanie doliny Bielej.

Obr. 8. Korózne šikmé facety (A) a vrstvové plochy vápencov (B) vo Vstupnej chodbe. Foto: P. Bella
Fig. 8. Facets (A) and bedding-planes of limestone (B) in Vstupná chodba (Entrance Passage). Photo: P. Bella

Obr. 9. Korózne šikmé facety zahĺbené pod vyšším stupňovitým skalným povrchom v priestore nad Hudobnou sieňou pri hornej časti Galérie. Foto: P. Bella
Fig. 9. Facets deepened below upper stair-step rock surface in the site above Hudobná sieň (Music Hall) near the upper part of Galéria (Gallery). Photo: P. Bella

Na postupnosť viacfázovej modelácie jaskynných priestorov poukazuje morfológia, resp. morfostratigrafia priečneho profilu bočnej strmej chodby pred prerážkou zo strany Bieleho dómu, v hornej časti ktorého sú nepravidelné korózne tvary s nižšími postrannými šikmými facetami dole prehĺbené mladším oválnym žľabom s lastúrovitými jamkami (*scallops*).

ZÁVER

V nadväznosti na doterajšie štúdie o morfológii a genéze Belianskej jaskyne (Droppa, 1957; Bella a Pavlarčík, 2002; Głazek et al., 2004; Bella et al., 2005, 2007) nami opísané korózne šikmé facety sú ďalším morfologickým indikátorom genézy väčšiny jej podzemných priestorov v pokojnom vodnom prostredí s akumuláciou jemných klastických sedimentov.

Morfostratigrafická pozícia šikmých faciet vzhľadom na priľahlé, resp. susedné geomorfologické formy poukazuje na morfogenetické súvislosti, ktoré sa udiali vo freatickej a epifreatickej fáze vývoja určitých častí jaskyne:

1. Ak sa korózne šikmé facety vyskytujú pod mohutnými stropnými kupolami v spodných častiach kupolovitých siení alebo šikmých oválnych chodieb bez výrazných laterálnych zárezov medzi facetami a vyššími nefacetovanými skalnými povrchmi, vytvorili sa koróziou vo freatických podmienkach pomaly cirkulujúcej až stagnujúcej vody, pravdepodobne už v čase modelácie dominujúch kupolovitých tvarov, keď podzemné priestory boli úplne vyplnené vodou.

2. Výskyt koróznych šikmých faciet pod horizontálnymi bočnými hladinovými zárezmi poukazuje na epifreatické podmienky ich koróznej modelácie v mladších fázach vývoja jaskyne, keď sa v nej vyskytovala voľná hladina podzemnej vody.

LITERATÚRA

Andrejchuk, V. 1992. O proischoždenii poligonalnych sečenij peščernych chodov. Izučenije uraľskich peščer, doklady 2. i 3. konferencii speleologov Urala. Perm, 103–105.

Bella, P. 2007. *Scallops*, *transverse flutes*, *Laugfacetten* a *solution bevels* v slovenskej speleogeomorfologickej terminológii. Aragonit, 12, 33–37.

Bella, P. – Bosák, P. – Głazek, J. – Hercman, H. – Kadlec, J. – Kicińska, D. – Komar, M. – Kučera, M. – Pruner, P. 2007. Datovanie výplní Belianskej jaskyne: geochronologické záznamy jej genézy. Abstrakty, 6. vedecká konferencia „Výskum, využívanie a ochrana jaskýň", Ždiar 1. – 5. 10. 2007. Aragonit, 12, 127–128.

Bella, P. – Bosák, P. – Głazek, J. – Hercman, H. – Kicińska, D. – Nowicki, T. – Pavlarčík, S. –Pruner, P. 2005. The antiquity of the famous Belianska Cave (Slovakia). In Bosák, P. – Motyčka, Z. (Eds.): Czech Speleological Society 2001–2004. Praha, 54–55.

Bella, P. – Osborne, A. 2007. Korózne šikmé facety a ich morfogenetické znaky vo vzťahu k speleogenéze Belianskej jaskyne. Abstrakty, 6. vedecká konferencia „Výskum, využívanie a ochrana jaskýň", Ždiar 1. – 5. 10. 2007. Aragonit, 12, 132.

Bella, P. – Pavlarčík, S. 2002. Morfológia a problémy genézy Belianskej jaskyne. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 3. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 22–35.

Bosák, P. – Pruner, P. – Kadlec, J. – Hercman, H. – Schnabl, P. 2004. Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku. Etapová zpráva č. 4. MS, Geologický ústav AV ČR pro Správu slovenských jaskýň, 405 s.

Droppa, A. 1959. Belanská jaskyňa a jej kras. Šport, Bratislava, 136 s.

Ford, D. C. – Williams, P. W. 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London – Boston – Sydney – Wellington, 601 p.

Głazek, J. – Bella, P. – Bosák, P. – Hercman, H. – Pruner, P. 2004. Geneza i wiek Jaskini Bielskiej. Materialy 38. Sympozjum Speleologicznego, Sekcja Speleologiczna PTP, Zakopane, 41–42.

Goodman, L. R. 1964. Planes of repose in Höllern, Germany. Cave Notes, 6, 3, 17–19.

Gripp, K. 1912. Über den Gipsberg in Segeberg und die in ihm vorhandene Höhle. Hamburg wissenschaftliche Anstalten, 30, 6, 35–51.

Hlaváč, J. – Zimák, J. – Štelcl, J. 2004. „Jeskynní hlíny" zpřístupněných jeskyní Nízkých a Belianských Tater. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 4. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 89–94.

Kempe, S. 1970. Beiträge zum Problem der Speläogenese im Gips unter besonderer Berücksichtigung der Unterwasserphase. Die Höhle, 21, 3, 126–134.

Kempe, S. – Brandt, A. – Seeger, M. – Vladi, F. 1975. "Facetten" and "Laugdecken", the typical morphology of caves developing in standing water. Annales de Speleology, 30, 4, 705–708.

Kicińska, D. – Głazek, J. 2005. Mineraly ciezkie w osadach Jaskini Bielskiej. Materialy 39. Sympozjum Speleologicznego, Sekcja Speleologiczna PTP, Starbienino, 34.

Klimchouk, A. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrological and Morphogenetic Perspective. National Cave and Karst Research Institute, Spec. Pap., 1, Carlsbad, N. M., 106 p.

Kováč, M. – Kráľ, J. – Márton, E. – Plašienka, D. – Uher, P. 1994. Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geologica Carpathica, 45, 2, 83–96.

Kráľ, J. 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geologica Carpathica, 28, 2, 267–276.

Lange, A. 1963. Planes of repose in caves. Cave Notes, 5, 6, 41–48.

Lange, A. 1964. Solution bevels in limestone caves. Cave Notes, 6, 5, 34–38.

Lange, A. 1968. The changing geometry of cave structures. Part III: Summary of solution processes. Caves and Karst, 10, 3, 29–32.

Lauritzen, S.-E. – Lundberg, J. 2000. Solutional and erosional morphology. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. – Palmer, A. N. – Dreybrodt, E. (Eds.): Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, U. S. A., 408–426.

Pavlarčík, S. 2002. Geologické pomery východnej časti Belianskych Tatier a ich vplyv na vývoj Belianskej jaskyne. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 3. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 15–21.

Pruner, P. – Bosák, P. 2001. Palaeomagnetic and magnetostratigraphic research of cave sediments: theoretical approach, and examples from Slovenia and Slovakia. Proceedings, 13th International Congress of Speleology, vol. 1, Brasilia, 94–97.

Pruner, P. – Bosák, P. – Kadlec, J. – Venhodová, D. – Bella, P. 2000. Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku. In Bella, P. (Ed.): Výskum, ochrana a využívanie jaskýň, 2. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 13–25.

Reinboth, F. 1971. Zum Problem der Facetten- und Laugdeckenbildung in Gipshöhlen. Die Höhle, 22, 3, 88–92.
Zimák, J. – Štelcl, J. – Zelinka, J. – Hlaváč, J. 2003. Přirozená radioaktivita horninového prostředí Belianské jeskyně. Aragonit, 8, 26–29.

CORROSION FACETS AND THEIR MORPHOGENETIC FEATURES IN RELATION TO THE SPELEOGENESIS OF BELIANSKA CAVE, SLOVAKIA

Summary

Belianska Cave is located on the northern slope of Kobylí Hill (1,109 m) in the eastern part of Belianske Tatra Mountains, near Tatranská Kotlina Village (Tatra National Park) in northern Slovakia. The cave is mainly developed in the Mid Triassic Gutenstein limestone of Krížna Nappe (Droppa, 1959; Pavlarčík, 2002). With a length of 3,504 m and a depth range of 160 m it is the longest cave in the Belianske Tatra Mountains. It is a vertical-horizontal multiple branched cave, with extensive vertical dissection.

The cave consists of two irregularly north-south trending branches joined at their northern, lower ends. The eastern branch has higher elevation than the western branch. In some places, vertical and steeply sloping chimneys and shafts extend from the branches. High ceiling cupolas penetrate the ceilings of phreatic corrosion domes and halls and large inclined passages. Sub-horizontal segments in the upper and lower parts of the cave developed during long-lasting phases of epiphreatic watertable stagnation. Horizontal wall notches at several levels resulted from solution during phases of watertable lowering in the cave related to phases of downcutting of Biela Valley (Bella & Pavlarčík, 2002). Later water inflows into the cave partially remodelled primary phreatic morphologies. These water inflows formed some large tubular passages. At present, meteoric waters seeping into the cave are cumulating into occasional streamlets at the bottom of shafts in the lower parts of the cave.

Belianska Cave was significantly filled with fine-grained clastic sediments, mainly during the phreatic phase. These sediments were largely washed out during younger epiphreatic and vadose phases. Normal and reverse magnetized zones alternate in remnants of the sediments (Pruner et al., 2000; Pruner & Bosák, 2001). Their configuration indicates as age older than 1.77 Ma (the upper boundary of Olduvai epoch), but the sediments can be related to Gilbert epoch (ca 4.18 – 6.15 Ma). Speleothem crusts on the surface of some profiles are older than 1.25 Ma (Bosák et al., 2004). Palynospectrumes of Lower Pliocene age are included in the speleothems. The age of subaerial speleothems deposited on the eroded surface of the fine-grained clastic sediments is approximately 4 to 5 Ma (Bella et al., 2007). Several original ceiling and wall surfaces of domes and halls have been remodelled by block and slab breakdown. The presence of specific morphological features and the old age of the sediments indicate a hypogene origin for the cave.

Cave morphological forms (speleogens) are significant indicators of the conditions and processes of speleogenesis. The spectrum of meso, micro and nanoforms of cave georelief (large cupolas, ceiling pockets, bell holes, ceiling channels, water-table notches, scallops, rills, below-sediments pits and others) has been characterized in previous studies on the morphology and genesis of Belianska Cave (Droppa, 1957; Bella & Pavlarčík, 2002; Głazek et al., 2004; Bella et al., 2005, 2007) is completed by examining the inclined facets described in the article. They are additional morphological indicators for the genesis of major segments of the cave in calm and stagnant water conditions with an accumulation of insoluble fine-grained clastic sediments.

Well-developed inward-sloping smooth walls (Facetten in the sense of Kempe et al., 1975 or planes of repose in the sense of Lange, 1963) generally maintain a slope of approximately 40 – 45 degrees, independent of dip of bedding-planes in the walls. The inclination of limestone beds in the Dóm objaviteľov (Dome of Discoverers) in Belianska Cave is 52 – 54 degrees. Facets formed by solution during slow water circulation, when the accumulation of insoluble residues created a barrier for widening the floor and sloping walls in flooded part of cavities (in the sense of Lange, 1964). These smooth corrosion forms are developed also on the opposite sides of passages, halls and domes discordant to the inclination of beds. Facets in the cave are developed on the walls below cupolas in several domes, halls and in other parts of the cave with smooth walls. Facets are also visible in the lower part of wall niches.

The morphostratigraphic position of solution facets in relation to adjacent or neighbouring morphological forms reflects some morphogenetic coherences that originated in the phreatic and epiphreatic phases of development of parts of the cave: (1) If facets occur on the lower parts of cupola-like halls or inclined oval passages without lateral notches between facets and upper non-smooth rock surfaces, they probably formed by solution in phreatic conditions of slowly moving or stagnant water, together with a formation of dominant cupola-like cavities when cave spaces were fully filled by water. (2) Facets occurring below lateral water-table notches indicate formation under epiphreatic conditions in younger phases of cave development.

Facets in the upper segment of the western branch were formed when the phreatic loop influenced water circulation between Hudobná sieň (Music Hall) and Hlboký dóm (Deep Dome). Facets in lower parts of the cave occur in subhorizontal passages that developed during the phased downcutting of the Biela Valley.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	87 – 97	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

KRYŠTÁLY KALCITU V KALCITOVEJ JASKYNI 1 A 2 NA POLUDNICI, NÍZKE TATRY

MONIKA ORVOŠOVÁ[1], VRATISLAV HURAI[2]

[1] Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš; orvosova@smopaj.sk
[2] Geologický ústav Slovenskej akadémie vied, Dúbravská cesta 9, 845 05 Bratislava; geolvrah@savba.sk

M. Orvošová, V. Hurai: Calcite Crystals from Kalcitová Cave No. 1 and 2 on Poludnica Hill, Nízke Tatry Mts.

Abstract: A fossil cavern with calcite crystals of 10 – 20 cm size (rarely up to 30 cm) was found in the Kalcitová Cave No. 1 (cave length 11.1 m), which is situated in the uppermost rock cliffs on Poludnica Hill (1,548 m above sea level) of the Nízke Tatry Mts., Slovakia. The cave follows N – S-trending fault roughly parallel with rock cliffs of Poludnica Hill, and is developed in Triassic limestones and dolomites of Gutenstein type. Hydrothermal karstification resulted in a typical spherical cavern with smaller corroded spherical cavities. Giant calcite crystals with spherical shapes are arranged along dissolution cavities of the cavern. Interiors of crystals are oscillatory zoned. Fluid inclusion microthermometry data and stable isotopic evidence demonstrate the hydrothermal origin of calcite crystals. The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of calcite did not show any significant changes along crystal growth zones ($\delta^{13}C$ –6.2 to –4.7 ‰ V-PDB, $\delta^{18}O$ –20.3 to –18.8 ‰ V-PDB, except for sinter crust overgrowing the crystal on its surface, with $\delta^{13}C$ –7.6 ‰ and $\delta^{18}O$ –7.2 ‰ V-PDB). Homogenization temperatures of the aqueous two-phase (liquid+vapour) inclusions are clustered mostly between 75 and 85 °C, with the total range between 54 and 90 °C. Deep circulation of heated meteoric water was connected with regional S – N-trending fault framework, probably reactivated during Palaeogene-to-pre-Pliocene times. The Kalcitová No. 1 and No. 2 Caves represent another product of hydrothermal karstification in the region of the Nízke Tatry Mountains. Later phreatic/vadose speleogenesis was not significant in the studied caves, and their hydrothermal character was well preserved.

Key words: hydrothermal paleokarst, hydrothermal calcite, C and O stable isotopes, fluid inclusions, Nízke Tatry Mts., Slovakia

ÚVOD

Vo vrcholovej časti skalného brala vrchu Poludnica (1548 m n. m.) v najsevernejšom výbežku Nízkych Tatier sa našla hydrotermálna paleokrasová kaverna s kryštálmi kalcitu veľkosti 10 – 20 cm (ojedinele nad 30 cm). Fosílna kaverna tvorí záver chodby Kalcitovej jaskyne 1, ktorá je dnes jednou z dvoch samostatných jaskýň v minulosti prepojených chodbou do jedného celku. Kaverna s kalcitmi a relikty krátkych chodieb so vzácne zachovanými kalcitovými kryštálmi v ich strope predstavujú zriedkavý výskyt hydrotermálnych jaskýň (Dublyansky, 1997), ktoré neboli modelované vodou v priebehu neskoršej mladšej speleogenézy. Relikty jaskýň s kryštálmi kalcitov sú zvyškami prívodných dráh vystupujúcich horúcich roztokov (hydroterm), ktoré cirkulovali kedysi v horninovom masíve vo veľkých hĺbkach. Ich vznik je výsledkom paleokrasových hydrotermálnych procesov, datovaných pred súčasnú geografickú morfológiu územia a jej neotektonické procesy.

Kalcity svojimi nezvyčajnými morfologickými formami a rozmermi kryštálov predstavujú unikátnu mineralogickú lokalitu a sú ďalším príkladom hydrotermálneho procesu, ktorý sa zdá byť v oblasti krasu pohoria Nízkych Tatier bežnou súčasťou krasovatenia (Orvošová et al., 2004; Orvošová a Moravanský, 2008). Väčší význam hydrotermálneho krasovatenia sa v súčasnosti predpokladá aj pri vzniku niektorých jaskýň v alpskej oblasti (Audra et al., 2006). Predmetom tohto článku je podrobný opis kryštálov kalcitu, výsledky mikrotermometrických meraní ich fluidných inklúzií a geochemická charakteristika. Štúdium kalcitových kryštálov ako jedných z mála zachovaných informácií paleokrasovej periódy spolu so štruktúrnou geológiou (výsledky budú predmetom samostatného článku) sa pokúsia objasniť vývoj krasu v Nízkych Tatrách.

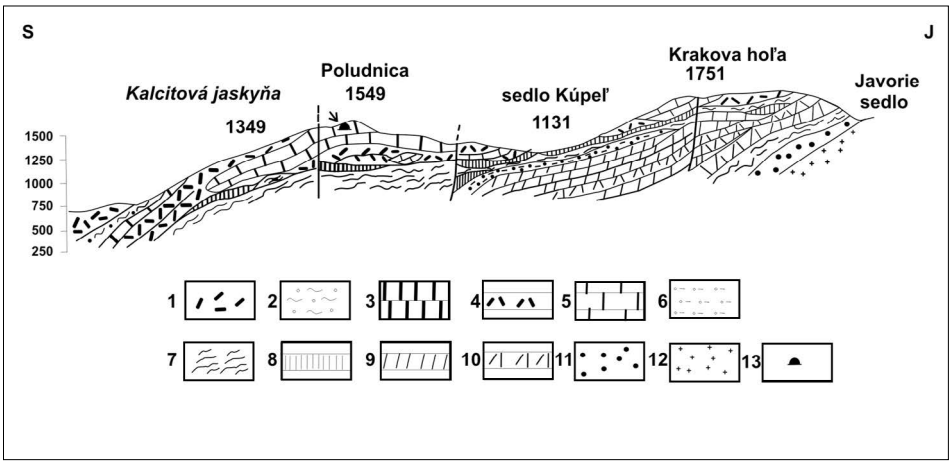
GEOMORFOLOGICKÉ A GEOLOGICKÉ POMERY

Výrazná vápencová kóta Poludnica (1548,5 m n. m.) v severnom predhorí Nízkych Tatier nazývanom Ďumbierske vrchy tvorí časť hrebeňa medzi Jánskou a Iľanovskou dolinou. Nachádzajú sa tu zaujímavé krasové javy (skalné okná, brány, tunel), niekoľko menších jaskýň a celý rad drobných jaskyniek (Hipman, 2004). Vo vrcholovej časti kopca sú vrstevné sledy krasových hornín, ako produkty postupujúcej erózie krasového povrchu, odkryté do skalných radov s vysokými stenami (10 až 25 m), ktoré vytvárajú dominantnú skalnú hradbu. Ako dôsledok rozpadu hrebeňa a obojstrannej postupujúcej svahovej modelácie boli niektoré jaskyne z veľkej časti denudované, ako v prípade Kalcitovej jaskyne 1 a 2. Jaskyne sú vyvinuté vo vápencoch a dolomitoch gutensteinského typu obalovej jednotky hronika (chočský príkrov). Chočský príkrov ako najvyšší čiastkový príkrov je nasunutý na krížňanskom príkrove (veporiku) a redukovanej autochtónnej obalovej jednotke tatrika ležiacej na báze kryštalinika jadrového pohoria Nízkych Tatier a je charakterizovaný triasom bielovážskej faciálnej oblasti. V tejto oblasti má zložitú vnútornú stavbu. Digitácia Poludnice s mocnými gutensteinskými vápencami v jadre je tektonicky komplikovaná prevrátenou vrásou, lokálnou digitáciou a opakovaným vrstevným sledom (Biely a Bezák, Eds., 1997; obr. 1).

OPIS JASKÝŇ A KRYŠTÁLOV KALCITU

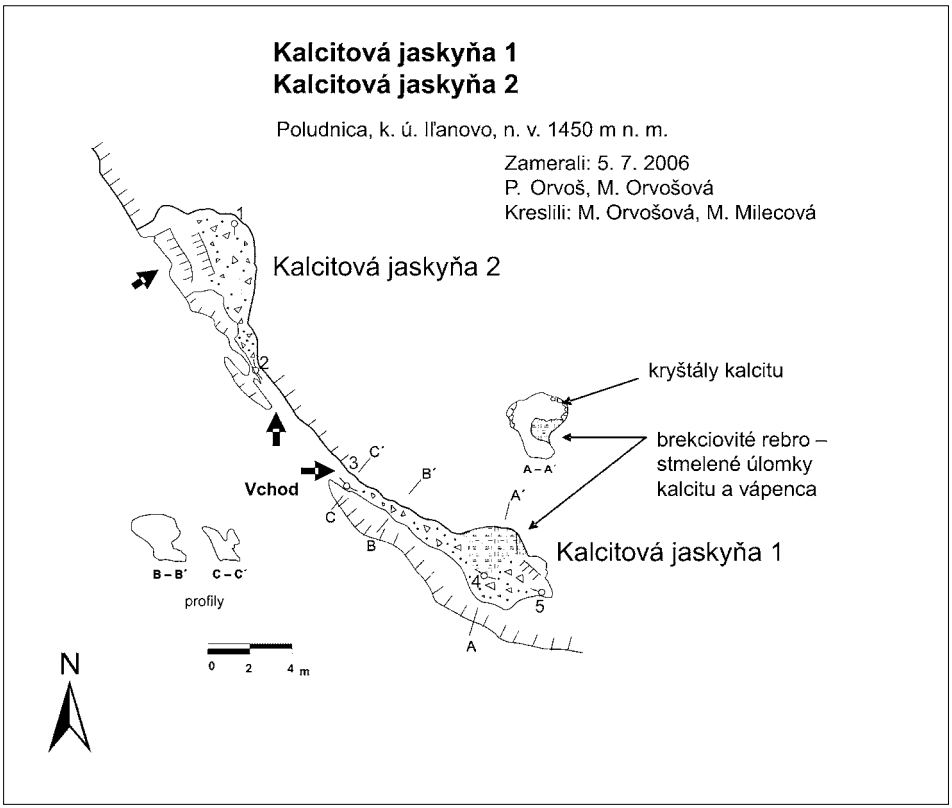
Jaskyne zamerali a zdokumentovali P. Orvoš a M. Orvošová v roku 2006 a pod poradovým číslom 1358 boli zaradené do Zoznamu jaskýň Slovenskej republiky (Bella et al., 2007). Jaskyne prebiehajú za sebou po tektonickej poruche ssz. – jjv. smeru zhruba paralelne so skalnou stenou brala v tesnej blízkosti vonkajšej strany steny (obr. 2). Situované sú na sz. strane skalného radu na báze steny v nadmorskej výške približne 1450 m. Pre veľkú obťažnosť a nedostupnosť terénu sú krasové javy na tejto strane Poludnice preskúmané menej ako na jej južnom výbežku hrebeňa, a preto jaskyne boli doteraz neznáme (Orvošová a Hurai, 2008).

Kratšia *Kalcitová jaskyňa 2* s nameranou dĺžkou 7,4 m má dva vchody. Väčší z nich tvorí veľký (3 × 3 m) portál s hĺbkou 2 – 3 m na dne s opadanou autochtónnou sutinou. Tento väčší vstupný priestor v priebehu 3 m postupne prechádza do úzkej, ťažko preleziteľnej úžiny, ústiacej von (druhý vchod). V strope úžiny tesne pred jej vyústením sa na ploche len niekoľkých desiatok cm^2 nachádzajú zvyšky deštruovaných kryštálov kalcitu. Medzi jaskyňami chýba časť chodby v dĺžke 6,8 m, ktorá bola už spomínanými svahovými pohybmi a gravitačným opadom zničená (obr. 3).



Obr. 1. Geologický profil Poludnicou a Krakovou hoľou na severných svahoch Nízkych Tatier (Biely a Bezák, Eds., 1978). Vysvetlivky: 1. paleogén vnútorných Karpát; 2 – 6. chočský príkrov, hronikum: 2. karn – lunzské vrstvy, 3. vrchný anis – ladin – reiflinské vápence, 4. vrchný a stredný trias – dolomity, 5. anis – gutensteinské vápence, 6. perm – pestré bridlice, pieskovce, arkózy; 7 – 10. krížňanský príkrov: 7. titón – spodná krieda – slienité vápence, 8. doger – malm – rádiolárioové vápence, 9. stredný a vrchný trias – dolomity, 10. stredný trias – gutensteinské vápence; 11 – 12. tatrikum: 11. spodný trias – kremence, 12. granodiority; 13. jaskyňa
Fig. 1. Geological cross-section of Poludnica Hill and Krakova hoľa Hill on the northen part of The Nízke Tatry Mountains (modified after Biely and Bezák, Eds. 1987). Legend: 1. Inner Carpathians Paleogene; 2 – 6. Choč nappe – Hronic Unit: 2. Carnian – Lunz beds, 3. Pelsonian – Cordevolian, Reifling limestones, 4. Pelsonian – Choč dolomites, 5. Anissian – Gutenstein limestones, 6. Permian – variegatedly colored shales, sandstones, arcoses; 7 – 10. Krížna nappe – Fatric Unit: 7. Tithonian – marly limestones, 8. Doggerian – Malmian – radiolarian limestones, 9. Middle – Upper Triassic, dolomites, 10. Middle Triassic – Gutenstein limestones; 11 – 12. Tatric Unit: 11. Lower Triassic - quarzites, 12. granodiorites; 13. cave

Obr. 2. Vchod do Kalcitovej jaskyne 1. Foto: M. Orvošová
Fig. 2. The entrance of Kalcitová cave No. 1. Photo: M. Orvošová

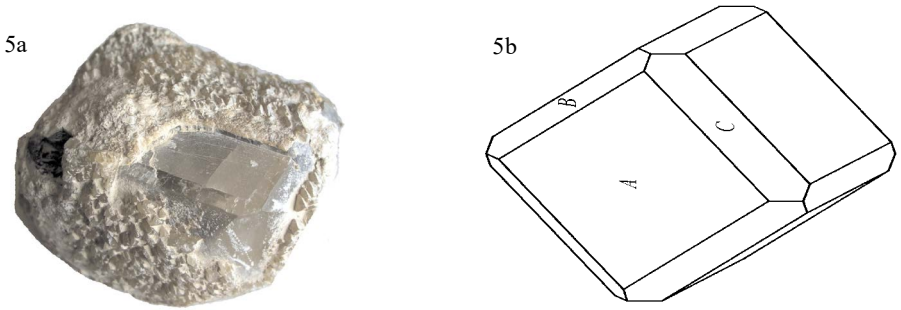


Obr. 3. Kalcitová jaskyňa 1 a 2 – pôdorys jaskyne (zamerali P. Orvoš a M. Orvošová, kreslili M. Orvošová a M. Milecová)
Fig. 3. Kalcitová Cave No. 1 and 2 – groundplan of the cave (measured by P. Orvoš and M. Orvošová, drawing M. Orvošová and M. Milecová)

Kalcitovú jaskyňu 1, ktorá bola hlavným predmetom nášho záujmu, tvorí jediná chodba vysoká 1 – 3 m s dĺžkou 11,1 m, smerujúca po tektonickej poruche JJV smeru a končiaca sa v kaverne s výskytmi kalcitových kryštálov. Na súčasnej morfológii vstupnej časti jaskyne sa podieľala i mrazová deštrukcia, ktorá spôsobila mechanický rozpad tektonicky predisponovanej horniny. Jaskyňa vznikla na križení tektonických poruchy s plochami vrstevnatosti. Paralelné, mierne ohnuté plochy vrstevnatosti sú evidentné a dobre viditeľné pred vstupom do jaskyne (obr. 2). Tektonická strmá porucha prebieha celou jaskyňou a nachádza sa na pravej strane jaskynnej chodby smerom od vchodu jaskyne. Tektonická línia určujúca priebeh jaskyne je paralelná so stenou brala a svahom údolia. Ide o dôležitý geomorfologický fenomén, súvisiaci s postupujúcou svahovou modeláciou následkom gravitačného rozpadu hrebeňa (tektonicky podmienené svahové pohyby). Dôležitým činiteľom pri vývoji týchto jaskýň bola tektonická predispozícia a v neposlednom rade konečná modelácia reliéfu mrazovým zvetrávaním. Typický kupolovitý tvar stropu s množstvom sférických dutín je produktom hydrotermálneho krasovatenia bez následnej mladšej freaticko-vadóznej speleogenézy. Kavernu tvorí vykrúžená kupolovitá dutina priemeru 3 m so stropom pokrytým kryštálmi kalcitu. Kalcitové kryštály guľovitého tvaru lemujú väčšinu plochy kaverny alebo vypĺňajú drobné dutiny na strope, často sú deštruované zvetrávaním a opadané.

Obr. 4. Veľké kryštály kalcitu guľového tvaru vypĺňajúce dutiny v strope jaskynnej kaverny. Foto: M. Orvošová
Fig. 4. Giant calcite crystals with spherical shapes are arranged along dissolution cavities. Photo: M. Orvošová

Kryštály sú na povrchu skorodované, často ich pokrýva senilný mäkký sinter alebo drobné skalenoedrické kryštáliky mladšej generácie a vystupujú ako „guľovité" agregáty (pripomínajúce „lopty"), skleného lesku, polopriezračné, okrovej farby (obr. 4). Menšie sférické dutinky v priemere do 50 cm často vypĺňajú menšie kryštály, ktoré sú zachované v pôvodnom morfologickom tvare. Monokryštál kalcitu je podľa Goldschmidta (1903) morfologický typ tvorený kombináciou kryštálových tvarov dvoch romboedrov (A, B) a hexagonálnej prizmy (C) (obr. 5). Na druhej strane väčšie jedince dosahujú veľkosť i 20 cm (vzácne 30 cm), sú deštruované a gravitačne ľahšie opadajú na dno jaskyne.



Obr. 5. Morfológia kalcitového kryštálu: a – monokryštál kalcitu pokrytý drobnými skalenoedrickými kryštálikmi mladšej generácie; b – kryštálové tvary: romboédre A a B, hexagonálna prizma C (morfologický typ podľa Goldschmidta, 1903)
Fig. 5. Morphology of calcite crystals: a – single crystal covered by small younger scalenoedric crystals; b – crystal forms: Rhombohedrons A and B, hexagonal prism C (morphological type modified after Goldschmidt, 1903)

Ich zachované zvyšky zanechávajú na strope a stenách rovné hladké plochy sklovitého lesku. V strede kaverny do priestoru horizontálne vybieha rímsa – „balkónik“, zvyšok pôvodnej výplne dna o mocnosti 1 m, vytvorený stmelením úlomkov hornín, opadaných kryštálov a červenej ílovitej hmoty, ktorá je litifikovaná. Na povrchu brekciovitej stmelenej rímsy sa nachádzajú najväčšie a najzachovanejšie exempláre opadaných kryštálov v jaskyni.

METODIKA

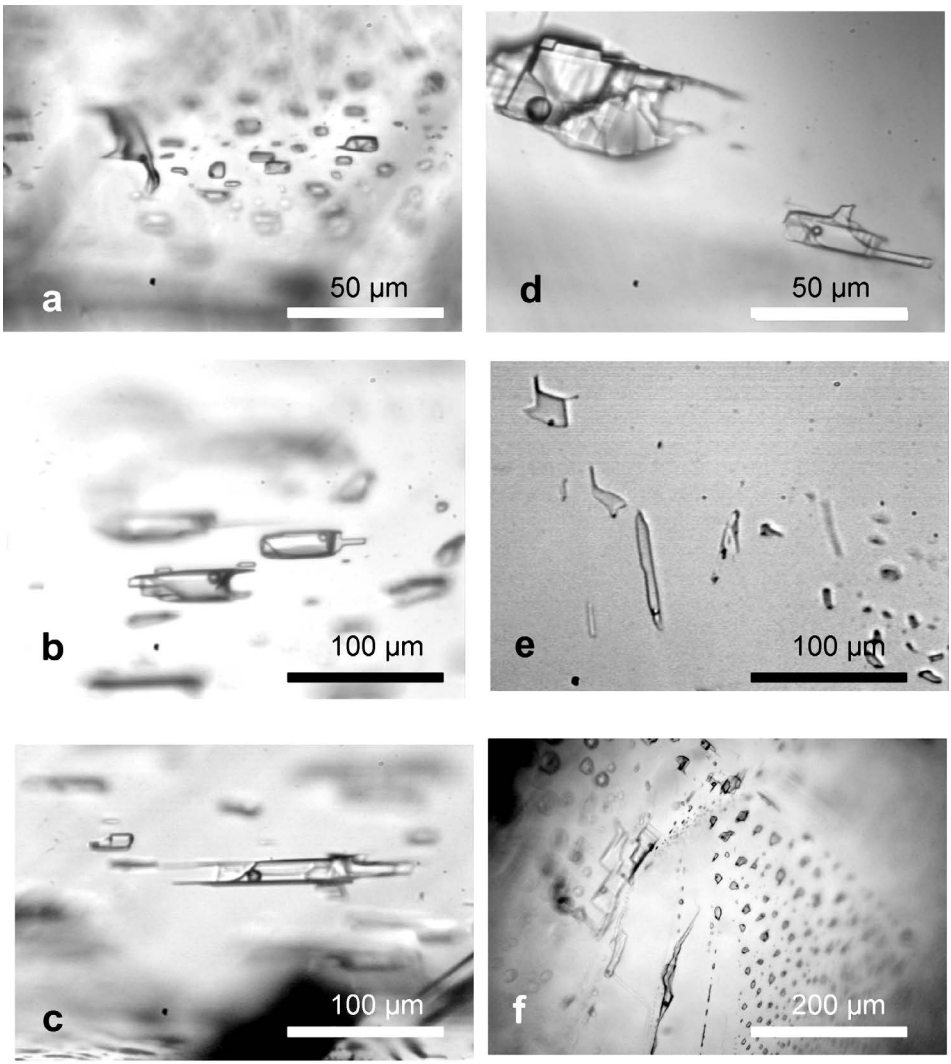
Kryštál sa dvakrát kolmo narezal v smere osi c, čím sme získali pozdĺžny hranol v priemere 1 × 1 cm, s dĺžkou korešpondujúcou s výškou kryštálu. Hranol sa rozdelil na 11 – 12 postupne očíslovaných častí, ktoré zväčša reprezentovali viditeľné rastové zóny od bázy k okraju. Každá zóna bola rozdelená na štiepne fragmenty, ktoré sa skúmali pod polarizačným mikroskopom. Fragmenty obsahujúce fluidné inklúzie sa vybrali na mikrotermometriu a analýzu izotopov O a C. Štiepne fragmenty sa neleštili, ale priamo použili na mikrotermometriu, aby sa zabránilo termálnej a mechanickej reekvilibrácii počas rezania a leštenia. Homogenizačné teploty fluidných inklúzií sa merali prvé, aby sa eliminovali chyby spôsobené expanziou ľadu a sprievodným zväčšením inklúzií pri schladzovaní. Na každý fragment bol aplikovaný len jeden cyklus ohrievanie – mrazenie. Na ohrievaco-zmrazovací proces sa použil Linkam THM-600 na Geologickej službe v Bratislave namontovaný na mikroskop Nikon Optiphot s veľkou pracovnou dĺžkou objektívov a JVC CCD fotoaparátom. Chyba v teplotách fázových prechodov je menšia ako $\pm$1°C.

Okolo 10 mg z každej výraznej prírastkovej zóny od jadra k okraju sa odobrala na určenie pomeru stabilných izotopov C a O. Premena karbonátov na CO_2 sa vykonala použitím bežnej metódy (McCrea, 1950). Pomer izotopov C a O v CO_2 sa meral na hmotnostnom spektrometri Finnigan MAT 250 na Geologickej službe v Bratislave. Výsledky boli stanovené v konvenčnej δ notácii ako ‰ odchýlka zo štandardov V-PDB a V-SMOW. Chyba merania pre hodnoty $\delta^{13}C$ i $\delta^{18}O$ je $\pm$0,1‰.

ANALYTICKÉ VÝSLEDKY A DISKUSIA

Vnútro kryštálov je oscilačne zonálne. Makroskopicky sú pozorovateľné prírastkové zóny, ktoré sa neprejavujú vo výrazne odlišných hodnotách pomerov stabilných izotopov O a C v profile kryštálu, ani rozdielmi v homogenizačných teplotách (obr. 6). Pozorovateľnú zonálnosť spôsobuje početnosť výskytu fluidných inklúzií. V miestach s mliečno-sivými polopriehľadnými zónami je obsah inklúzií niekoľkonásobne väčší oproti transparentným až sklovito čírym zónam, kde inklúzie takmer absentujú.

Fluidné inklúzie sú zväčša jednoduché, ploché a lištovité, plošne pravidelne rozmiestnené alebo s výrazným reliéfom, zložité a nepravidelné. Vyskytujú sa po prírastkových vrstvách alebo puklinách (obr. 7). Fluidné inklúzie boli hojné. Môžeme ich klasifikovať ako primárne a pseudosekundárne. Pravé sekundárne, ktoré prenikajú až na povrch kryštálu, sa nenašli. Ide o monofázové a dvojfázové uzavreniny, v obidvoch dominuje vodný roztok. Dvojfázové inklúzie obsahujú malé množstvá (cca 5 obj. %) plynných bublín. Ich rôzna morfológia nezávisí od teploty vzniku, i keď vzácne sa vyskytujú výrazné trojrozmerné inklúzie s väčšími plynovými bublinami (obr. 7d), ktoré sa homogenizovali pri tých najvyšších nameraných teplotách (Th) oproti plochým nepravidelným (obr. 7e) s najnižšími hodnotami Th. Najviac rozšírené boli dvojfázové inklúzie jednoduchého tvaru (obr. 7a–c), v ktorých sa zaznamenalo Th v celom

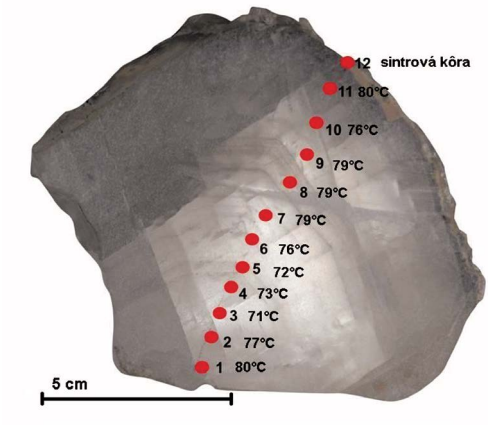


Obr. 6. Dvojfázové vodné inklúzie zachytené v kryštáli kalcitu z Kalcitovej jaskyne 1: b, c, d – skupina primárnych dvojfázových inklúzií s kvapalno-plynným obsahom; a, e, f – skupina puklinových pseudosekundárnych, dvojfázových inklúzií s kvapalno-plynným obsahom. Foto: M. Orvošová
Fig. 6. Aqueous two-phase fluid inclusion trapped in calcite crystal from Kalcitová Cave No.1: b, c, d – group of primary two phase liquid-vapour inclusion; a, e, f – group of fracture-bound, pseudosecondary inclusions consisting of two-phase inclusion with variable liquid-to-vapour ratios. Photo: M. Orvošová

rozmedzí rozsahu hodnôt od 54 do 90 °C, prevažne s hodnotou 75 až 85 °C. V daných podmienkach budú homogenizačné teploty inklúzií blízke skutočným kryštalizačným teplotám kalcitu.

Teploty tavenia ľadu v inklúziách sa pohybovali okolo 0 °C (±0.1 °C). Rozdiel Th medzi jadrom a okrajom kryštálu, ako sme už vyššie spomenuli, sa nepozoroval. Inkludované roztoky teda majú veľmi nízku salinitu.

Hodnoty pomerov stabilných izotopov C a O v profile kryštálu nepreukazujú závislosť od rastu kryštálu (tab. 1) a sú pomerne stále. Hodnota $\delta^{13}C$ sa pohybuje



Obr. 7. Typická oscilácia rastových zón (1 – 12 zón) kalcitového kryštálu s priemernými teplotami homogenizácie. Foto: M. Orvošová
Fig. 7. Typical oscilatory zonated calcite crystal (1 – 12 zones) with average homogenization temperature of zones. Photo: M. Orvošová

od –6,2 až do –4,7 ‰ V-PDB a hodnota $\delta^{18}O$ od –20,3 až do –18,8 ‰ V-PDB. Povrchová sintrová kôrka má hodnoty výrazne odlišné, $\delta^{18}O$ –7,2 ‰ V-PDB a $\delta^{13}C$ –7,6 ‰ V-PDB, čo predstavuje typické hodnoty pre speleotémy na našom území (Šmejkal, 1986; Žák et al., 1987).

Izotopické zloženie kyslíka vznikajúceho kalcitu určuje predovšetkým izotopické zloženie kyslíka vody, z ktorej kryštál vznikal. Izotopické zloženie vápenca nehrá úlohu, pretože množstvo kyslíka v HCO_3^- je zanedbateľné vzhľadom na množstvo kyslíka vody. Na prepočet z izotopov kyslíka v kalcite na izotopy kyslíka vo vode, z ktorej kryštály kalcitu vznikli, bola použitá priemerná teplota kryštalizácie, odvodená pre každú vzorku z fluidných inklúzií, a frakcionačná rovnica

Tab. 1. Izotopické zloženie kalcitového kryštálu z Kalcitovej jaskyne 1
Table 1. Isotope composition of calcite crystal from Kalcitová Cave No.1

Vzorka	$\delta^{13}C$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}O$ (‰, V-PDB)	$\delta^{18}O$ (‰, V-SMOW)
KaJ-4 jadro	–5,01	–18,81	11,47
KaJ-5	–5,25	–20,14	10,10
KaJ-7	–6,18	–21,13	9,07
KaJ-9	–4,98	–19,64	10,61
KaJ-10	–4,71	–20,19	10,05
KaJ-11	–5,23	–20,34	9,89
KaJ-12okraj	–7,64	–7,18	23,46

Tab 2. Vypočítané hodnoty izotopov $\delta^{18}O$ podľa Ohmoto a Rye (1979) a $\delta^{13}C$ podľa Friedman a O´Neil (1977) v kryštalizačnej vode, z ktorej kryštalizovali kalcity v Kalcitovej jaskyni č. 1
Table 2. Calculated data $\delta^{18}O$ (by Friedman and O´Neil 1977) and $\delta^{13}C$ (by Ohmoto and Rye 1979) isotopes of crystallization water, of which calcites crystallized

Vzorka	T	1000lnα cc-H_2O	$\delta^{18}O$ H_2O	1000lnα cc-CO_2	$\delta^{13}C$ CO_2	1000lnα cc-HCO_3^-	$\delta^{13}C$ HCO_3^-
	(°C)	(‰)	(‰ V-SMOW)	(‰ V-PDB)	(‰ V-PDB)	(‰)	(‰ V-PDB)
KaJ-4	77,8	19,6812	–8,21	5,5203	–10,53	1,31355	–6,32
KaJ-5	72,0	20,4461	–10,35	5,9506	–11,20	1,37284	–6,62
KaJ-7	80,6	19,3253	–10,25	5,3191	–11,50	1,29051	–7,47
KaJ-9	79,4	19,4768	–8,87	5,4048	–10,38	1,29995	–6,27
KaJ-10	77,1	19,7715	–9,72	5,5713	–10,28	1,31987	–6,03
KaJ-11	81,2	19,2501	–9,36	5,2765	–10,51	1,28603	–6,52

1000 lnα = 2,78* (10^6 T^2) –2,89 (O´Neil et al., 1969). Výsledky prepočtu sú uvedené v tab. 2. Výsledná hodnota $\delta^{18}O$ zdrojového roztoku (udaná v medzinárodnom štandarde V-SMOW, ako je pre vody bežné) je v rozmedzí negatívnych hodnôt od –8,2 do –10,35 ‰ V-SMOW, čo celkom nepochybne potvrdzuje meteorický pôvod vody.

Izotopické zloženie uhlíka roztoku, z ktorého vznikali kalcity v kaverne, môžeme odhadnúť na základe izotopickej frakcionácie (teda rozdielu v izotopovom zložení) medzi HCO_3^- a kalcitom. Na výpočet sa použila frakcionačná rovnica podľa Friedmana a O´Neila (1977), kde pri danej teplote v rozmedzí 75 až 85 °C bol rozdiel len okolo 1,3 ‰. Výsledné hodnoty $\delta^{13}C$ HCO_3^- roztoku sú v rozmedzí –6,03 až –7,47 ‰ (V-PDB); pozri tab. 2. V tabuľke je uvedený aj prepočet na hodnoty CO_2, v daných podmienkach, v ktorých kryštalizuje kalcit a teplota je pod 100 °C, by však mala v roztoku dominovať zložka HCO_3^-. Zistená hodnota izotopového zloženia uhlíka roztoku vedie k záveru, že hydrotermálne kalcity zrejme nemohli vznikať z normálnych ponorných vôd krasového charakteru, pretože takéto vody zvyčajne obsahujú uhlík v rozmedzí hodnôt $\delta^{13}C$ od –8 do –13 ‰ V-PDB (Žák et al., 1987). Uhlík s vypočítanými hodnotami $\delta^{13}C$ –6,03 až –7,47 ‰ V-PDB môže pochádzať z viacerých zdrojov (napr. CO_2 z plášťa alebo kombinácia CO_2 z niekoľkých zdrojov, napríklad zmes uhlíka z rozkladu organických látok a z rozpustených morských vápencov a pod.).

ZÁVER

Hydrotermálny pôvod kryštálov kalcitu veľkosti 10 – 20 cm potvrdzuje izotopový záznam i mikrotermometrické dáta fluidných inklúzií, ako aj typicky kupolovitý tvar stropu s množstvom sférických dutín, ktoré sú produktom hydrotermálneho krasovatenia bez následnej mladšej freaticko-vadóznej speleogenézy. Homogenizačné teploty dvojfázových inklúzií kalcitových kryštálov sa pohybujú v rozmedzí 54 až 90 °C, väčšina hodnôt je v rozmedzí 75 až 85 °C. Teplotný rozdiel medzi jadrom a okrajom sa nepozoroval. Veľká stabilita teplôt homogenizácie svedčí o veľmi stálom prostredí, kde bol roztok dlhodobo mierne presýtený, a preto kryštály kalcitu rástli pomaly do veľkých rozmerov. Voda ohriata na teplotu v priemere 80 °C musela cirkulovať do hĺbky niekoľkých km (pri bežnom tepelnom gradiente). Hodnoty pomerov stabilných izotopov C a O v profile kryštálu tiež nedokladujú závislosť od rastu kryštálu ($\delta^{13}C$ –6,2 až –4,7 ‰ V-PDB a $\delta^{18}O$ –20,3 až –18,8 ‰ V-PDB, najvrchnejšia sintrová kôrka má hodnoty $\delta^{13}C$ –7,6 ‰ a $\delta^{18}O$ –7,2 ‰ V-PDB). Hodnoty $\delta^{18}O$ vody roztoku, v ktorom kalcit kryštalizoval (cca –10 ‰ SMOW), ako aj teploty tavenia ľadu v inklúziách (0 ± 0,1°C), a teda nízka mineralizácia vody, jednoznačne dokazujú ich pôvod z hlbokocirkulujúcej meteorickej vody.

Hlbokocirkulujúce meteorické vody (hydrotermálne fluidá) súvisia s regionálnymi S – J trendmi zlomových systémov, ktorými sú bežné v chočskom príkrove a reaktivovali sa pravdepodobne počas terciéru, podobne ako v prípade iných výskytov kalcitových kryštálov napríklad v jaskyniach Nová Stanišovská a Silvošova diera (Orvošová et al., 2004). Kalcitová jaskyňa predstavuje ďalší príklad hydrotermálneho procesu, ktorý je v oblasti krasu pohoria Nízkych Tatier bežnou súčasťou krasovatenia. Jaskyne patria medzi najstaršie jaskyne v krase Nízkych Tatier, keďže neboli postihnuté mladšou speleogenézou.

Poďakovanie. Tento príspevok vznikol vďaka finančnej pomoci grantu MŠ VEGA č. 1/3057/06.

LITERATÚRA

Audra, P. – Bini, A. – Gabrovšek, F. – Häuselmann, P. – Hobléa, F. – Jeannin, P.-Y. – Kunaver, J. – Monbaron, M. – Šušteršič, F. – Tognini, P. – Trimmel, H. 2006. Cave genesis in the Alps between the Miocene and today: a review. Zeitschrift für Geomorphologie, 50, 2, 153–176.

Bella, P. – Hlaváčová, I. – Holúbek, P. 2007. Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). SMOPaJ – SSJ – SSS, Liptovský Mikuláš, 364 s.

Biely, A. – Bezák, V. (Eds.) 1997. Vysvetlivky ku geologickej mape Nízkych Tatier. Geologická služba Slovenskej republiky, Bratislava 1–232.

Dublyansky, Y. V. 1997. Hydrothermal Cave Minerals. In Hill, C. – Forti, P.: Cave minerals of the world. Natl. Speleol. Soc., Huntsville, USA, 252–254.

Friedman, I. – O'Neil, J. R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In Fleischer, M. Ed. Data of Geochemistry, U.S. Geological Survey Professional Paper 440-KK, 6th Ed., Reston, VA.

Hipman, P. 2004. Jeskyně ve vrcholové části Poludnice. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 2, 12–13.

McCrea, J. M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. J. Chem. Phys., 18, 849–857

O`Neil, J. R. – Clayton, R. N. – Mayeda, T. K. 1969. Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. J. Chem. Phys., 51, 5547–5558.

Ohmoto, H. – Rye, R. O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In Barnes, H. L. (Ed.): Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. J. Wiley and Sons, New York, Chichester, Brisbane, Toronto, 509–563.

Orvošová, M. – Hurai, V. 2008. Calcite crystals of Kalcitová Cave from Poludnica Hill, Nízke Tatry Mts. Abstract. Aragonit, 12, 134.

Orvošová, M. – Hurai, V. – Simon, K. – Wiegerová, V. 2004. Fluid Inclusion a Stable Isotopic Evidence for Early Hydrotermal Karstification in Vadose caves of The Nízke Tatry Mountains (Western Carpathians). Geologica Carpathica, 55, 5, 421–429.

Orvošová, M. – Moravanský, D. 2008. Nové výskyty jaskynných minerálov v krase Nízkych Tatier (predbežné výsledky výskumu). Sinter, 16, 9–14.

Šmejkal, V. 1986. Využití stabilních izotopů ve speleologii. Československý kras, 37, 27–32.

Žák, K. – Hladíková, J. – Lysenko, V. – Slačík, J. 1987. Izotopické složení uhlíku a kyslíku jeskynních sintrů, žilných kalcitů a sedimentárních vápenců z Českého krasu. Český kras, 13, 5–18.

CALCITE CRYSTALS FROM KALCITOVÁ CAVE NO. 1 AND 2 OF THE POLUDNICA HILL, NÍZKE TATRY MTS.

Summary

A hydrothermal paleocavern with calcite crystals 10 – 20 cm in size (rarely up to 30 cm) was found in the uppermost headwall cliffs on Poludnica Hill (1548 m above sea level) situated at the most northern headland of the Nízke Tatry Mts., Slovakia. The fossil cavern is situated at the end of the Kalcitová Cave No. 1 (cave length of 11.1 m), which follows N – S-trending fault roughly parallel with headwall cliffs. The cave is developed in Triassic limestones and dolomites of Gutenstein type. Hydrothermal karstification resulted in a typical spherical cavern with smaller corroded spherical cavities. Later phreatic/vadose speleogenesis was not significant here. Giant calcite crystals with spherical shapes are arranged along dissolution cavities of the cavern. The largest crystals are detached and their surfaces are partly corroded or covered by senile soft sinter. Interiors of the crystals are oscillatory zoned.

Fluid inclusions in calcite crystals can be classified as primary and pseudo-secondary. True secondary inclusions were not detected. Mono- and two-phase inclusions were identified, both dominated by aqueous liquid. Two-phase inclusions contain small (1 – 5 vol. %) vapour bubbles. Homogenization temperatures (T_h) of the two-phase inclusions are clustered mostly between 75° and 85 °C, with the total range between 54 and 90 °C. No significant changes in T_h values were recorded between the crystal core and rhythmically banded rim. Ice dissolution temperatures were in the range of 0 ± 0.1°C, thus indicating, within the uncertainty limit, essentially salt-free meteoric water.

The $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of the calcite did not show any significant changes along crystal growth zones ($\delta^{13}C$ –6.2 to –4.7 ‰ V-PDB, $\delta^{18}O$ –20.3 to –18.8 ‰ V-PDB, except for sinter crust covering the crystal surface with $\delta^{13}C$ –7.6 ‰ and $\delta^{18}O$ –7.2 ‰ V-PDB).

Fluid inclusion microthermometry data and stable isotopic evidence demonstrate the hydrothermal origin of the calcite crystals. Deep circulation of heated meteoric water (hydrothermal fluids) is connected with

regional S – N-trending fault framework, probably reactivated during Palaeogene-to-pre-Pliocene times. The Kalcitová Cave No. 1 and No. 2 represent another product of hydrothermal karstification in the region of the Nízke Tatry Mts., and emphasizes the important role of the earlier hydrothermal paleokarst, later often overprinted with younger vadose speleogenesis.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	99 – 107	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

FLUVIAL DEPOSITS AND MORPHOLOGY OF THE OKNO CAVE, DEMÄNOVÁ VALLEY – PRELIMINARY RESULTS OF THE STUDY

JOZEF PSOTKA

Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva Liptovský Mikuláš, pracovisko Košice, Ďumbierska 26, 040 01 Košice; jozef.psotka@gmail.com

J. Psotka: Fluvial deposits and morphology of the Okno Cave, Demänová Valley – preliminary results

Abstract: Fluvial clastic deposits occur in Okno Cave, the highest IX. level (sensu Droppa, 1966, 1972a) of Demänová cave system. Sub-horizontal, outflow section of the cave contains coarse-grained sediments ranging from gravel to cobble size, deposited in the former north-flowing cave stream comparable to recent underground stream of Demänovka. Fine-grained laminated sediments, deposited in low energy environment are capping the coarse-grained deposits. Drawdown vadose and inclined epiphreatic passages contain mostly sandy deposits. This section of cave was formed by erosive activity of smaller sinking streams, which were transporting fluvial detritus from the surface stream valley.

Key words: fluvial cave sediments, allochthonous clastic sediments, geomorphology, Demänová cave system, Slovakia

INTRODUCTION

Cave systems are functional equivalent of river networks in fluvial geomorphology (Ford & Williams, 1989). Fluvial deposits exposures, often found as relics are usual features of original stream cave passages. Local breakdown and fluvial sediments are the predominant categories of clastic cave deposits (Ford & Williams, 1989) in common caves formed by meteoric water. Dating of fluvial deposits in multilevel caves serves as a tool for timing of surface geomorphic evolution. A great variety of Quaternary clastic fluvial deposits can be found in the Demänová cave system (DCS). Uranium-series dating of flowstones (Hercman et al., 2006) intercalated in profiles of fluvial sediments in DCS confirmed geochronology of cave levels recognized by Droppa (1966, 1972a). Palaeomagnetic dating of fine-grained cave sediments confirmed "old age" of some high-elevation caves of Nízke Tatry Mts. (Kadlec et al., 2004).

PREVIOUS WORKS

Significant excavations of sediments in Okno Cave were done by Horusitzky in 1919 whose aim was prospection of phosphate deposits (Droppa, 1972b). Later, sediments of the Okno Cave were excavated and studied by Volko-Starohorský (1925), who was interested in discovery of fossil bones. Droppa (1957) described basic morphology of the cave in detail and presumed that cave was formed in two development phases by erosive activity of the stream flowing from the distant parts of the cave. He later correlated Okno Cave with highest river terrace in Liptov Basin (150 m above river Váh), he designated it

as the highest IX. level of the DCS of Early Pleistocene or Upper Pliocene age (Droppa 1966, 1972a). Uranium-series dating of flowstone from Okno Cave showed age greater than 1.2 Ma and fine-grained sediments (with normal polarity) dated by paleomagnetic methods were correlated with Jaramillo (0.99 – 1.07 Ma) or Olduvai (1.77 – 1.95 Ma) subchrons by Kadlec et al. 2004. These methods confirmed the age of cave proposed by Droppa (1972a). Osborne (2006, 2007) studied relics of strongly lithified clastic deposits found in wall pocket and one small passage and considered them as remains of fossil karst with uncertain age.

GEOMORPHOLOGICAL AND GEOLOGICAL SETTINGS

Okno (Window) Cave is part of the Demänová cave system (DCS) genesis. DCS is more than 35 km long and was developed in the Middle Triassic (Anisian) Gutenstein limestones of the Krížna Nappe, located on the eastern side of Demänová Valley. DCS as a multilevel cave system was formed by allogenic streams, which carried detrital sediments predominantly composed of granitic rocks. Demänová Valley was eroded in Mesozoic sequences of Krížna and Choč Nappes by north flowing Demänovka stream, which originated on crystalline core of the Nízke Tatry Mts. Okno Cave is 2,570 m long with 110.4 m denivelation (Holúbek et al., 2006). Entrance is situated at an elevation of 915 m, about 147 m above surface bed of the Demänovka stream (Droppa, 1972a). In his scheme of cave levels, Droppa (1966, 1972a) defined Okno Cave as the highest, IX. level of the DCS.

MORPHOLOGY OF THE CAVE

Okno Cave (Fig. 1) is principally composed of two main parts with different genesis. The first part which is called "outflow cave" consists of former stream passage, nearly horizontal in long-section, extending in arc and slightly sinuous in plan view. Passage is structurally guided by NE – SW and NW – SE trending discontinuities. Sub-horizontal passage intersects the limestone strata with dip of 30° to E – NE. Total length of the main cave passage is 640 m (Droppa, 1957). I consider sub-horizontal outflow part of Okno as a watertable cave sensu Ford & Ewers (1978). Cross sections of passages are oval and in some sections they are irregular and angular due to bedding and breakdown. A number of elliptical cupolas are developed in the cave ceiling (Osborne, 2006). Significant NW – W / SE – E trending fault cut the main sub-horizontal passage at the end pit called Prepadlisko (Sink). Pit is filled with breakdown deposits from which fine sediments were washed out by percolating waters. Hydrological connection of waters to Cave of Peace (Jaskyňa mieru) was proved by tracing test done by members of SSS (Dzúr, 2006).

Scallops developed on the wall of Smútočná vŕba (Weeping Willow) Hall indicate former northerly flow (Osborne, 2006) in the main cave passage. Also Droppa (1957) presumed this paleoflow direction. Among other microforms there are irregular and oval pits of few cm in diameter (fig. 2) on the walls of passages previously mostly filled by fluvial sediments (Priepasťová Passage). These are probably result of below-sediment corrosion of wall perimeter by water percolating from sandy and gravel deposits and described as "below-sediment pits" by Slabe (1995) or as "etch pits" by Lauritzen & Lundberg (2000). Hanging flowstone with cemented gravel together with etch pits on the walls show the former level of sediment infill in passage Priepasťová chodba.

Different morphology has another part of Okno Cave which I call "drawdown cave". This part of cave was not known at the time of A. Droppa investigations. Its speleological

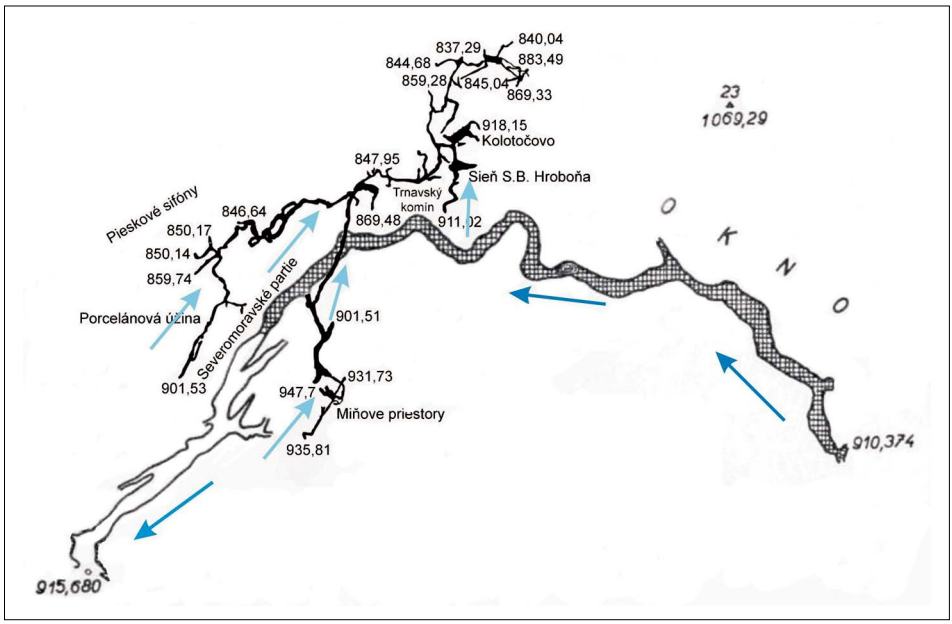


Fig. 1. Plan of the Okno Cave after Droppa (1957) and Holúbek (2005) – blue arrows shows direction of paleoflows

Fig. 2. Below sediment pits (etch pits) in the Priepasťová Passage. Photo: P. Staník

description was published by Dzúr (2005) and Holúbek et al. (2006). It consists of drawdown vadose and inclined epiphreatic passages sensu Ford & Ewers (1978) and Ford & Williams (1989), in other sections of DCS recognized and described by Bella (1993, 1996). In lower section of Okno Cave these passages are organized in branchwork

Fig. 3. Scallops in the drawdown parts of the Okno Cave. Photo: J. Psotka

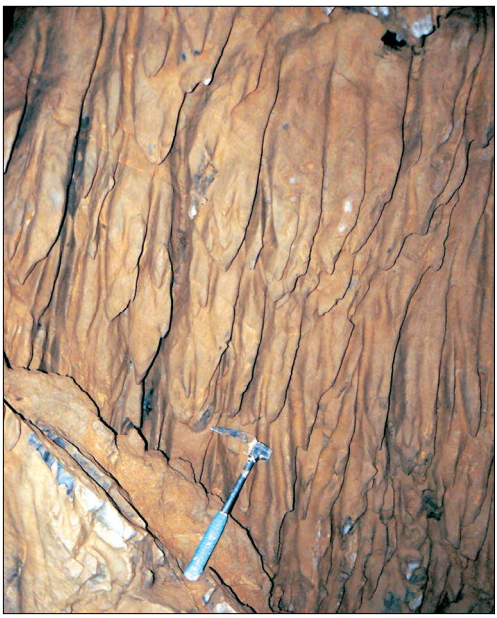


Fig. 4. Vertical solution rills. Photo: J. Psotka

pattern with several tributaries. In upper parts of passages the former phreatic tubes can be often recognized. They were later remodelled by action of vadose streams into relatively narrow, meandering vadose canyons. Fluvial microforms in these passages include scallops of quite unusual shape (Fig. 3), selectively corroded beds, upper sediment anastomotic channels, ceiling pockets, wall pockets, vertical solution rills (Fig. 4). Passages mostly ended by sandy infillings. This section of cave is probably genetically related to the lower lying similar vadose and epiphreatic passages in Cave of Peace (Jaskyňa mieru).

FLUVIAL DEPOSITS

Fluvial deposits occur in both the "outflow part" and the "drawdown part" of the Okno Cave.

Sediments of "outflow Okno cave"

Fluvial sediments of the outflow Okno Cave are predominantly represented by coarse-grained gravel sediments capped by fine-grained laminated deposits with intercalations of unconsolidated sinter deposits and flowstone layers. Below are briefly described

several of typical sedimentary profiles. Sinter deposits in the outcrops were not included in the scope of this work, so these are only briefly mentioned. Outcrops are generally on the sides of pathways excavated by Povolný during 1924 – 1926 (Droppa, 1972b).

Outcrop 1 is located at the most distant section of the main subhorizontal passage (Fig. 1), in excavation pit made by Volko-Starohorský. Sediments in profile are 95 cm thick and consist of four main units: basal unit of weakly consolidated cloddy sinter, unit of laminated clay, thin unit of weakly consolidated sinter, unit of laminated fine sand, silt and clay (Figs. 5 and 6).

Fig. 5. Outcrop 1. Photo: J. Psotka

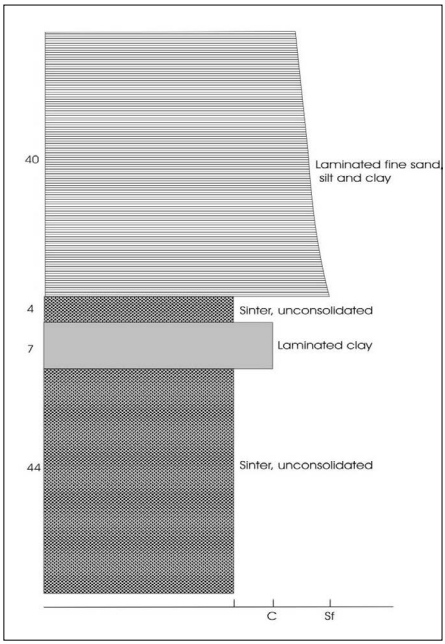


Fig. 6. Log of outcrop 1

Outcrop 2 is situated on the sides of artificially excavated pathway through main cave passage (Figs. 1, 7, 8 and 9). Outcrop wall is about 1.3 m high. Basal unit is represented by coarse horizontally bedded gravel with clast-supported structure (Fig. 8.). Preferred orientation of long axes is NE/SW with dip to SW. Pebbles axes are 15 – 20 cm long, and subangular to subrounded pebbles predominate. Matrix is composed of coarse sand. Granite pebbles and cobbles are weathered and disintegrate to coarse sand by pressing of hand. Upper boundary of gravel is erosive. Coarse gravel is overlaid by thin unit of parallel laminated clay, thin unit of flowstone and thick unit of unconsolidated sinter capped by flowstone.

Outcrop 3. This profile is situated on the side of excavated pathway (Figs. 1, 10 and 11). Wall is 1.4 m high. Thick basal unit is represented by unconsolidated sinter. Middle unit is laminated silt and clay. Parallel lamination is laterally persistent on the outcrop. No current ripples were found. Capping upper unit consists of unconsolidated sinter.

Sedimentary environment

Coarse-grained gravel and sand sediments were deposited in the original cave stream similar to the recent underground Demänovka stream. Preferred orientation of clasts

Fig. 7. Outcrop 2. Photo: J. Psotka

Fig. 8. Coarse fluvial gravels. Photo: J. Psotka

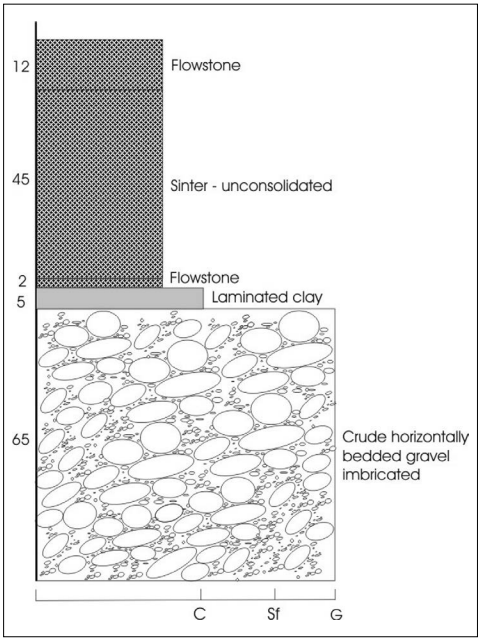


Fig. 9. Log of outcrop 2

Fig. 10. Outcrop 3. Photo: J. Psotka

suggest south to north paleoflow direction. Coarse horizontally-bedded and massive clast-supported gravels are common deposits in DCS. Laminated clay and silt sediments were deposited in low-energy environment. Absence of current ripples (which are present

in laminated sediment of the Hlinená chodba – Loam Passage in the Cave of Liberty; Psotka et al., 2006) indicate that laminated deposits in the outflow Okno Cave were not deposited by action of floods, but in rather calm environment – such as pools of standing water. These are probably infiltrating sediments formed by vertical redeposition of fine-grained material along fissures and discontinuities from the overlying caves, voids or from the surface (Kadlec, 2001). Study of their mineral composition will prove whether they are predominantly outwashed from granitic sediments or fine carbonate sand and silt.

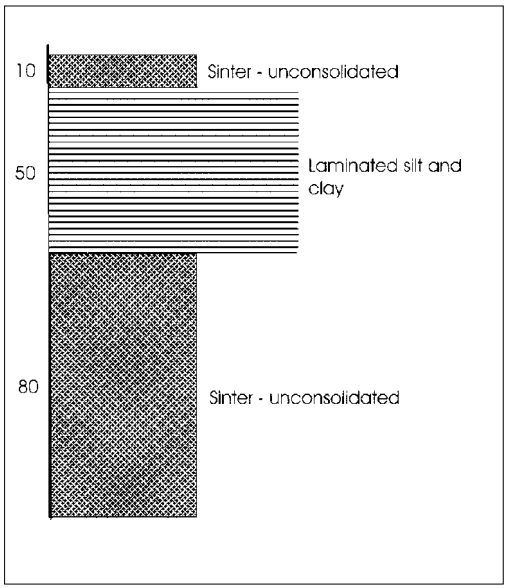


Fig. 11. Log of outcrop 3

Sediments of "drawdown Okno cave"

Largest and most accessible outcrop is in the Pekelná chodba – Hell Passage (Figs. 12 and 13). It consists mainly of strongly cemented fluvial gravel with lenses of sorted medium-grained sand. Deposits can be classified as conglomerates and sandstones due to tough calcite cementation. Gravels are cross-bedded or planar-bedded, as well as massive clast-supported. Scour-fill was recognized in this outcrop (Fig. 14). Lenses of sorted medium-grained sand are parallel-laminated with current lineations. Sediments of downward vadose and epiphreatic passages of "drawdown Okno Cave" are predominantly medium- to coarse-grained sands, as well as relics of laminated sand and silt (Figs. 15 and 16) and breakdown deposits are common. Gravel sediments are present only as relics in the upstream passages. Decrease of clast size in downstream direction is evident. In the lowest passages deposits consist of medium to coarse grained sand originated from weathered granitic rocks.

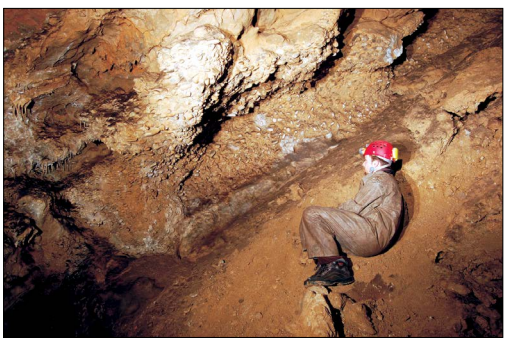


Fig. 12. Outcrop in the Priepasťová Passage – crude horizontally bedded and massive gravel. Photo: P. Staník

Fig. 13. Outcrop in the Priepasťová Passage – cross-bedded gravel and scour and fill structure. Photo: P. Staník

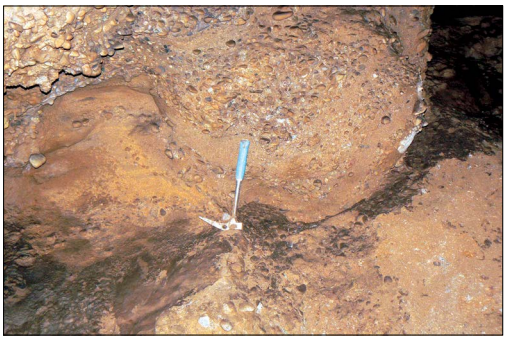


Fig. 14. Scour and fill structure. Photo: J. Psotka

Fig. 15. Laminated fine-grained deposits in in the drawdown parts of the Okno Cave. Photo: J. Psotka

Fig. 16. Pocket of laminated fine sand and silt in the drawdown parts of the Okno Cave. Photo: J. Psotka

Sedimentary environment

Coarse grained sediments in the Hell Passage were deposited from free-surface underground stream which originated in former ponors of the Demänovka stream side branches. Passages are of drawdown vadose or invasion vadose genetic type (Ford, 1977) described in Demänová Valley by Bella (1996). Scouring and erosion of sediments suggest on alternating flood flow periods with periods of normal flow. Coarse- and medium-grained sands in the more distant lower parts of the cave are outwashed from the coarser deposits. They were redeposited by the smaller vadose streams.

CONCLUSIONS

Okno Cave is principally composed of two main parts with different genesis. Sub-horizontal outflow passage is a watertable cave sensu Ford & Ewers (1978) which can be related to former local base level – spring elevation and considered as true cave level (Palmer, 1987). Elevation of former base level is about 150 m above recent surface stream. Fluvial sediments of the outflow Okno Cave are predominantly represented by coarse-grained gravel sediments capped by fine-grained laminated deposits with intercalations of unconsolidated sinter deposits and flowstone layers. They were deposited in cave stream similar to recent underground Demänovka in the Cave of Liberty. Fine-grained sediments were deposited in low energy environment of pools of standing water with inputs of fine sediment by infiltrating water. Second part of the Okno Cave consists of drawdown or invasion vadose and inclined epiphreatic passages, formed by action of sinking streams – branches of former Demänovka, after significant water table drop from elevation of the outflow Okno Cave. Streams transported gravel and sand from the surface valley. After cave abandonment only small intermittent streams redeposited medium and coarse sand to lowest passages. River incision into the bedrock of valley and local base level lowering caused abandonment of the ponors. Gravel and coarse sand sediments are composed mainly of granitic rocks and less of quartzose sandstones

of Tatricum unit and carbonate clasts of Krížna Nappe. This suggests the main source area for these sediments is the Tatricum crystalline massif (granodiorites, granites) and the minor sources are the sedimentary cover of Tatricum (Lower Triassic Lúžna Formation) and Mesozoic carbonate rocks of Krížna Nappe. Mineral composition of fine-grained sediments was not yet studied, but it will be essential for determination of their origin.

Acknowledgements. I am thankful to Pavol Staník (Slovak Caves Administration) for providing photos and his help with my fieldwork.

REFERENCES

Bella, P. 1993. Poznámky ku genéze Demänovského jaskynného systému. Slovenský kras, 31, 43–53.

Bella, P. 1996. K problematike depresných častí Demänovskej jaskyne slobody a priľahlých ponorných jaskýň v Demänovskej doline. In Lalkovič, M. (Ed.): Kras a jaskyne – výskum, využívanie a ochrana, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 103–109.

Droppa, A. 1957. Demänovské jaskyne, Krasové javy Demänovskej doliny. Bratislava, 289 s.

Droppa, A. 1966. The correlation of some horizontal caves with river terraces. Studies in Speleology, 1, London, 186–192.

Droppa, A. 1972a. Geomorfologické pomery Demänovskej doliny. Slovenský kras, 10, 9–46.

Droppa, A. 1972b. Historiografia Demänovských jaskýň. Slovenský kras, 10, 94–101.

Dzúr, J. 2005. Jaskyňa Okno – nové poznatky. spravodaj sss, 36, 4, 24–26.

Dzúr, J. 2006. Jaskyňa Okno je súčasťou DJS. www.speleodd.sk

Ford, D. C. 1977. Genetic classification of solutional cave systems.Proceedings of the 7th international speleological congress Sheffield, 189–192.

Ford, D. C. – Ewers, R. O. 1978. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and depth. Canadian Journal of Earth Sciences, 15, 1783–1798.

Ford, D. C. – Williams, P. W. 1989. Karst Geomorphology and Hydrology. Unwin Hyman, London, 601 p.

Hercman, H. – Bella, P. – Gradziński, M. – Głazek, J. – Nowicki, T. – Sujka, G. 2006. Výsledky rádioizotopového datovania sintrov z Demänovského jaskynného systému v rokoch 1995 – 2005. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 5, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 21–36.

Holúbek, P. – Staník, P. – Psotka, J. 2006.Stručné zhrnutie nových poznatkov z jaskyne Okno. Spravodaj SSS, 37, 1, 56–59.

Kadlec, J. 2001. Cave sediments. In Růžičková, E. – Růžička, M. – Zeman, A. – Kadlec, J. (Eds.): Quaternary clastic sediments of the Czech Republic. Textures and structures of the main genetic types. Praha, ČGÚ, 54–59.

Kadlec, J. – Pruner, P. – Hercman, H. – Schnabl, P. – Šlechta, S. 2004. Magnetostratigrafie sedimentů zachovaných v jeskyních Nízkých Tater. In P. Bella (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 4, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 15–19.

Lauritzen, S. E. – Lundberg, J. 2000. Solutional and erosional morphology. In Klimchouk, A. B. –Ford, D. C. – Palmer, A. N. – Dreybrodt, W. (Eds.): Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers. National Speleological Society, Huntsville, Alabama, U. S. A., 408–426.

Osborne, A. 2006. Lithified paleokarst deposits in Okno cave, Demänovská valley, Slovakia: relics of an ancient karst history. In P. Bella (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 5, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 14–20.

Osborne, R. A. L. 2007. Intensely lithified paleokarst deposits in Okno Cave, Demanovska Valley (Slovakia). Geologica Carpathica, 58, 6, 565–578.

Palmer, A. N. 1987. Cave levels and their interpretation. The National Speleological Society Bulletin, 49, 50–66.

Psotka, J. – Janočko, J. – Bella, P. 2006. Hlinená chodba Demänovskej jaskyne slobody predbežné výsledky geomorfologického a sedimentologického výskumu. In P. Bella (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 5, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 47–55.

Slabe, T. 1995. Cave rocky relief and its speleological significance. ZRC SAZU, Ljubljana, 128 p.

Volko-Starohorský, J. 1925. Diluviálne náplavy v Jaskyni Okne v Demänovskej doline. Věstník SGÚ, 1, 1, 27–37.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	109 – 114	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

MINERALOGICKÉ VÝSKUMY V BELIANSKEJ JASKYNI

STANISLAV PAVLARČÍK

Štátne lesy TANAP-u, 059 60 Tatranská Lomnica; pavlarcik@centrum.sk

S. Pavlarčík: Mineralogical research in the Belianska Cave

Abstract: The professional mineralogical investigation and mapping of cave rooms of Belianska Cave started A. Droppa in 1956 – 1957. The Slovak Speleological Society in the town of Spišská Belá continued the investigation, focusing mainly to the problems of stalactite growing using the method „Robot-stalactite" and to the genesis of the soft sinter. Refering to the secondary minerals, the mostly are included different sinter forms, composed of calcite. Ice, goethite and probably carbonate-hydroxylapatite are found here.

Key words: mineralogical research, secondary minerals, calcite, speleothems, ice, goethite, carbonate-hydroxylapatite, Belianska Cave, Belianske Tatry Mts.

ÚVOD

Mineralogické výskumy v Belianskej jaskyni realizovali v rámci prieskumu a výskumu jaskyne A. Droppa v rokoch 1956 – 1957 a členovia Slovenskej speleologickej spoločnosti z Jaskyniarskej skupiny v Spišskej Belej. Hoci sa výskum uskutočnil na rôznej materiálnej, finančnej a personálnej úrovni, v každom prípade priniesol ďalšie nové poznatky o jaskynných mineráloch. Istým podielom k poznatkom o mineralógii jaskyne prispela aj Výskumná stanica Štátnych lesov TANAP-u v Tatranskej Lomnici.

PREHĽAD VÝSKUMNEJ ČINNOSTI

Geomorfologický výskum A. Droppu

S mineralogickou problematikou Belianskej jaskyne v Belianskych Tatrách sa stretávame v monografii A. Droppu z roku 1959, ktorý tu v rokoch 1956 – 1957 robil podrobný geomorfologický výskum a mapovanie jaskynných priestorov.

Sintrovú výplň jaskyne zaraďuje k autochtónnym jaskynným sedimentom. Sú tu zastúpené všetky formy vyzrážaného uhličitanu vápenatého v podobe kvapľovej výzdoby: tenké priesvitné brčká, stalaktity, hrubšie stalagmity, sintrové kaskády, záclonovité závesy aj mohutné riavy nástenných vodopádov.

Zvláštnu pozornosť autor venuje sedimentárnym konkréciovým kvapľom, ktoré sa nachádzajú v bočnej sieni Dómu Slovenského národného povstania (v tzv. „Kaplnke") a jaskynným perlám na dne Hladovej priepasti. Pre ich výnimočnosť sa o nich bližšie zmienime.

Sedimentárne konkréciové kvaple predstavujú vlastne stalaktity obalené mäkkým sintrom s polosférickým povrchom. Kunský (1942) vysvetľuje ich vznik silným rozpúšťaním vápencového stropu presakujúcou atmosférickou vodou. Po jej nasýtení uhličita-

Obr. 1. Konkréciové sedimentárne stalaktity – „Kaplnka“, bočná sieň Dómu Slovenského národného povstania. Foto: S. Pavlarčík
Fig. 1. Concretionary sedimentary stalactites – “The Chapel“, the latheral hall of the Cathedral of the Slovak National Revolt. Photo: S. Pavlarčík

nom vápenatým sa ten z vodného roztoku následne vyzráža v podobe konkréciového útvaru. Predpokladá sa, že tieto formy vznikali pod hladinou jazierka za spolupôsobenia organických látok. Konkréciové stalaktity sa v jaskyni vyskytujú iba v spomínanej „Kaplnke“, v priestore ktorej bolo kedysi hlboké jazierko.

Zriedkavé sú v jaskyni jaskynné perly. Ich vznik vysvetľuje A. Droppa mechanickým procesom stmelenia jemných opracovaných vápencových zrniek okolo jadra na dne pretekajúceho potôčika v Hladovej priepasti. Pri silnom a neustálom prítoku vody sa jej vírivým pohybom počas usadzovania a stmeľovania vápencových čiastočiek vytvárali symetrické gulôčkové perly (priemer do 1 cm). Väčšie perly vznikali pri slabšom prietoku vody potôčika, ktorý perly nestačil prevracať a otáčal ich okolo kolmej osi. Týmto spôsobom vznikli perly pecňovitého tvaru (priemer do 3,5 cm).

Výskumné aktivity jaskyniarov SSS zo Spišskej Belej

Jaskyniarska skupina v Spišskej Belej bola založená už v roku 1955. Popri prieskume blízkej Belianskej jaskyne sa činnosť skupiny postupne orientovala aj výskumným a zbierkotvorným smerom. Dokladá to zachovaný dokument vtedajšieho dobrovoľného Speleologického krúžku ZU ČSAV v Spišskej Belej pod názvom „Prehľad činnosti Speleologického krúžku pri ZU ČSAV v L. Mikuláši z činnosťou v oblasti Belanských

Tatier a okolí za I. štvrťrok 1961“. V rámci odborného zadelenia aktívnych jaskyniarov – členov mal zbierku hornín (mineralógiu) na starosti Ján Kasický a pomocníkmi pre mineralógiu boli Jozef Porubovič a Dezider Plučinský. Z uvedeného vyplýva odborná profilácia skupiny zameraná aj na oblasť mineralógie. Predchádzala tomu teoretická odborná príprava jaskyniarov speleologického krúžku, ktorú zabezpečoval jeho člen a zároveň učiteľ prírodopisu na základne škole v Spišskej Belej Oto Kňazovický a tiež prebehla aj externe formou návštevy v Múzeu slovenského krasu v Liptovskom Mikuláši, v Jaskyni mieru v Demänovskej doline sa uskutočnilo praktické školenie.

Priaznivé obdobie na rozvoj výskumnej činnosti jaskyniarskej skupiny nastalo začiatkom 80. rokov 20. storočia. Realizovala sa prostredníctvom založenej Odbornej komisie Slovenskej speleologickej spoločnosti pre fyzikálny, chemický a hydrologický výskum krasu i v spolupráci s vtedajším Múzeom slovenského krasu a ochrany prírody v Liptovskom Mikuláši.

Nosnou výskumnou úlohou bola problematika genézy mäkkého sintra, pri ktorej sa sledovali fyzikálne podmienky vzniku mäkkých sintrov, a to teplota jaskynného ovzdušia, vody v jazierkach a mäkkého sintra v Dóme objaviteľov, Hudobnej sieni, v bočnej sieni Dómu Slovenského národného povstania – „Kaplnke“, Dóme trosiek a Zoologickej záhrade. V rámci úlohy sa podarilo v roku 1982 zabezpečiť röntgenodifrakčné, diferenčno-termické a spektrálne analýzy. Röntgenodifračné analýzy potvrdili vo všetkých sledovaných vzorkách kalcit (metóda podľa Bragg-Brentano, prístroj Mikrometa 2). Vo vzorke z Hudobnej siene sa zistilo, že ide o zmes baritu a kalcitu a vo vzorke z „Kaplnky“ okrem kalcitu ďalšiu prímes tvoril kremeň a dolomit.

Podľa termogramov diferenčno-termickej analýzy bol potvrdený kalcit. Výrazná endoterma vo vysokoteplotnej oblasti značí jeho termickú disociáciu. Všade vo vzorkách sa potvrdila prítomnosť látok organického pôvodu. Ďalšiu plánovanú úlohu, zameranú na optickú identifikáciu organických látok, sa pre nedostatok vhodných spoluriešiteľov nepodarilo zabezpečiť.

Členovia skupiny sa krátky čas zaoberali aj problematikou rastu stalaktitov metódou „robot-kvapľa“ a koróziou karbonátových etalónov.

Obr. 2. Sledovanie rastu stalaktitov metódou „robot-kvapľa“. Začiatok vstupu do Balvanitej chodby za Zrúteným dómom. Foto: V. Fudaly
Fig. 2. Observation of the stalactite growing by the method „robot-stalactite“. Beginning of the entrance into „The Bouldery corridor“ behind „The Brokon Cathedral“. Photo: V. Fudaly

Poznatky z iných výskumov

Mineralógiou Belianskej jaskyne sa stručne zaoberá výskumná úloha S. Pavlarčíka „Geochemická reaktivita mezozoického podložia krasového ekosystému Belianskych

Tatier“. V rámci jej riešenia v rokoch 1995 – 1997 prostredníctvom Výskumnej stanice Štátnych lesov TANAP-u v Tatranskej Lomnici sa sledovali aj otázky rozšírenia a genézy sekundárnej mineralizácie v jaskyniach a na krasovom povrchu Belianskych Tatier.

Zo sekundárnych minerálov sú z jaskyne spomenuté iba karbonáty a oxidy. Na iných lokalitách sa zistil goethit, karbonát-hydroxylapatit, sadrovec a hexahydrit.

Z karbonátov sa v Belianskej jaskyni vyskytujú sintrové náteky zložené z kalcitu. Vytvárajú morfologicky rôzne kryštalicky pevné náteky – hlavne kôry, stalaktity, stalagmity a stalagnáty a náteky plastického a slabospevneného mäkkého sintra (subaerické formy) a ďalej formy vykryštalizované vo vodnom prostredí jazierok – kryštalické výrastky a kôry (subakvatické formy). Z oxidov sa tu spomína ľad vo vstupnej časti jaskyne, vytvárajúci jej sezónnu výplň.

PREHĽADNÁ CHARAKTERISTIKA SEKUNDÁRNEJ MINERÁLNEJ VÝPLNE JASKYNE

Minerálna výplň Belianskej jaskyne je výsledkom chemických reakcií medzi geologickým podložím a cirkulujúcim vodným médiom spolu s ďalšími chemicko-fyzikálnymi činiteľmi. Geologické podložie Belianskej jaskyne tvorí karbonátový podklad z gutensteinského strednotriasového súvrstvia (anis) krížňanského príkrovu a čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu, zloženého z tmavosivých a sivých vápencov s vložkami dolomitov (Nemčok a kol., 1993).

Podľa doterajších poznatkov sú z mineralogického hľadiska v zmysle klasifikácie Hillovej a Fortiho (1986) zastúpené v Belianskej jaskyni tieto sekundárne minerály:

Karbonáty

Patria k najvýznamnejšej a najrozšírenejšej skupine sekundárnych minerálov. Karbonáty zastupuje trigonálna modifikácia uhličitanu vápenatého – kalcit. Aragonit v jaskyni doteraz identifikovaný nebol. Jeho výskyt v jaskyni však pripúšťame.

Kalcit $CaCO_3$. Vystupuje väčšinou v pevnej, kryštalickej forme, ale aj v plastickej forme (mäkký sinter) v podobe sintrových nátekov, ktoré kryštalizovali z krasových sintrotvorných vôd, a to prevažne z pravých roztokov, prípadne vyzrážaním z koloidov a suspenzií za spolupôsobenia nižších organizmov.

Sintrové náteky vznikali vo voľnom prostredí atmosféry alebo vo vodnom prostredí jazierok. Proces ich tvorby prebiehal samozrejme v geologickej minulosti (intenzívne v období pleistocénu) v odlišných hydrologických a klimatických podmienkach, než je to v súčasnosti. Rast sintrových nátekov aj ich korózia prebieha i v terajších prírodných podmienkach.

Belianska jaskyňa má zo všetkých tatranských jaskýň vôbec najbohatšiu sintrovú výzdobu. Z morfogenetického hľadiska vytvára veľmi pestrú škálu sintrových nátekov a ďalších kryštalických foriem milimetrových až metrových rozmerov, z ktorých sa tu nachádzajú tieto základné formy (prehľadne sú usporiadané podľa upraveného morfogenetického systému Pavlarčíka, 1987):

1. Subaerické (gravitačné) formy

1.1. kryštalické výrastky – excentrické (heliktity) a polosférické výrastky

1.2. povlaky a kôry – hladké, mištičkovité

1.3. stalaktity – brčká, kónické, palicovité, konkréciové

1.4. stalagmity – kónické, drúčkovité, pagodovité

1.5. stalagnáty (stĺpy)
1.6. záclony – hladké, zúbkované
1.7. závesy
2. Subakvatické formy
2.1. kryštalické výrastky na stenách jazierok – polosférické výrastky
2.2. kôry a lemy na okraji jazierok
2.3. jaskynné perly – guľôčkové a pecňovité

Oxidy

Z oxidov je tu zastúpený ľad a goethit. V jaskyni sa táto skupina minerálov vyskytuje v malom rozsahu.

Ľad H_2O. Predstavuje sezónne zastúpenú autochtónnu sekundárnu výplň jaskyne. Vytvára sa v predných častiach Vstupnej chodby v zimnom období. Vzniká prirodzenou kryštalizáciou zrážkovej vody presakujúcej do jaskyne pri dlhšom poklese vzduchu pod 0 ºC. Ľad sa tvorí prakticky od novembra až do apríla. Postupne sa vplyvom zvyšovania vonkajšieho ovzdušia roztápa, deštruuje a nakoniec úplne vymizne. Morfogeneticky vytvára rozmanité nátekové formy, najmä kryštáliky a povlaky na stenách, podlahové kôry, stalaktity, stalagnáty a záclony. Podobajú sa nátekovým sintrovým formám.

Za zmienku stojí, že v rokoch 1934 – 1935 sa uskutočnili pokusy s umelým zaľadnením jaskyne. Vychádzalo sa z návrhu banského merača Ing. E. Palonczyho. Časť jaskyne od vchodu až po Zoologickú záhradu bola vtedy zaľadnená. Pokus sa v jaskynných priestoroch negatívne prejavil deštrukciou stien aj sintrovej výzdoby.

Goethit α-$Fe^{3+}O(OH)$. Jeho významnejší výskyt sa v jaskyni zistil pod Galériou, kde vytvára kôry a konkrecionárne útvary. Kôry sú zvyčajne 1 – 4 mm hrubé, s drobným hrudkovitým povrchom, niekedy i s lištičkovitými výstupkami hnedej farby, miestami s červenkastým odtieňom. Pokrývajú vápencovú stenu pri chodníku pod Galériou. Vyskytujú sa tu v podobe pásikov a mriežok vytvorených na vrstevných škárach a puklinách alebo tvoria väčšie plôšky na skrasovatenom vápencovom povrchu. Konkrecionárne útvary sa nachádzajú nižšie pod predchádzajúcim výskytom. Vytvárajú oválne a nepravidelné vrstevnaté útvary svetlohnedej a tmavohrdzavej farby. Vznik týchto útvarov sme bližšie nesledovali.

Genéza tohto minerálu sa zatiaľ neskúmala. Pre úplnosť uvádzame, že goethitové kôry a agregáty (Pavlarčík, 1995) sa nachádzajú aj v opustenom kameňolome pod jaskyňou, kde sa potvrdili rtg. analýzou. Goethit tu vzniká v dutinách strednotriasových gutensteinských vápencov vyzrážaním z presakujúcich puklinovo-krasových vôd.

Fosfáty

Fosfátové minerály charakterizuje s veľkou pravdepodobnosťou karbonát-hydroxylapatit. Jeho výskyt sa zistil počas speleologickej dokumentácie jaskynných priestorov vykonávanej jaskyniarskou skupinou v roku 2000, najprv v prednej časti priestorov nad Vysokým dómom (nepublikované) a potom v roku 2002 a 2003 (Pavlarčík a Plučinský, 2002, 2003).

Karbonát-hydroxylapatit $Ca_5 (PO_{4,}O_3)_3 (OH)$. V jaskyni sa na viacerých miestach nachádzajú sklovité, prípadne matnejšie hnedo sfarbené povlaky a kôry nápadne pripomínajúce tento minerál. Pri jeho mineralogickej identifikácii sme vychádzali z analógie s publikovanými nálezmi, napr. Cílek a Komaško (1984), nález v jaskyni Záskočie v Nízkych Tatrách a z publikácie Hillovej a Fortiho (1986), zameranej na jaskynné minerály

sveta. Otázku výskytu v Belianskej jaskyni sme konzultovali s RNDr. V. Cílkom, CSc., z Geologického ústavu AV ČR z Prahy, ktorého analýza jednoznačne nepotvrdila tento minerál. Preto táto otázka zostáva naďalej otvorená.

Povlaky a kôry tohto minerálu sme našli aj na ďalších lokalitách Belianskych Tatier – v Jaskyni vo vrchu Nový č. 2 (spojitosť s netopierím guánom), minerál sa pravdepodobne vyskytuje aj v Alabastrovej jaskyni a v Jaskyni starých objaviteľov.

ZÁVER

Sekundárnu minerálnu výplň Belianskej jaskyne tvoria hlavne minerály, ktoré vznikli cestou kryštalizácie v nízkotermálnych podmienkach ako chemické produkty krasovatenia karbonátových hornín. K nim patrí najmä kalcit, ďalej goethit a karbonát-hydroxylapatit. Naproti tomu ľad vznikol kryštalizáciou presakujúcej zrážkovej vody pri teplote pod 0 ºC.

Z mineralogického pohľadu výskumné možnosti v Belianskej jaskyni nie sú ešte zďaleka vyčerpané. Naopak je tu naďalej vytvorený široký výskumný priestor, napr. pri identifikácii fosfátových minerálov a goethitu a objasnení ich genézy, teploty kryštalizácie sintrových nátekov a určení ich veku, pri spracovaní morfogenetického systému sintrových nátekov a pod.

LITERATÚRA

Cílek, V. – Komaško, A. 1984. Apatit z jeskyně v Záskočí. Československý kras, 34, 83–87.

Droppa, A. 1959. Belanská jaskyňa a jej kras. Šport, Bratislava, 136 s.

Hill, C. A. – Forti, P. 1986. Cave minerals of the world. National Speleological Society, Alabama, 238 p.

Kunský, J. 1942. Sedimentární konkréční krápníky. Sborník Československé společnosti zeměpisné, 61–62.

Nemčok, J. a kol. 1993. Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1:50 000. GÚDŠ, Bratislava, 136 s.

Pavlarčík, S. 1987. Jednotná metodika spracovania a opisu sintrových foriem. Záverečná správa. Manuskript. ÚŠOP – MVOP, Liptovský Mikuláš, 49 s.

Pavlarčík, S. 1995. Agregáty limonitu v strednotriasových karbonátoch Belianskych Tatier pri Tatranskej Kotline. Mineralia slovaca, 27, 4, 293.

Pavlarčík, S. 1997. Geochemická reaktivita mezozoického podložia krasového ekosystému Belianskych Tatier. Záverečná správa za roky 1995 – 1997. Manuskript. Štátne lesy TANAPu, Výskumná stanica, Tatranská Lomnica, 32 s.

Pavlarčík, S. – Plučinský, Ľ. 2002. Speleologická dokumentácia jaskynných priestorov pod Šikmým dómom, pod Gazdovskou chodbou a medzi Hlbokým dómom a Hudobnou sieňou v Belianskej jaskyni. Správa z ukončenej III. etapy. Manuskript. JS SSS Spišská Belá, 8 s.

Pavlarčík, S. – Plučinský, Ľ. 2003. Speleologická dokumentácia jaskynných priestorov v úseku Balvanitá chodba – Stĺpový dóm – priepasť Peklo v Belianskej jaskyni. Správa z ukončenej IV. etapy. Manuskript. JS SSS Spišská Belá, 8 s.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	115 – 126	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

PREDBEŽNÉ VÝSLEDKY VÝSKUMU PODZEMNÉHO HYDROLOGICKÉHO PREPOJENIA JASKÝŇ MILADA A VASS IMRE

DAGMAR HAVIAROVÁ[1], ĽUDOVÍT GAÁL[1], PÉTER GRUBER[2], JÚLIUS GÉCZY[3]

[1] ŠOP SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš; haviarova@ssj.sk; gaal@ssj.sk
[2] Správa Národného parku Aggtelek, 3758 Jósvafő, Maďarská republika; info.anp@mail.matav.hu
[3] Environmental Consulting Services Slovakia, s. r. o., Zimná 72, 052 01 Spišská Nová Ves

D. Haviarová, Ľ. Gaál, P. Gruber, J. Géczy: Preliminary results of underground hydrological connection between Milada Cave and Vass Imre Cave

Abstract: The main reason for realization of research activities was planning of the protective area projects of Vass Imre Cave and Milada Cave. Verifying underground hydrological connection between Milada Cave and Vass Imre Cave was in the focus. Research activities were divided into three independent phases during the period 2005 – 2006. The two phases of geophysical measurements and one tracing test were carried out in the area. The article presents results of these researches.

Key words: transboundary aquifer, tracing test, geophysical research, karst spring, Milada Cave, Vass Imre Cave

ÚVOD

Existencia viacerých cezhraničných kolektorov podzemných vôd na celom svete prináša množstvo problémov, ktoré je možné úspešne riešiť len v úzkej spolupráci všetkých dotknutých štátov. Aj v pohraničnom slovensko-maďarskom území sa nachádzajú cezhraničné kolektory zviazané s krasovými vodami a speleologickou problematikou, v rámci ktorých ani dnes nie sú komplexne objasnené hydrogeologické pomery. K stále nedoriešeným problémom patrí napríklad sporná otázka podzemného hydrologického prepojenia jaskýň Milada (Slovensko, Slovenský kras) a Vass Imre (Maďarsko, Aggtelekský kras). Výsledky starších stopovacích skúšok z 50. a 60. rokov minulého storočia doteraz nepotvrdili, ale ani nevyvrátili hydrologickú spojitosť medzi týmito jaskyňami. Doriešenie tejto otázky v súčasnosti sa stalo dôležitým predovšetkým z praktického aspektu spojeného s pripravovaným návrhom ochranného pásma oboch jaskýň.

Na spoločnom riešení uvedeného problému realizovanom v rozpätí rokov 2005 – 2006 participovala Správa slovenských jaskýň spolu so Správou NP Aggtelek. Vzhľadom na limitujúce možnosti využitia klasického speleologického prieskumu na obidvoch stranách sa pre výskum zvolila možnosť využitia stopovacích skúšok a geofyzikálnych meraní. Práce boli rozdelené do troch samostatných etáp. V rámci prvej etapy prác sa na slovenskej strane vykonal základný geofyzikálny prieskum. Druhá etapa pokračovala realizáciou stopovacej skúšky. Zatiaľ poslednú etapu predstavoval geofyzikálny prieskum v okolí jaskyne Vass Imre.

ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Všetky práce sa uskutočnili v najbližšom okolí obidvoch jaskýň. Na slovenskej strane zaberalo záujmové územie pásmo ležiace južne a juhovýchodne od obce Silická Brezová, v smere k obci Kečovo a maďarským hraniciam. V Maďarsku pokračovalo ďalej smerom k jaskyni Vass Imre a obci Jósvafő.

Národná prírodná pamiatka jaskyňa Milada predstavuje 800 m dlhú fluviokrasovú jaskyňu so stálym vodným tokom. Jaskyňa sa nachádza v katastri obce Silická Brezová v okrese Rožňava. Jaskyňu v roku 1946 objavil J. Majko so svojimi spolupracovníkmi prekopaním jedného z ponorov vo Fazuľovom údolí (Krupár, 1947). V súčasnosti tvorí vchod do jaskyne umelo vyrazená štôlňa. V jaskyni sa vykonalo už niekoľko speleopotápačských prieskumov, ktorých postup v smere toku zatiaľ stále limituje neprekonaný tesný sifón (Hochmuth, 2000). Pokračovanie jaskyne za sifónom je evidentné, presný priebeh chodieb však ostáva len v rovine dohadov.

Podľa geomorfologického členenia Slovenska patrí okolie jaskyne Milada k oblasti Slovenské rudohorie, celku Slovenský kras, podcelku Silická planina (Mazúr a Lukniš, 1978). Územie sa radí do mierne teplej a mierne vlhkej klimatickej oblasti.

Jaskyňa Vass Imre sa nachádza v katastri obce Jósvafő, v doline Tohonya v nadmorskej výške 273 m. Objavili ju jaskyniari v roku 1954 pod vedením L. Mauchu. Aktuálne zameraná dĺžka jaskyne je 2300 m, z toho 500 m je sprístupnených pre verejnosť. Jaskyňu charakterizujú predovšetkým riečne chodby, miestami vyvinuté v dvoch až troch úrovniach s početnými eróznymi a koróznymi tvarmi, najmä meandrami s bočnými zárezmi, stropnými korytami, zarovnanými stropmi, anastomózami a vírovými jamkami. Miestami obsahujú aj bohatú sintrovú výzdobu: náteky, stalaktity, stalagmity, stĺpy, sintrové hrádze, sporadicky aj heliktity. V zadných častiach rozoznať výrazné zlomové chodby, ktoré sa vytvorili na tektonickej poruche smeru SZ – JV. Spodnou úrovňou jaskyne v období zvýšenej hladiny krasovej vody preteká občasný vodný tok. Vody vytekajú v prameni Kis-Tohonya pred jaskyňou. Geomorfologicky jaskyňa patrí do Aggtelekského krasu a otvor sa nachádza na južnom úpätí planiny Haragistya.

Geologické pomery

Územie je z geologického hľadiska tvorené mohutnou karbonátovou kryhou silického príkrovu, ktorú J. Bystrický (1964) označil ako kečovskú. Má východo-západný priebeh. Zo severu ju ohraničuje výrazná, k severu uklonená násunová plocha v línii Ardovo – Silická Brezová – Derenk (v Maďarsku), ktorá je indikovaná aj silne redukovaným výstupom spodnotriasových pieskovcovo-bridličnatých verfénskych vrstiev. Južnú hranicu kečovskej kryhy tvorí podobná, k severu uklonená násunová plocha v línii Dlhá Ves – Kečovo – Jósvafő. Kryha medzi uvedenými plochami pozostáva z karbonátov takmer celého vrstevného sledu silického príkrovu, ktoré sú vcelku monoklinálne uložené k severu, ale s plytšími vrásovými ohybmi. Najspodnejšie časti, spodnotriasové verfénske vrstvy, ktoré tvoria hydrologickú bariéru, sú na slovenskej strane úplne redukované, na povrch vystupujú v okolí Jósvafő a Szinpetri. V hĺbke sa ich západné pokračovanie dá očakávať pod dolinou Kečovského potoka východne od Kečova. Podobne sú vo fragmentoch zachované aj gutensteinské vápence len na území Maďarska pri Jósvafő. Nadložné steinalmské vápence však vystupujú najmä na slovenskej strane v 400 – 800 m širokom pásme medzi obcami Dlhá Ves a Kečovo. Podobne, avšak v oveľa užšom pásme, sú tu rozšírené aj strednotriasové tmavosivé rohovcové reiflinské vápence.

Hlavnú masu kryhy tvoria wettersteinské vápence a dolomity. Dolomity, z hľadiska krasového zvetrávania menej priaznivé, sú rozšírené vo väčších škvrnách v širšom okolí Viničného vrchu (508 m) severozápadne od Kečova a v Maďarsku v okolí prameňa Kis-Tohonya (aj s počiatočnými chodbami jaskyne Vass Imre), ako aj v oblasti prameňa Lófej. Najmladšími členmi vrstevného sledu sú svetlé waxenecké vápence a červené halstattské vápence pri Silickej Brezovej.

Podľa načrtnutej geologickej stavby (podľa sklonu vrstiev karbonátovej kryhy) by sme očakávali pohyb krasových vôd smerom k severu. V skutočnosti však pohyb krasových vôd smeruje na juh. Dôvodom je skutočnosť, že počas terciérneho výzdvihu územia boli karbonátové kryhy Silickej planiny uklonené k juhu a krasové vody si našli vhodné cesty južným smerom najmä po terciérnych zlomoch smeru SZ – JV a S – J. V protiklonne uložených vrstvách sa preto v aktívnych podzemných chodbách južnej časti planiny dá očakávať častejší výskyt freatických slučiek a sifónov.

Hydrogeologické a hydrologické pomery

Hydrologické a hydrogeologické pomery územia vo veľkej miere podmieňuje jeho geologicko-tektonická stavba. Povrchová riečna sieť záujmovej oblasti je z väčšej časti prenesená do podzemia. Ako hydrogeologické kolektory v území vystupujú najmä karbonáty stredného a vrchného triasu. K hlavným faktorom ovplyvňujúcim variabilitu priepustnosti a obeh podzemných vôd patrí stupeň tektonického porušenia a stupeň skrasovatenia.

Slovenská časť predmetného územia je podľa hydrogeologickej rajonizácie Slovenska (Šuba et al., 1984) súčasťou rajónu MQ 129 – mezozoikum centrálnej a východnej časti Slovenského krasu. V rámci vyčlenenia hydrogeologických štruktúr Slovenského krasu patrí územie ku Kečovskej hydrogeologickej štruktúre. Podstatná časť tejto štruktúry sa nachádza na území Maďarska, kde ležia aj všetky jej významnejšie pramene (Babot-kút, Szabó-kút, Kis- a Nagy-Tohonya, Lófej). Výnimku tvoria len Kečovské vyvieračky situované severne od obce Kečovo. Veľkú vyvieračku v Kečove (Kečovská vyvieračka, obr. 1) charakterizuje vysoký rozkyv výdatnosti. Kým jej minimálna výdatnosť na základe meraní vykonaných Slovenským hydrometeorologickým ústavom so 7-denným krokom merania za obdobie hydrologických rokov 1990 až 2006 predstavovala len 0,01 l/s (20. 10. 1993), maximálna výdatnosť za rovnako dlhé obdobie zodpovedala až 954 l/s (27. 4. 2005). Priemerná výdatnosť vyvieračky za uvedené obdobie bola stanovená na 55,9 l/s. Veľká vyvieračka v Kečove je stálou vyvieračkou, ktorej vody po vystúpení na povrch formujú Kečovský potok. Kečovský potok reprezentuje hraničný slovensko-maďarský vodný tok. V obci Jósvafő sa vlieva do Jósvy, ktorá tu priberá potoky Tohonya a Kajta. Na južnom okraji planiny, východne od obce Kečovo, sa nachádzajú ešte ďalšie dve občasné vyvieračky. Ide o Kečovskú vyvieračku 2 a Kečovskú vyvieračku 3 (obr. 2), ktoré sú aktívne len v čase vysokého naplnenia hydrogeologickej štruktúry. Štruktúra sa pritom dopĺňa prevažne zrážkovými vodami.

K významným podzemným tokom štruktúry patrí vodný tok z jaskyne Milada, ktorého prietok sa zvyčajne pohybuje len v rozpätí niekoľkých l/s. Časť jeho podzemného riečiska je známa aj z priepasti Bezodná ľadnica. Stopovacími skúškami sa dokázalo aj prepojenie vôd z jaskyne Milada s vodami Kečovskej vyvieračky. Vzdušná vzdialenosť medzi týmito lokalitami pritom predstavuje 2,6 km pri prevýšení okolo 60 m.

Na maďarskom území sú pramene Babot-kút, Szabó-kút a Nagy-Tohonya umiestnené priamo na násunovej ploche, teda na styku verfénskych vrstiev a karbonátov.

Obr. 1. Kečovská vyvieračka. Foto: D. Haviarová
Fig. 1. Kečovská resurgence. Photo by D. Haviarová

Obr. 2. Kečovská vyvieračka 2 za suchého stavu. Foto: L. Vlček
Fig. 2. Kečovská resurgence 2 during dry period. Photo by L. Vlček

Odvodňujú malú krasovú planinu severne od Jósvafő, pričom do prameňa Nagy-Tohonya sa dostávajú vody aj z oveľa severnejšie ležiaceho prameňa Mogyorós-kút v závere doliny Ménes (neďaleko od slovenských hraníc), ako aj ponorné vody z prameňa Lófej. Na rozdiel od nich prameň Kis-Tohonya s maximálnou výdatnosťou až 450 l/s leží vo vápencoch na úpätí planiny Haragistya a je zrejme dotovaný vodou aj z ponorov na slovenskej strane, pravdepodobne severovýchodne od Milady.

GEOFYZIKÁLNY PRIESKUM

Využitie geofyzikálnych prác v rámci úlohy vychádzalo z minulosti úspešného použitia geofyzikálnej odporovej metódy v jaskyni Domica pri stanovení priebehu dovtedy neznámych jaskynných chodieb (Géczy a Kucharič, 1997). Vlastné prieskumné práce boli rozdelené do dvoch samostatných etáp, počas ktorých sa zachovali rovnaké metodické postupy.

Metodika

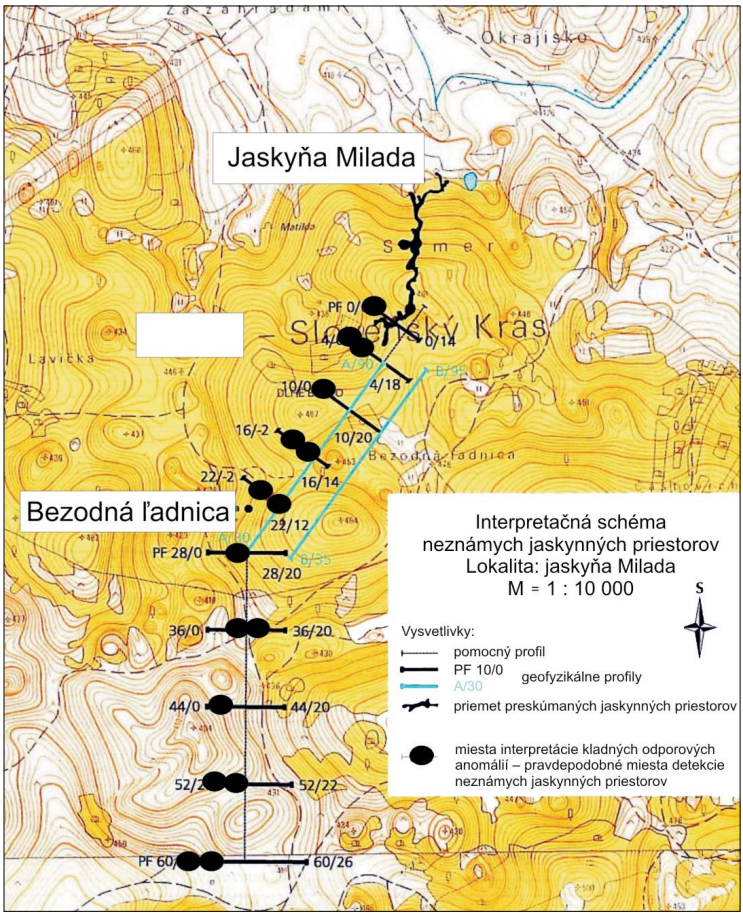
Pri prieskume sa využila špeciálna geofyzikálna metóda vychádzajúca z metódy SOP (symetrického odporového profilovania). Použili sa pri nej rôzne varianty rozostupov v závislosti od predpokladanej hĺbky úrovne skúmaného jaskynného systému. V prvej fáze sa vyniesol pôdorys jaskyne do topografickej mapy a stanovil plošný rozsah skúmaného územia. Následne sa vytýčili pomocné profily volené v predpokladanom smere pokračovania skúmanej jaskyne. Vlastné prieskumné profily boli vytýčené v smere kolmom na pomocné profily. Pozdĺž prieskumných profilov sa vykonali geoelektrické merania SOP s takými parametrami zostavy, aby sa maximálny užitočný signál získal z tej hĺbky, v ktorej sa predpokladal priebeh úrovne jaskynného systému. Dĺžka profilov závisela od výsledkov meraní v rámci profilu a výsledkov susedných profilov. Pozdĺž niektorých profilov boli pre väčšiu výpovednú hodnotu použité merania s dvoma nezávislými rozostupmi s rôznym hĺbkovým dosahom. Krok meraní bol 2 metre. Na základe priebežných výsledkov sa v niektorých prípadoch lokalizácia profilov upravovala. Celkovú hustotu profilov a rozsah meraní limitovalo množstvo pridelených finančných prostriedkov. Pri interpretácii získaných výsledkov sa vychádzalo z predpokladu, že otvorená jaskynná chodba sa v podzemí prejaví v poli zdanlivého merného odporu ako nevodič, teda kladnou anomáliou.

Vlastné geofyzikálne práce realizovala spoločnosť ECS Environmental Consulting Services Slovakia, s r. o., Spišská Nová Ves. Na meranie sa použila prenosná geoelektrická aparatúra GEVY 100 – MIMI II.

I. etapa geofyzikálnych prác

Ako prvé sa pri riešení problému podzemného hydrologického prepojenia jaskýň Milada a Vass Imre v priebehu októbra a novembra roku 2005 realizovali geofyzikálne merania v okolí jaskyne Milada. Cieľom týchto prác bolo lokalizovať predpokladané pokračovanie jaskyne od jej známeho juhozápadného ukončenia smerom ku Bezodnej ľadnici a následne ku Kečovskej vyvieračke. Zároveň sa mali vykonať testovacie merania východným smerom od jaskyne na overenie indikácie možnej odbočky podzemného systému smerom k štátnej hranici s Maďarskom, teda k jaskyni Vass Imre. Pri overovaní pokračovania jaskyne Milada južným a juhozápadným smerom sa vytýčila sieť 10 geofyzikálnych profilov v dĺžkach 140 až 280 metrov. Vzájomná vzdialenosť profilov bola variabilná od 100 do 200 metrov. Na overenie možného východného pokračovania systému sa vytýčili a premerali dva 600 metrov dlhé profily (profil „A“ a paralelný profil „B“ vo vzdialenosti 100 m smerom na JV). Celková dĺžka vytýčených profilov, pozdĺž ktorých sa vykonali geofyzikálne merania v tejto etape, bola 3100 m. Zjednodušenú situáciu – priemet jaskyne v mape, umiestnenie pomocných a prieskumných profilov, ale aj miesta interpretácie kladných odporových anomálií – zachytáva obr. 3.

Z výsledkov meraní a ich následnej interpretácie vyplýva, že zachytené anomálie s vysokou mierou pravdepodobnosti vypovedajú o pokračovaní systému jaskyne Milada v smere k Bezodnej ľadnici a ďalej ku Kečovskej vyvieračke. Výsledky meraní zamerané na pokračovanie jaskyne východným smerom vzhľadom na svoj rozsah nepriniesli jednoznačné výsledky. Pole zdanlivého merného odporu pozdĺž prieskumných profilov v tejto časti územia bolo veľmi členité, a to so zreteľom na rozsah prác nebolo možné jednoznačne interpretovať. V súčasnosti tento materiál môže slúžiť ako dobrý východiskový podklad pre budúci prieskum.

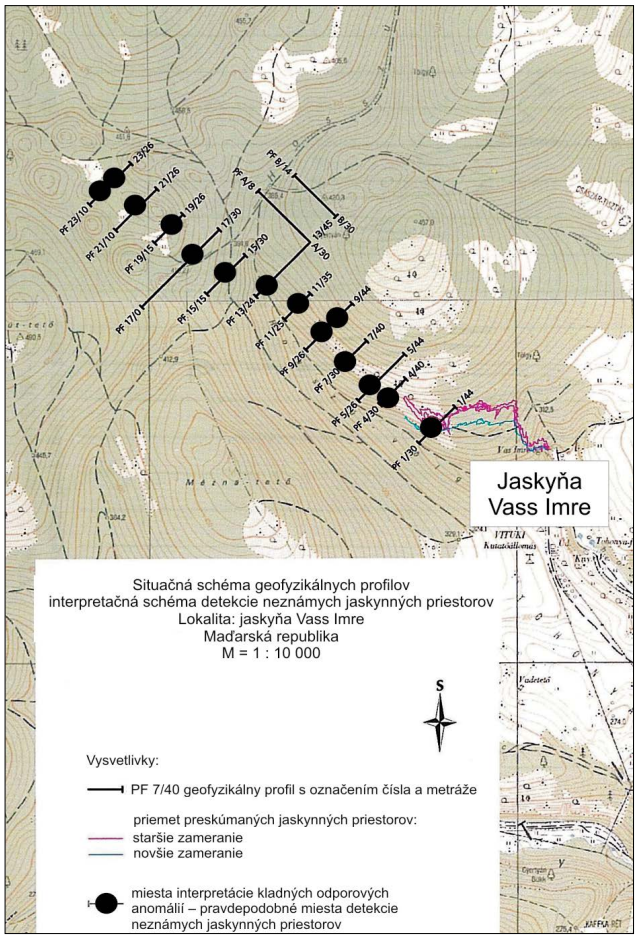


Obr. 3. Interpretácia výsledkov I. etapy geofyzikálnych prieskumov, situačná schéma profilov
Fig. 3. First phase of geophysical research – interpretation of results, the layout scheme of profiles

II. etapa geofyzikálnych prác

Druhá etapa geofyzikálnych prác sa realizovala v priebehu októbra a novembra 2006 na území Maďarska, v okolí jaskyne Vass Imre. Cieľom etapy bolo lokalizovať predpokladané pokračovanie jaskyne Vass Imre v smere od jej známeho severozápadného ukončenia v nadväznosti na priebeh tektonickej línie, na ktorej je jaskyňa vyvinutá. Zároveň sa overovalo možné vetvenie tejto línie severným a severovýchodným smerom, v smere priebehu Hosszú völgy (Dlhej doliny).

Pomocný profil meraní v dĺžke 1200 metrov sa viedol od oblasti známeho severozápadného ukončenia jaskyne Vass Imre smerom na SZ. Vlastné prieskumné profily boli vytýčené v smere kolmom na tento profil, t. j. kolmo na predpokladané pokračovanie jaskyne. V prvom kroku sa vytýčilo niekoľko prieskumných profilov v dĺžke 150 – 300 m, vzdialených od seba 200 m. Na základe výsledkov z týchto profilov sa profilová sieť zahustila tak, že konečná vzdialenosť profilov bola 50 – 100 m. Vlastné merania sa robili v niekoľkých postupných krokoch, vždy po vyhodnotení predchádzajúcich výsledkov. Celkovo v tejto časti územia bolo vytýčených 12 geofyzikálnych profilov.



Obr. 4. Interpretácia výsledkov II. etapy geofyzikálnych prieskumov, situačná schéma profilov
Fig. 4. Second phase of geophysical research – interpretation of results, the layout scheme of profiles

Na overenie možného severovýchodného, prípadne severného pokračovania systému v smere Dlhej doliny sa vytýčili a premerali dva profily v dĺžkach 160 a 220 metrov.

Celková dĺžka vytýčených profilov, pozdĺž ktorých sa vykonali geofyzikálne merania v tejto etape, predstavovala 2270 m. Anomálie (obr. 4) získané z výsledkov meraní pozdĺž jednotlivých profilov korelujúce s úrovňou jaskynného systému sa interpretovali ako možné pokračovanie jaskyne. Doterajšie výsledky meraní z profilov situovaných v smere línie Dlhej doliny nepreukázali existenciu jaskynných chodieb prebiehajúcich v tomto smere.

STOPOVACIA SKÚŠKA

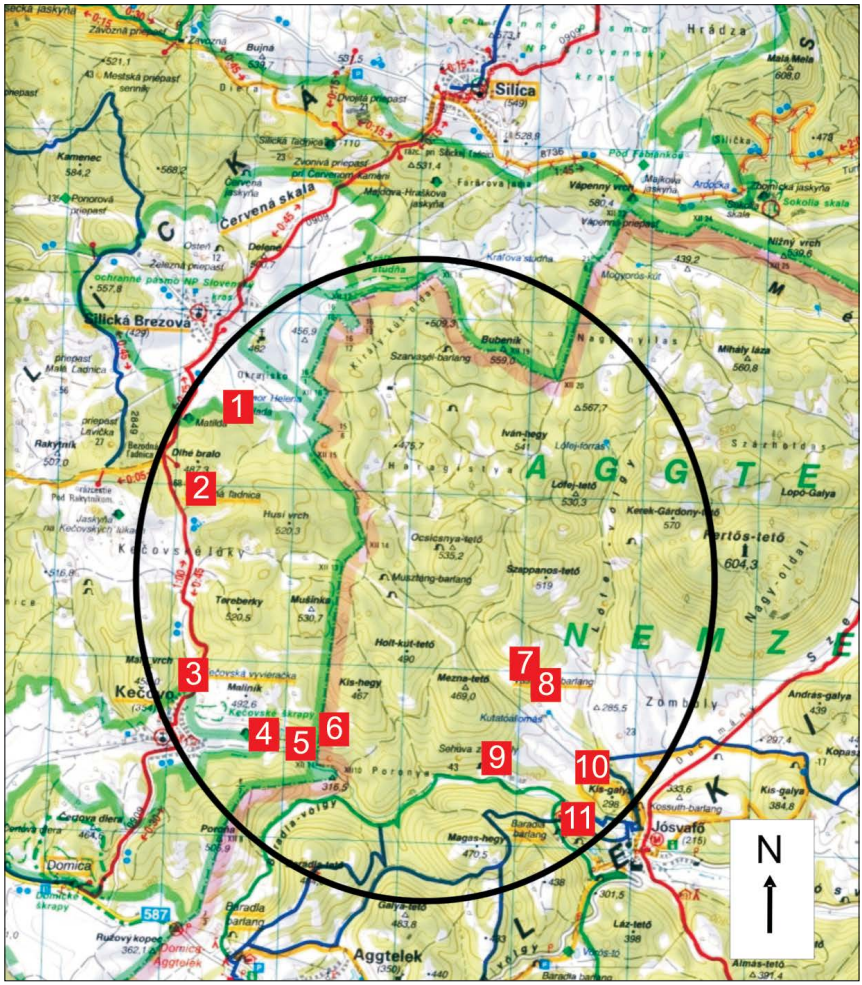
Po skončení prvej etapy geofyzikálnych meraní v predmetnom území prišla na rad realizácia stopovacej skúšky. Stopovacie skúšky patria k najúčinnejším metódam slúžiacim na posúdenie podzemného hydrologického prepojenia medzi dvoma, prípadne viacerými lokalitami. V jaskyni Milada, resp. v jej okolí sa v minulosti uskutočnilo niekoľko stopovacích skúšok (tab. 1). Pozitívny výsledok skúšky na maďarskej strane

Tab. 1. Prehľad starších stopovacích skúšok na lokalite
Table 1. Overview of older tracing tests in the locality

Začiatok skúšky	Stopovacia látka	Miesto aplikácie stopovača	Miesto detekcie stopovača				Čas detekcie stopovača	Literatúra
			Bezodná ľadnica	Kečovská vyvieračka	Malotohonyská vyvieračka Kis-Tohonya	Prameň Jósva		
28. 12. 1955	fluoresceín	silicko-brezovské lúky	nesledované	negatívne	negatívne	nesledované		Majko (1959)
11. 5. 1958	rádioaktívna voda	100 m od ponoru Helena	nesledované	pozitívne	negatívne	nesledované	?	Majko (1959)
	NaCl (100 kg)	100 m od ponoru Helena	nesledované	pozitívne	pozitívne	nesledované	?	Majko (1959)
12. 5. 1958	fluoresceín	100 m od ponoru Helena	nesledované	pozitívne	negatívne	nesledované	60 hodín	Majko (1959)
5. 8. 1958	fluoresceín	100 m od ponoru Helena	nesledované	pozitívne	?	nesledované	?	Majko (1959)
9. 9. 1960	fluoresceín	Bezodná ľadnica	nesledované	pozitívne	nesledované	nesledované	21 hodín	Majko (1961)
1963	NaCl	tok v Milade	nesledované	nesledované	pozitívne	nesledované	?	Sárváry (1965)
18. 1. 1975	fluoresceín	tok v Milade	pozitívne	pozitívne	nesledované	pozitívne	?,?,2 dni pre prameň Jósva	Maucha (1975)
12. 4. 1985	fluoresceín	tok v Milade	nesledované	pozitívne	nesledované	nesledované	7 dní	Orvan (1994)

sa podľa dostupných informácií dosiahol len počas pokusu z apríla 1958 pri použití stopovača NaCl, aj keď aj v tomto prípade vzhľadom na detegované množstvo stopovača nebol výsledok úplne jednoznačný.

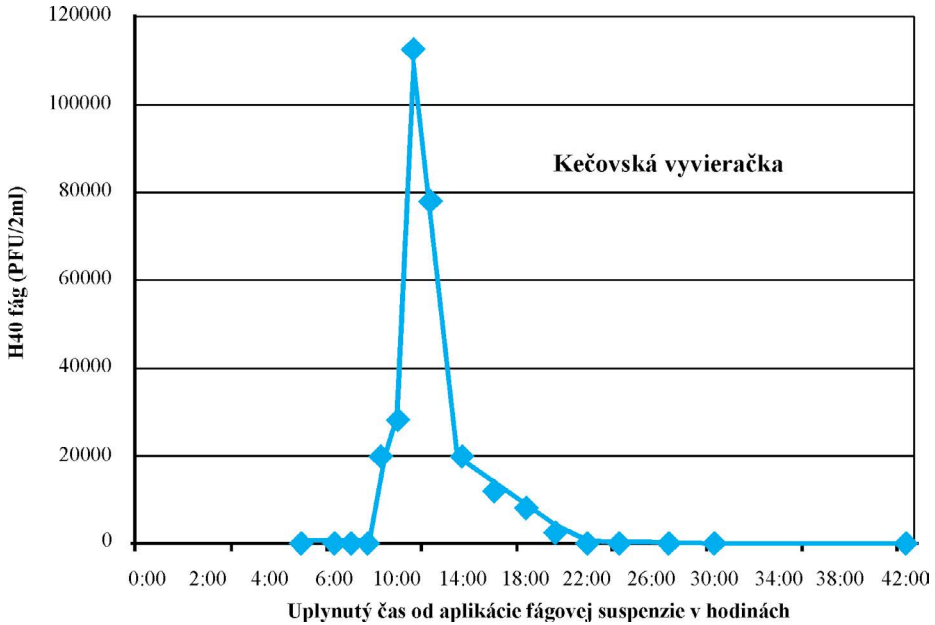
Vykonanie stopovacej skúšky bolo podmienené priaznivými klimatickými pomermi, ktoré sa vo veľkej miere odrážajú na celkovom zvodnení štruktúry. Vhodné podmienky nastali v júni 2006, keď sa po intenzívnych zrážkach kvôli vysokému naplneniu hydrogeologickej štruktúry stali aktívnymi aj niektoré miestne občasné vyvieračky. Priaznivý stav zvodnenia dokumentovala aj výdatnosť Kečovskej vyvieračky, ktorá bola podľa údajov z meraní Slovenského hydrometeorologického ústavu druhou najvyššie nameranou výdatnosťou od roku 1990. Ako stopovače sa vzhľadom na záchyt vody z Kečovskej vyvieračky pre vodovod Kečovo – Dlhá Ves použili bakteriofágy, ktoré negatívne neovplyvňujú kvalitu vôd a nemajú toxické ani patogénne účinky na živé organizmy. Presnejšie išlo o bakteriofágy H40/1 (čeľaď *Siphoviridae*) izolované z Atlantického oceánu, ktoré nie sú schopné v sladkovodných podmienkach dlhodobo prežívať ani sa samostatne rozmnožovať. Dodanie fágov, ako aj analýzu všetkých odobratých vzoriek vody zabezpečil a vykonal Epidemiologický ústav v Budapešti. Vlastná realizácia prác spočívala v aplikácii suspenzie obsahujúcej fágy priamo do



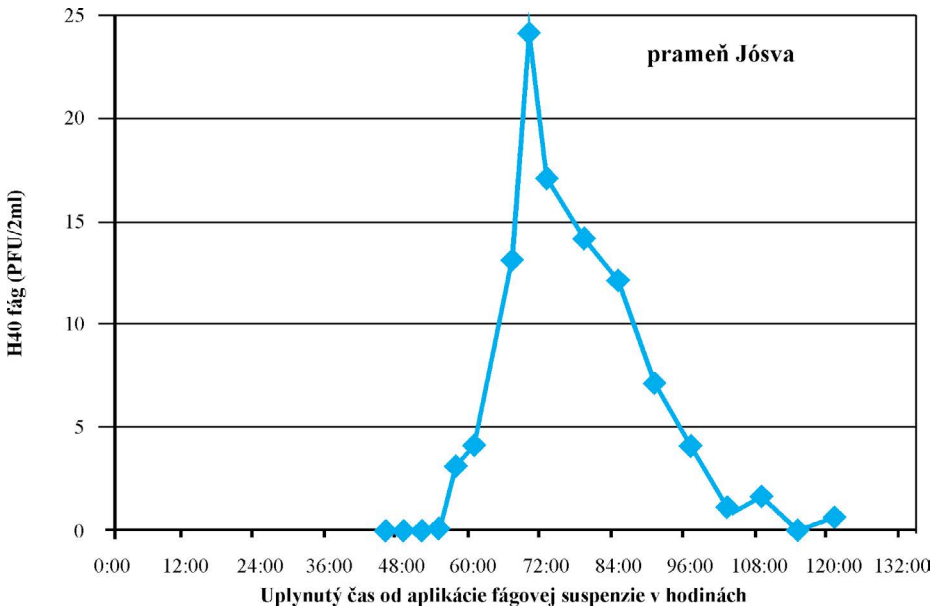
Obr. 5. Situačná mapka územia s miestom aplikácie fágov (1 – Milada) a odbernými miestami počas stopovacej skúšky (2 – Bezodná ľadnica, 3 – Kečovská vyvieračka, 4 – Kečovská vyvieračka 2, 5 – Kečovská vyvieračka 3, 6 – priepasť Náti-lyuk, 7 – jaskyňa Vass Imre, 8 – prameň Tohonya, 9 – prameň Babot-kút, 10 – prameň Szabó-kút, 11 – prameň Jósva)

Fig. 5. Map of the territory with the injection places of phages (1 – Milada) and sampling places during tracing test (2 – Bezodná ľadnica, 3 – Kečovská resurgence, 4 – Kečovská resurgence 2, 5 – Kečovská resurgence 3, 6 – Náti-lyuk Abbys, 7 – Vass Imre Cave, 8 – Tohonya spring, 9 – Babot-kút spring, 10 – Szabó-kút spring, 11 – Jósva spring)

podzemného toku v jaskyni Milada a následnom odbere vzoriek vody na vopred vybratých stanovištiach. Za odberné miesta na slovenskej strane sa zvolili priepasť Bezodná ľadnica (70 m hlboká priepasť s nadm. výškou 465 m), Kečovská vyvieračka (stála vyvieračka s nadm. výškou 335 m), Kečovská vyvieračka 2 (9 m hlboká občasná vyvieračka s nadm. výškou 319 m aktívna až po začatí aktivity Kečovskej vyvieračky 3) a Kečovská vyvieračka 3 (11 m hlboká občasná vyvieračka s nadmorskou výškou 300 m). V Maďarsku sa odbery realizovali na stálych prameňoch Tohonya, Szabó-kút, Babot-kút a Jósva, ako aj v priepasti Náti-lyuk (obr. 5), ktorá v stave zýšenej hladiny krasovej vody funguje ako občasný prameň.



Obr. 6. Priebeh stopovacej skúšky na lokalite Kečovská vyvieračka
Fig. 6. The course of tracing test in the Kečovská resurgence



Obr. 7. Priebeh stopovacej skúšky na lokalite prameň Jósva
Fig. 7. The course of tracing test in the Jósva spring

Podľa výsledkov z odberov vzoriek vody, ktoré sa spracovávali priebežne v prenosnom laboratóriu v Aggteleku, sa bakteriofágy ako prvé objavili po 2,5 hodine v Bezodnej ľadnici. Druhým odberným miestom s pozitívnym výsledkom bola Kečovská vyvieračka. Na tejto lokalite sa bakteriofágy objavili po 8 hodinách od ich aplikácie v jaskyni, s maximálnou koncentráciou po 11 hodinách (obr. 6). Objavenie fágov sa po 23 hodinách zaregistrovalo aj v Kečovskej vyvieračke 3. Na maďarskej strane sa fágy objavili len v prameni Jósva v časovom horizonte 57,5 hodiny od ich aplikácie v Milade a s pozitívnou detekciou počas 62,5 hodín (obr. 7).

ZÁVER

Sumarizácia výsledkov geofyzikálnych prác a stopovacej skúšky preukázala pokračovanie jaskyne Milada smerom k Bezodnej ľadnici a Kečovským vyvieračkám. Dokázala sa existencia podzemného hydrologického prepojenia medzi jaskyňou Milada, Bezodnou ľadnicou a Kečovskou vyvieračkou. Priaznivé klimatické a hydrologické podmienky v čase realizácie stopovacej skúšky sa odrazili na rýchlosti prúdenia podzemnej vody. Pri prietoku podzemného toku v jaskyni Milada 310 l/s a výdatnosti Kečovskej vyvieračky 645 l/s (údaje získané hydrometrovacími prácami) v čase skúšky sa rýchlosť prúdenia podzemnej vody pohybovala v priemere okolo 330 m/h. Pri starších prácach za rozdielnych klimatických pomerov dosahovala najnižšia prepočítaná rýchlosť len okolo 15,6 m/h. Nepomer objemu vody v jaskyni a vyvieračke hovorí o podstatne väčšej zbernej oblasti vyvieračky, kde prítok z jaskyne Milada tvorí len jeden z jej zdrojov. Pozitívny výsledok stopovacej skúšky v Kečovskej vyvieračke 3 (najnižšie položená vyvieračka v slovenskej časti záujmového územia) v spojení s výsledkami merania teploty a mernej elektrickej vodivosti vody môžeme interpretovať skôr ako výsledok sekundárneho prieniku fágov z Kečovského potoka do vyvieračky. Vody Kečovského potoka pravdepodobne v niektorom mieste skryte prestupujúce do prívodných ciest privádzajúcich vodu do vyvieračky. Tieto cesty sa stávajú aktívnymi len v čase vysokého nasýtenia štruktúry. Aj preto je vyvieračka občasná a voda z nej vystupuje pod tlakom z hĺbky 11 metrov. Tieto úvahy pri súčasnom stupni poznania by potvrdila len ďalšia samostatná stopovacia skúška. Podobná situácia ako pri Kečovskej vyvieračke 3 nastáva pravdepodobne aj v prípade prameňa Jósva; aj tu rovnako predpokladáme sekundárny prienik fágov z Kečovského potoka. Negatívny výsledok stopovacej skúšky sa vzťahuje na prepojenie jaskyne Milada s jaskyňou Vass Imre. Rovnako sa nepotvrdilo ani prepojenie s Kečovskou vyvieračkou 2, priepasťou Náti-lyuk, prameňmi Tohonya, Szabó-kút a Babot-kút. Výsledky geofyzikálnych meraní v Maďarsku naznačili pokračovanie jaskyne Vass Imre smerom k slovenským hraniciam. Stále tak ostáva reálna možnosť vymedzenia infiltračnej oblasti občasného podzemného toku z tejto jaskyne aj na slovenskej strane územia. Naďalej pretrváva i nedoriešený problém smeru prúdenia podzemných vôd z občasne aktívnych ponorových depresií ležiacich v blízkosti hranice východným smerom od jaskyne Milada. Práve tie by mali byť v budúcnosti predmetom bližšieho skúmania.

LITERATÚRA

Bystrický, J. 1964. Slovenský kras. Stratigrafia a Dasycladaceae mezozoika Slovenského krasu. Bratislava, 1–203.

Géczy, J. – Kucharič, Ľ. 1997. Geofyzikálny prieskum ponornej oblasti jaskyne Domica. Aragonit, 2, 8–10.

Hochmuth, Z. 2000. Problémy speleologického prieskumu podzemných tokov na Slovensku. UPJŠ, Prešov, 1–164.

Krupár, Z. 1947. Nové jaskyniarske nádeje v oblasti Borzovsko-Kečovskej na základe hydrologických pomerov južnej časti Silickej planiny. Krásy Slovenska, 24, 5–6, 128–161.
Majko, J. 1959. Sporné morfologické problémy v Silicko-brezovsko-kečovskej jaskynnej sústave vyriešené. Krásy Slovenska, 36, 10, 374–376.
Majko, J. 1961. Najnovší prieskum v Silicko-Brezovskej Bezodnej ľadnici. Krásy Slovenska, 38, 1, 39.
Maucha, L. 1975. Jelentés a Papp Ferenc Barlangkutató Csoport 1975. évi tevékenységéröl.-Beszámoló a Magyar Karszt és Barlangkutató Társulat 1975 második félévi tevékenységéröl.
Mazúr, E. – Lukniš, M. 1978. Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. Geografický časopis, 30, 2, 101–125.
Orvan, J. 1994. Podzemné vody. In Rozložník, M. – Karasová, E. (Eds.): Slovenský kras, CHKO – biosférická rezervácia, Osveta, Martin, 225–234.
Sárváry, I. 1965. Sikeres kisérlet a Vass Imre-barlangnát. Karszt és Barlang, 1964, 2, 64.
Šuba, J. – Bujalka, P. – Cibiľka, Ľ. – Hanzel, V. – Kullan, E. – Porubský, A. – Pospíšil, P. – Škvarka, L. – Šubová, A. – Tkáčik, P. – Zakovič, M. 1984. Hydrogeologická rajonizácia Slovenska. SHMÚ Bratislava, 1–100.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	127 – 140	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

THE STRUCTURE OF AIRFLOW INSIDE THE LOWER PART OF THE DOBŠINSKÁ ICE CAVE (THE UNDERGROUND FLOOR AND ICE CLIFF AREA)

JACEK PIASECKI[1], TYMOTEUSZ SAWIŃSKI[1], JÁN ZELINKA[2]

[1] Department of Meteorology & Climatology, Geographical Institute & Regional Development, University of Wrocław, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, Poland; piasecki@biskupin.wroc.pl; t_sawicki@meteo.uni.wroc.pl

[2] Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; zelinka@ssj.sk

J. Piasecki, T. Sawiński, J. Zelinka: The structure of airflow inside the lower part of the Dobšinska Ice Cave (the Underground Floor and Ice Cliff area)

Abstract: As part of a research programme on the character of air exchange and thermal-circulation system in the Dobšinská Ice Cave, from July 2005 to August 2007 airflow measurements were taken in the lower part of the cave (the Underground Floor and Ice Cliff area). The measurements were a continuation of earlier research, conducted in the cave from July 2002. To register the movement and thermal current of air, acoustic anemometers were used, located along horizontal and vertical profiles of chambers. The collected documentation provided new information on seasonal and spatial differentiation of air exchange in the lower part of the cave, as well as on the role of ice-free areas of this part of the cave in the forming of the air exchange process in the whole cave.

Key words: Dobšinská Ice Cave, cave climate, air exchange

INTRODUCTION

In the upper part of the Dobšinská Ice Cave (the Entrance Collapse, Small Hall, Great Hall, Collapsed Dome) airflows occur evoked by chimney effect. Its activity is related to air exchange among the valley, the cave and the Duča karst collapse (Halaš, 1989; Piasecki et al., 2004, 2005). The chimney effect is the main factor shaping air movement in this part of the cave. The Underground Floor and Ice Cliff areas are, due to their location and configuration, outside the range of direct effect of airflows, caused by the chimney effect, in the cave upper part. In winter season, the Underground Floor Hall remains under the influence of winter external air, which gets to the cave via the entrance collapse and flows downwards along the Icefall (Halaš, 1989; Petrovič and Šoltís, 1971; Piasecki et al., 2004, 2005; Pflitsch et al., 2007). In summer season, however, in the direction of the lower part of the cave, flows air cooled from the ice in the Small Hall and above Icefall (Piasecki et al., 2004, 2005; Pflitsch et al., 2007). According to such course of air circulation, the lower cave part should become a place of accumulation of cold, which shapes and preserves the state of icing in this part of the cave. In fact, the contact of the Underground Floor area with ice-free parts of the cave does not support the stagnation of the in-flowing air in this part of the cave. Observations and measurements taken before have proved the occurrence of airflow in the area of lower

part corridors, along the Ice Cliff face, and its inflow to a hall located deeper in the cave upper part. Those ascertainments were used to construct a general model of air exchange for the whole cave (Pflitsch et al., 2007).

Relating to these results, in July 2005 further, more detailed research on air movement in chosen chambers of the lower part of the cave began.

DESCRIPTION OF THE RESEARCH AREA

The Underground Floor and Ice Cliff area create one of two main chambers of the cave lower part (Figure 1). From the western side, through the Icefall, the chamber is connected with the upper part (located 30 m higher) and the entrance area (Fig. 1, 2a). From the South, it borders on lower located, ice-free corridors of Stalactic Cellar. From the East, it is closed by ice monolith, which reaches a rock wall. An artificial tunnel,

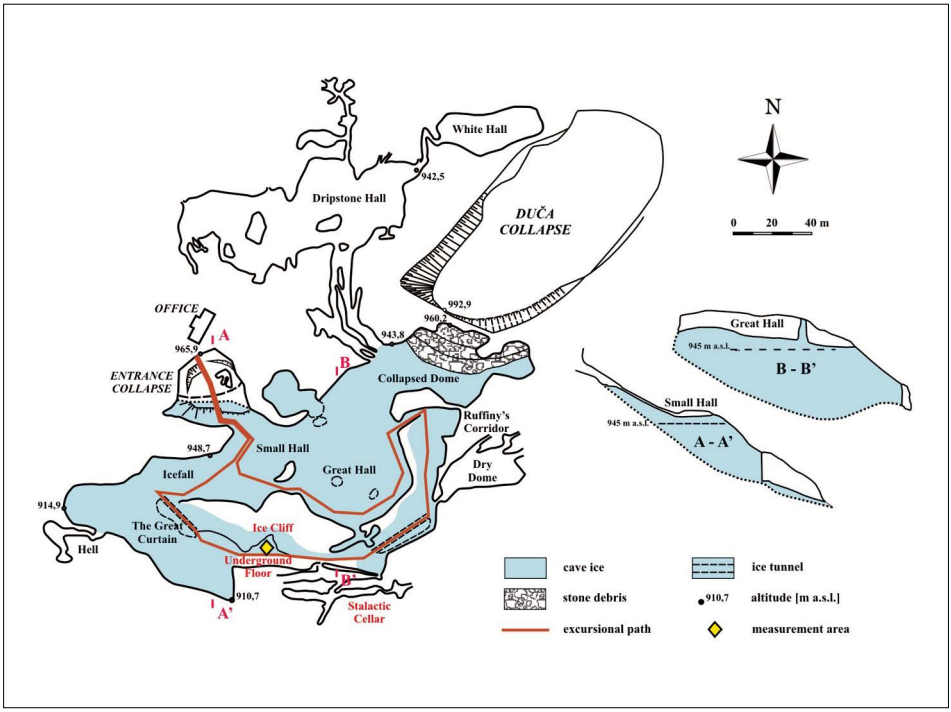


Fig. 1. Dobšinská Ice Cave – map and cross sections

digged in the monolith, connects the Underground Floor area with a next great chamber of the cave lower part (the Ruffiny's Corridor). From the North, the chamber is closed with the Ice Cliff. The chamber ceiling is located approximately 15 m above floor. The floor is covered with ice mixed with rock debris and blocks. In the southern part, the chamber floor falls steeply towards the Stalactic Cellar corridors. The Underground Floor area and the Stalactic Cellar are connected by clefts between the blocks of rock filling the bottom of the chamber. At the foot of the cliff, in the ice monolith, a natural cavern is located (Photo 1). Its bottom is covered with rock debris. The morphology of the cliff and cavern surfaces implies a link between their origin and the air movement shaping them (Bella, 2007).

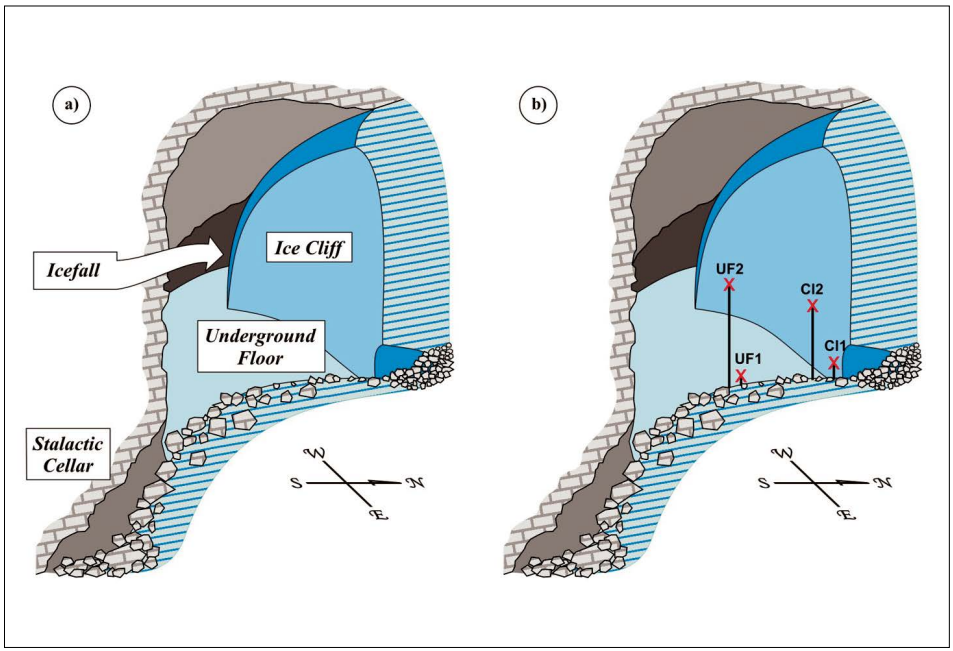


Fig. 2. The Underground Floor and Ice Cliff area. Situational scheme (a) and measurement points location (b)

Photo 1. Underground Floor. The view of the Ice Cliff foot and the ice cavern. Photo T. Sawiński

METHODOLOGY OF INVESTIGATIONS

During the air movement registration, acoustic anemometers type USA-1 were used, by Metek GmbH (METEK, 2001; Piasecki and Sawiński, 2007). Data on thermal conditions in the exterior, collected by the cave speleoclimatic monitoring network (Zelinka, 2002), were also used in this paper.

In Ice Cliff and Underground Floor area, air movement was registered in the period from July 2005 to August 2006, in two half-year measurement series. They had been planned to enable receiving data from both warm and cold months, from locations crucial to the assumed research aim. The first series lasted from 26th July 2005 to 3rd February 2006. Its aim was to collect more information on the structure and dynamics of air exchange in that area. Anemometers got installed in the central part of the chamber, close to each other, on the height of 0.75 m and 4.5 m (Fig. 2b).

During the second measurement series, in the period from 3rd February 2006 to 6th August 2006, the anemometers were placed directly in front of the Ice Cliff (Fig. 2b, Photo 2). One of them was put in the distance of 1 m from the cliff face, in the height of 3.5 m, and the second in the height of 1.5 m, in the centre of an opening of an ice cavern, located at the foot of the cliff (Photo 2). The aim of research conducted during this measurement series was to determine the character of air movement close to the Ice Cliff surface. Basing of those measurements, authors searched for the justification for a thesis saying that both the origin and morphology of the cliff are related to the inflow of air from lower, ice-free parts of the cave.

During the whole measurement period, the air movement parameters were registered at frequency of 1 min.

Photo 2. Measurements points Cl1 and Cl2 location. Photo J. Ringeis

RESULTS OF INVESTIGATION – 1ST MEASUREMENTS SERIES

Evolution and course of both seasonal and periodical changeability in the air exchange on both cave levels show significant similarity and depend on the difference in air temperature between the cave (T_{INT}) and the exterior (T_{EXT}). In periods when $T_{EXT} < T_{INT}$ (in winter and periodically in autumn and spring; Fig. 3, 4), intensive inflow of cool external air to the cave occurred. The external air flowed from the entrance, through Icefall to the Underground Floor and then – through the artificial tunnel in the ice monolith – towards the other chambers of the lower part. This inflow was most distinct in the layer above chamber floor (Fig. 5a, 5b). Its main features were stable flow direction (from WSW and SW sectors) and relatively high velocity (in the order of 0.1 – 0.4 ms^{-1}). The velocity was strictly dependant on changes in air temperature in the exterior (Fig. 4, 6a). Higher, on the height of 4.5 m, air flowed with distinctly lower intensity (Fig. 5c, 5d). Direction of this flow was unstable and its velocity was significantly lower (in the order of 0.05 ms^{-1}) than velocity in the above-floor layer. Its relation to air temperature changes in the exterior was also distinctly weaker (Fig. 6b).

In the periods when air temperature in the exterior was higher than in the cave ($T_{EXT} > T_{INT}$), on the level of 0.75 m air was flowing in from a stable sector (from S to SE) with the average velocity of 0.06 ms^{-1} (Fig. 3, 4, 7a, 7b). The airflow was directed towards the Ice Cliff, from the clefts connecting the Underground Floor with the Stalactic Cellar corridors. The temperature of inflowing air was only changing in very small range (0.01 – 0.02 °C) and it remained at the level of –1.0 °C. In the same time, horizontal air movement on the height of 4.5 m was very weak (0.01 – 0.02 ms^{-1}) and its direction was unstable (Fig. 7c, 7d). Air showed a strong, constant tendency to subsidence. Disturbances in the airflow direction, as well as short periods of rise in flow velocity and air temperature, registered at both heights, were caused by passing of tourist groups.

RESULTS OF INVESTIGATION – 2ND MEASUREMENT SERIES

During the period, when cool external air flows into the cave, airflow registered on the CL1 station (sheltered from the West by cavern walls and rock debris and blocks) had different pattern from that observed in the centre of the chamber. However, the reaction of that flow to changes in air temperature in the exterior was similar (Fig. 8).

From the end of winter, at the foot of the cliff, the activity of airflow from the direction of Stalactic Cellar (sectors from S to SE) towards the Ice Cliff increased. Velocity of this flow was in order of 0.04 – 0.05 ms^{-1} and its occurrence relied on the temperature difference between the cave and the exterior (Fig. 8). In the period from April to June, the inflow of air from the direction of ice-free chambers (the Stalactic Cellar) was already stable. From the end of June, airflow direction at the exit from the cavern changed from S to NE, and both its velocity and ascent angle increased (Fig. 9a, 9b). Simultaneously, outflow of air from the debris deep in the cavern took place. Activation of this outflow was not related to meteorological changes in the exterior.

As stated before, in winter external air was flowing into the cave. In those circumstances, on the height of 3.5 m, air flowing from the direction W was rising along the cliff face (Fig. 10). In case of summer flow type, the airflow was directed from the ice face (directions E and SE) and it had a clear tendency to rise (Fig. 9c, 9d; Fig. 10). The airflow velocity registered at the level of 3.5 m was slightly higher in winter. In February and March the average velocity of flow was 0.05 ms^{-1}, whereas In the period from April to July, it was changing from 0.02 do 0.04 ms^{-1}.

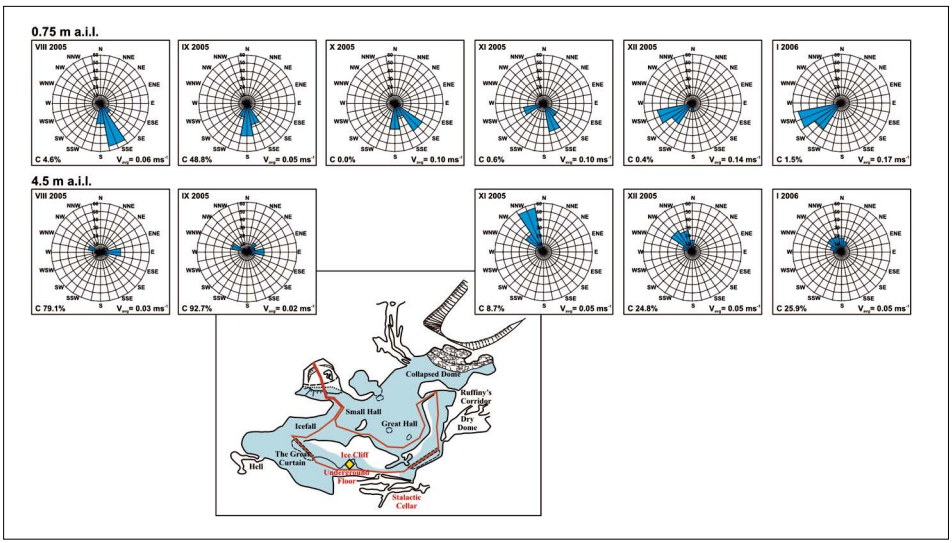


Fig. 3. Changes of air movement direction at the measurement points UF1 (0.75 m a. i. l.) and UF2 (4.50 m a.i.l.) in the period from August 2005 to January 2006

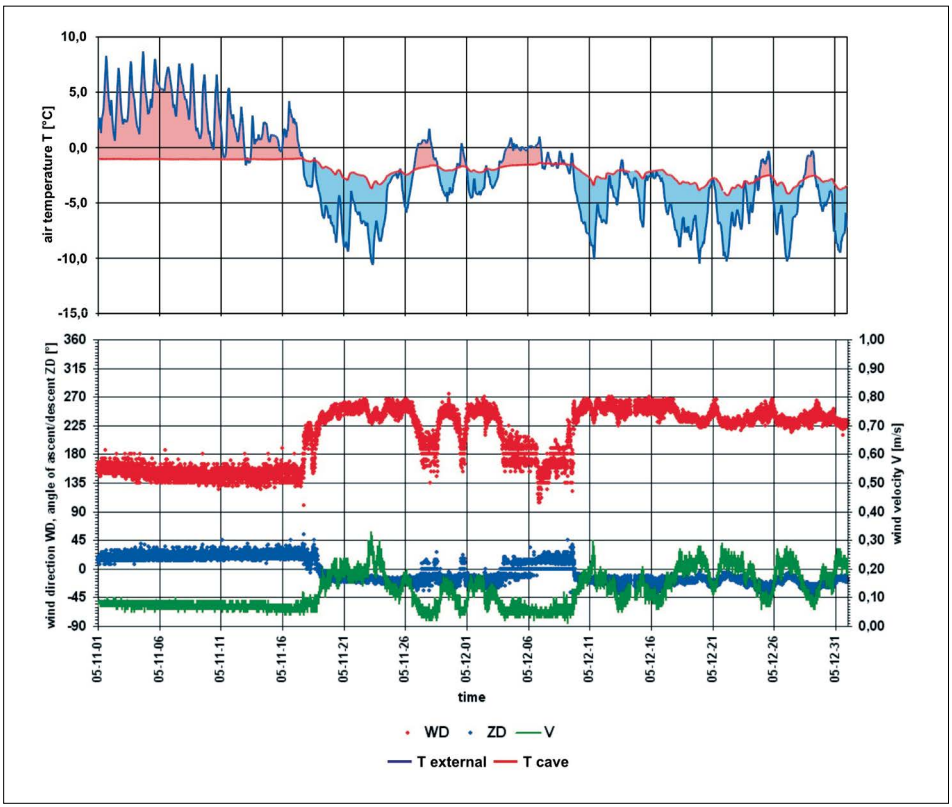


Fig. 4. Changes of course of air exchange at the measurement point UF1 (0.75 m a. i. l.) relating to change of air temperature range between the cave and its exterior in the period from November to December 2005

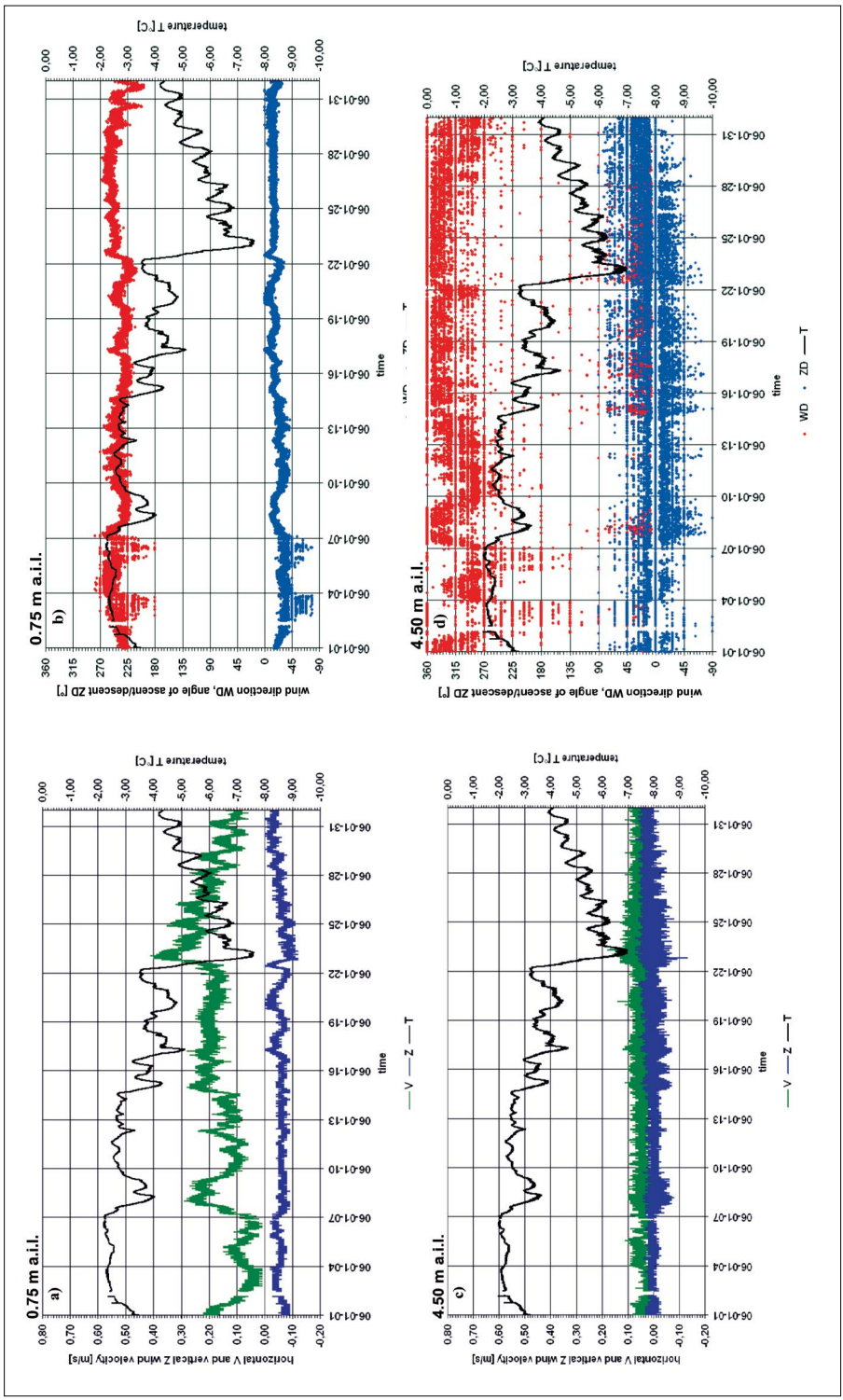


Fig. 5. The course of air exchange at the measurement points UF1 (0.75 m a. i. l.; a., b.) and UF2 (4.50 m a. i. l.; c, d) in January 2006

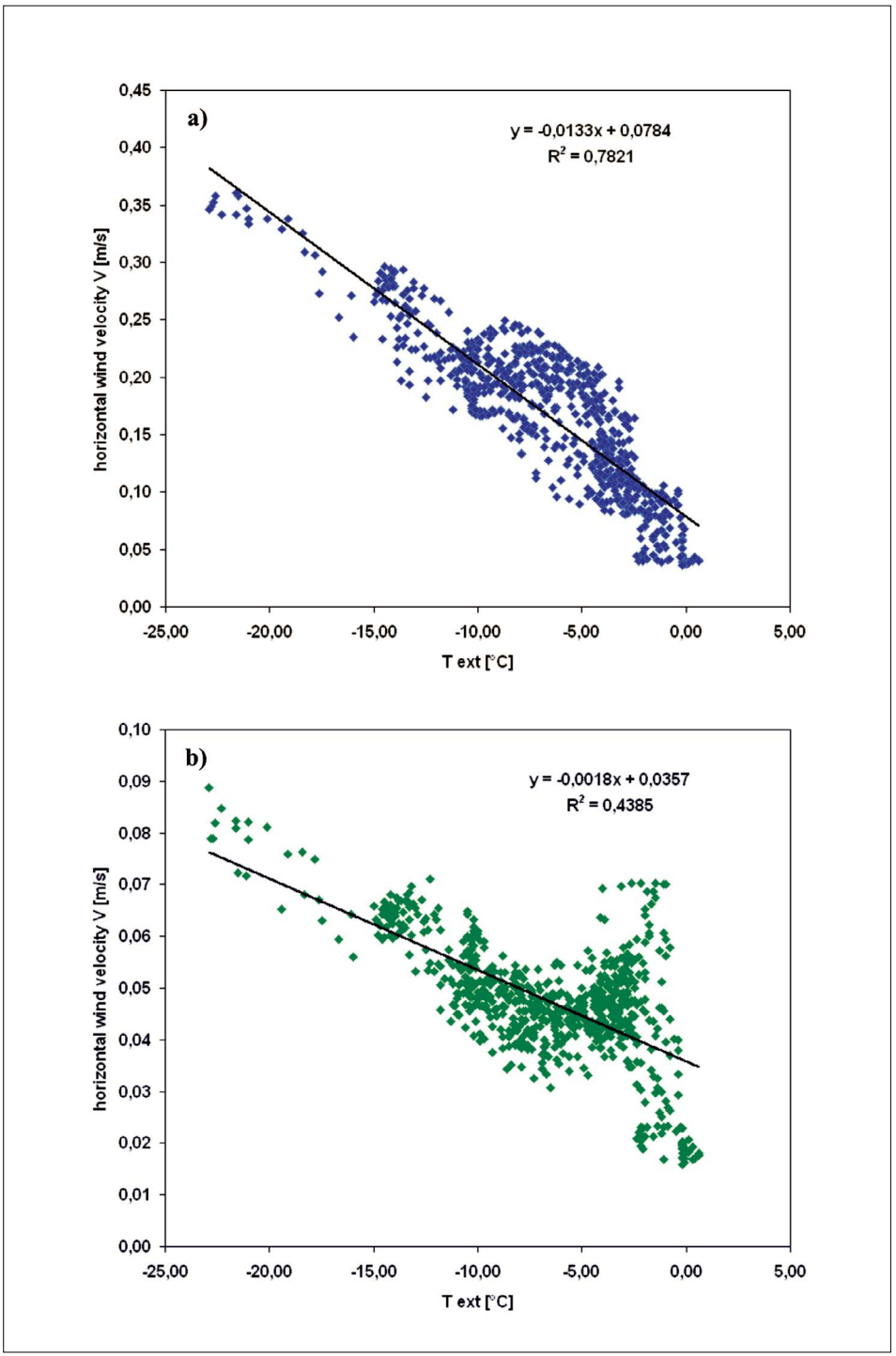


Fig. 6 The dependence between velocity of horizontal air movement (V) and air temperature outside the cave (T_{EXT}) at the measurement points UF1 (0.75 m a. i. l.; a) and UF2 (4.50 m a.i.l.; b) in January 2006

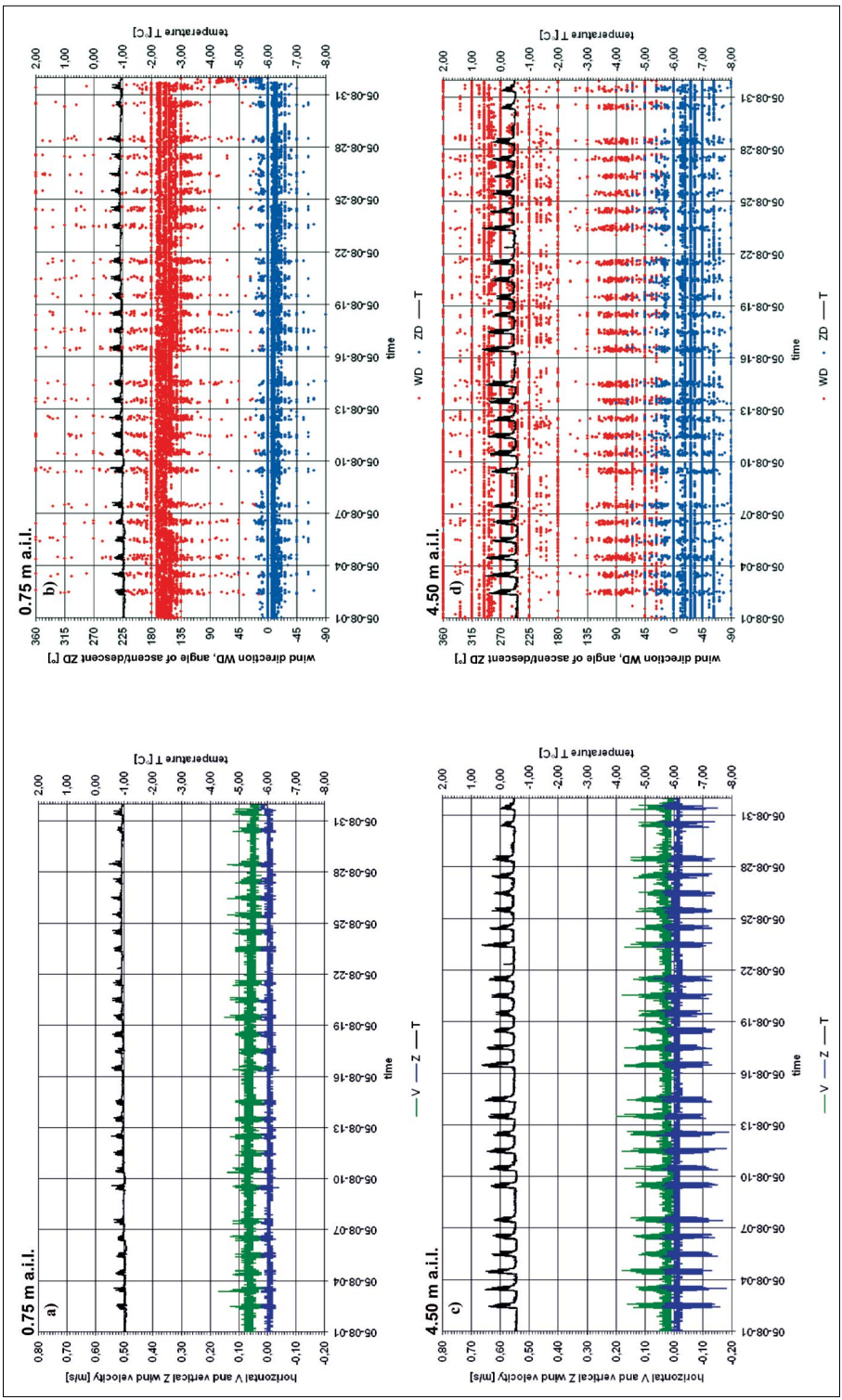


Fig 7. The course of air exchange at the measurement points UF1 (0.75 m a. i. l.; a, b) and UF2 (4.50 m a. i. l.; c, d) in August 2005

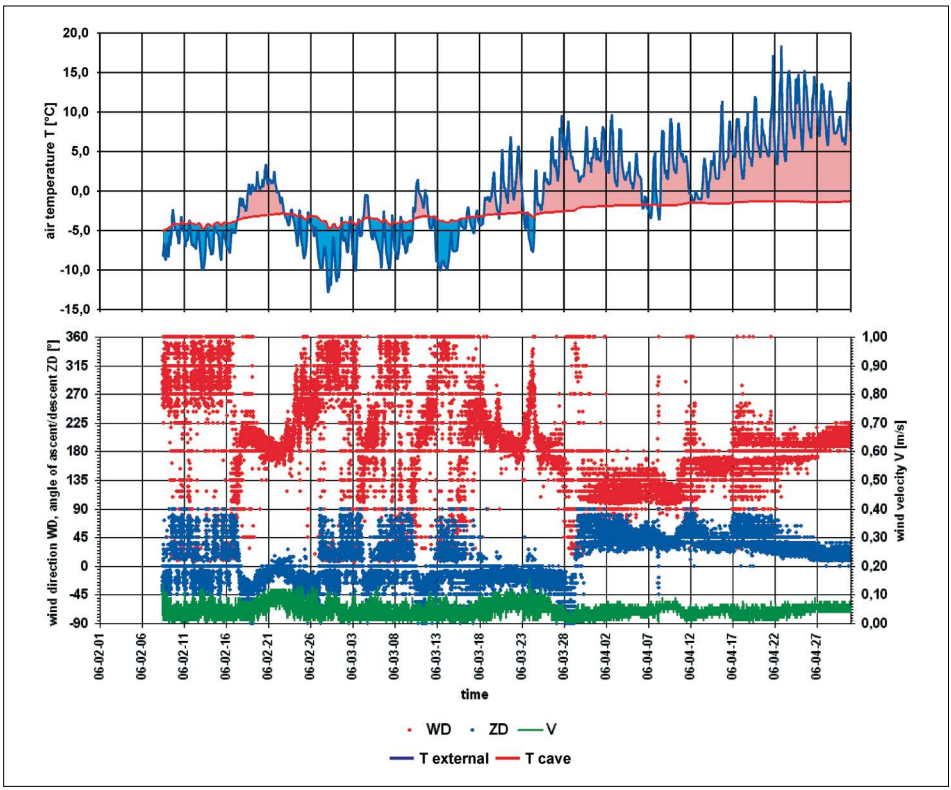


Fig. 8. Changes of course of air exchange at the measurement point Cl1 (1.50 m a. i. l.) relating to change of air temperature range between the cave and its surroundings in the period from February to April 2006

CONCLUSIONS

The survey confirmed previously established general statements (Halaš, 1989; Petrovič and Šoltís, 1971; Pflitsch et al., 2007) about the course of air exchange in the lower part of the cave. Additionally, new, more detailed information about the structure and dynamics of this exchange was collected.

Airflow registration, conducted in chosen chambers of cave lower part, proved occurrence of airflow caused by local variant of chimney effect in this part of the cave. It is related to analogous phenomenon in the cave upper part. Together they compose a fragment of the superior circulation system, embracing the entire cave.

In winter season, the chimney effect results form intense downfall of cool external air from the direction of entrance, through Icefall to the Underground Floor and Ice Cliff area (winter air exchange pattern; Fig. 11a). Farther, via the artificial tunnel and natural clefts in ice monolith, air flows to the Ruffiny's Corridor. This inflow forces convective outflow of warmer local air under the corridor ceiling, to chambers located in the cave upper part (Pflitsch et al., 2007). Once there, it gets included in the airflow system on that part. In the above-floor layer of Underground Floor Hall, air movement takes on features of circulation air movement (CAM; Piasecki and Sawiński, 2007) of relatively high velocity (from 0.1 to 0.4 ms^{-1}) and low tendency to subside. The direction of air inflow is stable (from WSW to SW) and it roughly refers to the chamber axis.

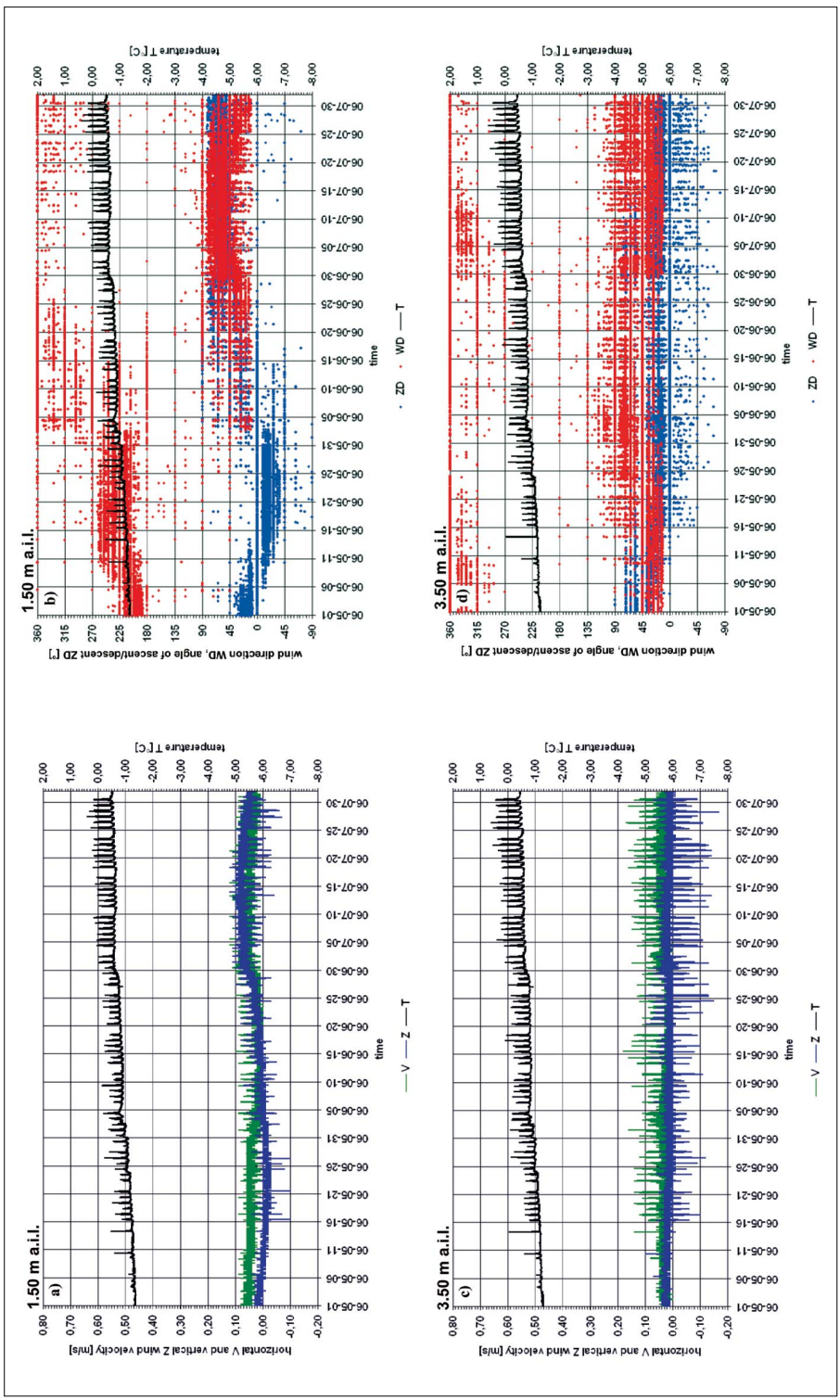


Fig. 9. The course of air exchange at the measurement points Cl1 (1.50 m a. i. l.; a, b) and Cl2 (3.50 m a. i. l.; c, d) in the period from May to July 2006

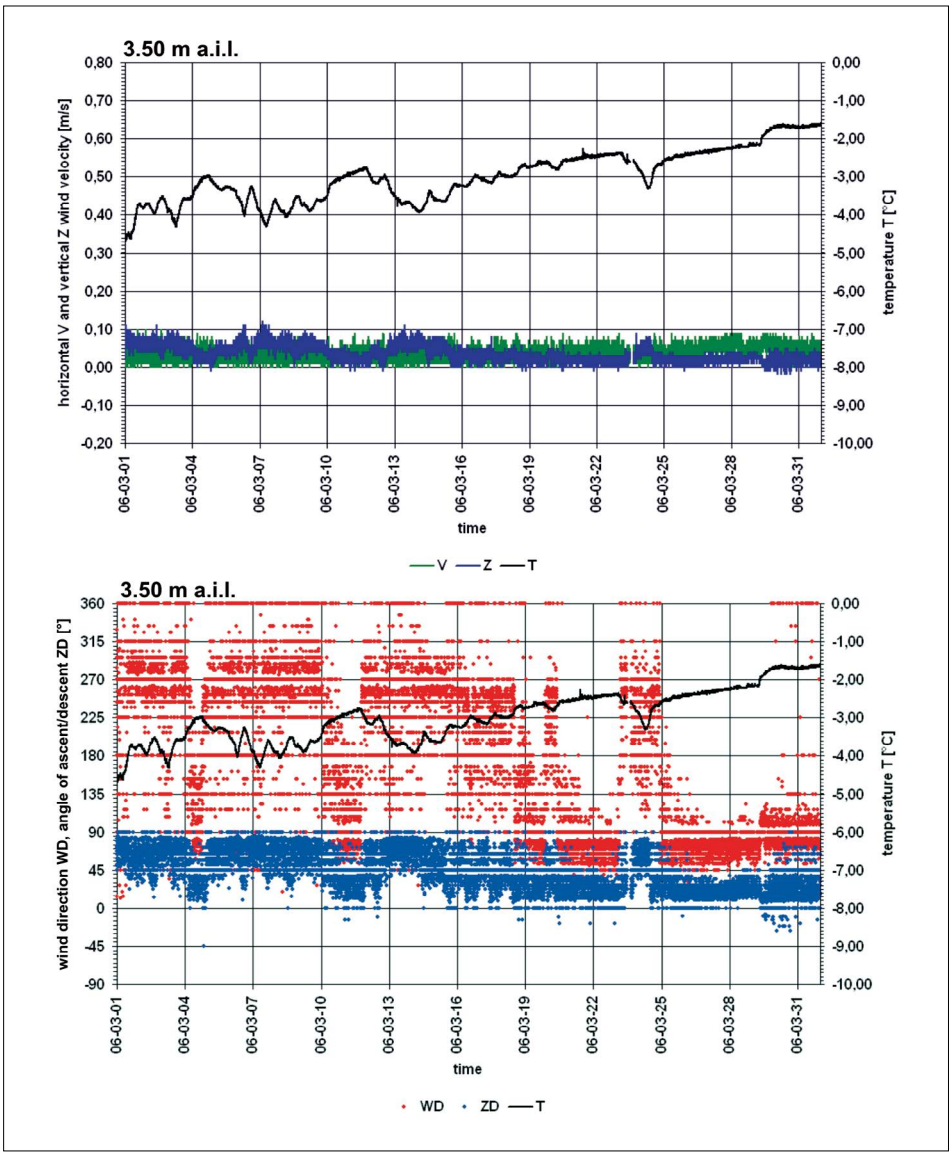


Fig. 10. The course of air exchange at the measurement point Cl2 (3.50 m a. i. l.) in March 2006

Above this layer, airflow velocity drops, whereas the variation in flow direction increases. Simultaneously, intensive mixing of inflowing and local air takes place. This airflow takes on features of slow air movement (SAM; Piasecki and Sawiński, 2007), which echoes flow of air in the above-floor layer and which, probably, is the result of energy exchange among various elements of cave environment. In the whole chamber profile, variation in velocity and direction of airflow correlates with variation in air temperature in the exterior. This regularity remains valid also for the summer air exchange pattern (Fig. 11b). From the moment of external temperature rise, gravitational inflow of air from the Icefall weakens. This makes easier the intensification and stabilization of air

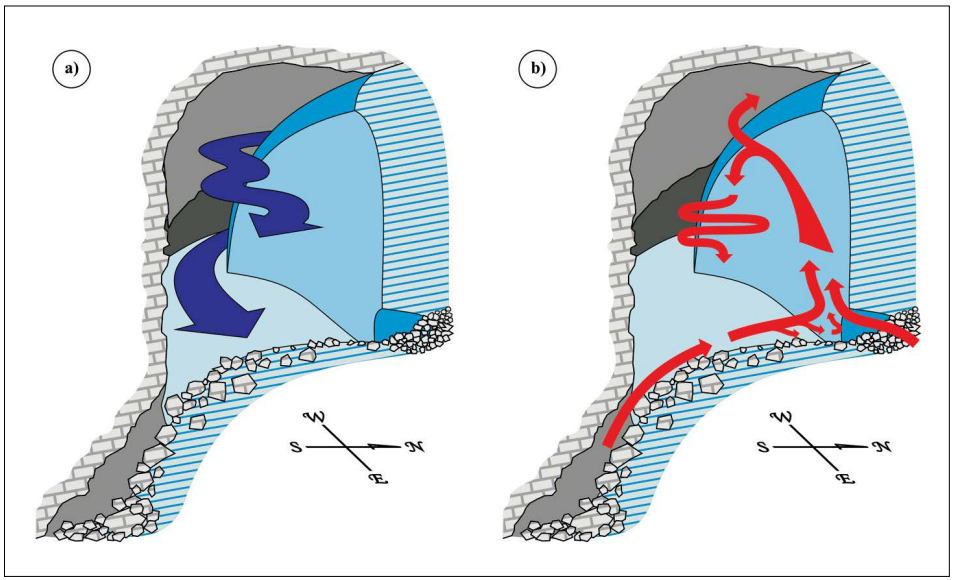


Fig. 11. Schemes of air exchange inside the Underground Floor and Ice Cliff area. Scheme of winter type of air exchange (a), scheme of summer type of air exchange (b)

outflow from the lower, ice-free corridors (Stalactic Cellar) to the Underground Floor, towards Ice Cliff. When winter air exchange pattern occurred, this less intense outflow was suppressed by circulation airflow in above-floor layer of the Underground Floor Hall.

Air flowing out of the corridors of Stalactic Cellar flows above the chambers floor and reaches the Ice Cliff. The Cliff barrier is a natural obstacle enforcing ascending of part of the air. The air, by "sliding" on the ice cliff surface, shapes its morphology (melting, sublimation). As a result of heat loss, the air cools, and then subsides in the centre of the chamber. Part of the air is probably pushed out to the upper chambers of the cave by constant inflow of air from the Stalactic Cellar. The stability of summer air outflow from the Stalactic Cellar and its close connection to the temperature variations in the exterior (summer phase of the chimney effect), form summer phase of air exchange in the lower parts of the cave. Also, it may point at existence of an unrecognised passage between the Stalactic Cellar and the ridge surface.

The origin of the ice cavern, located at the foot of the ice monolith, is caused by action of air which periodically (probably yearly) flows out from the rock debris inside the cavern. The cavern size and its characteristic shape confirm this assumption. Probably, such outflow is related to the seasonal melting of ice in the underside of the ice monolith, at the contact with rock debris. This results in opening a way for the penetration of air from deep, probably ice-free, parts of the cave. This option is supported by the results of georadar measurements (Géczy and Kucharič, 1995), which have indicated existence of clefts and empty spaces under the monolith.

SUMMARY

From July 2005 till August 2006, yearly series of airflow registration in lower part of the Dobšinská Ice Cave, in the Underground Floor and Ice Cliff area, was conducted. Acoustic anemometers type USA-1 were used for the measurements. As a result of conducted research, occurrence of a local form of chimney effect was documented, regulating the course of air exchange in this part of the cave. In the cold periods, external air flows into the cave (winter air exchange pattern). This effect was stimulating the distinct flow of air along the axis of chambers in the cave lower part, and its outflow in a chamber of its upper part. During the summer air exchange, the activity of chimney effect was related to the flow of air from ice-free corridors to the Underground Floor – Ice Cliff zone. This stable functioning of the summer air exchange pattern as described above, may point at the existence of unrecognised system of clefts and corridors (also developed under ice monolith), connecting the cave lower part with the exterior. It also decides on the range and morphology of ice cliff face. Its intensity and seasonal stability is significant enough not to let ice fill the Underground Floor area completely.

REFERENCES

Bella, P. 2007. Morphology of ice surface in the Dobsina Ice Cave. In Zelinka, J. (Ed.): 2nd International Workshop on Ice Caves – proceedings, 15–23.

Géczy, J. – Kucharič, Ľ. 1995. Stanovenie mocnosti ľadovej výplne vo vybraných miestach Dobšinskej ľadovej jaskyne. In Bella, P. (Ed.): Ochrana ľadových jaskýň. Zborník z odborného seminára pri príležitosti 125. výročia objavenia Dobšinskej ľadovej jaskyne a Roku ochrany európskej prírody (ENCY 1995), Liptovský Mikuláš, 17–23.

Halaš, J. 1989. Tepelná bilancia Dobšinskej ľadovej jaskyne, Slovenský kras, 23, 57–71.

Metek, 2001. USA-1 User Manual, METEK GmbH, 1–43.

Petrovič, Š. – Šoltís, J. 1971. Stručná mikroklimatická charakteristika Dobšinskej ľadovej jaskyne. Slovenský kras, 9, 41–47.

Pflitsch, A. – Piasecki, J. – Sawiński, T. – Strug, K. – Zelinka, J. 2007. Development and degradation of ice crystals sediment in Dobšinská Ice Cave (Slovakia). In Zelinka, J. (Ed.): 2nd International Workshop on Ice Caves, Proceedings, Liptovský Mikuláš, 38–49.

Piasecki, J. – Sawiński, T. 2007. Acoustic measurements of airflow in speleo-climatological studies. Karst and Cryokarst, Studies of the Faculty of Earth Sciences, University of Silesia, 45, 237–256.

Piasecki, J. – Sawiński, T. – Zelinka, J. 2005. Spatial differentiation of the air temperature in the entrance collapse of Dobšinská Ice Cave as contribution to the recognition of the problem of air exchange between cave and the surface. Slovenský kras, 43, 81–96.

Piasecki, J. – Zelinka, J. – Pflitsch, A. – Sawiński, T. 2004. Structure of air flow in the upper parts of the Dobšinská Ice Cave. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 4. Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 113–124.

Zelinka, J. 2002. Microclimatic research in the Slovakian show caves. Acta Carsologica, 31, 1, 151–163.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	141 – 161	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

THE DEPENDENCE BETWEEN CHANGES OF RANGE OF ICE FORMS AND THERMAL CONDITION IN THE DEMÄNOVSKÁ ICE CAVE (SLOVAKIA)

KRZYSZTOF STRUG[1], JÁN ZELINKA[2]

[1] Department of Meteorology & Climatology, Institute of Geography & Regional Development, University of Wrocław, pl. Uniwersytecki 1, 50-137 Wrocław, Poland; k_strug@meteo.uni.wroc.pl
[2] Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; zelinka@ssj.sk

K. Strug, J. Zelinka: The dependence between changes of range of ice forms and thermal conditions in the Demänovská Ice Cave (Slovakia)

Abstract: Demänovská Ice Cave is one of the two caves with the greatest ice accumulation in Slovakia. Besides the ice monolith, there are various ice forms whose range of occurrence and duration depend on the heat exchange in the cave system. The specific character of air circulation between the cave and its external surroundings is essential for this exchange. It determines the degree of cooling of the cave in the winter and the duration of ice ablation period. Documenting development and degradation of ice forms since March 2003 and monitoring temperature of the cave air since November 2001 made it possible to compare changes in the range of these forms in relation to the parameters characterising thermal conditions in the cave.

Key words: Demänovská Ice Cave, thermal conditions, ice forms

INTRODUCTION

Selected issues referring to thermal conditions of formation of ice phenomena in ice caves were discussed in literature in papers on: the Dobšinská Ice Cave in Slovakia (Strug et al., 2004; Pflitsch et al., 2007), the Ice Caves in Baikal region in Russia (Trofimova, 2007), the Monlési Ice Cave in Switzerland (Luetscher, 2005) and the Scărişoara Ice Cave in Romania (Racoviţă and Onac, 2000; Perşoiu, 2005).

So far, the issues of the thermal conditions of time and spatial changeability of the range of occurrence of ice forms in the Demänovská Ice Cave have not been analysed. The main researchers of the cave in the 20th century were: Droppa (1957), Otruba (1957, 1971) and Halaš (1983, 1984) – focused on general characteristics of the atmospheric, morphological and lithological environment, and reasons of cave icing. The most important element, in our opinion, connected with the thermal conditions of ice phenomena formation was included in the researches of Halaš (1984). Between 1970 and 1982 he generally assessed the size and permanence of the ice filling in the cave and emphasised that this filling depends on the thermal conditions in winter. All the above-mentioned researches also noted another important fact during their researches: namely, they described the character of occurrence (permanent or seasonal) of ice forms in particular chambers of the Demänovská Ice Cave.

In March 2003 the climatic and ice environment of the Demänovská Ice Cave was included in the researches again after 20 years (Strug et al., 2006; Piasecki et al., 2007; Strug and Zelinka, in press). Identification of interrelations between the course of seasonal and annual changes of the range of occurrence of the ice forms in the cave and the thermal conditions inside and in its surrounding constituted especially important issue. For this reason, all ice forms occurring in the cave were documented in reference to time and space. The achieved results were juxtaposed with data gained from the monitoring of the air temperature inside the cave and in its surrounding (Zelinka, 2002).

As the Demänovská Ice Cave is reactive to any changes in the climate and ice environments, a detailed description of ice forms arrangement at the beginning of the 21st century in comparison to the second part of the 20th century seemed to be equally important.

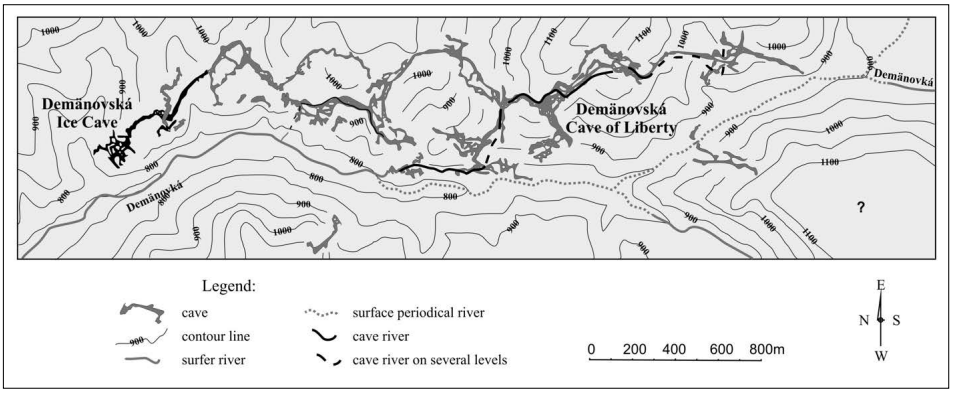


Fig. 1. The Demänovská Ice Cave in the system of the Demänovská Caves – plan (source: Bella, 1998)

CAVE AND ICE FORMS

Cave

The Demänovská Ice Cave (Slovakia) is situated in the Demänovská Valley (The Low Tatra Mts.) and is a part of the Demänovská Caves System (Fig. 1). The cave (Fig. 2) is located on the right slope of the Demänovská Valley, 90 meters above its bottom and 840 meters above the sea level. The length of cave tunnels is 1750 meters, with denivelation ranging as high as 57 meters. Various ice forms cover a significant part of the cave (Fig. 3a–d). The arrangement of forms in the cave depends primarily on the spatial diversity of the thermal conditions inside. These conditions are determined mostly by intensity and ceaseless of inflow of the cooling valley air into the cave in the winter and the course of the air circulation inside. The course of the air circulation inside the Demänovská Ice Cave is affected mainly by: the morphology of the cave and location of the opening holes (Droppa, 1957; Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984; Piasecki et al., 2007).

Ice forms

Permanent ice filling (ice monolith – Fig. 3a) spreads over 150 m of length and occurs mainly in two chambers: Kmeťov dóm and Veľký dóm (Strug et al., 2006; Fig. 2). The average area of the ice monolith reached 1150 m^2 between October 2003 and October 2007, whereas the volume was 905 m^3, and its thickness 0.75 m (Strug and Zelinka, in

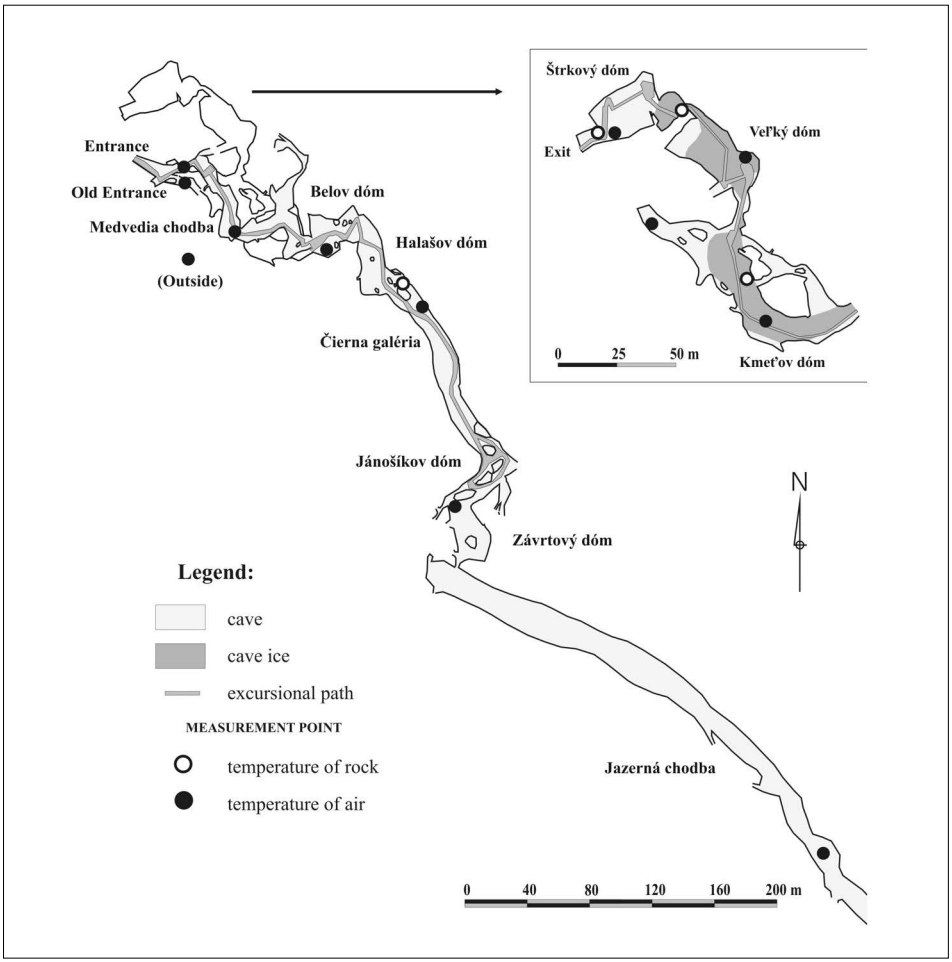


Fig. 2. The location of measurement points of air and rock temperature in the Demänovská Ice Cave

press). The age of the bottom ice was assessed to be ca. 400 – 500 years old (Droppa, 1957).

Also other ice forms occur seasonally or sporadically in the cave. These forms are: ice columns (Fig. 3b), ice stalactites (Fig. 3c), ice stalagmites (Fig. 3d), cave walls ice, frostwork, ice lakes, soil ice and snow which occurs in the closest vicinity of the opening hole (Exit).

Ice zones

Three ice zones and one zone without any ice were distinguished on the basis of the observations of the changes of the ice forms coverage and permanence between 2003 and 2007 (Piasecki et al., 2007). The maximum (horizontal and vertical) range of the isotherm 0.0 °C determined the line of occurrence between 2003 and 2007 of all three ice zones (Fig. 4a, 4b). The distinguished zones were characterised by:

I ice zone – permanent occurrence of the ice forms (mainly the ice monolith), despite of their slow degradation;

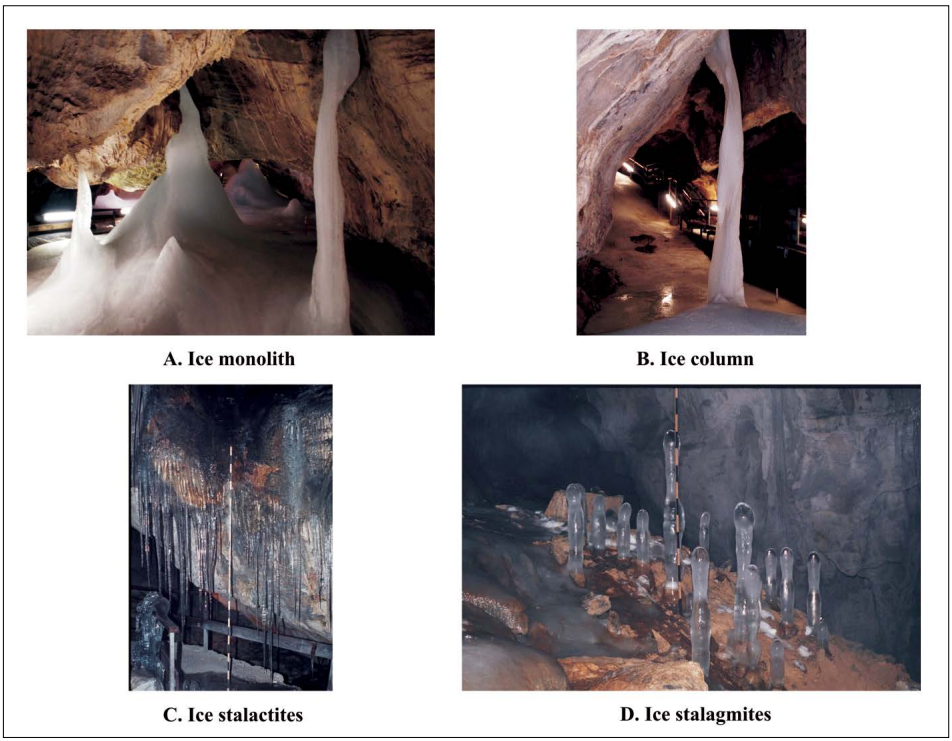


Fig. 3. The chosen ice forms in the Demänovská Ice Cave. (Photo: K. Strug, R. Szmytkie)

II ice zone – seasonal occurrence of ice forms (ice stalactites, ice stalagmites and other) excluding extremely warm winters as in: the winter season of 2006/2007;

III ice zone – sporadic occurrence of ice forms during very chilly winters as in: the seasons 2004/2005 and 2005/2006;

IV zone – lack of occurrence of any ice forms (Fig. 4a, 4b).

RESEARCH METHODS

Measurements of ice forms

The analysis of the range of occurrence of the ice forms between March 2003 and September 2007 were based on regularly conducted measurements (at intervals of 2 – 3 months). The range of measurements encompassed:

− mapping changes of the range of occurrence of the ice forms;

− quality and quantitative recording of all ice forms;

− morphometric measurement of selected ice forms and photographic documentation of their development and degradation.

In total, 24 measurements were conducted in the research period. Every measurement lasted several hours. The scope of these measurements includes all accessible fragments of the cave, where any ice forms could occur. The measurements were conducted in the following characteristic moments of the ice forms development and degradation in the cave:

− in winter, when the ice forms development starts (18. 12. 2003, 18. 01. 2005, 8. 12. 2005, 9. 02. 2006 and 12. 02. 2007);

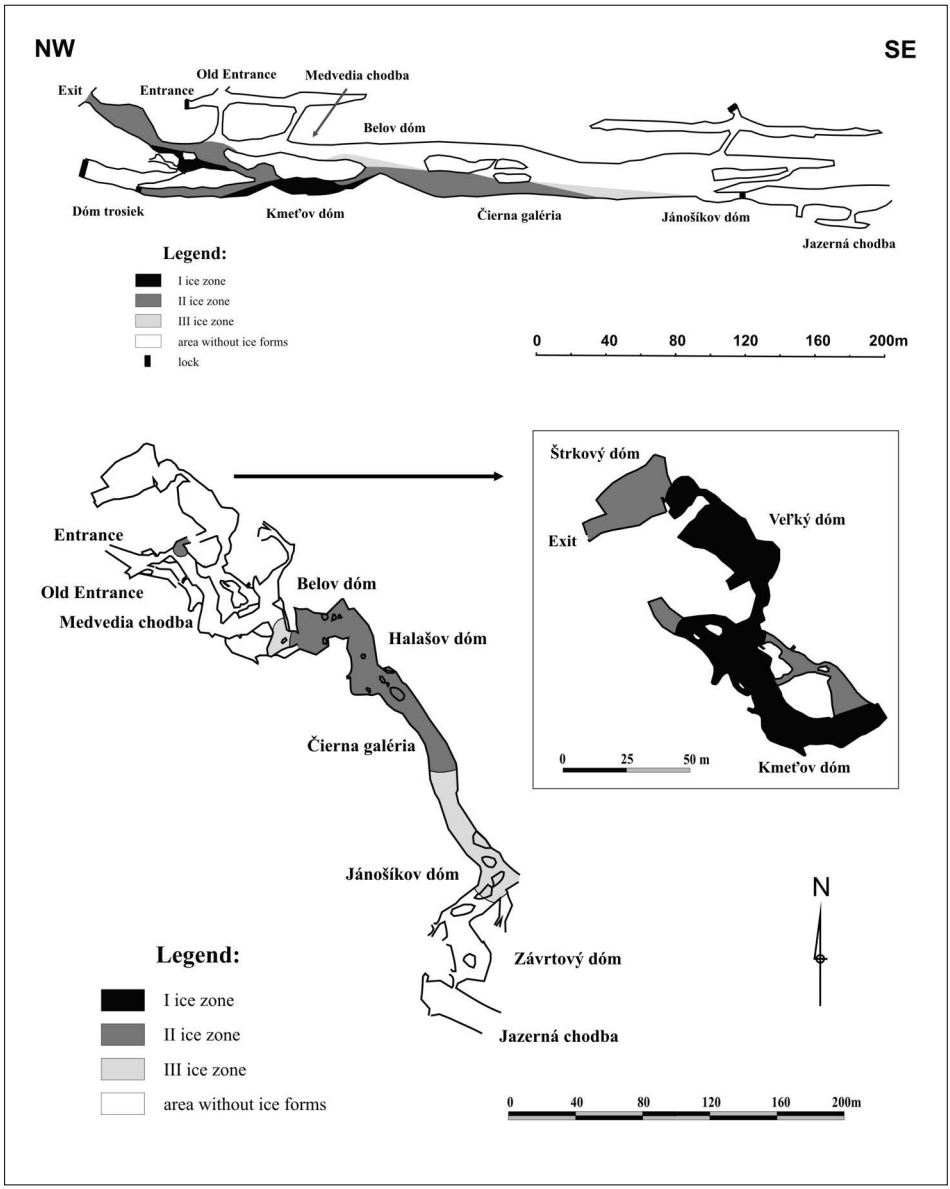


Fig. 4. The range of occurrence of ice zones in the Demänovská Ice Cave in years 2003 – 2007 – cross section (A) and plan (B)

− in spring, when the greatest development of ice forms is recorded (7. 03. 2003, 30. 03. 2003, 2. 05. 2003, 3. 03. 2004, 6. 05. 2004, 15. 03. 2005, 21. 05. 2005 and 5. 05. 2006);

− at the beginning of summer, when the ice forms degradation period starts (22. 07. 2003, 9. 07. 2004, 27. 07. 2005, 5. 08. 2006 and 3. 06. 2007);

− in autumn, when progressing degradation or total decay of ice forms is recorded (10. 10. 2003, 26. 09. 2004, 29. 10. 2004, 29. 09. 2005, 26. 10. 2006, and 5. 09. 2007).

Measurements of temperature

The monitoring of the air temperature in the surrounding and inside the Demänovská Ice Cave has been conducted since 2001 by means of over ten automatic recorders (Fig. 2) ”Black box” type by COMET SYSTEM LTD (Zelinka, 2002). The air temperature was recorded at one-hour intervals. The 24 hours, monthly and half a year average air temperature measured from November 2001 to April 2007 were the basis of the study. All drawings illustrating the course and the distribution of the air temperature were prepared for the air layer close to the floor of ca. two meters, the layer in which the measurement points are located. This layer contains the majority of permanent and seasonal ice forms in the cave.

In the diploma there were also the results of regular (every 1 – 2 week) temperature measurements of the cave orogen from the period of December 2005 till September 2007 (Fig. 2).

As a result of the course of the air temperature changes and development of the ice phenomena in the cave one hydrological year (from November to October) was assumed to be the unite of measure in the analysis**.**

Period of ”potential“ development and permanent degradation of ice forms

As the ice forms development is conditioned by the air temperature remaining at the level of ≤ 0.0 °C, the hydrological year was divided into two periods:

1. „Potential”;

2. Of permanent degradation of ice forms.

The first day of the hydrological year, on which the 24-hours mean air temperature was ≤ 0.0 °C, was assumed to be the beginning of the “potential” period of the ice forms development in a given fragment of the cave. Analogically, the end of this period was marked by the last day with the 24-hours mean air temperature ≤ 0.0 °C. The “potential” period is characterised primarily by days whose air temperature ≤ 0.0 °C (being favourable for the ice forms development), whereas to lesser degree, by days whose air temperature > 0.0 °C (conditioning the degradations of these forms). The ”factual” development of the ice forms in the “potential” period is specified by the number of days whose air temperature ≤ 0.0 °C. The last day, on which the 24-hours mean air temperature was ≤ 0.0 °C, proceeded the first day of the period of permanent degradation of the ice forms. This period was characterised by regular occurrence of the 24-hours mean air temperature > 0.0 °C. The period of permanent degradation ended with the first day of the “potential” period of the ice forms development.

It should be emphasised that the distinguished periods: ”potential” and “factual” favoured the ice forms development and are of conventional character. The periods were favourable, for ice forms need not only air temperature ≤ 0.0 °C to develop but also the infiltrating water inside a cave.

RESULTS

Influence of the air circulation in winter season on the ice forms occurrence

The results of the air temperature monitoring indirectly indicate that the cool air flows nowadays into the Demänovská Ice Cave in winter season exclusively through the opening hole (Exit) and the Štrkový dóm hall (Fig. 5a, 5b). The cool air flowing into the cave enters first the Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers and undergoes

gradual transformation. Morphology and severe freezing of the Veľký dóm and Kmeťov dóm halls favour permanent occurrence of the ice monolith inside them (Droppa, 1957; Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984; Strug et al., 2006; Piasecki et al., 2007).

The transformed air flowing out of the Kmeťov dóm chamber freezes the Belov dóm and Halašov dóm halls and the Čierna galéria corridor to a lesser degree. During the chilliest winters (as in 2005/2006) the penetration of the cool air reaches as far as the Jánošíkov dóm chamber. Such a course of the air circulation in the winter period determines permanent,

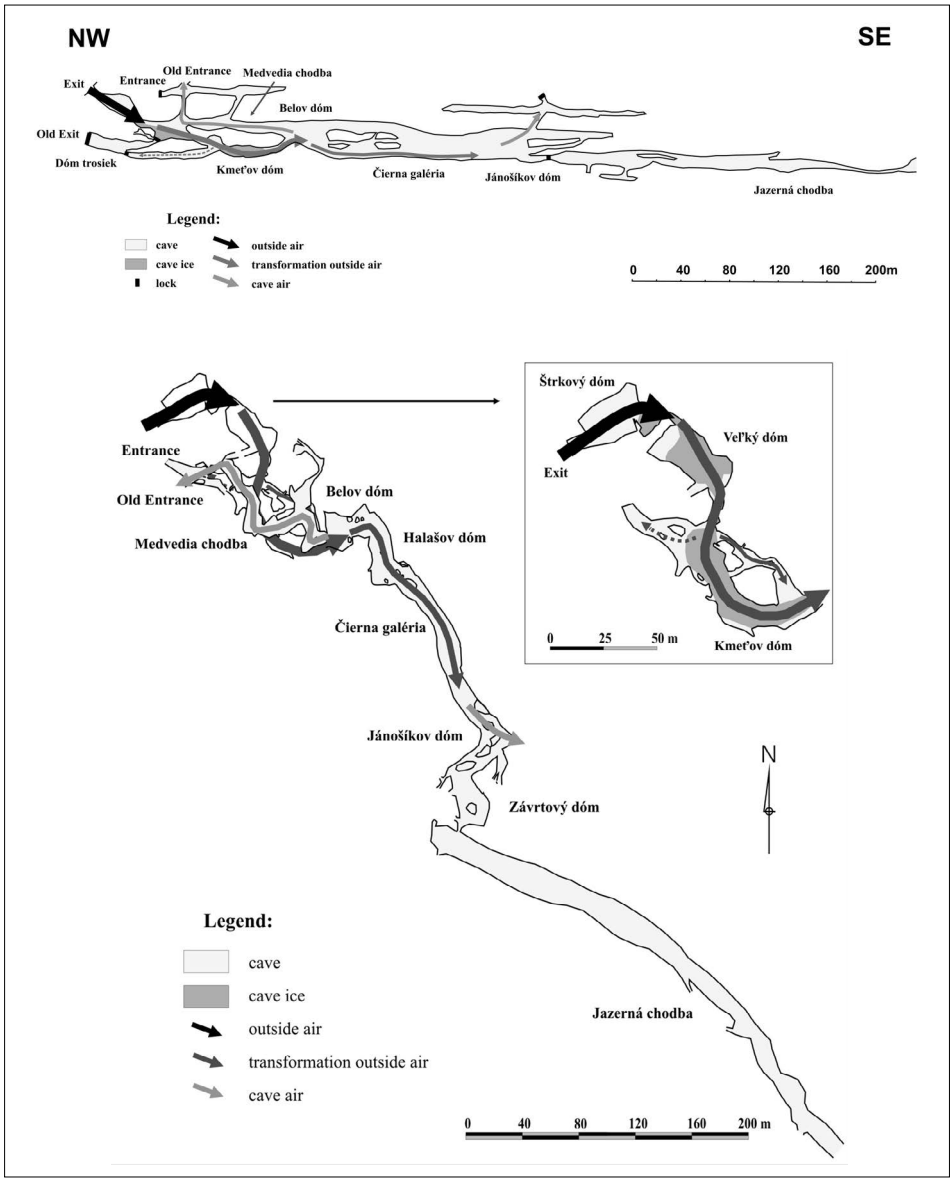


Fig. 5. The scheme of air circulation in winter time in the Demänovská Ice Cave – cross section (A) and plan (B)

seasonal, or sporadic occurrence of the ice forms in a profile: Exit – Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm. At the same time, the relatively warmer cave air flows out through the Medvedia chodba corridor and the Old Entrance located slightly higher than the Exit (Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984; Piasecki, et al., 2007; Fig. 5a, 5b). In this part of the cave no ice forms are recorded.

Observations conducted by Otruba (1971) and Halaš (1984) in the 1970s and 1980s reviled that the exchange of the air between the cave and its surrounding in the winter half-year was similar as in the aforementioned description (Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984; Piasecki et al., 2007). The ice forms arrangement observed at that time was very similar to the contemporary arrangement. This is confirmed by Halaš (1984) in his publication. Between 1970 and 1982 he found permanent cave ice in two chambers: Veľký dóm and Kmeťov dóm and recorded seasonal occurrence of the ice forms in the Štrkový dóm, Belov dóm and Halašov dóm halls and Čierna galéria corridor. However, he did not record any ice forms in the Medvedia chodba corridor and in the area of the Old Entrance.

At the beginning of the second half of the 20th century exploratory actions took place and disturbed the morphology of the cave (Boček, 1954; Benický, 1957; Droppa, 1957; Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984). As a result of these actions in the 1950s and 1960s the circulation of the cool air in the winter half-year took place in a different manner than the circulation observed by Otruba (1971) and Halaš (1984). The principal difference lay in the fact that the cool air flowed into the cave in the winter period both through the Exit, and the Old Exit (now blocked, Fig. 5a), as well as through the Old Entrance located significantly higher (Droppa, 1957; Otruba, 1957, 1971; Halaš, 1984; Piasecki et al., 2007). Such a pattern of the air exchange caused freezing of all three areas located close to the openings, the Štrkový dóm, Veľký dóm, Kmeťov dóm, Dóm trosiek, Belov dóm, Halašov dóm chambers and the Čierna galéria and Medvedia chodba corridors. After very chilly winters (as in 1953/1954) the penetration of the cool air reached the Jánošíkov dóm chamber (Droppa, 1957). As a result, the ice forms of the seasonal or sporadic character occurred in all corridors, halls, and close-to-the-openings areas mentioned above. These forms started to develop after first spring thaw, that is, in March and April (Droppa, 1957). Whereas, a permanent deposit of ice was recorded only in the Veľký dóm and Kmeťov dóm halls (Droppa, 1957; Otruba, 1957, 1971).

The character of the air circulation before 1950 remains unknown. It is known, however, that the permanent deposit of ice was recorded inside the Demänovská Ice Cave (mainly in the Kmeťov dóm chamber) long before 1950 (Droppa, 1957). Assuming that the cave´s morphology was not disturbed in this time, we think that the course of circulation and the arrangement of the ice forms most probably were similar to current conditions.

Summarising, we assume that the arrangement and character of the ice forms occurrence has not changed since the moment of the cave discovery in 1719 – with the exception of the 1950s and 1960s. Most probably, the ice monolith has been always situated in the same place that is in the Kmeťov dóm and Veľký dóm chambers.

Thermal conditions in winter half-year

The air circulation of the cave in the winter half-year determines the distribution of the air temperature inside. The average distribution of the air temperature in the cave during the hydrological years 2001/2002 – 2006/2007 indicates that the cave has

such thermal conditions which favour both the development (winter half year – from November to April, Fig. 6a) and degradation (summer half year – from May to October, Fig. 6b) of the ice forms.

The distribution of the air temperature in the cave in the winter half-year proves that the Štrkový dóm, Veľký dóm and Kmeťov dóm (Fig. 6a) chambers are the most favourable places for the development of the ice forms. During the hydrological years 2001/2002 – 2006/2007 the average air temperature in the winter half-year was ≤ 0,0 °C in the area of these chambers (Tab. 1). The Štrkový dóm, Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers were recorded to have the lowest 24-hours and monthly averages of the air temperatures in comparison to the remaining part of the cave (Tab. 1). The conditions favouring the seasonal development of the ice forms also pervaded between the Belov dóm chamber and Čierna galéria corridor. The average temperature of the air in the winter half-year in this part of the cave was > 0.0 °C, but < 1.0 °C (Fig. 6a, Tab. 1). In the remaining area (Jazerná chodba and Medvedia chodba corridor, Závratový dóm and Jánošíkov dóm hall and Old Entrance) the average temperature of the air in the winter half-year was ≥ 1.0 °C (Fig. 6a). In the examined period no ice forms were recorded in these areas of the cave.

Hence, it can be generally assumed that the average range of the isotherm 1.0 °C in the winter half-year divides the areas of periodic icing from those with no ice with high precision.

The episodes of cooling in the cave surrounding in the winter half-year varied in each chamber in the Štrkový dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Jánošíkov dóm profile. The most noticeable changes of the air temperature were recorded in the Štrkový dóm hall (Piasecki et al., 2007). In the hydrological years 2001/2002 – 2006/2007 the average daily temperature of air in this hall often exceeded –2.0 °C, and sometimes even –5.0 °C (Fig. 7). In the Kmeťov dóm chamber the average daily temperature of the air varied around –1.0 °C, and in the Belov dóm hall it dropped slightly below 0.0 °C. In the examined period no

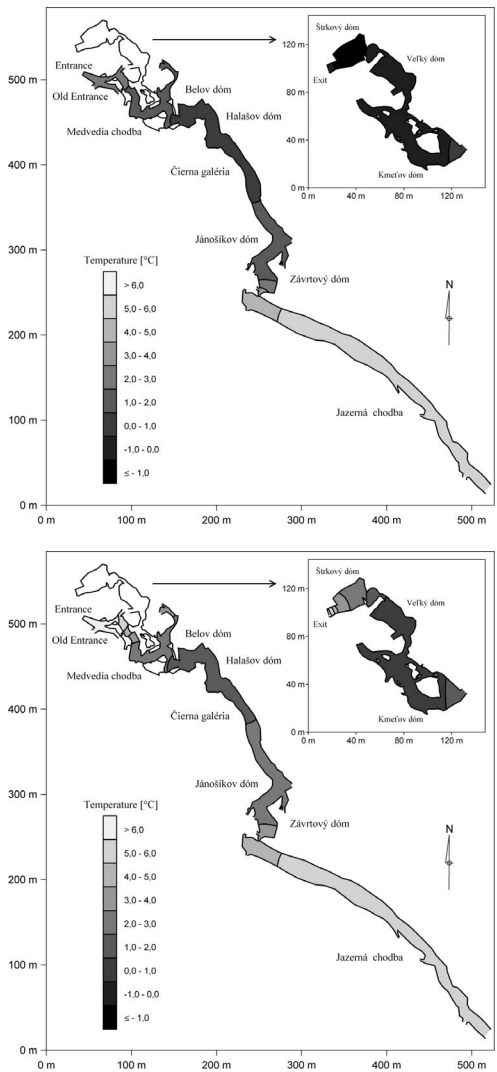


Fig. 6. The distribution of mean air temperature in winter half-year (A) and summer half-year (B) in the Demänovská Ice Cave in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007

penetration of the cool air temperature ≤ 0.0 °C was recorded in the back areas of the Jánošíkov dóm hall (Fig. 7).

In the hydrological years 2001/2002 – 2006/2007 the average number of days of air temperature ≤ 0.0 °C conditioning the ice forms development was significantly diverse and located within the range from zero in the area with no ice forms (as in Old Entrance, Medvedia chodba corridor, Jánošíkov dóm hall) to 170 days in the Veľký dóm chamber (Fig. 8, Tab. 2). On the average 137 days of air temperature ≤ 0.0 °C were recorded in the central part of the Kmeťov dóm chamber (Tab. 2) containing over 50 % of the ice mass (Strug et al., 2006).

According to Table 2, the best thermal conditions favouring the development of the ice forms occur in January and February, and later in December, March, and April. They favour mainly the ice forms development in the Štrkový dóm, Veľký dóm and Kmeťov dóm halls, whereas in the Čierna galéria corridor – to a lesser degree. The greatest probability (the number of days whose air temperature ≤ 0.0 °C in a given month in relation to all days of the month) of occurrence of favourable thermal conditions for the ice forms development in the cave in the examined period was recorded in February. This probability was assessed on the level of 82 % in Kmeťov dóm hall in this month, whereas in the Čierna galéria corridor – of 43 %.

Table 1. The winter half-year, the lowest monthly and the lowest 24-hours mean air temperature in the longitudinal profile of the Demänovská Ice Cave (Outside – Kmeťov dóm – Jánošíkov dóm) in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007

Parameter	Hydrological year (XI – X)	Chamber						
		Outside	Štrkový dóm	Kmeťov dóm (centre)	Kmeťov dóm (NW)	Belov dóm	Čierna galéria	Jánošíkov dóm
Winter half-year (XI–IV) mean air temperature [°C]	2005/2006	–0,8	–2,4	–0,7	–0,4	0,0	0,3	1,0
	2006/2007	2,9	1,0	0,0	0,5	0,8	1,1	1,7
	2001/2002 – 2006/2007	0,2	–1,3	–0,4	–0,1	0,3	0,6	1,3
The lowest monthly mean air temperature [°C]	2005/2006	–5,5	–5,8	–1,6	–1,1	–0,6	–0,3	0,5
	2006/2007	0,3	–0,3	–0,1	0,3	0,5	0,7	1,4
	2001/2002 – 2006/2007	–4,2	–4,4	–1,2	–0,7	–0,3	0,0	0,8
The lowest 24-hours mean air temperature [°C]	2005/2006	–17,0	–17,3	–4,2	–2,6	–2,0	–1,6	0,2
	2006/2007	–8,1	–6,7	–1,0	–0,3	–0,2	0,1	1,0
	2001/2002 – 2006/2007	–12,9	–11,8	–3,1	–1,7	–1,3	–0,9	0,5

Table 2. The average number of days in a month with temperature ≤ 0.0 ºC in longitudinal profile of the Demänovská Ice Cave (Outside – Kmeťov dóm – Jánošíkov dóm) in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007

Month	Chamber						
	Outside	Štrkový dóm	Kmeťov dóm (centre)	Kmeťov dóm (NW)	Belov dóm	Čierna galéria	Jánošíkov dóm
November	6	7	4	0	0	0	0
December	21	22	20	13	10	7	0
January	22	24	25	22	15	11	0
February	18	21	23	19	15	12	0
March	14	18	20	19	13	7	0
April	5	9	21	16	5	3	0
May	0	0	12	4	0	0	0
June	0	0	9	0	0	0	0
July	0	0	0	0	0	0	0
August	0	0	0	0	0	0	0
September	0	0	0	0	0	0	0
October	1	1	3	0	0	0	0
Hydrological year (XI – X)	87	102	137	93	58	40	0

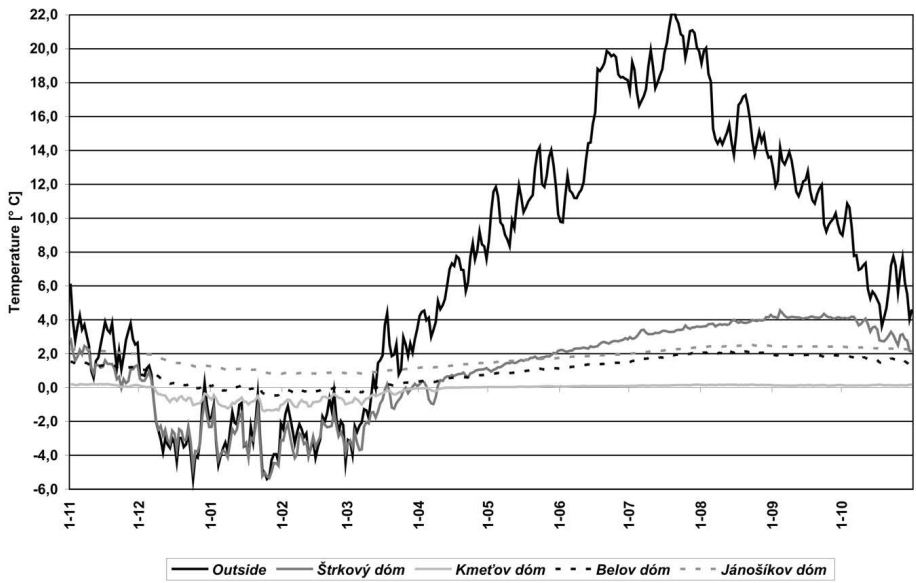


Fig. 7. The average course of 24-hours mean air temperature in longitudinal profile of the Demänovská Ice Cave (Outside – Kmeťov dóm – Jánošíkov dóm) in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007

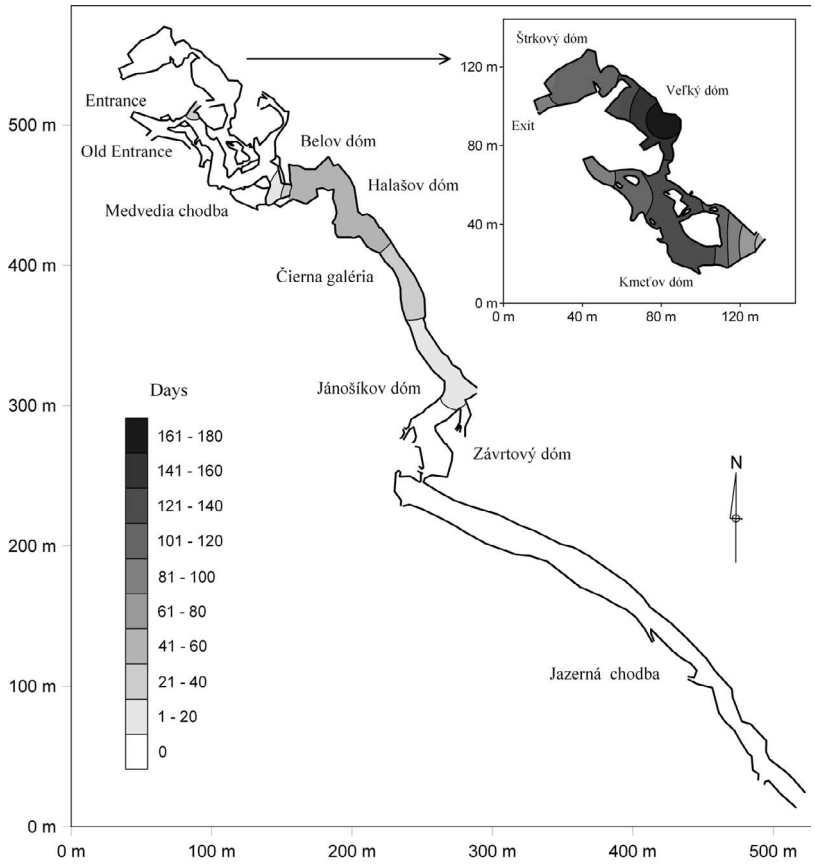


Fig. 8. The average number of days with air temperature ≤ 0 ºC in the Demänovská Ice Cave in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007

The number of months during which the days of air temperature ≤ 0.0 °C were recorded varied in particular halls. The highest number, i.e. 9 months is observed in the Kmeťov dóm hall. The lowest number, i.e. 5 months, is observed between the Belov dóm hall and Čierna galéria corridor (Tab. 2).

The "potential" period of the ice forms development in the winter half-year was clearly longer in each chamber (excluding the Jánošíkov dóm hall) in comparison to the "factual" period (the number of days of air temperature ≤ 0.0 °C; Tab. 3). The greatest differences between these periods were recorded in the Čierna galéria corridor, whereas the smallest differences occur in the NW fragments of the Kmeťov dóm chamber and in the Belov dóm hall.

Thermal conditions in summer half-year

The influence of the ambient temperature on the air temperature inside the cave is significantly lower in the summer half-year. Such difference results from hindering (or lessening) of the exchange of the air between the cave and the surrounding (Piasecki et al., 2007). As a result of the continuous warmth supply from an orogen, the average of T > 0.0 °C was observed in the summer half-year in the entire area of the cave (Fig. 6b). Such thermal conditions favoured the ice forms degradation.

Table 3. Number of days: with temperature ≤ 0.0 ºC, of "potential" period and of permanent degradation period and the share of days with air temperature ≤ 0.0 ºC during the "potential" period in longitudinal profile of the Demänovská Ice Cave (Outside – Kmeťov dóm – Jánošíkov dóm) in the hydrological year 2005/2006 and 2006/2007 and in hydrological years 2001/2002 – 2007/2006

Parameter	Hydrological year (XI-X)	Chamber						
		Outside	Štrkový dóm	Kmeťov dóm (centre)	Kmeťov dóm (NW)	Belov dóm	Čierna galéria	Jánošíkov dóm
Number of days with temperature T ≤ 0.0 ° C	2005/2006	109	129	233	149	91	69	0
	2006/2007	35	43	49	6	2	0	0
	2001/2002 – 2006/2007	87	102	137	93	58	40	0
Number of days of "potential" period	2005/2006	140	144	343	157	100	88	0
	2006/2007	127	124	126	6	2	0	0
	2001/2002 – 2006/2007	143	149	197	102	69	62	0
Number of days of permanent degradation period	2005/2006	207	204	3	160	216	221	365
	2006/2007	241	241	238	274	276	365	365
	2001/2002 – 2006/2007	216	209	145	211	238	256	365
Share of days with temperature ≤ 0.0 ° C during the "potential" period [%]	2005/2006	78	90	68	95	91	78	0
	2006/2007	28	35	39	100	100	0	0
	2001/2002 – 2006/2007	61	68	71	91	83	65	0

The course of the average daily temperature of air in the summer half-year in the Štrkový dóm chamber was characterised by a stable increase reaching the level of 4.0 °C in September and October (Fig. 7). In the iced Kmeťov dóm hall the average temperature of the air in the summer half-year remained on the level of 0.2 °C, as a result of the ice monolith presence, for the warmth emitted by the cave orogen, tourists, and dripping water was used for its ablation. In the Belov dóm and Jánošíkov dóm hall the average temperature of the air in the winter half-year remained on the level of 2.0 °C (Fig. 7).

The length of the period in which the ice forms degraded (Tab. 3) was directly connected with the length of the "potential" period and varied: from 145 days in the Kmeťov dóm hall to 365 days in the cave areas with no ice (as in Old Entrance, Medvedia chodba corridor, Jánošíkov dóm hall). The period between May and September is the time of permanent degradation of the ice forms in the entire cave area except the Kmeťov dóm and Veľký dóm halls (Tab. 2).

Range of occurrence of ice forms

The range of occurrence of the ice forms in the cave profile: Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm between 2003 and 2007 was very different. Two winter half-years, being significantly different from the thermal point of view, inside the cave and in its surrounding determined this difference to the greatest extent. Namely, very freezing winter half-year during the season of 2005/2006 (Tab. 1) and an extremely warm winter half-year during the season of 2006/2007 (Tab. 1); they were the chilliest and warmest winter half-years recorded from the beginning of the measurements of the air temperature in November 2001. The lowest 24-hours and monthly temperatures of the air in the longitudinal profile of the cave significantly diverged in the examined winter half-years from their average values in the years of 2001/2002 – 2006/2007 (Tab. 1).

In the hydrological year 2005/2006 the number of days with air temperature ≤ 0.0 °C in each distinguished chamber of the cave was significantly higher in comparison to the average value in the years 2001/2002 – 2006/2007 (Tab. 3, Fig. 9a, 9c). The same referred to the length of the "potential" period, resulting in the shorter permanent degradation period of the ice forms (Tab. 3). Whereas the number of days with air temperature ≤ 0.0 °C in every chamber was significantly lower in comparison to the average value in the hydrological year 2006/2007 (Tab. 3, Fig. 9b, 9c). The period of permanent degradation of the ice forms was clearly longer in comparison to the hydrological year 2005/2006 (Tab. 3).

Changeability of these thermal conditions during such extreme winters extremely affected the temperature of the cave orogen (Tab. 4). The lengths of the freezing periods of the cave orogen in the cave iced chambers in the winter half-year of 2005/2006 and 2006/2007 were incomparable (Tab. 4). Differentiated cooling of the cave orogen during the discussed winter half-years significantly affected the range of occurrence of the ice forms.

In the winter half-year 2005/2006 the ice forms were recorded to be at the length of 410 m (Fig. 10a). Their development reflected the exact direction, in which the cool air flowed into the cave in the winter period (Fig. 5a, 5b), i.e.: from the Exit through the Štrkový dóm, Veľký dóm, Kmeťov dóm and Belov dóm chambers to the end of the Čierna galéria corridor. The first ice forms could "potentially" develop in the second half of November in the area directly adjacent to the Exit (Fig. 10a). As freezing of the cave interior progressed the scope of the ice forms gradually increased. The widest range

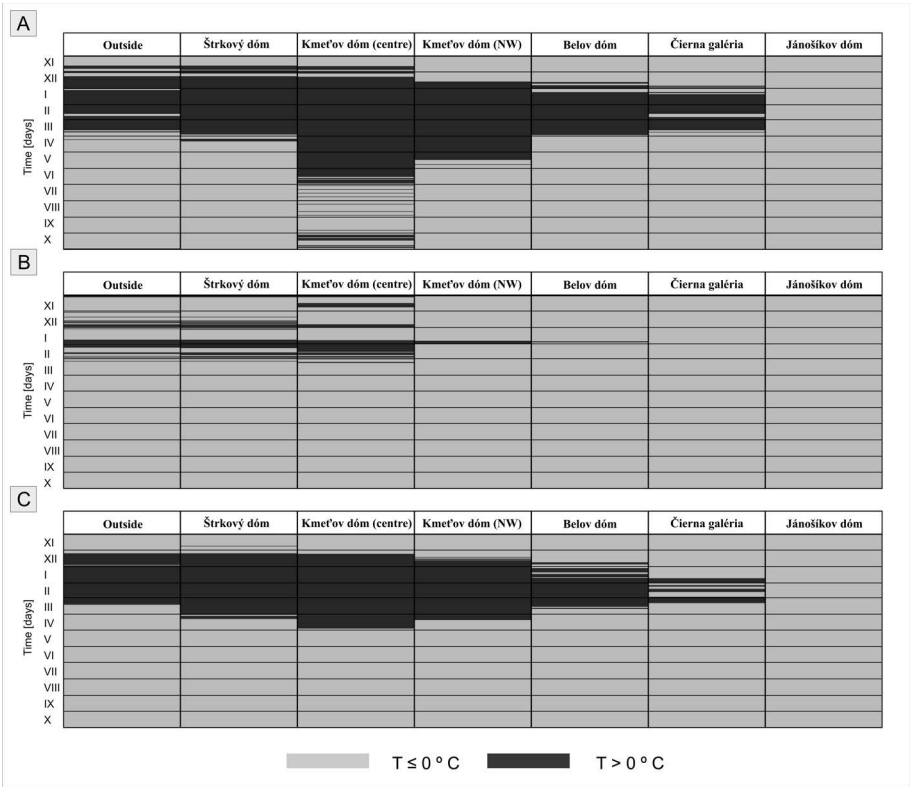


Fig. 9. The occurrence of days with air temperature ≤ 0.0 ºC and > 0.0 ºC in longitudinal profile of the Demänovská Ice Cave (Outside – Kmeťov dóm – Jánošíkov dóm) in the hydrological year 2005/2006 (A), in the hydrological year 2006/2007 (B) and in hydrological years 2001/2002 – 2006/2007 (C)

of the ice forms occurrence in the cave was recorded at the beginning of February 2006 (Fig. 10a). As a result, the period of gradual freezing of the cave at the length of 410 m to air temperature ≤ 0.0 °C in the winter half-year 2005/2006 lasted 3 months.

Due to severe freezing of permanently iced chambers (Fig. 9a, Tab. 1, 4), the period of permanent degradation of the ice forms began 3 – 4 months later (June, July) in relation to the area between the Belov dóm chamber and Čierna galéria corridor (Fig. 11a). Total decay of the ice forms in the Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm profile was recorded towards the end of June 2006. Despite slow degradation in the summer half-year 2005/2006, year-long occurrence of the ice forms (mainly the ice monolith) in the area of the Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers was recorded (Fig. 12a).

In the winter half-year 2006/2007 the ice forms were recorded to be only at the length of 175 m (Fig. 10b). The ice forms development was recorded only in Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm section. The period of cave freezing at the length of 175 m to air temperature ≤ 0.0 °C in the winter half-year 2006/2007 lasted ca. 2 months. The first ice forms could "potentially" develop in the first part of December in the area directly adjacent to the Exit, whereas the last forms developed at the beginning of February in the NW and SE fragments of the Kmeťov dóm chamber (Fig. 10b).

Table 4. The lowest measured temperature of the rock and number of months with rock temperature ≤ 0.0°C in selected chambers in the Demänovská Ice Cave in winter half-years 2005/2006 and 2006/2007

Parameter	Winter half-year (XI – IV)	Chamber					
		Štrkový dóm		Kmeťov dóm		Čierna galéria	
		5 cm	135 cm	5 cm	135 cm	5 cm	135 cm
The lowest measured temperature of the rock [°C]	2005/2006	–7,9	–4,9	–2,6	–1,4	–0,4	0,4
	2006/2007	–2,2	–0,2	0,0	0,1	1,2	1,6
Number of months with rock temperature ≤ 0,0°C	2005/2006	5	5	5,5	6	¼	0
	2006/2007	1	½	¼	0	0	0

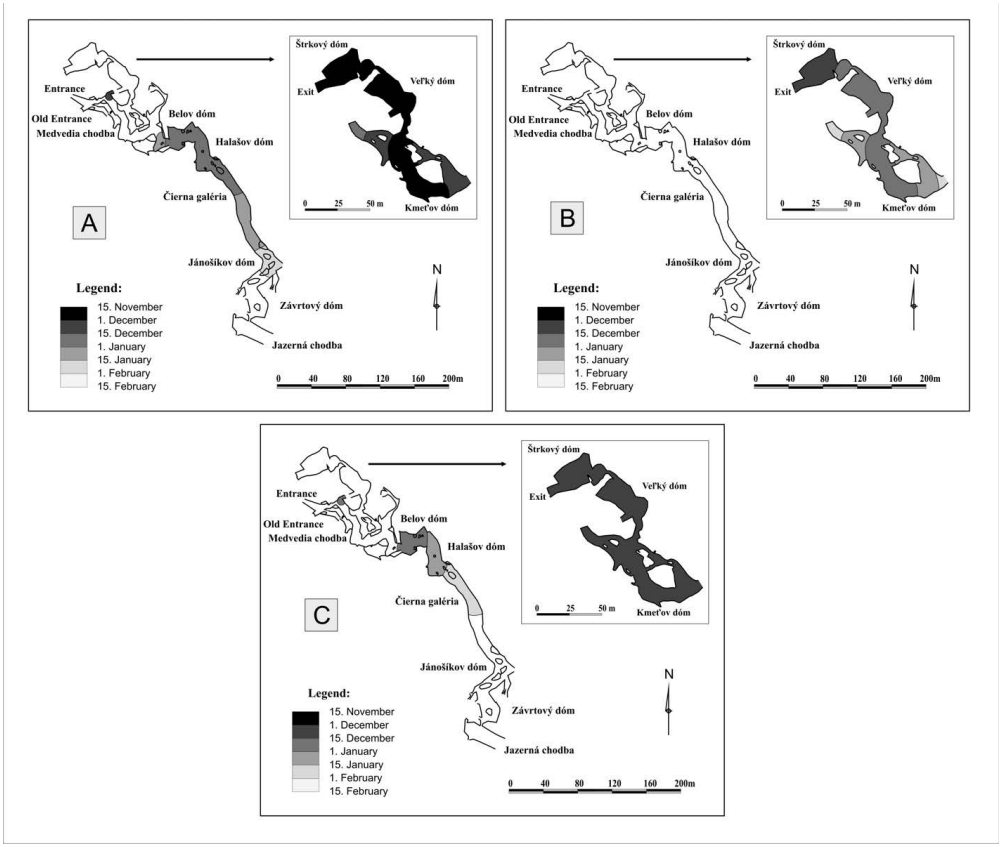


Fig. 10. The "potential" beginning of the ice forms development in the Demänovská Ice Cave and their maximum range of occurrence in the winter half-year 2005/2006 (A), in the winter half-year 2006/2007 (B) and in winter half-years 2001/2002 – 2006/2007 (C)

As a result of poor freezing of cave interior (Fig. 9b, Tab. 1, 4), the period of the permanent degradation of the ice forms began unusually quickly in the Kmeťov dóm and Veľký dóm halls, i.e.: 3 months faster in comparison to the season of 2005/2006

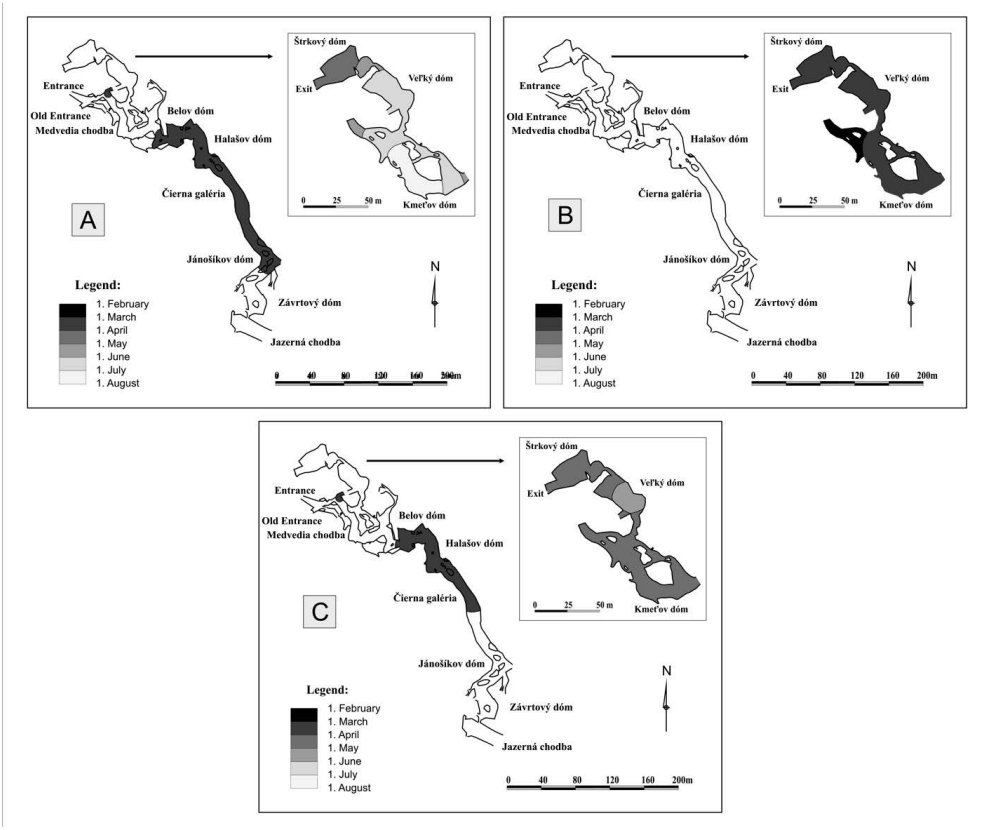


Fig. 11. The beginning of the constant degradation of the ice forms in the Demänovská Ice Cave and their maximum range of occurrence in the winter half-year 2005/2006 (A), in the winter half-year 2006/2007 (B) and in winter half-years 2001/2002 – 2006/2007 (C)

(Fig. 10, a, b). The total decay of the ice forms was recorded in much wider area of the cave in relation to the season of 2005/2006 (Fig. 12a). Probably, at the beginning of 2008 the area of the ice monolith in the Kmeťov dóm and Veľký dóm halls will be smaller than between August and September of 2007 (Strug and Zelinka, in press).

Between 2003 and 2007 the ice forms were recorded to be at the length of 330 m on the average (Fig. 10c). The ice forms development was recorded in the Štrkový dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria profile. The first seasonal ice forms developed "potentially" in the Štrkový dóm – Kmeťov dóm profile at the beginning of December. However, in the Čierna galéria corridor they appeared at the end January (Fig. 10c). The average period of cave freezing at the length of 330 m to air temperature ≤ 0.0 °C lasted ca. 2 months.

The beginning of the permanent degradation of the ice forms in the Veľký dóm chamber fell on May, whereas in the Čierna galéria corridor in March (Fig. 11c). The total decay of the ice forms in the Čierna galéria corridor was observed usually in April. In a large area of the Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers, however, the ice forms (mainly the ice monolith) were recorded to last throughout the year (Fig. 12c).

The degradation of ice forms in the cave horizontal profile in the summer half-year was the strongest from the direction of the Exit and the Štrkový dóm hall, as well as

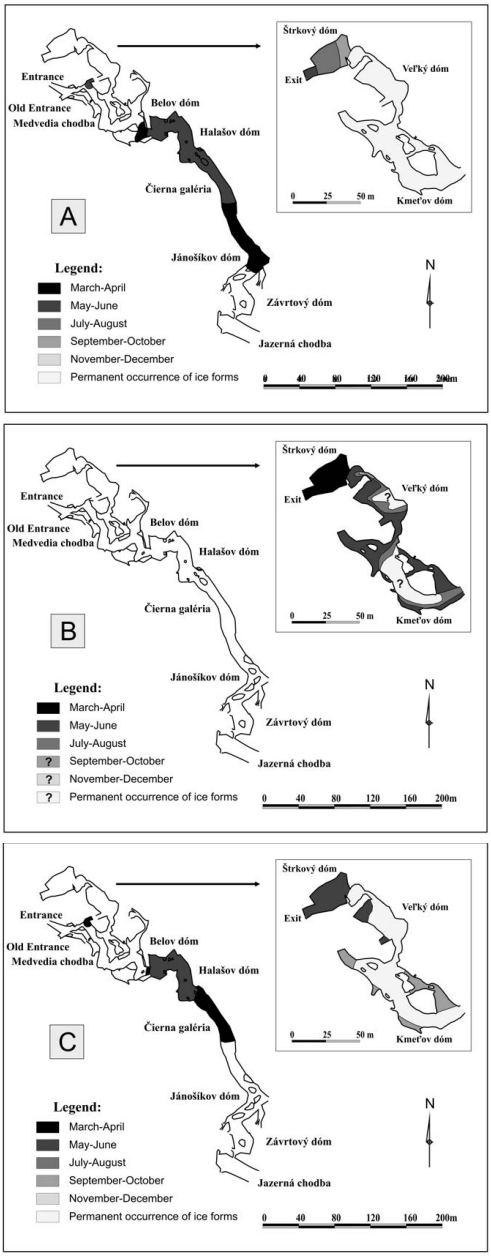


Fig. 12. The period of the total degradation of the ice forms in the Demänovská Ice Cave and their maximum range of occurrence in the winter half-year 2005/2006 (A), in the winter half-year 2006/2007 (B) and in winter half-years 2001/2002 – 2006/2007 (C)

the fragments of the cave having no ice (Medvedia chodba corridor and Jánošíkov dóm hall) (Fig. 11a–c, 12a– c). However, in the vertical profile this process took place in the direction: from the ceiling to the floor of the cave.

According to the figures 10a–c, the range of the ice forms occurrence diverged more from the usual condition in the extremely warm winter half-year (2006/2007) in comparison to the extremely chilly winter half-year (2005/2006).

Development and degradation of a selected ice form

The change dynamics presented above in reference to the range of occurrence of the ice forms did not generally affect the arrangement of the seasonal ice forms. In the examined period the selected ice forms were found actually in the same places. Nevertheless, the morphology of the seasonal ice forms was characterised by very dynamic and individual growth or loss of the ice mass in particular hydrological years, mainly as a result of changeable thermal conditions.

In the major part of the area little ice forms underwent a total degradation until the end of August (Fig. 12a–c). The biggest ice forms (ice columns and ice stalagmites) were recorded to develop throughout the year – mainly in the Kmeťov dóm hall. Only at the beginning of the following winter half-year total decay of the biggest ice forms were recorded if any. An ice column located in the central part of the Kmeťov dóm chamber constitutes an example of such a form. The seasonal dynamics of the morphological changes in this form was very characteristic. It underwent a total decay actually at the beginning of every hydrological year. Whereas, in spring it became recreated to reach its maximum size (its diameter – ca. 60 cm, and circumference – ca. 200 cm; Fig. 13).

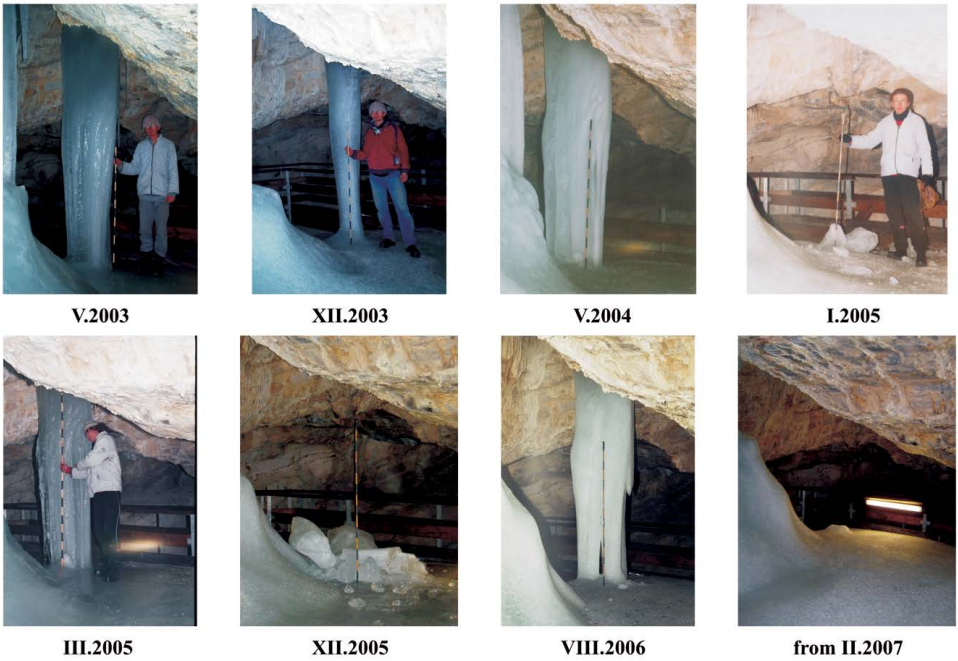


Fig. 13. The development and degradation of a selected ice column in the Demänovská Ice Cave in the period from May 2003 to October 2007. (Photo: K. Strug, T. Sawiński)

Acknowledgements. The scientific work was founded by the finances designed for the science in 2007 – 2008 as research project number N306 011 32/0771 granted by the Polish Minister of Science and Higher Education. In this place, we would like to express our deepest gratitude to Dr J. Piasecki, MSc T. Sawiński and MSc R. Szmytkie and all those involved into helping us in taking measurements during our research.

SUMMARY

The above study extensively documents the time and spatial changeability of the range of occurrence of the ice forms in reference to the course of the thermal conditions in the Demänovská Ice Cave surrounding and inside between 2003 – 2007. The presented results indicate the seasonal changeability of the range of the ice forms occurrence and a distinct dynamism of their development and degradation is a permanent feature of this cave. Individual ice forms were found actually in the same places, whereas the changes of their scope took place exclusively in the Štrkový dóm – Veľký dóm – Kmeťov dóm – Belov dóm – Čierna galéria – Jánošíkov dóm profile.

Basing on the bibliographic materials and completed researches, we assume that the arrangement and character of the ice forms occurrence has not changed substantially since the moment of cave discovery in 1719 – with the exception of the 1950s and 1960s. Different arrangement of the seasonal ice forms between 1950s and 1960s referred to the change of the course of the air circulation in the cave. This change was caused by the human who disturbed the cave´s morphology. Whereas, the ice monolith has been

most probably always situated in the same places i.e. in the Kmeťov dóm and Veľký dóm chambers.

To sum up, we establish the following facts on the basis of the collected measurement materials:

The ice forms development reflects the exact direction, in which the cool air flowed into the cave in the winter period, i.e.: from the opening hole (Exit) through the Štrkový dóm, Veľký dóm, Kmeťov dóm, Belov dóm chambers to the end of the Čierna galéria corridor.

The best thermal conditions favouring the development of ice forms are found in the Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers, whereas the least favourable conditions were recorded in the Čierna galéria corridor.

The most opportune months for ice forms development are: January, February, then December, March, and April.

The beginning of ice forms development and decay in individual parts of the cave is closely connected with the forms location (distance) in relation to the Exit.

The occurrence of the ice forms was recorded at the length of ca. 175 m in the warmest winter half-year (2006/2007), at the length of 410 m in the chilliest winter half-year (2005/2006), and 330 m on the average.

The usual "potential" beginning of ice forms development in the Štrkový dóm – Kmeťov dóm profile falls on the first part of December, whereas in the Čierna galéria corridor it takes place in the second part of January.

The degradation of ice forms in the cave´s horizontal profile was the strongest from the direction of the Exit and cave´s fragments covered with no ice; this process, however, took place in the vertical profile in the direction: from the ceiling to the floor of the cave.

The usual beginning of the degradation of the ice forms in the Veľký dóm chamber fell on May, whereas in the Čierna galéria corridor in March.

The usual beginning of the total degradation of the ice forms in the Čierna galéria corridor was observed towards the end of April; whereas, in a large part of the Veľký dóm and Kmeťov dóm chambers the ice forms lasted year long.

Approximately, the average range of the isotherm 1.0 °C in the winter half-year divides the areas of periodic icing from those with no ice.

REFERENCES

Bella, P. 1998. Demänovské jaskyne: Demänovská ľadová jaskyňa – Demänovská jaskyňa slobody. Liptovský Mikuláš, 1–24.

Benický, V. 1957. Príspevok k dejinám Demänovskej ľadovej jaskyne a k objaveniu Jaskyne Mieru. Slovenský kras, 1, 29–35.

Boček, A. 1954. Pre záchranu krás Demänovskej ľadovej jaskyne. Československý kras, 7, 69–70.

Droppa, A. 1957. Demänovské jaskyne. Krasové zjavy Demänovskej doliny. SAV, Bratislava, 1–289.

Halaš, J. 1983. Niektoré poznatky z merania teploty horninového plášťa v Dobšinskej ľadovej jaskyni a Demänovskej ľadovej jaskyni. Slovenský kras, 21, 79–91.

Halaš, J. 1984. Demänovská ľadová jaskyňa – niektoré poznatky a výsledky z merania teploty vzduchu za obdobie 1970 – 1982. Slovenský kras, 22, 111–129.

Luetscher, M. 2005. Processes in Ice Caves and their Significance for Paleoenviromental Reconstructions. SISKA, Zurich, 1–154.

Otruba, J. 1957. Problém mikroklímy a znovuzaľadnenia Demänovskej ľadovej jaskyne. Slovenský kras, 1, 36–58.

Otruba, J. 1971. Meteorologické podmienky a zaľadnenie v Demänovskej ľadovej jaskyni. Slovenský kras, 9, 193–202.

Perşoiu, A. 2004. Ice speleotherms in Scărişoara Ice Cave: dynamics and controllers. Theoretical and Applied Karstology, 17, 71–76.

Pflitsch, A. – Piasecki, J. – Sawiński, T. – Strug, K. – Zelinka, J. 2007. Development and degradation of ice crystals sediment in the Dobšinska Ice Cave (Slovakia). In Zelinka, J. (Ed.): 2nd International Workshop on Ice Caves, Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8–12, 2006, Liptovský Mikuláš, 38–49.

Piasecki, J. – Sawiński, T. – Strug, K. – Zelinka, J. 2007. Selected characteristics of the microclimate of the Demänovská Ice Cave (Slovakia). In Zelinka, J. (Ed.): 2nd International Workshop on Ice Caves, Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8–12, 2006, Liptovský Mikuláš, 50–61.

Racoviţă, G. – Onac, B. P. 2000. Scărişoara Glacier Cave. Monographic study, Editura Carpatica, Cluj – Napoca, 1–139.

Strug, K. – Piasecki, J. – Sawiński, T. – Zelinka, J. 2004. The ice crystals deposit in the Dobšinska Ice Cave. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov zo 4. vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 125–133.

Strug, K. – Piasecki, J. – Szymanowski, M. – Sawiński, T. – Zelinka, J. 2006. Quantitative characteristics of the bottom ice in the Demänovská Ice Cave (Slovakia). In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov zo 5. vedeckej konferencie, Demänovská Dolina, 167–174.

Strug, K. – Zelinka, J. 2008. The Demänovská Ice Cave – mass balance of ice monolith in 2003 – 2007 (Slovakia). in press.

Trofimova, E. V. 2007. Genesis and morphological peculiarities of cave ice deposits of lake Baikal. In Zelinka, J. (Ed.): 2nd International Workshop on Ice Caves, Demänovská Dolina, Slovak Republic, May 8–12, 2006, Liptovský Mikuláš, 77–81.

Zelinka, J. 2002. Microclimatic Research in the Slovakian Show Caves. Acta Carsologica, 31, 1, 151–163.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	163 – 170	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

STÁŘÍ KUPY NETOPÝŘÍHO GUÁNA V JESKYNI DOMICA (NP SLOVENSKÝ KRAS) A ELEKTRONOVÁ MIKROSKOPIE EXKREMENTŮ NETOPÝRŮ

VÁCLAV KRIŠTŮFEK[1], DANA ELHOTTOVÁ[1], ĽUBOMÍR KOVÁČ[2], ALICA CHROŇÁKOVÁ[1], KAREL ŽÁK[3], IVO SVĚTLÍK[4]

[1] Biologické centrum AV ČR, v. v. i. – Ústav půdní biologie, Na Sádkách 7, 370 05 České Budějovice, Česká republika; kristuf@upb.cas.cz; danael@upb.cas.cz; alicach@upb.cas.cz

[2] Ústav biologických a ekologických vied, Prírodovedecká fakulta, Univerzita P. J. Šafárika, Košice, Slovenská republika; lubomir.kovac@upjs. sk.

[3] Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Praha, Česká republika; zak@gli.cas.cz

[4] Ústav jaderné fyziky AV ČR, v. v. i., Praha, Česká republika; svetlik@ujf.cas.cz

V. Krištůfek, D. Elhottová, Ľ. Kováč, A. Chroňáková, K. Žák, I. Světlík: The age of bat guano heap in Domica Cave (Slovak Karst NP) and electron microscopy of bat excrements

Abstract: Domica Cave is located in the south of the Slovak Karst National Park, eastern Slovakia (48°28‘36‘‘ N, 20°29‘09‘‘E; 339 m a. s. l.). in a large complex of light-colored limestones of the Triassic Period. The cave contains bat colonies of 20 species. The summer activity of the colonies is dominated by Mediterranean horseshoe bat (*Rhinolophus euryale*). Bat droppings accumulate in the cave in heaps more than one meter high and 3 − 4 m wide on two sites („Palmový háj“− Palm Grove and „Sieň indických pagôd“ − Dome of Indian Pagodas). This is residue of great colonies of *Rhinolophus euryale* and *Miniopterus schreibersii*. Bat guano is one of the most important food sources for cave invertebrates, however little is known about the ecology of it’s use. This paper investigates the age and structure of different layers of guano as part of an intensive long term study concerning the microbial colonization of bat guano heap in Palmový háj. Guano samples collected from the base of a 105 cm high heap yielded an AMS ^{14}C data of 1055 ± 30 yr B.P. Samples collected 40 cm above the base yielded 250 ± 30 yr B. P. The average sedimentation rate calculated from calibrated age in the heap of 0.99 mm yr^{-1} is quite high. Scanning Electron Microscopy photos (SEM) of bat guano show that the main components are insect fragments – especially wings parts, wing and leg scales, and bat hairs. Fresh bat guano (0 − 1 yr) contains a large quantity of fragmented and non-fragmented butterfly/mosquito scales and insect wings which can be clearly distinguished. Upon investigation using the SEM we can conclude that the material in bat excrements of this guano heap remains unchanged, and partially cemented after more than 500, and 1 000 yr respectively.

Key words: karstic caves, AMS ^{14}C dating, bat guano, excrements, butterfly, mosquito, wing scales, microorganisms, organic material, SEM

ÚVOD

V jeskyni Domica a okolních jeskyních NP Slovenský kras probíhá dlouholeté studium trofických vazeb mezi půdními bezobratlými a mikroflórou. Výsledky studií ukazují na velký význam trusu netopýrů v potravním řetězci živočichů v jeskyni (Elhottová et al., 2004; Kováč et al., 2005; Krištůfek et al., 2005; Nováková et al., 2005; Šustr et al., 2005). Trus se nachází v jeskyni jednotlivě, v menších nahloučeních a na dvou místech (Palmový háj, Sieň indických pagod) ve velkých kuželovitých kupách. Oba objekty jsou mimořádně cenné pro studium sukcese mikroorganismů při rozkladu organického materiálu za podmínek konstantní vlhkosti a teploty. K těmto účelům bylo vhodné určit stáří a strukturu materiálu studovaných vrstev sedimentu kupy guána.

MATERIÁL A METODY

Parametry kupy guána. Na tvorbě trusu v jeskyni Domica se může podílet až 20 druhů netopýrů (Horáček et al., 1979, 1995; Uhrin et al., 1996, 2002; Bobáková, 2002, 2004), přičemž velké kupy trusu/guána jsou zřejmě pozůstatky po masových koloniích druhů *Rhinolophus euryale* a *Miniopterus schreibersii*. Velikost letních kolonií jednotlivých druhů v průběhu tvorby kupy guána mohla kolísat v závislosti na vnějších poměrech (klima, fluktuace v abundanci populace hmyzu, osídlení jeskyně člověkem, atd.). Podle našich hrubých měření ze dne 23. září 2006 byla výška kupy guána v Palmovém háji 105 cm. Oválný tvar kupy měl delší z parametrů základny 440 cm a kratší 350 cm. Kolem základny kupy se nacházel nepravidelný lem v šířce 40 − 80 cm, který byl tvořen převážně exkrementy jeskynních bezobratlých živočichů (zejména *Mesoniscus graniger* aj.), promísený s podkladovým materiálem a se stopami lidské aktivity. Na vrcholu kupy byl čerstvý trus viditelný v oválné ploše o délce 210 cm a šířce 130 cm.

Odběr vzorků guána. Vzorky G1, G2, G3 a G4 byly odebrány při stanovení parametrů kupy guána dne 23. 9. 2006 a vzorek G5 o měsíc později dne 24. 10. 2006. Teplota vzduchu byla 10,2 ºC a vlhkost 97 %. Vzorky byly lopatkou odebrány z pěti míst kupy: G1 – z povrchu (0 − 3 cm) vrcholu kupy, G2 – z povrchu (0 − 3 cm) bočních stěn kupy, G3 – z hloubky cca 65 cm pod vrcholem kupy, G4 – z povrchu (0 − 3 cm) paty kupy, G5 – z báze kupy, tedy cca 100 – 105 cm pod vrcholem kupy.

Byl odebrán směsný vzorek ze 4 až 5 míst. V případě hloubkových odběrů (G3, G5), byla provedena jedna sonda z boku kupy v místě, kde je kupa částečně odtěžena. Lopatkou byl vytvořen tunel o průměru cca 20 a hloubce 40 cm do nitra kupy. Z této hloubky byl odebrán vzorek. Vytěžený materiál z tunelu byl navrácen zpět. Vzorky guána byly umístěny do sterilních PE sáčků.

Vybrané charakteristiky guána. Vlhkost vzorků se měnila s hloubkou jejich odběru a expozicí na kupě. Vzorky G3 a G5 byly nejvlhčí (80 %), oproti tomu vzorek G1 obsahoval 76 %, G2 78 % a G4 60 % vody. Hodnoty pH/$CaCl_2$ ve vzorcích G1, G2, G3 a G5 byly v rozsahu 2,98 − 3,33. Vyšší hodnota pH − 5,37 byla zjištěna ve vzorku odebraném na patě kupy guána (G4). Hodnoty poměru C/N byly v rozsahu 8,3 – 12,8, nejvyšší hodnota 12,8 byla stanovena ve vzorku G5, následuje vzorek G4 (11,8), G2 (8,9), G1 (8,8) a G3 (8,3).

Stanovení aktivit ^{14}C ve vzorcích guána. Vzorky pro stanovení aktivit ^{14}C byly vysušeny a zaslány k analýze do Poznan Radiocarbon Laboratory, Adam Mickiewicz University, Poznan, Polsko (mezinárodní kód radiouhlíkové laboratoře – Poznámka www. radiocarbon.pl) (Czernik a Goslar, 2001; Goslar et al., 2004). Vzorky s laboratorním kódem Poz-18867 až 71 byly po přepravě zpracovány laboratorně cestou přípravy grafitových terčíků a měřeny s použitím urychlovačové hmotnostní spektrometrie „Compact Carbon AMS“, USA**.** Výsledné aktivity ^{14}C byly dle Stuiver-Polachovy konvence vyjádřeny jako konvenční radiouhlíkové stáří v letech B. P. (Before Present) a v procentech pMC (Percentage of Modern Carbon) (Stuiver a Polach, 1977). Ve výsledcích uváděné nejistoty jsou pravděpodobně kombinované nejistoty stanovení odpovídající přibližně 68 % pravděpodobnosti a byly takto interpretovány.

V tabulce 1 kurzivou uváděný odhad středního stáří vzorku Poz-18867 byl určen se zahrnutím odhadu místního vlivu od Suessova efektu. V předchozím řádku bylo střední stáří vzorku Poz-18867 odhadnuto za předpokladu zanedbatelného místního vlivu Suessova efektu. Odhad středního stáří vzorku Poz-18867 vychází z předpokladu homogenního vzorku.

Za předpokladu zanedbání dodatečné výměny uhlíku v uloženém materiálu, vertikální migrace pohyblivých chemických forem uhlíku a částečného ředění uhlíkem fosilním (původem z horninového podloží a u mladého vzorku rovněž původem od spalování fosilních paliv) byly aktivity ^{14}C interpretovány s použitím radiouhlíkové kalibrační křivky IntCal04 (Reimer et al., 2004). Výsledné kalendářní/kalibrované stáří bylo uvedeno v intervalech let A. D. (našeho letopočtu), viz tabulka 1. K hlavním intervalům stáří vzorků byly přiřazeny absolutní pravděpodobnosti P (tj. původ vzorku v jiném období je doplňkem do 100 %) vypočtené z nejistot stanovení aktivity ^{14}C a nejistot daných kalibrační křivkou, násobené koeficientem 0,95 pro hlavní intervaly dvě sigma.

Skenovací elektronová mikroskopie (SEM) exkrementů netopýrů. Studium vzorků G1, G3 a G5 netopýřího guána pomocí elektronové mikroskopie bylo provedeno v Laboratoři elektronové mikroskopie Biologického centra AV ČR, v. v. i. – Parazitologického ústav et al. (2002) a pozorovány elektronovými mikroskupy JEOL JSM 6 300 a JEOL JSM 740 1F.

VÝSLEDKY A DISKUSE

Stanovení aktivit ^{14}C ve vzorcích netopýřího guána

Pro odhad středního stáří nejmladšího vzorku Poz-18867 (tab. 1) byla použita křivka aktivit atmosférického $^{14}CO_2$ sestavená z výsledků dlouhodobého monitorování na stanici Jungfraujoch ve Švýcarsku (Levin a Kromer, 2004). V Tab. 1 je kursivou uvedeno stáří, určené na základě odhadu opravy na lokální vlivy od Suessova efektu (snížení

Tab. 1. Stanovení stáří vzorků odebraných z kupy guána v Palmovém háji (jeskyně Domica, NP Slovenský kras) metodou AMS (Accelerator Mass Spectrometry)
Table 1. Evaluation of the age of samples collected from guano heap in Palm Grove (Domica Cave, Slovak Karst) by AMS method (Accelerator Mass Spectrometry)

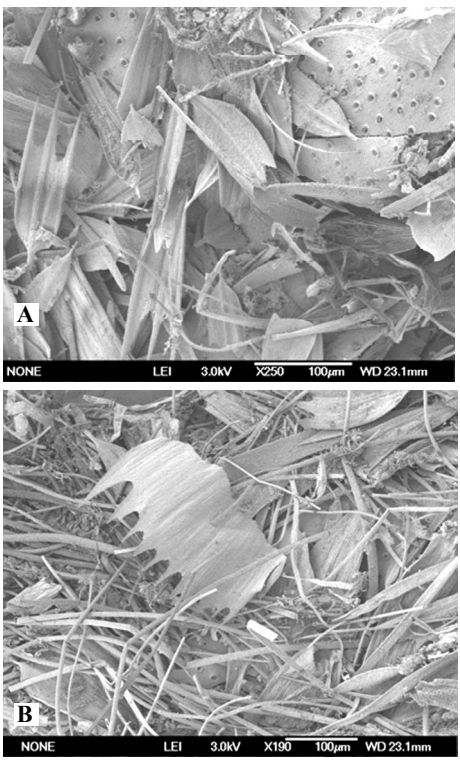
Vzorek* Sample	Laboratorní číslo Laboratory number	Konvenční radiouhlíkové stáří (roky B. P.) Conventional radiocarbon age (years B. P.)	Hlavní interval(y) kalibrovaného / kalendářního stáří (léta A. D.) Main interval(s) of calibrated/calendar age (years A. D.)	P (%)
G2	Poz-18868	120 ± 30	1680 – 1764 1800 – 1939	32 62
G3	Poz-18870	250 ± 30	1522 – 1574 1626 – 1680 1764 – 1800	14 56 21
G4	Poz-18869	135 ± 30	1671 – 1778 1799 – 1892 1907 – 1942	40 39 15
G5	Poz-18871	1055 ± 30	897 – 921 942 – 1024	13 82
G1	Poz-18867	109.51 ± 0.35 pMC	1995 – 2000	85
G1	*Poz-18867*	*110.5 ± 0.7 pMC*	*1993 – 2000*	*80*

* Místo odběru vzorků z kupy netopýřího guána G1 – G5: viz „Materiál a metody“
* The sites of collection of samples from bat guano heap G1 – G5: see part “Material and Methods“

zastoupení ^{14}C v uhlíkové izotopické směsi vlivem místního ředění fosilním uhlíkem) (Sueze, 1955).

Ke kalibrovanému/kalendářnímu stáří vzorků Poz-18868−70 lze přiřadit několik blízkých časových intervalů s přibližně srovnatelnými mírami pravděpodobnosti. Na základě radiouhlíkového datování může být původ těchto vzorků i ve dvacátém století. Nejednoznačnost určení intervalů stáří vzorků je způsobena kolísáním aktivity ^{14}C v životním prostředí. Vyloučit některé časové intervaly původu vzorků lze pouze s použitím dodatečných údajů a jiných datovacích metod.

Průměrná sedimentační rychlost pro celou kupu guána v Palmovém háji je okolo 0,99 mm za rok. To je podstatně vyšší hodnota v porovnání s údajem Leroy a Simmse (2006), kteří uvádějí pro jeskyně jiho-východního Walesu 0,16 mm, nebo jimi citované rychlosti sedimentace pro jeskyně v Rumunsku a Francii (0,22 – 0,44 mm za rok). Naše údaje jsou ovlivněny kompakcí a transformací materiálu kupy. Pro stanovení přesné sedimentační rychlosti by bylo třeba více chronologických dat.

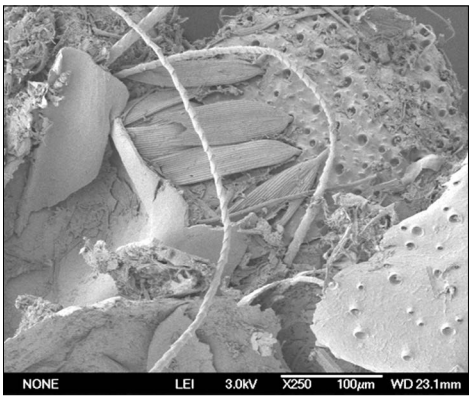


Obr. 1A, B. Ukázka SEM fotografie netopýřího guána – vzorek G1. Čerstvý netopýří trus obsahuje dobře rozlišitelné, velké množství porušených a neporušených netopýřích chlupů, motýlích/komářích šupinek a křídel hmyzu. Zbytky hmyzích těl nejsou pospojovány jinou hmotou

Fig. 1A, 1B. SEM image of bat guano sample G1. Fresh bat excrement contains a large quantity of fragmented and non fragmented bat hairs, butterfly/mosquito scales and insect wings which can be clearly distinguished. These insect particles are not joined by any cement matter

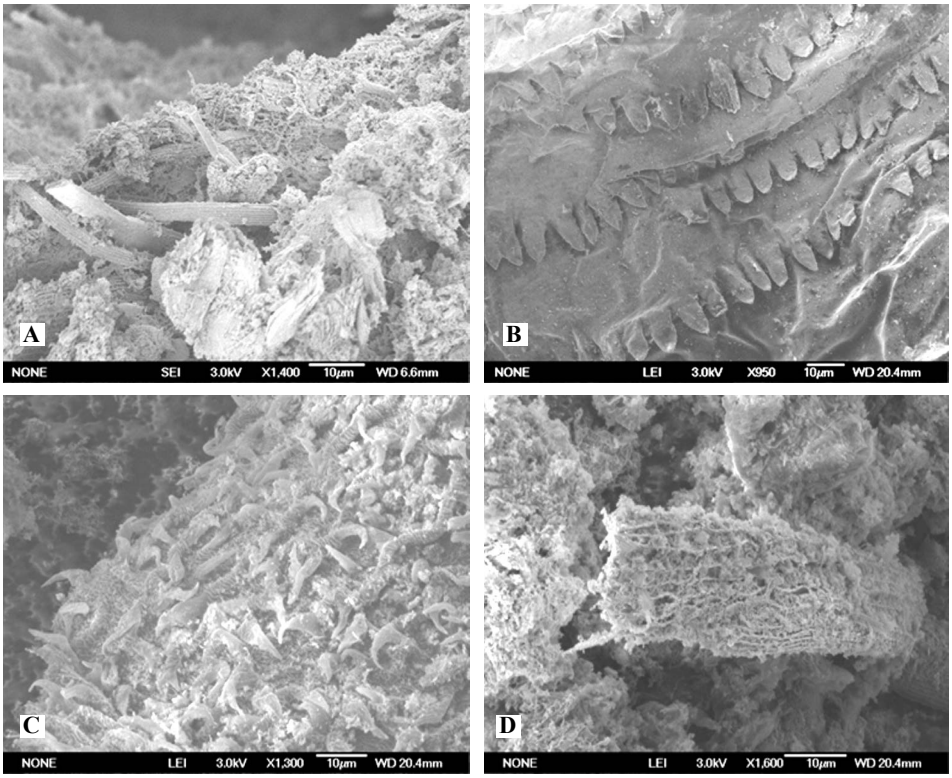
Mikroskopie (SEM) exkrementů netopýrů

Nálezy zbytků v trusu netopýrů uložených v kupě guána se nedají pomocí SEM vždy dobře kvalifikovat, proto je zde uvádíme jako ukázky s pravděpodobným určením. Čerstvé exkrementy netopýrů odebrané z vrcholu kupy guána (vzorek G1, stáří cca 0 − 11 let) obsahují především množství nahloučených zbytků motýlích šupinek, částí hmyzích křídel a nohou (obr. 1A a 1B). Ve vzorcích exkrementů netopýrů deponovaných na kupu guána za posledních přibližně 500 let (G3), lze opět pozorovat velké množství nezměněných částí hmyzího těla − zvláště křídel, šupinek křídel a nohou. Tyto zbytky jsou zde pospojovány chlupy netopýrů a hmotou neznámého původu (obr. 2). Obrázek č. 3 odhaluje stav strávených hmyzích těl po téměř 1000 letech expozice guána v jeskyni (G5). Opět jsou velmi dobře rozeznatelné části křídel se šupinkami (obr. 3A). Fragment hmyzího těla (obr. 3B) připomíná povrch larvy diptery nebo těla blechy. Na obrázku č. 3C jsou zachyceny buď zbytky drápků mouchy, nebo také chelicery pavouka či maxillipedy stonožky. Cementace zbytků neznámou hmotou je zde však výrazná (obr. 3D). Je pravděpodobné, že hmyz nalezený v guánovém materiálu nemusí být výlučně zbytkem potravy



Obr. 2. Ukázka SEM fotografie netopýřího guána – vzorek G3. Přibližně 500 let starý vzorek guána obsahuje velké množství nezměněných částí hmyzího těla (většinou šupin nohou a křídel, části křídel). Tyto zbytky jsou pospojovány netopýřími chlupy a hmotou neznámého původu

Fig. 2. SEM image of bat guano sample G3. Approximately 500 years old bat guano contains a large quantity of unchanged insect particles (mostly scales of legs and wings, parts of wings). These particles are here cemented by bat hairs and unknown matter



Obr. 3A, 3B, 3C, 3D. Ukázky SEM fotografie netopýřího guána – vzorek G5. Obrázky přibližně 1000 let starého guána ukazují nezměněné části hmyzího těla (A − motýlí šupiny, B − připomíná povrch larvy diptera nebo tělo blechy, C − připomíná zbytky těl much, pavouků nebo stonožek), které jsou v některých případech pospojovány neznámou hmotou (A, D)

Fig. 3A, 3B, 3C, 3D. SEM image of bat guano sample G5. Figures of about 1000 years old bat guano show unchanged insect particles (A – scales, B – unknown part of insect body, C – fly foot setae?) which are in some cases intensively cemented by unknown matter (A, D)

netopýrů v jejich trusu, ale může být zbytkem jiného původu (např. parazitující blechy). Nicméně přesvědčivé nálezy zbytků motýlích křídel a šupin v kopě guána ukazují na převažující potravu *R. euryale*, kterou jsou právě motýli, tipule atd. (Goiti et al., 2004).

Potrava *M. schreibersii* není ještě dostatečně prozkoumaná (Boye, 2004). Ze sledu výše uvedených obrázků je však zřejmé, že části hmyzích těl mohou v podmínkách kupy guána a jeskyně Domica setrvat v nezměněném stavu po velmi dlouhou dobu, v našem případě až jednoho tisíce let. To se na povrchu nad jeskyní v žádném případě nestává. Jeden z autorů této práce například pozoroval spad mrtvých včelích těl pod česnem úlů mnoholetých včelínů (více než 30 let na jednom místě). K výraznému hromadění zbytků včel však v těchto místech nedocházelo. Hodnota pH/H_2O vzorků zbytků včel ze spadu, smíchaná při odběru s okolní luční půdou, byla 5,4 a C/N 3,4 (nepublikováno).

Základním stavebním komponentem hmyzích těl, křídel a šupinek nevyjímaje, je chitin v základní hmotě (matrix) proteinů (Ghiradella et al., 2000). Chitin patří k látkám hůře rozložitelným v porovnání např. s celulózou. Mezi přední rozkladače chitinu patří bakterie-streptomycety, které se běžně nacházejí v půdě. Optimální pH podmínky pro jejich růst a aktivitu jsou v rozsahu pH 6 − 8 (Schrempf, 2006). Takové podmínky však uvnitř/na kupě guána jeskyně Domica nejsou. Hodnoty pH jsou zde velmi nízké (pH 3). Teprve smícháním exkrementů s vápencovým podkladem na patě kupy guána dojde ke zvýšení hodnot pH na cca 5 − 6. Tato organická hmota je intenzivně využívána půdními bezobratlými jako potrava, zejména dobře viditelným *M. graniger*. V místě paty kupy guána dochází k hromadění exkrementů půdních bezobratlých a k výrazným posunům ve složení společenstva mikroorganismů. Výsledky studia sukcese půdních mikroorganismů a mesofauny uvnitř/na povrchu kupy guána budou předmětem připravované publikace. Unikátní izoláty bakterií-streptomycetů ze vzorků G1 a G4 jsou v současné době testovány na potenciální schopnost produkce antibiotik.

ZÁVĚR

Konvenční radiouhlíkové stáří bazální vrstvy kupy guána v Palmovém háji, která je přes jeden metr vysoká a 3 − 4 metry široká, je 1055 ± 30 let B. P. Hlavní interval kalibrovaného/kalendářního stáří (léta A. D.) klade s 82 % pravděpodobností počátky vzniku kupy do let 942 – 1024. Stáří vrstvy sedimentu 40 cm nad základnou kupy je menší než 500 let. Povrchová vrstva vrcholu kupy (0 − 3 cm) začala vznikat po roce 1995. Průměrná sedimentační rychlost pro kopu guána je 0,99 mm za rok. Skenovací elektronová mikroskopie vzorků guána z různých vrstev sedimentu odhalila, že materiál je složen převážně z hmyzích těl – hlavně křídel, šupinek křídel a nohou hmyzu a chlupů netopýrů. V podmínkách jeskyně Domica si obsah trusu v kupě guána zachovává svoji strukturu i po více než 1000 letech expozice. Datovaný sediment guána tak může být případně použit k vyhodnocení řady cenných informací o environmentálních/klimatických změnách v okolí jeskyně Domica.

V rámci prohlídky jeskyně Domica kladou průvodci zvědavým návštěvníkům otázku o původu kupy organického materiálu v Palmovém háji. Publikovaná data mohou rozšířit otázky průvodců o odhad stáří a složení kupy guána a dát na ni i fundovanou odpověď.

Poděkování. Studie vznikla za podpory projektů: reg. č. LC06066 (MŠMT ČR, Centrum environmentální mikrobiologie); reg. č. IAA600660607 (GA AV ČR), APVT-20-035802 a Výzkumných záměrů: BC AV ČR, v. v. i. – ÚPB (AV0Z 60660521), ÚJF AV ČR, v. v. i. (AV0Z 10480505) a GlÚ AV ČR, v. v. i. (AV0Z 30130516). Poděkování patří Správě slovenských jaskýň, která umožnila autorům přístup do jeskyně a odběr vzorků. Za technické práce děkujeme pracovníkům Laboratoře elektronové mikroskopie BC AVČR, v. v. i. – PaÚ v Českých Budějovicích. A. Nováková a M. Šálek přispěli k identifikaci chlupů netopýrů ve vzorcích

guána (SEM foto). Děkujeme anonymnímu oponentovi za podnětné připomínky, které byly zahrnuty do textu.

LITERATURA

Bobáková, L. 2002. Kvantitatívne a kvalitatívne zloženie chiropterofauny Domického jaskynného systému. In Urban, P. (Ed.): Zborník referátov z konferencie Výskum a ochrana cicavcov na Slovensku. Zvolen : Štátna ochrana prírody, Centrum ochrany prírody a krajiny, Bánská Bystrica, 2001, 89–102.

Bobáková, L. 2004. Chiropterologický výskum Dobšinskej ľadovej jaskyne a jaskyne Domica v roku 2003. Aragonit, 9, 40–41.

Boye, P. 2004. *Miniopterus schreibersii* Natterer in Kuhl, 1819 − Langflügelfledermaus. In Krapp, F. (Ed.): Handbuch der Säugetiere Europas. Band 4/II: Fledertiere. Teil II: Chiroptera II. Vespertilionidae 2, Molossidae, Nycteridae. Wiebelsheim : AULA-Verlag, 2004, 1093–1122.

Czernik, J. – Goslar, T. 2001. Preparation of graphite targets in the Gliwice radiocarbon Laboratory for AMS ^{14}C dating. Radiocarbon, 43, 283–291.

Elhottová, D. – Krištůfek, V. – Nováková, A. – Lukešová, A. – Tříska, J. – Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. 2004. Zdroje polynenasycených mastných kyselin v jeskyních Slovenského krasu. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 4, Zborník referátov z vedeckej konferencie, 5. – 8. 10. 2003, Tále, 155–161.

Frouz, J. – Elhottová, D. – Šustr, V. – Krištůfek, V. – Hubert, J. 2002. Preliminary data about compartmentalization of the gut of the saprophagous dipteran larvae *Penthetria holosericea* (Bibionidae). Eur. J. Soil Biol., 38, 47–51.

Ghiradella H. – Sambles, J., R. – Vukusic, P. 2000. Optical classification of microstructure in butterfly wing-scales. Photonics Science News, 6, 61–66.

Goslar, T. – Czernik, J. – Goslar, E. 2004. Low-energy ^{14}C AMS in Poznan Radiocarbon Laboratory. Nuclear Instruments and Methods B, 5–11, 223–224.

Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. – Košel, V. – Fenďa, P. – Svatoň J. – Mašán, P. 2005. Terrestrial arthropods of the Domica Cave system and the Ardovská Cave (Slovak Karst) – principal microhabitats and diversity. In Tasovský, K. – Schlaghamerský, J. – Pižl, V. (Eds.): Contributions to Soil Zoology in Central Europe I. Proceedings 7th Central European Workshop on Soil Zoology, 14–16 April 2003, České Budějovice, Czech Republic, Institute of Soil Biology AS CR, České Budějovice, 61–70.

Krištůfek, V. – Elhottová, D. – Šustr, V. – Lasák, R. – Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. 2005. Does the cellular fatty acid and enzyme content of cave bacteria affect the feeding preference of *Enchytraeus crypticus* (Oligochaeta, Enchytraeidae)? In Tajovský, K. – Schlaghamerský, J. – Pižl, V. (Eds.): Contribution to Soil Zoology in Central Europe I, Proceedings of the 7th CEWSZ, April 14–16, 2003, České Budějovice, Institute of Soil Biology AS CR, Czech Republic, 71–75.

Leroy, S. A. G. – Simms, M. J. 2006. Iron age to medieval entomogamous vegetation and *Rhinolophus hipposideros* roots in South-Eastern Wales (UK). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 237, 4–18.

Levin, I. – Kromer, B. 2004. The tropospheric $^{14}CO_2$ level in mid-latitudes of the northern hemisphere (1959 – 2003). Radiocarbon, 46: 1261–1272.

Nováková, A. – Elhottová, D. – Krištůfek, V. – Lukešová, A. – Hill, P. – Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. 2005. Feeding sources of invertebrates in Ardovská cave and Domica cave system – preliminary results. In Tajovský, K. – Schlaghamerský, J. – Pižl, V. (Eds.): Contribution to Soil Zoology in Central Europe I, Proceedings of the 7th CEWSZ, April 14–16, 2003, České Budějovice, Institute of Soil Biology AS CR, Czech Republic, 107–112.

Reimer, P. J. – Baillie, M. G. L. – Bard, E. – Bayliss, A. – Beck, J. W. – Bertrand, C. J. H. – Blackwell, P. G. – Buck, C. E. – Burr, G. S. – Cutler, K. B. – Damon, P. E. – Edwards, R. L. – Fairbanks, R. G. – Friedrich, M. – Guilderson, T. P. – Hogg, A. G. – Hughen, K. A. – Kromer, B. – McCormac, G. – Manning, S. – Ramsey, C. B. – Reimer, R. W. – Remmele, S. – Southon, J. R. – Stuiver, M. – Talamo, S. – Taylor, F. W. – van der Plicht, J. – Weyhenmeyer, C. E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0–26 cal kyr BP. Radiocarbon, 46, 1029–1058.

Schrempf, H. 2006. The family Streptomycetaceae, Part I: Molecular Biology. In Dworkin, M. (Ed.): The Prokaryotes, volume 3, Springer, 605–622.

Stuiver, M. – Polach, H. 1997. Reporting of ^{14}C data. Radiocarbon, 19, 355–363.

Suess, H. E. 1955. Radiocarbon concentration in modern wood. Science, 122, 415–417.
Šustr, V. – Elhottová, D. – Krištůfek, V. – Lukešová, A. – Nováková, A. – Tajovský, K. – Tříska, J. 2005. Ecophysiology of the cave isopod *Mesoniscus graniger* (Frivaldszky, 1865) (Crustaceae: Isopoda). Eur. J. Soil Biol., 41, 69–75.
Uhrín, M. – Andrea, M. – Benda, P. – Reiter, A. 1996. K faune netopierov (Mammalia: Chiroptera) slovenskej časti jaskynného systému Domica – Baradla (CHKO BR Slovenský kras). In Bella, P. (Ed.): Zborník referátov z vedeckej konferencie Sprístupnené jaskyne. Výskum, využívanie a ochrana. Medzev, Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, 1996, 83–94.
Uhrín, M. – Bobáková, L. – Hapl, E. – Andrea, M. – Benda, P. – Obuch, J. – Reiter, A. 2002. Zimovanie netopierov v slovenskej časti jaskynného systému Domica-Baradla. Vespertilio, 6, 237–243.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	171 – 182	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

CHVOSTOSKOKY (HEXAPODA, COLLEMBOLA) V JASKYNIACH MURÁNSKEJ PLANINY A DRIENČANSKÉHO KRASU (REVÚCKA VRCHOVINA) – PREDBEŽNÉ VÝSLEDKY

VLADIMÍR PAPÁČ

Správa slovenských jaskýň, pracovisko Rimavská Sobota, Železničná 31, 979 01 Rimavská Sobota; papac@ssj.sk

V. Papáč: Cave springtails (Hexapoda, Collembola) of the Muránska planina Plateau and the Drienčanský Karst region – preliminary results

Abstract: The Muránska Plateau (142 km^2, almost 400 caves) belongs to orographic regions of the Western Carpathians with evolved plateau type of karst. The Drienčanský Karst (16 km^2, 41 caves) represents an isolated karst area located to the west of the Slovak Karst and to the south of the Muránska Plateau. The investigations of cave Collembola diversity in both areas started in the end of 2005 and 26 caves have been explored by now. In 9 caves combination of pitfall trapping (fixation liquids: 4 % formaldehyde or 96 % ethyl-alcohol), direct collecting and extraction of organic material was used. In total 27 species of springtails were detected in caves of the Muráň Plateau. *Pseudosinella paclti* Rusek, 1961, *Arrhopalites aggtelekiensis* Stach 1945, *Deuteraphorura kratochvili* (Nosek, 1963), *Deuteraphorura* cf. *kratochvili* and *Arrhopalites* cf. *hungaricus* represent strictly cave adapted species belonging to the Western Carpathians endemic species. *Plutomurus* cf. *abchasicus* inhabiting entrance part of the Michňová Shaft is the new species for science. In caves of the Drienčanský Karst region 25 species of springtails were identified, of which two troglobitic species of springtails *Arrhopalites aggtelekiensis* and *Deuteraphorura* cf. *kratochvili* were registered for the first time together with eutroglophilous species *Mesogastrura ojcoviensis* thus indicating zoogeographic similarity with collembolan fauna of the Slovak Karst caves.

Key words: Collembola, Muránska Plateau, Drienčanský Karst, cave, troglobite

ÚVOD

Muránska planina je jedna z najlepšie vyvinutých krasových planín (127 km^2) v Západných Karpatoch. Drienčanský kras predstavuje menší krasový ostrov (16 km^2) na západ od Slovenského krasu a na juh od Muránskej planiny. Obe územia majú dobre vyvinuté povrchové aj podzemné krasové javy, ktoré sú predpokladom existencie pravých jaskynných živočíchov, prípadne vzácnych živočíchov viažucich sa na stanovištia vchodov jaskýň.

Veľmi málo poznatkov je o chvostoskokoch v jaskyniach Muránskej planiny a Drienčanského krasu. Prvý zoologický výskum jaskýň v oblasti Gemera uskutočnil maďarský entomológ Elemér Bokor v lete roku 1919. Svoju pozornosť sústredil hlavne na chrobáky (Bokor, 1922), pričom sa venoval zberom aj iných skupín bezstavovcov. V práci poľského entomológa Stacha (1929) sú publikované údaje o chvostoskokoch, ktoré nazbieral E. Bokor v Drienockej jaskyni (Szelestei barlang) pri Slizkom. Tieto údaje predstavujú prvú zmienku o výskyte chvostoskokov v jaskyniach na území

Slovenska. Autor z Drienockej jaskyne uvádza 1 troglofilný druh: *Heteromurus nitidus* var. *margaritarius.* V tejto práci je uvedený aj nejasný údaj o výskyte druhu *Lepidocyrtus curvicollis* v „*Szelestei barlang",* avšak v pohorí Bükk. Pravdepodobne nastala zámena jaskýň a namiesto *Szelestei barlang* ide o inú jaskyňu v pohorí Bükk. Tieto predpoklady podčiarkujú aj rozdielne dátumy, v ktorých bol uskutočnený zber fauny v *Szelestei barlang* a nakoniec aj absencia tohto druhu v jaskyniach Drienčanského krasu na základe súčasných poznatkov. Nálezy chvostoskokov (zbery Dr. Vacholda) z jaskyne Michňová publikoval Paclt (1957a, b). Oblastná skupina Rimavská Sobota realizovala v rokoch 1976 – 1981 komplexný výskum jaskýň Drienčanského krasu, súčasťou ktorého bol aj biospeleologický výskum. Faunisticky sa preskúmalo 14 jaskýň, pričom zemné pasce boli umiestnené len v jaskyni Podbanište. Materiál zo všetkých jaskýň obsahoval okolo 200 jedincov bezstavovcov, ktoré patrili k 21 taxónom (Pomichal, 1982). Podľa autora v budúcnosti možno očakávať v týchto jaskyniach trogloxénne a pravdepodobne aj troglofilné druhy fauny. Výsledky výskumných prác o jaskyniach Drienčanského krasu sú zhrnuté v práci Gaála (2000), ktorá však neprináša nové poznatky o chvostoskokoch jaskýň na tomto území.

V novšom období uskutočnili Kováč a kol. (2002) prvý komplexnejší výskum spoločenstiev článkonožcov v jaskyni Bobačka. Zistili tu 26 taxónov bezstavovcov, pričom chvostoskoky predstavovali polovicu všetkých druhov. Detailný výskum fauny jaskyne Michňová, v ktorej sa nachádzalo 15 druhov chvostoskokov, uskutočnili Mock a kol. (2007). Prvé údaje o bezstavovcoch Ochtinskej aragonitovej jaskyne, ktorá je súčasťou Revúckej vrchoviny, priniesli Kováč a kol. (2004). Chvostoskokom jaskýň neďalekého Národného parku Slovenský raj sa venovali Kováč a Košel (1998) a Kováč a kol. (1999), pričom tu zistili 28 druhov. V predloženej práci sú prezentované predbežné výsledky výskumu chvostoskokov z 26 jaskýň Muránskej planiny a Drienčanského krasu.

CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA

Všetky známe krasové javy oboch území sa viažu na karbonáty silického príkrovu, do ktorého patrí aj Slovenský kras, Slovenský raj, planina Galmus a krasový ostrov Radzima. Juhozápadnú časť orografického celku Spiško-gemerský kras tvorí Muránska planina. K 15. 9. 2007 je v Národnej databáze jaskýň v tomto krasovom území evidovaných 385 jaskýň. Päť jaskýň presahuje dĺžku 1 km, pričom všetky majú aktívny vodný tok. Drienčanský kras patrí do orografického celku Revúcka vrchovina a rozprestiera sa medzi obcami Drienčany na západe a Chvalová na východe. V súčasnosti je v tomto regióne známych 41 jaskýň, pričom prevažná časť krasových javov sa viaže na svetlosivé wettersteinské vápence (Gaál, 1982). Z genetického hľadiska prevládajú na oboch územiach fluviokrasové a korózne jaskyne. Zo sumarizovania údajov z literatúry je zrejmé, že mnohé dôležité jaskyne a jaskynné systémy neboli v týchto krasových územiach vôbec preskúmané.

Najvýznamnejšie potravové zdroje v jaskyniach predstavujú akumulácie guána (jaskyňa Podbanište, jaskyňa Rysie hniezdo, Pekárova jaskyňa), podzemné toky (jaskyňa Podbanište, jaskyňa Teplica, Jaskyňa netopierov, jaskyňa Homoľa, Ladzianskeho jaskyňa) a prirodzený spád dreva, pôdy a organickej hmoty cez vstupné priepasti (Jelenia priepasť, jaskyňa Podbanište, Ľadová jama na Muráni).

METÓDY ZBERU

Biospeleologický výskum jaskýň Muránskej planiny a Driencanského krasu som začal v roku 2005. Celkove počas 28 akcií (tab. 1), zameraných na priamy zber živočíchov (prevažne na drevách, hladine jazierok a sintrovej výzdobe) a inštalovanie zemných pascí (so 4 % formaldehydom a s 95 % etylalkoholom na vybratých stanovištiach), som preskúmal 26 jaskýň. Zemné pasce boli umiestnené v 9 jaskyniach a exponované počas 4 mesiacov. V jaskyniach som na tento cieľ zvolil 4 – 5 stanovíšť s ohľadom na vzdialenosť od vchodu a typ mikrohabitatu (hlinitý sediment, kamenitá a balvanitá sutina). Ako návnady som pri pasciach umiestnil kusy dreva z najbližšieho okolia stanovišťa. Odber organického materiálu (drevo, pôda, lístie, guáno) na extrakciu som uskutočňoval do igelitových vrecúšok a extrahovanie prebiehalo v Tullgrenovom eklektore 7 dní. Nazbieraný materiál článkonožcov som spočítal a vytriedil do skupín. Materiál chvostoskokov z jaskyne Michňová nazbierali pracovníci Prírodovedeckej fakulty UPJŠ v Košiciach v rokoch 2004 – 2005.

Mikroklimatické parametre, teplotu a vlhkosť vzduchu na povrchu substrátu som meral počas návštev jaskýň digitálnym prístrojom zn. COMET. V období mojich návštev som nameral stabilné podmienky vo väčšine jaskýň: teploty v rozmedzí 5,5 až 9,2 °C (tab. 1), pri veľmi vysokej vlhkosti vzduchu (90 – 95 %).

Prehľad zistených druhov z jaskýň, v ktorých som uskutočnil zbery zemnými pascami, priamym zberom a extrakciou organického materiálu, uvádzam v tab. 2 a 3. V jaskyniach som zvolil tieto stanovištia:

Jaskyňa *Kostolík* – pomenovanie častí jaskyne podľa Vlčeka a Pavlíka (2004): 1 – Vstupná sieň, 2 – Sieň pagod, 3 – O´ Marova obchádzka, 4 – Oddychová sienka

Ladzianskeho jaskyňa – pomenovanie častí jaskyne podľa Mátého (2003) a Mátého – Horčíka (2004): 1 – Vstupný dóm, 2 – Východná chodba, 3 – Riečisko, 4 – Pod pagodou

Jaskyňa *Michňová* – pomenovanie jaskynných priestorov podľa Kámena (1955): 1 – dno jaskyne, 2 – I. priepasť (bočná sienka nad šachtou), 3 – Veľká sála, 4 – dno vstupnej šachty

Jaskyňa *Praslen* – pomenovanie podľa Balciara a Rešetára (2006): 1 – Vstupná chodba, 2 – Obývačka, 3 – Dodova galéria, 4 – Marošova sienka

Jaskyňa *Podbanište* – pomenovanie podľa Gaála (2000): 1 – dno Vstupnej šachty, 2 – pred Kamennou sálou, 3 – pred tretím polosifónom, 4 – pred Vysnenou chodbou, 5 – pod vchodom jaskyne Nad kadlub

Jaskyňa *Burda* – pomenovanie podľa Kámena (1970): 1 – za vstupným otvorom, 2 – Vstupná chodba, 3 – Veľká sieň, 4 – Chodba erózie

VÝSLEDKY

Materiál chvostoskokov z 26 jaskýň predstavuje 1150 jedincov, pričom sa z nich dosiaľ podarilo determinovať 40 druhov (tab. 2 a 3). Na Muránskej planine ich počet dosiahol 750 jedincov a patrili k 27 druhom. Z jaskýň Driencanského krasu sa podarilo zachytiť 400 jedincov, z ktorých bolo determinovaných 25 druhov. Dvanásť druhov (2 troglobionty: *A. aggtelekiensis* a *D.* cf. *kratochvili*) sa spoločne vyskytovalo v jaskyniach obidvoch území. Chvostoskoky zo zemných pascí a extrakcie organického materiálu zachytené v sledovaných jaskyniach predstavovali kvalitatívne aj kvantitatívne najpočetnejšiu skupinu článkonožcov v celom materiáli. Jaskyne sa vyznačovali pomerne úzkym

Tab. 1. Prehľad preskúmaných jaskýň, dátumy zberov, metódy zberu, teploty niektorých jaskýň s celkovým počtom druhov a počtom troglobiontných druhov chvostoskokov. Použité skratky v metódach zberov: PZ – priamy zber; pasce AL – alkoholové, F – formalínové, Ex. – extrakcia organického materiálu
Table 1. List of explored caves, dates of collections, methods of collection, air temperature from selected caves together with total number of determined species and number of troglobitic species. Shortcut: PZ – visual searching; pittfall traps AL – ethyl-alcohol, F – formaldehyde, Ex. – exctraction of organic matter

Jaskyne	Dátumy zberov	Metóda zberov	Teplota	Počet druhov	Troglobionty
MURÁNSKA PLANINA				**27**	**5**
1. Teplica	20. 2. 2006	PZ	7,5 ˚C	3	2
2. Kostolík	8. 3. – 8. 8. 2006	Pasce (AL, F), Ex., PZ		10	3
3. Župkova Magura	16. 6. 2007	PZ		–	–
4. Jelenia priepasť	11. 6. 2007	PZ	5,5 – 6,1 ˚C	5	3
5. Michňová	6. 10. – 27. 10. 2004, 16. 6. 2005	Pasce (AL, F), Ex., PZ	5,7 – 7,2 ˚C	15	2
6. Rysie hniezdo	28. 5. 2007	Pasce (F), Ex, PZ	8,3 – 8,7 ˚C	3	2
7. Pekárová jaskyňa	28. 5. 2007	Pasce (F), Ex,PZ	9,2 ˚C	1	1
8. Jaskyňa netopierov	7. 1. 2006, 17. 11. 2006	PZ	6,3 ˚C	1	–
9. Ladzianskeho jaskyňa	11. 3. – 22. 7. 2006, 14. 4. 2007	Pasce (AL, F), Ex., PZ	5,9 – 6,5 ˚C	11	3
10. Hronská jaskyňa	17. 6. 2006	PZ		–	–
11. Dionýškova jaskyňa	15. 4. 2007	Ex., PZ		–	–
12. Homoľa	6. 5. 2006, 26. 8. 2006	PZ	6,0 – 6,3 ˚C	5	2
13. Jaskyňa v Tatričkách	7. 5. 2006	PZ		2	–
14. Stračaník	26. 5. 2007	PZ		1	–
15. Poľovnícka jaskyňa	16. 6. 2007	PZ		1	–
16. Dažďovica	14. 12. 2006	PZ	7,1 ˚C	3	1
17. Wesselényiho jaskyňa	14. 11. 2006	PZ		1	–
18. Čertova jaskyňa	17. 7. 2007	PZ, (Pasce Al, F), Ex.	7,6 – 7,9 ˚C	3	1
19. Ľadová jama na Muráni	14. 11. 2006	Ex., PZ		3	1
DRIENČANSKÝ KRAS				**25**	**2**
20. Burda	30. 8. – 13. 12. 2006	Pasce (AL, F), Ex., PZ	6,4 – 7,6 ˚C	5	1
21. Podbanište	18. 4. – 13. 7. 2007, 30. 8. 2007	Pasce (AL, F), Ex., PZ	5,9 – 10,1˚C	21	2
22. Chvalovská jaskyňa	18. 4. 2006	Ex., PZ	8,5 ˚C	3	–
23. Drienocká jaskyňa	4. 4. 2006	PZ		1	–
24. Cencúle	4. 4. 2006	PZ		1	–
25. Špaňopoľská jaskyňa	4. 4. 2006	PZ		3	–
26. Praslen	29. 5. 2006, 30. 8. – 13. 12. 2006	Pasce (AL, F), Ex., PZ	6,8 – 7,6 ˚C	10	1

Tab. 2. Prehľad druhov chvostoskokov v troch jaskyniach Muránskej planiny, v ktorých bol realizovaný výskum pomocou zemných pascí, priamych zberov a extrakcie organického materiálu (čísla stanovíšť – pozri kapitolu „Metódy zberu“, ● – troglobiont, ○ – eutroglofil). Počet jedincov: + = 1, ++ 2 – 9, +++ 10 – 99, ++++ 100 a viac

Table 2. List of the springtails in three caves of the Muráň Plateau collected by pitfall trapping, visual searching and extraction of organic material (for site numbers see chapter „Metódy zberu“, ● – troglobite, ○ – eutroglophile). Numbers of specimens: + = 1, ++ 2 – 9, +++ 10 – 99, ++++ 100 and more

Jaskyne	jaskyňa Kostolík				Ladzianskeho jaskyňa				jaskyňa Michňová			
Druh	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
Ceratophysella bengtssoni (Ågren, 1904)	++++	++	+	++							++	
Ceratophysella granulata Stach, 1949					+++	+						
Protaphorura armata (Tullberg, 1869)	+				++						+	
Protaphorura cf. armata									++			
Protaphorura aurantiaca (Ridley 1880)	+								++	++	+++	
Protaphorura cancellata (Gisin 1956)											+	
○ *Protaphorura janosik* Weiner, 1990					+++	++	+++					
● *Deuteraphorura kratochvili* (Nosek, 1963)					+	+	+++		+++	++	+++	+
● *Deuteraphorura cf. kratochvili*	+	+	++	++								
Deuteraphorura sp.		+										
Hymenaphorura sp.									++		+++	
Tetradontophora bielanensis Waga, 1842									+	+	++	
○ *Folsomia candida* Willem 1902												
Folsomia lawrencei Rusek 1984									++			
Desoria sp.	++								+		+++	
Anurophorus cuspidatus Stach 1920										+		
Lepidocyrtus lignorum (Fabricius, 1775)					+							
Heteromurus nitidus (Templeton 1835)	+	+++			+							
Pogonognathelus flavescens (Tullberg 1871)					++						++	
Plutomurus cf. abchasicus Martynova, 1967											++	
Oncopodura reversdorfensis Stach 1936									+	+	+	
● *Arrhopalites aggtelekiensis* Stach, 1929	+	+++		++	++	++	++++		++	+++	++	+
● *Arrhopalites cf. hungaricus* Loksa 1967		+				++						
Arrhopalites principalis Stach 1945					+							
○ *Arrhopalites pygmaeus* (Wankel 1860)					++							

Tab. 3. Prehľad druhov chvostoskokov v troch jaskyniach Drienčanského krasu, v ktorých bol realizovaný výskum pomocou zemných pascí, priamych zberov a extrakcie organického materiálu. (čísla stanovíšť – pozri kapitolu „Metódy zberu“, ● – troglobiont, ○ – eutroglofil). Počet jedincov: + = 1, ++ 2 – 9, +++ 10 – 99, ++++ 100 a viac

Table 3. List of the springtails in three caves of the Drienčanský kras region collected by pitfall trapping, visual searching and extraction of organic material (for site numbers see chapter “Metódy zberu“, ● – troglobite, ○ – eutroglophile). Numbers of specimens: + = 1, ++ 2 – 9, +++ 10 – 99, ++++ 100 and more

Jaskyne	jaskyňa Praslen				jaskyňa Podbanište					jaksyňa Burda			
Druh	1	2	3	4	1	2	3	4	5	1	2	3	4
Ceratophysella bengtssoni (Ågren, 1904)					+++	+							
Ceratophysella denticulata (Bagnall 1941)						+							
Ceratophysella granulata Stach, 1949	+				+++		+	++					
Pumilinura loksai (Dunger 1974)					+								
Kalaphorura carpenteri (Stach 1920)													
Protaphorura armata (Tullberg, 1869)	++	++				+				+			
Protaphorura auraniiaca (Ridley 1880)					++								
Protaphorura subarmata (Gisin 1957)	+												
Orthonychiurus stachianus (Bagnall 1939)					+								
● *Deuteraphorura* cf. *kratochvili*						+				++++	++		
Onychiuroides pseudogranulosus (Gisin, 1951)					++								
Folsomia penicula Bagnall, 1939	+				++++								
Parisotoma notabilis (Schäffer, 1896)	++				++	+							
Desoria sp.	++				++++	++	++						
Pseudosinella thibaudi Stomp, 1977					++	+							
Lepidocyrtus lignorum (Fabricius, 1775)	++				++++					++	+++	+	
Lepidocyrtus violaceus (Geoffroy 1762)					+								
Heteromurus nitidus (Templeton 1835)	++	+++	++++	++						+++	++		
Pogonognathelus flavescens (Tullberg 1871)					+++								
Tomocerus minor (Lubbock 1862)					++								
Megalothorax minimus Willem, 1900					++++								
● *Arrhopalites aggtelekiensis* Stach, 1929	++	+	++			++							
○ *Arrhopalites pygmaeus* (Wankel, 1860)	++	+	++		++	+++	+++			++	++	+++	
Caprainea marginata (Schoett 1893)					++	+							

spektrom druhov, priemerne sa v nich vyskytovalo 10 druhov. Najvyšší počet, až 21 druhov, sa vyskytovalo v jaskyni Podbanište. Na dno vstupnej šachty však bolo z toho viazaných 10 druhov, ktoré neprenikali hlbšie do jaskyne.

Päť zistených druhov Collembola môžeme zaradiť medzi troglobionty: *Deuteraphorura kratochvili*, *D.* cf. *kratochvili*, *Pseudosinella paclti*, *Arrhopalites aggtelekiensis* a *A.* cf. *hungaricus*. Ich spoločný výskyt v jednej jaskyni sa nezistil. Do vchodových častí jaskýň a najmä priepastí sa vďaka akumulovanej organickej hmote sústredila väčšina druhov chvostoskokov. Vyskytovali sa tu najmä troglofilné druhy, ktoré neprenikajú hlbšie do jaskynného prostredia. Niektoré druhy prejavili vyššiu afinitu k subteránnemu prostrediu a vyskytovali sa aj vo vzdialenejších častiach od vchodu: *Protaphorura armata, P. aurantiaca, Heteromurus nitidus*, *Ceratophysella granulata*, *C. bengtssoni* a *Lepidocyrtus lignorum.*

Chvostoskoky *P. armata* a *A. aggtelekiensis* môžeme zaradiť k frekventovaným druhom v jaskyniach Muránskej planiny, pretože sa vyskytovali vo väčšine sledovaných jaskýň. Tieto druhy obývajú hlbšie časti jaskýň, pričom *P. armata* sa viaže prevažne na organický substrát (drevo, humusová pôda) a *A. aggtelekiensis* je aktívny na povrchu stien, kvapľov a hladine jazierok. Medzi frekventované druhy jaskýň Drienčanského krasu môžeme zaradiť štyri: *L. lignorum* a *Folsomia penicula,* zbierané najmä vo vchodoch jaskýň, a *A. pygmaeus* a *H. nitidus*, ktoré sa vyskytovali aj v hlbších častiach jaskýň. V prostredí jaskyne bol druh *H. nitidus* aktívnejší najmä na stenách, kvapľoch a druh *A. pygmaeus* väčšinou na hlinitých sedimentoch.

Ako najefektívnejšia metóda na zber chvostoskokov sa ukázal odchyt do zemných pascí a extrakcia organického materiálu (drevo, lístie, guáno).

Nasleduje prehľad materiálu chvostoskokov z jaskýň z priameho zberu (v zátvorke dátum zberu, ● – troglobiontný druh, ○ – eutroglofilný druh):

Muránska planina

Jaskyňa netopierov (7. 1. 2006) – Sieň kvapľových torz, zber zo sintrových nátekov: *Heteromurus nitidus,* 2 ex.

Jaskyňa **Teplica** (20. 2. 2006) – Dóm P. Ošusta, priamy zber z driev: ○ *Folsomia candida,* 2 ex; ● *Deuteraphorura* cf. *kratochvili,* 4 ex; ● *Arrhopalites aggtelekiensis,* 1 ex.

Jaskyňa **Stračaník** (5. 5. 2006) – na konci hlavnej chodby, zber z dreva: *Protaphorura armata,* 2 ex.

Jaskyňa **Homoľa** (6. 5. 2006) – Dóm č. V., zber z hladiny jazierka: ○ *Protaphorura janosik,* 2 ex; ● *Deuteraphorura kratochvili,* 5 ex; ● *Arrhopalites aggtelekiensis,* 1 ex; Pod Arénou, priamy zber z dreva: ● *D. kratochvili,* 5 ex; *Tetrodontophora bielanensis,* 1 ex, *Ceratophysella granulata,* 1 ex.

Jaskyňa v Tatričkách (15. 5. 2006) – na konci ľavej vetvy, zber z dreva (afotická zóna): *C. granulata,* 5 ex; ○ *P. janosik,* 2 ex.

Studňa (Ľadová jama na Muráni) (14. 11. 2006) – spodná chodba (afotická zóna), zber na dreve: ●*Pseudosinella paclti,* 2 ex; extrakcia dreva zo vstupného dómu (dysfotická zóna): *Protaphorura illaborata,* 1 ex; *Megalothorax incertus,* 2 ex.

Wesselényiho jaskyňa (14. 11. 2006) – v malej sienke na dne, zber na dreve (dysfotická zóna): *Protaphorura armata,* 2 ex.

Jaskyňa **Dažďovica** (14. 12. 2006) – Sintrový dóm na konci jaskyne, zber z hladiny jazierka a guána: ● *A. aggtelekiensis,* 2 ex; ● *A.* cf. *hungaricus,* 1 ex; *A. pygmaeus,* 1 ex; *Plutomurus carpaticus,* 1 ex.

Pekárova jaskyňa (28. 5. 2007) – pravá vetva, cca 50 m od vchodu (afotická zóna), zber z guána: ● *D.* cf. *kratochvili,* 2 ex.

Rysie hniezdo (28. 5. 2007) – na dne jaskyne, zber z dreva: ● *D.* cf. *kratochvili,* 7 ex; ●*A. aggtelekiensis,* 2 ex.

Jelenia priepasť (11. 6. 2007) – Vstupný dóm (afotická zóna), zber z dreva: *Protaphorura armata,* 3 ex; *P. aurantiaca,* 3 ex; *Folsomia penicula* 6 ex, *Hymenaphorura* sp., 1 ex; Dóm s pagodou, zber zo sintrových nátekov: ● *Pseudosinella paclti,* 3 ex; ○ *Protaphorura janosik,* 1 ex; ● *Arrhopalites aggtelekiensis,* 2 ex; dno priepasti, zber na uhynutom hlodavcovi: ● *P. paclti,* 6 ex.

Poľovnícka jaskyňa (16. 6. 2007) – 20 m od vchodu (afotická zóna), na truse: *Protaphorura armata,* 1 ex.

Čertova jaskyňa pod Zbojskou (17. 7. 2007) – Chodba ozveny, zber z hladiny jazierka: ● *Arrhopalites aggtelekiensis,* 3 ex; polosifón, zber z dreva: ○ *Arrhopalites pygmaeus,* 1 ex; *Plutomurus* sp., 2 ex.

Driencanský kras

Špaňopoľská jaskyňa (4. 4. 2006) – Horná chodba (afotická zóna), zber z hladiny jazierka: *Ceratophysella granulata,* 3 ex; Spodná chodba – pri rebríku (afotická zóna), zber z dreva: ○ *Mesogastrura ojcoviensis,* 2 ex; *Deuteraphorura* sp., 1 ex.

Drienocká jaskyňa (4. 4. 2006) – na dne jaskyne (afotická zóna), zber z dreva a stien: *Heteromurus nitidus*, 4 ex.

Jaskyňa **Cencúle** (4. 4. 2006) – na konci jaskyne 15 m od vchodu, hlinitý sediment (afotická zóna): *Deuteraphorura* sp., 2 ex.

Chvalovská jaskyňa (18. 4. 2006) – Kostolná sieň, zber z guána: *Kalaphorura carpenteri,* 3 ex; ○ *Mesogastrura ojcoviensis,* 2 ex.; *Ceratophysella bengtssoni,* 1 ex; *Folsomia* sp., 1 ex.

DISKUSIA

Väčšina sledovaných jaskýň má stabilné mikroklimatické podmienky, s permanentne vysokou vzdušnou vlhkosťou (94 – 96 %). Distribúciu chvostoskokov vnútri jaskyne ovplyvňujú hlavne abiotické faktory a z biotických najmä dostupnosť potravy, prítomnosť predátorov a konkurencia ostatných druhov. Nižší počet druhov (priemerne 10) signalizuje, že ide o málo narušené podzemné priestory, pretože jaskynné ekosystémy majú slabú potravovú ponuku a úzke spektrum prítomných mikrohabitatov. Päť jaskýň sa vyznačuje prítomnosťou aktívneho toku, ktorý tvorí jednu z ciest transportu organického materiálu, ale aj povrchových foriem fauny do jaskyne. K oživeniu jaskyne výrazne prispieva guáno, ktoré poskytuje vhodný substrát na rozvoj mykoflóry; tá predstavuje hlavný zdroj potravy chvostoskokov. Väčšie akumulácie guána sa nachádzajú len v jaskyni Podbanište, Rysie hniezdo a Chvalovskej a Pekárovej jaskyni. Na týchto stanovištiach bolo zachytené širšie spektrum druhov a vyššia teplota vzduchu. V spoločenstve guána sa vyskytovali najmä druhy *M. ojcoviensis, C. bengtssoni* a *D. cf. kratochvili.*

Podľa očakávaní najvyšší počet druhov sa zaznamenal vo vchodových, vstupných častiach jaskýň, kam ešte dopadá svetlo a akumuluje sa organická hmota. Aktívny tok, sporadicky sa vyskytujúce guáno, značné priesaky vôd cez pukliny a ďalšie mikrohabitaty poskytujú v Ladzianskeho jaskyni vhodné podmienky na výskyt vzácnych druhov jaskynných bezstavovcov. Až 4 druhy z rodu *Arrhopalites* sa našli v Ladzianskeho jaskyni. Tento rod je široko rozšírený v holarktickej a neotropickej oblasti, pričom dosiaľ

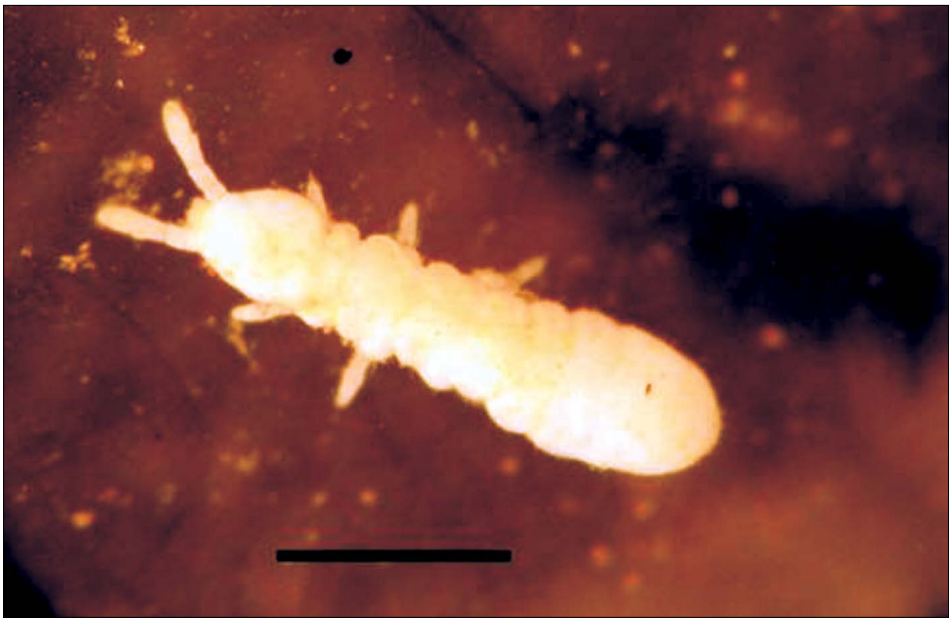
bolo opísaných okolo 100 druhov, najmä z jaskýň (Zeppelini, 2004). Pri taxonomickej determinácii sa v populácii druhu *A. aggtelekiensis* v Ladzianskeho jaskyni, jaskyni Kostolík a jaskyni Dažďovica našlo niekoľko jedincov s variabilitou v počte subsegmentov na štvrtom antenálnom článku. Namiesto 9 – 10 subsegmentov vyskytovalo sa u týchto jedincov len 8 na oboch tykadlách. U samičiek bol análny prívesok (appendix annalis) hladký a rozvetvený až do polovice jeho dĺžky. Spomínané znaky, spolu s rozmiestnením tŕňov na ramenách vidličky (dentes), umožnili predbežne zaradiť tieto jedince k druhu *A*. cf. *hungaricus*, ktorý je doposiaľ známy len z maďarských jaskýň (Loksa, 1967).

Prítomnosť karpatského endemického druhu *Pseudosinella paclti* (obr. 1), ktorý je typický pre jaskyne centrálnej časti Západných Karpát, sa zistila len na niekoľkých lokalitách. Dosiaľ je potvrdený výskyt len z centrálnej časti Muránskej planiny (Jelenia priepasť, Ľadová jama) a Bobačka (Kováč et al., 2002). V najsevernejšom (dolina Stračaníka) a najjužnejšom výbežku (Tisovský kras) Muránskej planiny sa populácia tohto druhu nezaznamenala. Zatiaľ iba druhá lokalita s výskytom druhu *Pseudosinella thibaudi* na Slovensku bola zistená v jaskyni Podbanište. Prvý údaj o výskyte tohto druhu u nás pochádza z Malých Karpát (Kováč, 2000). Novšie zbery z nekrasových jaskýň Cerovej vrchoviny, jaskyne Podbanište a Krasovej jaskyne prvej v Štiavnických vrchoch poukazujú na to, že tento troglofilný druh obľubuje vlhšie stanovištia, s dostatkom organickej hmoty, ako sú vstupné priepasti alebo sutinové jaskyne na Pohanskom hrade. Podľa doterajších lokalít výskytu je možné predpokladať väčšie rozšírenie tohto druhu na Slovensku, najmä v južnej časti Západných Karpát.

Obr. 1 *Pseudosinella paclti* – troglobiontný druh, známy len z jaskýň centrálnej časti Západných Karpát. Mierka 0,5 mm. Foto: V. Papáč
Fig. 1 *Pseudosinella paclti* – troglobitic species, known only from the caves in the central part of Western Carpathians. Scale 0,5 mm. Photo: V. Papáč

Nález dosiaľ neopísaného druhu chvostoskoka *Plutomurus* cf. *abchasicus* z jaskyne Michňová môžeme zaradiť medzi najväčšie objavy. Na základe pozorovania morfologických znakov ide s najväčšou pravdepodobnosťou o troglofilný druh. Rod *Plutomurus* je na Slovensku zastúpený najmä karpatským endemickým druhom *P. carpaticus*. Nález troglofilného druhu *P. unidentatus* (Börner, 1901) z vchodu jaskyne Bobačka predstavuje prvý nález tohto druhu na území Slovenska (Kováč et al., 2002). Podobnú formu *P.* cf. *carpaticus* uvádzajú Kováč a Košel (1998) z jaskyne Psie diery a Vojenskej jaskyne v Slovenskom raji.

Drienčanský kras predstavuje územie, na ktorom doteraz nebol známy žiadny troglobiontný druh chvostoskoka. Druhy *A. aggtelekiensis* a dosiaľ ešte neopísaný druh



Obr. 2 *Deuteraphorura* cf. *kratochvili* – doposiaľ neopísaný troglobiontný druh. Mierka 1 mm. Foto:V. Papáč
Fig. 2 *Deuteraphorura* cf. *kratochvili* – till now undescribed troglobitic species. Scale 1 mm. Photo: V. Papáč

D. cf. *kratochvili* (obr. 2) z jaskýň Praslen a Podbanište predstavujú spolu s endemickým druhom chrobáka *Duvalius goemoeriensis* Bokor 1922 jediné obligátne jaskynné formy z územia Drienčanského krasu. Medzi druhy s väčšou afinitou k podzemiu patrí aj druh *Mesogastrura ojcoviensis,* nájdený v guáne Chvalovskej jaskyne a na dreve v Špaňopoľskej jaskyni. Známy je z brlohov a hniezd, v jaskyniach ho nájdeme najmä v guáne. Zloženie spoločenstiev chvostoskokov v jaskyniach Drienčanského krasu je možné porovnať s jaskyňami Slovenského krasu. Ten sa pokladá za vývojové centrum jaskynných druhov chvostoskokov Západných Karpát (Kováč, 1999). Zo zoogeografického hľadiska môžeme k Drienčanskému krasu na základe prítomnosti druhu *D.* cf. *kratochvili* priradiť aj jaskyňu Burda. Túto spojitosť podporuje aj nález endemického chrobáka *Duvalius goemoeriensis* (leg: R. Mlejnek) v tejto jaskyni. Skladba druhov jaskýň Muránskej planiny sa najviac podobá jaskyniam centrálnych pohorí Západných Karpát. Vynímajúc územie Tisovského krasu, ktoré je zaujímavé tým, že sa tu stretávajú populácie troglobiontných druhov *D.* cf. *kratochvili* (Rysie hniezdo, Pekárova jaskyňa, Kostolík, Teplica) s príbuzným druhom *D. kratochvili* (Michňová), ktorý je známy len z jaskýň centrálnych pohorí Západných Karpát.

ZÁVER

Chvostoskoky predstavujú kvantitatívne a kvalitatívne najpočetnejšiu skupinu článkonožcov v jaskyniach Muránskej planiny (27 druhov) a Drienčanského krasu (25 druhov).

Na Muránskej planine sa zistil výskyt 5 druhov troglobiontných chvostoskokov. Dva nové nálezy pre faunu Muránskej planiny predstavujú jaskynné druhy *Arrhopalites* cf. *hungaricus*, zistený zatiaľ len v troch jaskyniach Muránskej planiny a *Deuteraphorura*

cf. *kratochvili*, ktorá sa našla v štyroch jaskyniach Tisovského krasu. Dosiaľ neznámy druh pre vedu bol objavený v jaskyni Michňová (*Plutomurus* cf. *abchasicus*).

V Drienčanskom krase a v neďalekej jaskyni Burda sa vôbec po prvýkrát zistili troglobiontné chvostoskoky: *Arrhopalites aggtelekiensis* (jaskyne Praslen a Podbanište) a *Deuteraphorura* cf. *kratochvili* (jaskyne Burda a Podbanište).

Nové údaje spresňujú poznatky o rozšírení jaskynných chvostoskokov na území Západných Karpát a materiál ostatných skupín článkonožcov prispeje k bližšiemu poznaniu jaskynnej fauny Západných Karpát.

Poďakovanie. Za odbornú pomoc pri identifikácii chvostoskokov ďakujem doc. RNDr. Ľubomírovi Kováčovi, CSc. (Prírodovedecká fakulta UPJŠ, Košice). Za pomoc pri terénnom výskume ďakujem I. Balciarovi a Mgr. L. Vlčekovi (Správa slovenských jaskýň), ďalej jaskyniarom zo Speleoklubu Drienka, P. Mikušovi (Speleoklub Muránska planina) a I. Kubínimu (Speleoklub Tisovec).

LITERATÚRA

Balciar, I. – Rešetár, J. 2006. Jaskyňa Praslen – nový objav v Drienčanskom krase. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 2, 38–40.

Bokor, E. 1922. Die nordwestungarischen *Duvalites* (Col.). Entomol. Blätter, 18, 129–137.

Gaál, Ľ. 1982. Geologické pomery pracovného územia oblastnej skupiny Rimavská Sobota a ich odraz vo výskume krasu. Spravodaj SSS, 13, 2, 4–15.

Gaál, Ľ. 2000. Kras a jaskyne Drienčanského krasu. In Kliment, J. (Ed.): Príroda Drienčanského krasu. Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky, Banská Bystrica, 29–96.

Kámen, S. 1955. Tisovský kras a okolie. Geografický časopis, 7, 3–4, 163–168.

Kámen, S. 1970. Jaskyňa Burda. Slovenský kras, 8, 83–93.

Kováč, Ľ. 1999. Slovensko-Aggtelekský kras – centrum rozšírenia troglobiontných chvostoskokov (Hexapoda, Collembola) v Západných Karpatoch. Výskum a ochrana prírody Slovenského krasu, Brzotín, 83–89.

Kováč, Ľ. 2000. A review of the distribution of cave Collembola (Hexapoda) in the Western Carpathians. Mémoires de Biospéologie, 27, 71–76.

Kováč, Ľ. – Košel, V. 1998. Chvostoskoky (Hexapoda, Collembola) jaskýň Národného parku Slovenský raj. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, Zborník referátov z vedeckej konferencie, Liptovský Mikuláš, 67–69.

Kováč, Ľ. – Košel, V. – Miklisová, D. 1999. Collembola (Hexapoda) of the Slovak Paradise National Park associated with forest sites and caves. In Tajovský, K. – Pižl, V. (Eds.): Soil Zoology in Central Europe. Proc. 5th Central European Workshop on Soil Zoology, České Budějovice, 161–167.

Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. 2002. Článkonožce (Arthropoda) jaskyne Bobačka (Muránska planina). In Uhrin, M. (Ed.): Výskum a ochrana prírody Muránskej planiny, Revúca, 3, 141–145.

Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. – Hudec, I. – Višňovská, Z. – Svatoň, J. – Košel, V. 2003. Bezstavovce Harmaneckej jaskyne (Veľká Fatra). Aragonit, 8, 31–34.

Kováč, Ľ. – Mock, A. – Ľuptáčik, P. – Hudec, I. – Košel, V. – Fenďa, P. 2004. Prvé údaje o bezstavovcoch Ochtinskej aragonitovej jaskyne. Slovenský kras, 42, 129–136.

Loksa, I. 1967. Vier neue Höhlencollembolen aus Ungarn (Biospeleologica Hungarica, XXIII). Opusc. Zool. Budapest, 6, 2, 289–296.

Máté, T. 2003. Ladzianskeho jaskyňa ako kľúč od podzemia Dlhého vrchu? Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 3, 12–16.

Máté, T. – Horčík, M. 2004. Nové objavy a poznatky o Ladzianskeho jaskyni na Muránskej planine. Spravodaj Slovenskej speleologickém spoločnosti, 4, 6–12.

Mock, A. – Papáč, V. – Kováč, Ľ. – Hudec, I. – Ľuptáčik, P. 2007. Bezstavovce jaskyne Michňová (Muránska planina, Tisovský kras). Reussia, Revúca 4, 1–2, 237–246.

Paclt, J. 1957a. Collembola z kvapľovej jaskyne „Dupná diera" v Strážovských vrchoch. Acta rerum naturalium. museorum slovenikum (Bratislava), 3, 2, 1–6.

Paclt, J. 1957b. Über die Collembolen-Fauna der slowakischen Höhlen. Beiträge zur Entomologie, 7, 3/4, 269–275.

Pomichal, R. 1982. Faunistický výskum bezstavovcov v jaskyniach Drienčanského krasu. Spravodaj SSS, 2, 16–21.
Stach, J. 1929. Verzeichnis der Apterygogenea Ungarns. Annales. Mus. nat. Hung., 26, 269–312.
Vlček, L. – Pavlík, J. 2004. Jaskyňa Kostolík – legendy versus skutočnosť. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, 3, 20–26.
Zeppelini, D. F. 2004. The genus *Arrhopalites* in Asia, with the description of two new Japanese species of Yosii´s collection, Zootaxa, 430, 1–26.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	183 – 195	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

DIVERSITA A ROZŠÍŘENÍ PANCÍŘNÍKŮ (ACARI: ORIBATIDA) V JESKYNÍCH ČESKÉ REPUBLIKY

JOSEF STARÝ

Ústav půdní biologie, Biologické centrum Akademie věd České republiky, v. v. i., Na sádkách 7, 370 05 České Budějovice, Česká republika; jstary@upb.cas.cz

J. Starý: Diversity and distribution of oribatid mites (Acari: Oribatida) in caves of the Czech Republic

Abstract: Fauna of oribatid mites (Acari: Oribatida) was studied in 18 caves belonging to all important karst areas in the Czech Republic. Altogether 80 samples were collected containing 1,125 oribatid specimen extracted by Tullgren funnels. In total 106 species of oribatid mites were found in this material. Species *Kunstiodamaeus lengersdorfi* (Willmann, 1932) was considered a strict troglobite, while *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962) is eutroglophilous species with strong preference to cave habitats and environment. Other identified species can be considered to be trogloxenous, because they live accidentally in caves with regularly low population density. Species *Montizetes* n.sp. (cave „Na Turoldu“) and *Suctobelbata* n.sp. (cave „Pod křížem“) are new to science. Four species *Berniniella (Hypogeoppia) dungeri* Schwalbe, 1995, *Chamobates birulai* Kulczynski, 1902 and *Oppiella beskidyensis* (Niemi, Skubala, 1993) and *Oppiella loksai* (Schalk, 1966) are new for the fauna of the Czech Republic. Two species *Oribella pectinata* (Michael, 1882) and *Scheloribates ascendens* Weigmann et Wunderlee, 1990 are new for Bohemia and eight species *Adelphacarus sellnicki* Grandjean, 1952, *Graptoppia foveolata* (Paoli, 1908), *Lauroppia acuminata* (Strenzke, 1951), *Liebstadia pannonica* (Willmann, 1951), *Moritzoppia keilbachi* (Moritz, 1969), *Ramusella furcata* (Willmann, 1928), *Suctobelbella scalpellata* Moritz, 1970a *Tritegeus bisulcatus* Grandjean, 1953 are new for the fauna of Moravia. The highest species number was found in cave „Amatérská“, the highest species richness was found in organic residua and silt, the highest mean population density of oribatid mites was found in decaying wood rests in cave environment. On the other hand strikingly low species diversity a population density of oribatid mites were found in bat guano.

Key words: oribatid mites, cave fauna, diversity, population density

ÚVOD

Na území České republiky se nachází několik mezinárodně významných krasových oblastí s množstvím jeskyní různého typu a původu. Fauně pancířníků obývajících české jeskyně byla zatím ve srovnání s terestrickými ekosystémy věnována malá pozornost. Willmann (1954) studuje obsáhlý materiál pancířníků z Moravského krasu, který byl sbírán prof. K. Absolonem v letech 1899 – 1900. Zjišťuje zde celkem 112 druhů pancířníků, z toho v 11 jeskyních celkem 41 druhů. Kunst (1968) uvádí z Javoříčské jeskyně nález eutroglofilního druhu *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962).

Cílem prezentovaného výzkumu bylo popsat výskyt pancířníků v jeskyních hlavních krasových oblastí České republiky a zjistit jejich afinitu k tomuto typu subterénního ekosystému. Cílem výzkumu bylo také porovnat a analyzovat druhovou diversitu pancířníků a podobnost druhového složení společenstev v sledovaných jeskyních, jejich

populační hustotu a preference k nejčastějším typům jeskynních habitatů. U troglobiontních druhů upřesnit jejich stanovištní auekologii.

MATERIÁL A METODIKA

Celkem bylo odebráno 80 semikvantitativních vzorků z celkem 18 jeskyní v České republice. Vzorky byly odebírány z hlavních jeskynních habitatů, především z rozložené organické hmoty, z organických zbytků v náplavu vodního toku, z guána netopýrů, z trouchnivějícího dřeva. Byl proveden prosev akumulovaného opadu z lokality Ledové sluje a odběr vzorků z různě dlouho exponovaného sterilního listového opadu. Byl zjištěn objem všech odebraných vzorků a populační hustoty a druhová bohatost pancířníků byly vyjádřeny v počtech jedinců na 100 cm^3.

Vzorky byly transportovány do laboratoře, kde byli půdní roztoči a další zástupci mesoedafomu extrahováni v modifikovaných fototermoeklektorech typu Berlese-Tullgren po dobu 5 dnů při teplotě 35 ºC. Pancířníci byli projasněni v přechodných mikroskopických preparátech v 80% kyselině mléčné a determinováni do druhu a poté převedeni do glycerolu. Dokladový materiál je uložen ve sbírce půdních roztočů v ÚPB AVČR v Českých Budějovicích. Pro analýzu podobnosti druhového složení pancířníků jednotlivých odebraných vzorků a společenstev pancířníků různých biocenóz a biochorů studované lokality a pro zhodnocení jejich heterogenity byla použita PCA ordinační analýza (Principal coordinates analysis) na základě Sörensenova indexu druhové podobnosti (SYN – TAX 5.02, Podani, 1994).

CHARAKTERISTIKA ZKOUMANÝCH LOKALIT

Amatérská jeskyně – jeskyně je součástí nejrozsáhlejšího jeskynního systému České republiky. Celková délka chodeb dosahuje 34 900 m, vchod do jeskyně se nachází v Pustém žlebu 1 km jižně od obce Suchdol. Je součástí Moravského krasu.

Sloupsko-šošůvské jeskyně – vchod do jeskyně je 0,5 km jižně od obce Sloup, jedná se o rozsáhlý dvoupatrový systém o celkové délce chodeb 4165 m, s aktivním tokem Sloupského potoka je součástí Moravského krasu.

Punkevní jeskyně – vchod do jeskyně se nachází v Pustém žlebu asi 1 km jižně od obce Nové Dvory, jedná se o rozsáhlý korozně-erozní systém s celkovou délkou 3900 m, s aktivním tokem řeky Punkvy, napojený na systém Amatérské jeskyně, součást Moravského krasu.

Býčí skála – vchod do jeskyně se nachází asi 3 km východně od obce Adamov v Josefovském údolí. Jeskyně je tvořena aktivním průtokovým systémem choded a dómů o celkové délce 13 000 m, součást Moravského krasu.

Kateřinská jeskyně – vchod do jeskyně se nachází 2,5 km západně od obce Vilémovice v Suchém žlebu, korozně – erozní patrový systém o celkové délce chodeb 950 m, součást Moravského krasu.

Balcarka – vchod do jeskyně se nachází 1 km jihozápadně od obce Ostrov u Macochy v Suchém žlebu. Jedná se o dvoupatrový systém s celkovou délkou chodeb 1150 m, součást Moravského krasu.

Javoříčské jeskyně – vchod se nachází asi 500 m jihozápadně od obce Javoříčko, jedná se o rozsáhlý, třípatrový, korozně – erozní systém o celkové délce chodeb 4000 m, součást Javoříčského krasu.

Mladečská jeskyně – vchod do jeskyň se nachází na severozápadním okraji obce Mladeč, jedná se o subhorizontální, korozně-erozní a tektonický systém o celkové délce chodeb 1080 m, součást Mladečského krasu.

Králova jeskyně – lokalita se nachází na severním svahu vrcholu Květnice (469 m n. m.), 1 km severozápadně od obce Tišnov. Jeskyně tvořena členitým systémem chodeb, síní a komínů o celkové délce 350 m je součástí Tišnovského krasu v devonských vápencích.

Pod křížem – lokalita se nachází na jižním svahu vrcholu Květnice, 1 km severozápadně od obce Tišnov, je tvořena systémem puklinových chodeb o délce 60 m. Je součástí Tišnovského krasu.

Jeskyně Na Turoldu – vchod se nachází na severním okraji města Mikulov; jedná se o systém členitých chodeb a síní se specifickou morfologií stěn o celkové délce 1100 m, součást krasu Pavlovských vrchů.

Jeskyně Na Špičáku – vchod do jeskyně se nachází asi 1 km severně od obce Písečná na jižním svahu Velkého Špičáku (482 m n. m.). Jedná se o dvoupatrový horizontální systém převážně korózních puklin s výraznou srdčitou profilací chodeb o celkové délce 400 m, součást krasu v oblasti Supíkovic.

Slámova sluj – lokalita se nachází v obci Štramberk, jedná se o vertikální puklinovou jeskyni o celkové délce chodeb 100 m, maximální houbce 55 m. Součást Štramberského krasu.

Zbrašovská aragonitová jeskyně – vchod do jeskyně se nachází na jihozápadním okraji obce Hranice, jedná se o členitý systém chodeb a dómů s unikátními formami onyxových sintrů a s jezery CO_2. Součást Hranického krasu.

Chýnovská jeskyně – vchod do jeskyně se nachází asi 1 km severoseverovýchodně od obce Chýnov, jedná se o víceúrovňový, korozně-erozní systém s aktivním tokem, v pestrém souvrství mramorů a amfibolitů o celkové délce 1170 m, v Chýnovském krasu.

Koněpruské jeskyně – vchod do jeskyní se nachází asi 1 km jižně od města Beroun, jedná se o třípatrový, převážně korózní systém chodeb o celkové délce asi 2000 m, patřící k Českému krasu.

Ledové sluje – lokalita se nachází 2 km západně od obce Čížov v NP Podyjí, jedná se o pseudokrasovou jeskyni tvořenou 14 rozsedlinovými, puklinovými, suťovými propasťovitými jeskyněmi v bítešské ortorule z nichž některé mají paledové mikroklima, maximální hloubka 40 m, výrazná komunikace s povrchem.

Sprašovka – nazývaná také Netopýří jeskyně, vchod se nachází poblíž obce Dolní Věstonice na severním svahu Pavlovských vrchů, jedná se o pseudokrasovou, puklinovou jeskyni ve spraši dosahující délky chodeb cca 20 m a hloubky 6 m.

SEZNAM NALEZENÝCH DRUHŮ

Celkem byl získán z 18 jeskyní materiál 1125 jedinců pancířníků, jejichž determinací bylo zjištěno celkem 106 druhů pancířníků, tj. 17,5 % fauny České republiky, patřící k 72 rodům a 39 čeledím. Byly zjištěny celkem 2 druhy nové pro vědu (označené!), 4 nové druhy pro faunu České republiky (označené *), 2 druhy nové pro faunu Čech (označené **) a 8 druhů nových pro faunu Moravy (označených ***).

Adelphacaridae

*** *Adelphacarus sellnicki* Grandjean, 1952: j. Pod Křížem (1 ex.),

Hypochthoniidae

Hypochthonius rufulus C. L. Koch, 1835: Amatérská j. (5 ex.),

Eniochthoniidae

Eniochthonius minutissimus (Berlese, 1903): Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.),

Mesoplophoridae

Mesoplophora pulchra Sellnick, 1928: j. Pod křížem (3 ex.),

Brachychthoniidae

Eobrachychthonius oudemansi van der Hammen, 1952: Ledové sluje (1 ex.),

Liochthonius brevis (Michael, 1888): Amatérská j. (23 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.),

Punkevní j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.),

Liochthonius hystricinus (Forsslund, 1942): Amatérská j. (2 ex.), Slámova sluj (2 ex.), j. Balcarka (3 ex.), Ledové sluje (1 ex.), j. Na Špičáku (1 ex.),

Liochthonius sellnicki (Thor, 1930): Amatérská j. (9 ex.), Ledové sluje (2 ex.),

Liochthonius strenzkei (Forsslund, 1963): Amatérská j. (3ex.),

Phthiracaridae

Atropacarus (Atropacarus) striculus (C. L. Koch, 1836): Amatérská j. (2 ex), j. Býčí skála (1 ex), j. Balcarka (1 ex.),

Phthiracarus sp.1: Amatérská j. (6 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), j. Býčí skála (4 ex.),

Steganacarus (Tropacarus) pulcherrimus (Berlese, 1884): Ledové sluje (2 ex.),

Euphthiracaridae

Euphthiracarus monodactylus (Willmann, 1919): j. Býčí skála (1 ex.), Králova j. (2 ex.),

Rhysotritia ardua (C. L. Koch, 1841): Amatérská j. (1 ex.),

Camisiidae

Heminothrus targionii (Berlese, 1885): Amatérská j. (1 ex.),

Platynothrus peltifer (C. L. Koch, 1839): Amatérská j. (45 ex.), j. Býčí skála (1 ex.), Králova j. (2ex.), Ledové sluje (4 ex.),

Malaconothridae

Trimalaconothrus glaber (Michael, 1888): Amatérská j. (1 ex.),

Nanhermanniidae

Nanhermannia coronata Berlese, 1913: Javoříčské j., (1 ex.),

Hermanniidae

Hermannia gibba (C. L. Koch, 1839): Ledové sluje (3 ex.), Mladečská j. (1 ex.),

Hermanniellidae

Hermanniella dolosa Grandjean, 1931: Amatérská j. (1 ex.),

Hermanniella granulata (Nicolet, 1855): Amatérská j. (2 ex.), Ledové sluje (2 ex),

Liodidae

Poroliodes farinosus (C. L. Koch, 1839): Ledové sluje (2 ex.),

Damaeidae

Belba compta (Kulczynski, 1902): Ledové sluje (2 ex.),

Belba sp.1: Amatérská j. (3 ex.),

Hypodamaeus auritus (C. L. Koch, 1835): Ledové sluje (1 ex.),

Kunstidamaeus lengersdorfi (Willmann, 1932): Punkevní j., (1 ex.),

Metabelba papillipes (Nicolet, 1855): j. Býčí skála (1 ex.),

Metabelba pulverosa Strenzke, 1953: Sprašovka (51 ex.),

Spatiodamaeus verticilipes (Nicolet, 1855): Ledové sluje (2 ex.),

Cepheidae

Cepheus cepheiformis (Nicolet, 1855): Ledové sluje (1 ex.),

*** *Tritegaeus bisulcatus* Grandjean, 1953: Ledové sluje (2 ex.),

Zetorchestidae

Zetorchestes micronychus (Berlese, 1883): Ledové sluje (1ex.),

Tenuialidae

Hafenrefferia gilvipes (C. L. Koch, 1839): Ledové sluje (1 ex.),

Liacaridae

Adoristes ovatus (C. L. Koch, 1839): Ledové sluje (2 ex.),

Liacarus coracinus (C. L. Koch, 1841): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (2 ex.),

Liacarus nitens (Gervais, 1844): Ledové sluje (1 ex.),

Liacarus subterraneus (C. L. Koch, 1844): Ledové sluje (2 ex.),

Xenillidae

Xenillus clypeator Robineau-Desvoidy, 1839: Ledové sluje (2 ex.),

Xenillus tegeocranus (Hermann, 1804): j. Býčí skála (1 ex.),

Astegistidae

Cultroribula bicultrata (Berlese, 1905): Ledové sluje (1 ex.),

Metrioppiidae

Ceratoppia bipilis (Hermann, 1804): Ledové sluje (2 ex.),

Gustaviidae

Gustavia microcephala (Nicolet, 1855): Ledové sluje (1 ex.),

Carabodidae

Carabodes areolatus Berlese, 1916: Ledové sluje (1 ex.),

Carabodes femoralis (Nicolet, 1855): Ledové sluje (2 ex.),

Carabodes labyrinthicus (Michael, 1879): Punkevní j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.),

Carabodes reticulatus Berlese, 1913: Ledové sluje (1 ex.),

Carabodes rugosior Berlese, 1916: Amatérská j. (1 ex.),

Tectocepheidae

Tectocepheus velatus (Michael, 1880): Amatérská j. (6 ex.), Slámova sluj (1 ex.), j. Býčí skála (1 ex.), Punkevní j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.),

Oppiidae

* *Berniniella* (Hypogeoppia) dungeri Schwalbe, 1995: j. Na Turoldu (1 ex.), Králova j. (2 ex.),

Dissorhina ornata (Oudemans, 1900): Amatérská j.(4 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), j. Býčí skála (1ex.), Javoříčské j. (5 ex.), Ledové sluje (4 ex.),

*** *Graptoppia foveolata* (Paoli, 1908): j. Pod křížem (1 ex),

*** *Lauroppia acuminata* (Strenzke, 1951): j. Býčí skála (1 ex.), Punkevní j. (1 ex.),

Lauroppia falcata (Paoli, 1908): Amatérská j. (4 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), j. Býčí
skála (4 ex.), Punkevní j. (1 ex.), Sprašovka (5 ex.), Ledové sluje (1 ex.), Mladečská j. (1 ex.),

Lauroppia fallax (Paoli, 1908): Amatérská j. (2 ex.), Králova j. (25 ex.), j. Na Turoldu (1 ex.),

Lauroppia neerlandica (Oudemans, 1900): Sloupsko-šošůvské j. (46 ex.), Punkevní j. (1 ex.),
Javoříčské j. (1 ex.),

Medioppia obsoleta (Paoli, 1908): j. Pod křížem (3 ex.), Sprašovka (30 ex.), Chýnovská j. (2 ex.),

Medioppia subpectinata (Oudemans, 1900): Amatérská j. (15 ex.), j. Býčí skála (2 ex.), Králova j. (14 ex.), j. Pod křížem (3 ex.), Ledové sluje (2 ex.), j. Na Špičáku (2 ex.), Koněpruské j. (1 ex.),

Microppia minus (Paoli, 1908): Amatérská j. (5 ex.), j. Býčí skála (2 ex.), Králova j. (1 ex.), Javoříčské j. (1 ex.), j. Na Špičáku (1 ex.),
*** *Moritzoppia keilbachi* Moritz, 1969: Sloupsko-šošůvské j. (38ex.), Javoříčské j. (7ex.), Ledové sluje (1 ex.),
Moritzoppia unicarinata (Paoli, 1908): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (2 ex.),
Multioppia glabra (Mihelčič, 1955): Sloupsko-šošůvské j. (1ex.), Slámova sluj (3 ex.), Králova j. (17 ex.), j. Pod křížem (7 ex.), Zbrašovská aragonitová j. (1 ex.),
Oppia denticulata (R. et G. Canestrini, 1882): Spražovka: 50 ex.), Ledové sluje (1 ex.),
* *Oppiella beskidyensis* (Niemi et Skubala, 1903): Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Punkevní j.(2 ex.), Javoříčské j. (7 ex.), j. Na Špičáku (1 ex.),
* *Oppiella loksai* (Schalk, 1966): Amatérská j. (1 ex.),
Oppiella nova (Oudemans, 1902): Amatérská j. (9 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Slámova sluj (1 ex.), j. Pod křížem (3 ex.), Javoříčské j. (1 ex.), Koněpruské j. (1 ex.),
Oppiella sp. 1: Amatérská j. (1 ex.),
Quadroppia paolii Woas, 1986: Amatérská j. (1 ex.), j. Býčí skála (3 ex.), Javoříčské j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.), j. Na Špičáku (1 ex.),
Quadroppia quadricarinata (Michael, 1885): Mladečská j. (1 ex.),
Ramusella (Ramusella) clavipectinata (Michael, 1885): Koněpruské j. (1 ex.),
*** *Ramusella (Insculptoppia) furcata* (Willmann, 1928): Amatérská j.(1 ex.),

Suctobelbidae

Allosuctobelba grandis (Paoli, 1908): Ledové sluje (3 ex.)
Suctobelba regia Moritz, 1970: j. Balcarka (2 ex.),
*** *Suctobelba scalpellata* Moritz, 1970: Amatérská j. (1 ex.),
Suctobelba trigona (Michael, 1888): Ledové sluje (1 ex.), j. Na Špičáku (1 ex.),
! Suctobelbata n. sp. 1: j. Pod křížem (8 ex.),
Suctobelbella nasalis (Forsslund, 1941): Amatérská j. (2 ex.), Ledové sluje (1 ex.),
Suctobelbella sarekensis (Forsslund, 1941): Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Javoříčské j. (1 ex.),
Suctobelbella subcornigera (Forsslund, 1941): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (2 ex.), Koněpruské j. (1 ex.),
Suctobelbella subtrigona (Oudemans, 1900): Ledové sluje (1 ex.),

Autognetidae

Conchogneta delacarlica (Forsslund, 1947): Chýnovská j. (1 ex.),

Caleremaeidae

Caleremaeus monilipes (Michael, 1882): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.), Mladečská j. (1 ex.),

Thyrisomidae

Pantelozetes cavaticus (Kunst, 1962): Amatérská j. (1 ex.), Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Králova j. (2 ex.), Kateřinská j. (26 ex.), Javoříčské j. (217 ex.), Morava 49, 50, 79,
! Montizetes n. sp. 1: j. Na Turoldu (1 ex.),
Pantelozetes forsslundi (Moritz, 1965): Spražovka (56 ex.),
** *Oribella pectinat*a (Michael, 1885): Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Javoříčské j. (54 ex.), Chýnovská j. (1 ex.),
Pantelozetes paolii (Oudemans, 1913): Amatérská j. (2 ex.),

Licneremaeidae

Licneremaeus licnophorus (Michael, 1882): Amatérská j. (1ex.), Ledové sluje (2ex.),

Scheloribatidae

Hemileius initialis (Berlese, 1908): Ledové sluje (1 ex.),
*** *Liebstadia pannonica* (Willmann, 1951): Amatérská j. (1 ex.),
** *Scheloribates ascendens* Weigmann et Wundelee, 1990: Ledové sluje (1 ex.),
Scheloribates laevigatus (C. L. Koch, 1835): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.),
Oribatulidae
Oribatula tibialis (Nicolet, 1855):Amatérská j. (1 ex.), Králova j. (1 ex.),
Haplozetidae
Protoribates monodactylus (Haller, 1884): Ledové sluje (2 ex.),
Chamobatidae
* *Chamobates birulai* Kulczynski, 1902: Ledové sluje (1 ex.),
Chamobates borealis (Trägårdh, 1902): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (3ex.), Mladečská j. (1ex.),
Chamobates spinosus Sellnick, 1928: Ledové sluje (1 ex.),
Chamobates voigtsi (Oudemans, 1902): Ledové sluje (2 ex.),
Globozetes longipilus Sellnick, 1928: Ledové sluje (2 ex.),
Ceratozetidae
Ceratozetes gracilis (Michael, 1884): Králova j. (5 ex.), Chýnovská j. (1 ex.),
Ceratozetes mediocris Berlese, 1908: Sloupsko-šošůvské j. (1 ex.), Ledové sluje (2 ex.),
Sphaerozetes piriformis (Nicolet, 1855): Ledové sluje (1 ex.),
Mycobatidae
Minuthozetes pseudofusiger (Schweizer, 1922): Amatérská j. (1 ex.), Ledové sluje (1 ex.),
Phenopelopidae
Eupelops hirtus (Berlese, 1916): Amatérská j. (1 ex.), j. Balcarka (1 ex.), Ledové sluje (2 ex.),
Oribatellidae
Ophidiotrichus vindobonensis (Piffl, 1961): Ledové sluje (1 ex.),
Galumnidae
Acrogalumna longipluma (Berlese, 1904): Ledové sluje (2 ex.),
Pilogalumna tenuiclava (Berlese, 1908): Ledové sluje (1 ex.).

VÝSLEDKY A DISKUSE

Porovnání druhové bohatosti a populační hustoty pancířníků ve sledovaných lokalitách uvádí tab.1. Nejvíce druhů pancířníků v nejvyšší průměrné druhové bohatosti a populační hustotě bylo zjištěno na lokalitě Ledové sluje v NP Podyjí. Nejedná se však o krasovou jeskyni v pravém slova smyslu, jde o vertikální, pseudokrasovou puklinovou jeskyni spojenou přímo s povrchem a s hromadícím se povrchovým listovým opadem na dně. Výrazně nejbohatší fauna ze zkoumaných krasových jeskyní byla zjištěna v rozsáhlém systému Amatérské jeskyně, kde bylo celkem nalezeno 40 druhů pancířníků, včetně eutroglofilního druhu Pantelozetes cavaticus. Významnou úlohu zde hraje, kromě velikosti jeskyně, především aktivní vodní tok, který do jeskyně pasivně transportuje většinu trogloxenních druhů, běžně se vyskytujících v opadu a půdě povrchových biotopů. Tyto druhy jsou v jeskyních nacházeny v překvapivě vysokém počtu druhů, většinou však v nízké populační hustotě. Nápadná je vysoká průměrná populační hustota pancířníků v Javoříčské jeskyni, srovnatelná s opadovými vrstvami v Ledových slujích, která je způsobena masovým výskytem eutroglofilního druhu Pantelozetes cavaticus ve vzorcích

Tab 1. Srovnání sledovaných parametrů společenstev pancířníků studovaných jeskyní (Nr – celkový počet nalezených druhů, R – průměrná druhová bohatost (spec.100 cm^{-3}), A – průměrná populační hustota (ex. 100 cm^{-3})
Table 1. Comparison of studied parameters of oribatid mite communities in caves (Nr – total number of species, R – mean species richness (spec.100 cm^{-3}), A-mean population density (ind. 100cm^{-3})

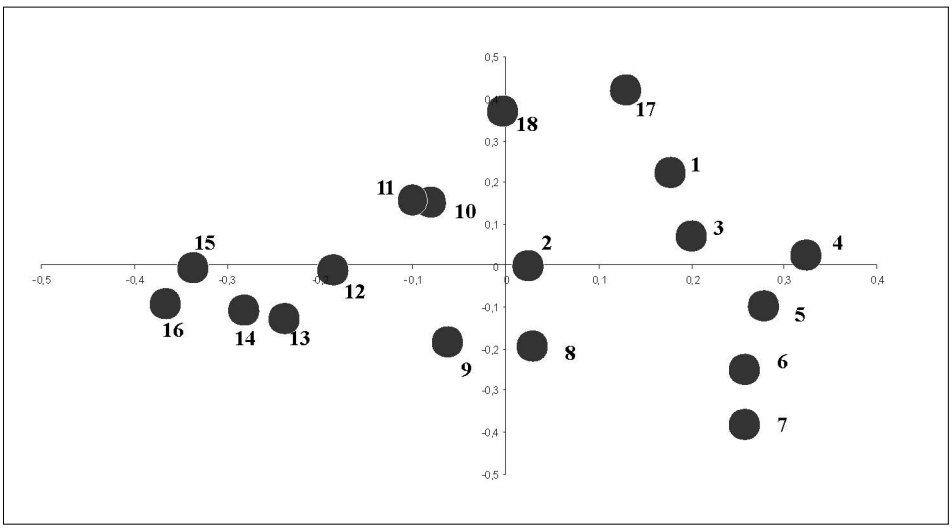
Lokalita / Locality	Nr	R	A
Ledové sluje (Ledové sluje Cave)	59	21,25	45,75
Amatérská jeskyně (Amaterská Cave)	40	5,88	16,52
Sloupsko-šošůvské jeskyně (Sloupsko-šošůvské Caves)	14	1,88	13,11
jeskyně Býčí skála (Býčí skála Cave)	14	2,33	9,22
Javoříčské jeskyně (Javoříčské Caves)	11	2,42	42,29
Králova jeskyně (Králova Cave)	11	5,33	24,02
jeskyně Pod křížem (Pod křížem Cave)	8	4,01	14,53
Punkevní jeskyně (Punkevní Caves)	8	1,6	0,68
jeskyně Na Špičáku (Na Špičáku Cave)	6	2,33	2,84
Sprašovka (Sprašovka Cave)	5	5	18,5
Chýnovská jeskyně (Chýnovská Cave)	5	3,5	3,5
Mladečské jeskyně (Mladečská Caves)	5	2,5	2,84
jeskyně Balcarka (Balcarka Cave)	4	2,35	3,33
Koněprusské jeskyně (Koněprusské Caves)	4	2,5	1,56
Slámova sluj (Slámova sluj Cave)	4	4,49	1,75
jeskyně Na Turoldu (Na Turoldu Cave)	3	1,51	1,83
Kateřinská jeskyně (Kateřinská Cave)	1	1	26,05
Zbrašovská aragonitová jeskyně (Zbrašovská aragonitová Cave)	1	1	75

z rozkládajícího se dřeva. Nápadný je ve většině zkoumaných jeskyní vysoký počet trogloxenních druhů vyskytujících se jednotlivě nebo v nízké populační hustotě, což opět potvrzuje pravděpodobný pasivní náhodný přenos vodou z povrchu. Z celkového počtu 106 nalezených druhů můžeme jako trogloxenní klasifikovat 104 druhy (tj. 98,1 %). Willmann (1954) uvádí pro jeskyně Moravského krasu celkem 92,6 % a Luptáčik (2006) pro slovenské jeskyně celkem 94,1 % trogloxenních druhů. Biotické a abiotické podmínky ve většině jeskyní Střední Evropy jsou příznivé pro přežívání povrchových druhů pancířníků. Většina pancířníků je obecně odolnější k nižším teplotám než k vyšším

(Madge, 1965). Arktické a antarktické druhy dlouhodobě adaptované na nízké teploty jsou schopny přežívat dlouhá období bez teplot nad bodem mrazu, druhy mírného pásma mají teplotní optima 10 – 21 ºC a letální teploty 30 – 32 ºC (Wallwork, 1960). Pancířníci jsou velmi citliví na změny vlhkosti půdy a půdního vzduchu. Jsou schopni přežít vysychání pouze určitou dobu a pak musí vysychající půdu opustit. Vyžadují vysokou vlhkost půdního vzduchu, což je v jeskynním prostředí splněno. Většinu pancířníků můžeme klasifikovat jako pan a mikrofytofágy, živící se živou mikroflorou a nebo odumřelou tkání vyšších rostlin (Luxton, 1972). V jeskyních bývá především mikromycet dostatek a trogloxenní zavlečené druhy je mohou využívat jako zdroje potravy.

Podobnost druhového složení pancířníků zjištěných ve sledovaných jeskyních uvádí obr. 1. Můžeme zde vysledovat vliv geografické polohy sledovaných lokalit. Na pravé straně ordinačního prostoru se nacházejí jeskyně Moravského krasu, v levé části jsou umístěny jeskyně menších krasových oblastí, jako je Tišnovský a Hranický kras, a Český a Chýnovský kras. Fauna pseudokrasových jeskyní je umístěna do horní části ordinačního prostoru. Toto uspořádání do jisté míry odráží geografické uspořádání povrchových biotopů a je dáno opět složením trogloxenních druhů transportovaných vodou do jeskyní z povrchových biotopů.

Porovnání druhové diversity a bohatosti společenstev pancířníků ve sledovaných jeskynních habitatech uvádí tab. 2. Nejvíce druhů bylo zjištěno v prosevu akumulovaného opadu z lokality Ledové sluje. Z jeskynních habitatů byl druhově nejbohatší rozložený organický sediment a také exponovaný sterilní listový opad. Výrazně nejvyšší průměrná populační hustota byla zjištěna ve vzorcích z trouchnivějícího dřeva. Pancířníci jsou



Obr. 1. Druhová podobnost společenstev pancířníků studovaných jeskyní: 1 – Balcarka, 2 – Kateřinská, 3 – Amatérská, 4 – Punkevní, 5 – Býčí skála, 6 – Sloupsko-šošůvské, 7 – Javoříčské, 8 – Mladečské, 9 – Králova sluj, 10 – Na Špičáku, 11 – Na Turoldu, 12 – Chýnovská, 13 – Koněpruské, 14 – Slámova sluj, 15 – Zbrašovská aragonitová, 16 – Pod Křížem, 17 – Ledové sluje, 18 – Sprašovka

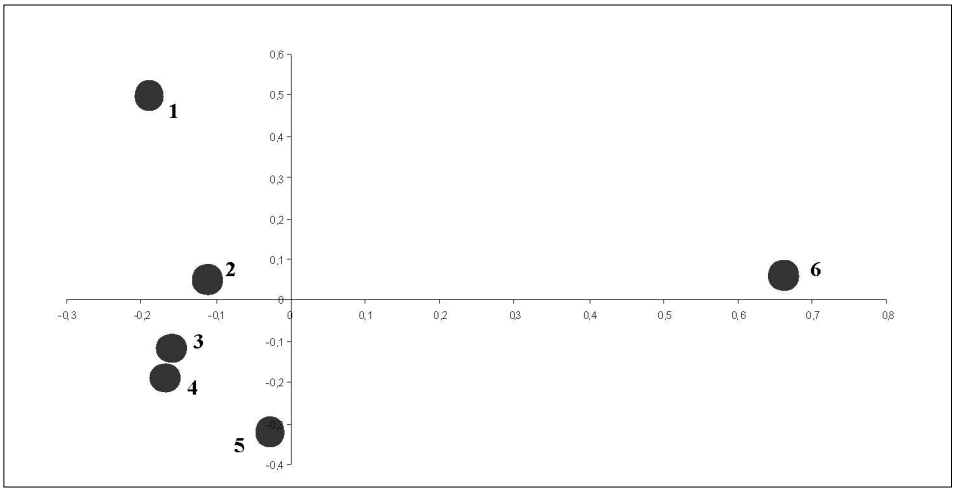
Fig. 1. Species similarity of oribatid mite communities in studied caves: 1 – Balcarka, 2 – Kateřinská, 3 – Amatérská, 4 – Punkevní, 5 – Býčí skála, 6 – Sloupsko-šošůvské, 7 –Javoříčské, 8 – Mladečské, 9 – Králova sluj, 10 – Na Špičáku, 11 – Na Turoldu, 12 – Chýnovská, 13 – Koněpruské, 14 – Slámova sluj, 15 – Zbrašovská aragonitová, 16 – Pod Křížem, 17 – Ledové sluje, 18 – Sprašovka

Tab. 2. Srovnání sledovaných parametrů společenstev pancířníků studovaných habitatů (Nr – celkový počet nalezených druhů, R – průměrná druhová bohatost (spec.100 cm^{-3}), A – průměrná populační hustota (ex. 100 cm^{-3})
Table 2. Comparison of studied parameters of oribatid mite communities in cave habitats (Nr – total number of species, R – mean species richness (spec.100 cm^{-3}), A – mean population density (ind. 100 cm^{-3})

habitat	Nr	R	A
prosev akumulovaného opadu (accumulated litter sifting)	58	21,75	24,11
organický sediment (organic sediment)	40	4,54	20,16
exponovaný sterilní opad (exposed sterile litter)	30	2,36	6,73
organickýnáplav (organic silt)	20	4,38	7,75
trouchnivějící dřevo (decaying wood)	17	2,46	39,92
guáno netopýrů (bat guano)	7	3,05	5,23

z jeskyň často uváděni z guána netopýrů (Willmann, 1954; Kunst, 1968 a j.). V našem materiálu jsme zjistili pouze 7 druhů z guána netopýrů s nízkou populační hustotou.

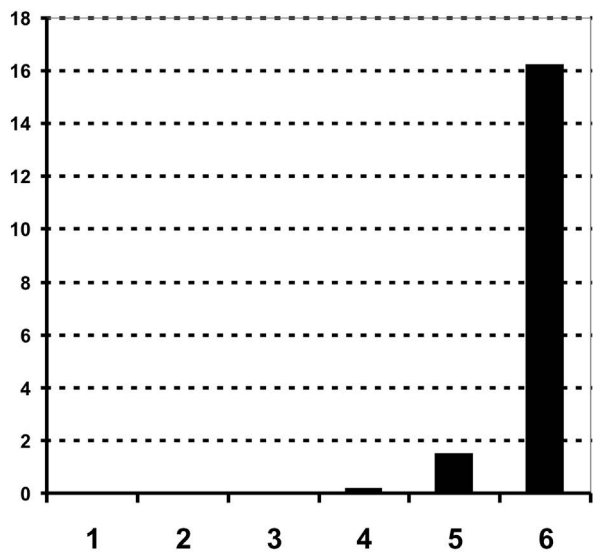
Ordinační graf (obr. 2) ukazuje míru druhové podobnosti pancířníků ve sledovaných habitatech jeskynního prostředí. Nápadné je výrazné oddělení vzorků z netopýřího guána v pravé části ordinačního prostoru od ostatních sledovaných jeskynních habitatů v levé části ordinačního prostoru. Patrný je zde také gradient od prosevu akumulovaného opadu, odrážejícího nejvíce poměry v povrchových habitatech, přes náplavy vodního toku, exponovaný sterilní opad až k vzorkům z rozloženého organického sedimentu



Obr. 2. Druhová podobnost společenstev pancířníků studovaných jeskynních habitatů (1 – prosev akumulovaného opadu, 2 – organický náplav, 3 – exponovaný sterilní opad, 4 –organický sediment, 5 – trouchnivějící dřevo, 6 – guáno netopýrů)
Fig. 2. Species similarity of oribatid mite communities in studied cave habitats (1 – accumulated litter sifting, 2 – organic silt, 3 – exposed sterile litter, 4 – organic sediment, 5 – decaying wood, 6 – bat guano)

a dřeva. Tato výrazná posloupnost opět dokládá významnou komunikaci trogloxenních pancířníků s povrchem.

Pouze dva druhy pancířníků můžeme klasifikovat jako druhy charakteristické pro jeskyně. Druh *Kunstidamaeus lengersdorfi* (Willmann, 1932) nalezený v exponovaném sterilním opadu v Punkevních jeskyních, můžeme považovat za troglobiontní, neboť byl dosud nalezen pouze v jeskyních. Willmann (1954) jej uvádí ze dvou jeskyní Moravského krasu, Ľuptáčik (2006) z guána, jeskynního sedimentu a trouchnivějícího dřeva ze slovenských jeskyní Ardovské, Čertovej diery a Liščích dier, a z Diviačej priepasti. Hojnější jsou nálezy druhu *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962). Willmann (1954) jej uvádí jako druh *Oribella crosbyi* z netopýřího guána ze tří jeskyní (Staré skály, Sloupská a Eliščina) v Moravském krasu. Kunst (1968) tento nález synonimizuje s druhem *Oribella cavatica* (Kunst, 1962) popsaným z jeskyně Čertova diera ve Slovenském krase a uvádí jeho nález z Javoříčské jeskyně z guána netopýrů. Naše nálezy jej dokládají ze tří jeskyň (Amatérská, Kateřinská a Sloupsko-šošůvské) v Moravském krasu, Královy jeskyně v Tišnovském krasu a potvrzuje Kunstův nález z Javoříčské jeskyně. Tento druh jsme také nalezly mimo jeskyně v podpovrchových zemních pastech v sutích a kamenných mořích v lokalitách Kamenná hůra a Čertova jizba v severních Čechách. Nejedná se proto o pravý troglobiontní druh, ale o druh eutroglofilní se silnou afinitou k jeskynnímu prostředí. Pokud porovnáme průměrnou populační hustotu tohoto druhu v námi sledovaných jeskynních habitatech, vidíme výraznou preferenci trouchnivějícího dřeva. Ve výrazně nižší populační hustotě byl zjištěn ve sterilním exponovaném listovém opadu a poměrně náhodný je nález z rozloženého organického sedimentu (obr. 3). Překvapivě nebyl tento druh zjištěn v guanu netopýrů, i když je z něho často uváděn (Willmann,



Obr. 3. Populační hustota druhu *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962) ve studovaných habitatech (1 – guáno netopýrů, 2 – organický náplav, 3 – prosev akumulovaného opadu, 4 – organický sediment, 5 – exponovaný sterilní opad, 6 – trouchnivějící dřevo)
Fig. 3. Population density of the species *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962) studied cave habitats (1 – bat guano, 2 – organic silt, 3 – accumulated litter sifting, 4 – organic sediment, 5 – exposed sterile litter, 6 – decaying wood)

1954; Kunst, 1968; Ľuptáčik, 2006). Kromě Moravy a Slovenska byl tento druh nalezen také v jeskyních ve Slovinsku – lokality Lesjakova jama, Štěbernica a Županov (Tarman, 1983), v Polsku z jeskyní v Ojcowském národním parku (Rafalski, 1977), v Belgii byla nalezena v jeskyních Bois de Warimont a Freyr (Ducambre et al., 2003) a v severní Číně v provincii Jilin (Wang et al., 2000; Wen, 1990 a,b). Mimo jeskyní byl nalezen 1 jedinec v mokré půdě pokryté mechy a lišejníky poblíž obce Krylow v CHKO řeka Bug ve východním Polsku (Zbikowska-Zdun et al., 2006).

ZÁVĚR

Byla prozkoumána fauna půdních roztočů ze skupiny pancířníci (Acari: Oribatida) v 18 jeskyních všech významných jeskynních systémů v České republice. Celkem bylo odebráno 80 vzorků, z nichž bylo na Tullgrenových extraktorech získáno 1125 jedinců pancířníků. V tomto materiálu bylo identifikováno celkem 106 druhů pancířníků. Striktním troglobiontem obývajícím výhradně jeskyně je druh *Kunstiodamaeus lengersdorfi* (Willmann, 1932), druh *Pantelozetes cavaticus* (Kunst, 1962) je druhem eutroglofilním, silně preferujícím jeskyní biotop. Ostatní druhy můžeme považovat za trogloxenní, přežívající v jeskyních náhodně v nízkých populačních hustotách. Byly zjištěny dva druhy nové pro vědu *Montizetes* n. sp. (jeskyně Na Turoldu) a *Suctobelbata* n.sp. (jeskyně Pod křížem). Nálezy druhů *Berniniella (Hypogeoppia) dungeri* Schwalbe, 1995, *Chamobates birulai* Kulczynski, 1902 a *Oppiella beskidyensis* (Niemi, Skubala, 1993) a *Oppiella loksai* (Schalk, 1966) jsou nové pro faunu České republiky. Dva druhy, *Oribella pectinata* (Michael, 1882) a *Scheloribates ascendens* Weigmann et Wunderlee, 1990, jsou nové pro faunu Čech a celkem 8 druhů – *Adelphacarus sellnicki* Grandjean, 1952, *Graptoppia foveolata* (Paoli, 1908), *Lauroppia acuminata* (Strenzke, 1951), *Liebstadia pannonica* (Willmann, 1951), *Moritzoppia keilbachi* (Moritz, 1969), *Ramusella furcata* (Willmann, 1928), *Suctobelbella scalpellata* Moritz, 1970 a *Tritegeus bisulcatus* Grandjean, 1953 – jsou nové pro faunu Moravy. Byla provedena ordinační PCA analýza druhové podobnosti pancířníků jednotlivých zkoumaných jeskyní. Největší druhová diversita pancířníků byla zjištěna v Amatérské jeskyni. Největší počet druhů pancířníků a nejvyšší druhová bohatost byly zjištěny v rozložených organických zbytcích a naplaveninách, nejvyšší průměrná populační hustota byla zjištěna v trouchnivějícím dřevě. Překvapivě nízká druhová diversita a populační hustota pancířníků byla zjištěna v netopýřím guánu.

Poděkování. Výzkum byl proveden za finanční podpory výzkumného záměru ÚPB AVČR, AVOZ 60660521 „Vztahy mezi strukturou a funkcí dekompozičního řetězce v půdě“. Autor by chtěl poděkovat Dr. K. Tajovskému (České Budějovice) a Dr. R. Mlejnkovi za podporu při výzkumu fauny pancířníků a za většinu odebraných vzorků ze studovaných jeskyň.

LITERATURA

Ducarme, X. – Michel, G. – Lebrun, P. 2003. Mites from Belgian caves: an extensive study. Subterran Biology, 1, 1–23.

Kunst, M. 1968. Mites of the superorder Oribatei of Czechoslovakia, Volume 1 – 6, Second doctorate thesis, Charles University, Prague, 1–1548 (in Czech).

Ľuptáčik, P. 2006. Rozšírenie troglofilných roztočov penciernikov (Acari, Oribatida) na území Slovenska. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, zborník referátov, 5, 200–202.

Luxton, M. 1972. Studies on the oribatid mites of a Danish beech wood soil I. Nutritional biology. Pedobiologia, 12, 434–463.

Madge, D. S. 1965. Leaf fall and litter disappearence in a tropical forest. Pedobiologia, 5, 273–288.
Podany, J. 1994. Multivariate Analysis in Ekology and Systematics. SPB Academic Publishing, The Haggue, 1–316.
Rafalski, J. 1977. Pajeczaki. IV. Swiat zwierzecy Ojcowskiego Parku Narodowego, Stud. Nat. B., 28, 319–342.
Tarman, K. 1983. Catalogus faunae Jugoslaviae, III/4, Acarina, Oribatei, Slovinska Akademia, Ljubljana, 1–61.
Wallwork, J. A. 1960. Observations on the behaviour of some oribatid mites in experimentally controlled temperature gradients. Proc. Zool. Soc. London, 135, 619–629.
Wang, H. F. – Hu, S. H. – Yin, S. G. 2000. The oribatid fauna and distribution in different zones in China. In Yin, W. Y. (Ed.): Soil Animals of China, Science press, Beijing, 251–265.
Wen, Z. G. 1990a. Preliminary investigations of soil oribatid mites in Jilin Province. J. Northeast Normal Univ., (Suppl.), 115–124.
Wen, Z. G. 1990b. Description of new and unrecorded oribatid mites from Jilin Province, China (Acari: Oribatida). J. Northeast Normal Univ. (Suppl.), 125–131.
Willmann, C. 1954. Mahrische Acari hauptsachlich aus dem Gebiete des Mahrischen Karstes. Parasitologie, 1, 213–272.
Zbikowska-zdun, K. – Piksa, K. – Watrak, I. 2006. Diversity of mites (Acari: Oribatida) in select microhabitats of the Bug River Protected Landscape area. Biological Letters, 43, 2, 277–286.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	197 – 201	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

JSOU ŽÍŽALY (OLIGOCHAETA, LUMBRICIDAE) PRAVIDELNÝMI ČI NÁHODNÝMI OBYVATELI JESKYNNÍCH SYSTÉMŮ ČR A SR?

VÁCLAV PIŽL

Ústav půdní biologie, Biologické centrum AV ČR, v. v. i., Na Sádkách 7, CZ-37005 České Budějovice, Česká republika; pizl@upb.cas.cz

V. Pižl: Are earthworms (Oligochaeta, Lumbricidae) regular or accidental dwellers of cave systems in Czech Republic and Slovakia?

Abstract: This study represents a survey of earthworm records from 59 caves of the Czech and Slovak Republics. A total of 11 species were identified among 824 earthworms collected from both interstitial and hypogean parts of 35 caves. *Dendrodrilus rubidus* was most frequently recorded (from more than 60 % of caves under study). Additional four species, *Aporrectodea caliginosa*, *A. rosea*, *Dendrobaena octaedra* and *Octolasion lacteum*, were found in at least 5 caves. However, two earthworms could only be classified as troglophilous forming large viable populations in hypogean caves: *D. rubidus* in a number of cave systems and *Aporrectodea rosea* in the Amatérská cave (Moravian Karst). The rest of species should probably be classified as trogloxenes. Earthworm assemblages were richer in distrophic and eutrophic caves than in oligotrophic ones. No earthworms were recorded from completely dry caves.

Key words: earthworms, Lumbricidae, biospeleology, Czech Republic, Slovakia

ÚVOD

Žížaly patří k nejvýznamnějším zástupcům edafonu ve většině suchozemských biotopů, kde hrají roli ekosystémových inženýrů (Brown et al., 2000). Řada studií prokázala, že v půdách krasových oblastí jsou jejich společenstva druhově i kvantitativně bohatá, zejména díky příznivému pH, diverzitě mikrohabitatů a bohatým potravním zdrojům (Zajonc, 1964; Raušer; 1965, Mršic, 1991; Zicsi et al., 1999). Soubornějších údajů o žížalách obývajících podzemní systémy je však k dispozici velmi málo (Zicsi a kol., 1999; Gottstein-Matocec, 2002; Novak, 2005).

Přestože biospeleologický výzkum má na území bývalého Československa poměrně bohatou tradici (Gulička, 1975; Košel, 2000), žížalám obývajícím jeskyně nebyla dosud věnována soustavnější pozornost. Jako historicky první jsou v literatuře zaznamenány sběry Méhélyho, který v roce 1913 nalezl v jeskyni Ludmila (Gombasek) dva druhy žížal, *Aporrectodea rosea* a *Octolasion lacteum* (Pop, 1943). Černosvitov ve své Monografii československých dešťovek (Černosvitov, 1935) zmiňuje 3 druhy, *Aporrectodea rosea*, *Dendrodrilus rubidus* a *Eiseniella tetraedra*, které nalezli Hrabě a Štorkán v roce 1934 v Domici, a žížalu nalezenou Hrabětem ve stejném roce v jeskyni Býčí skála popsal jako pro vědu novou *Eophila antipae* var. *tuberculata* (dnes validní druh *Proctodrilus tuberculatus*). V jeho další práci (Černosvitov, 1937), kterou věnoval výhradně jeskynním máloštětinatcům, pak najdeme záznamy o nálezech žížal *Eiseniella tetraedra* v Tvarožné díře (leg. Hrabě, bez datování), *Dendrodrilus rubidus subrubicundus* v Domici (leg. Kašpar, 1937) a *Dendrobaena octaedra* v jeskyni Čertova diera (leg. Štorkán, bez

datování). V práci Zajonce (Zajonc, 1958) se objevuje záznam z roku 1955 o výskytu *Aporrectodea rosea* v jeskynním tunelu v údolí Křtinského potoka u Adamova. Později Zajonc publikoval výsledky průzkumu žížal v jeskyni Domica (Zajonc, 1961), kde zaznamenal druhy *Allolobophora chlorotica*, *Aporrectodea rosea*, *Aporrectodea caliginosa*, *Dendrodrilus rubidus* a *Octolasion lacteum*, a v Liskovské jeskyni (Zajonc,1970), odkud uvádí *Octolasion lacteum*. Údaj o nálezu *Dendrodrilus rubidus* v Malé jeskyni u Zemianské Závady se objevuje v jeho práci z roku 1962 (Zajonc, 1962). Některé z výše uvedených záznamů uvádí Zajonc i v dalších pracích (Zajonc, 1964, 1981). V monografii Dážďovky (Oligochaeta, Lumbricidae) Slovenska (Zajonc, 1981) však uvádí z Liskovské jeskyně druhy *Aporrectodea rosea* a *Aporrectodea caliginosa*, které dle originální práce (Zajonc,1970) nalezl v půdních vzorcích nad jeskyní. V roce 1973 pak Košel nalezl žížaly *Dendrodrilus rubidus*, *Lumbricus rubellus* (det. I. Zajonc) a *Octolasion lacteum* v propasti Brázda (Košel, 1975).

Cílem této práce je prezentovat nové nálezy žížal v jeskynních systémech České a Slovenské republiky.

METODIKA A MATERIÁL

Příspěvek shrnuje poznatky o výskytu žížalovitých v 59 českých a slovenských jeskyních, získané v období 1981 – 2007. Živočichové byly získáni různými metodami, především přímým sběrem na vhodných stanovištích vstupních i hlubinných prostor (cílené vyhledávání organických zbytků (výdřevy, listí a pod.), guána, hlubších náplavů či povrchových exkrementů žížal), tepelnou extrakcí organického materiálu a odchytem do padacích zemních pastí či pastí návnadových. Intenzita výzkumu v jednotlivých jeskyních se významně lišila, od jednorázové exkurse až po několikaletý systematický průzkum. Kromě žížal sbíraných autorem této práce jsou v analyzovaném materiálu zahrnuty i sběry K. Tajovského, A. Novákové, R. Mlejnka, L. Kováče, A. Mocka a P. Ľuptáčika.

Celkem bylo z jeskyní získáno 824 jedinců žížalovitých, z toho 315 z hlubinných prostor. Materiál byl fixován v 7 % roztoku formaldehydu a je uložen ve sbírkách Ústavu půdní biologie Biologického centra AV ČR v Českých Budějovicích.

VÝSLEDKY

V získaném materiálu bylo identifikováno celkem 11 druhů žížal, jmenovitě *Allolobophora chlorotica* (Savigny, 1826), *Aporrectodea caliginosa* (Savigny, 1826), *Aporrectodea rosea* (Savigny, 1826), *Dendrobaena octaedra* (Savigny, 1826), *Dendrodrilus rubidus* (Savigny, 1826), *Eisenia fetida* (Savigny, 1826), *Eiseniella tetraedra* (Savigny, 1826), *Lumbricus castaneus* (Savigny, 1826), *Lumbricus rubellus* Hoffmeister, 1843, *Lumbricus terrestris* Linnaeus 1758 a *Octolasion lacteum* Örley, 1881. Počet druhů nalezených v jedné jeskyni kolísal od 0 do 5, přičemž společenstva v distrofních či eutrofních jeskyních byla bohatší než v jeskyních oligotrofních. Žížaly zcela chyběly v kompletně suchých, ledových, ale i řadě dalších krasových či puklinových jeskyní. V 35 jeskyních byl doložen výskyt alespoň jednoho druhu (tab. 1).

Nejčastěji nalézaným druhem byl *Dendrodrilus rubidus* (zjištěn v 60 % studovaných jeskyní), žížala preferující netopýří guáno, tlející dřevo a další organické zbytky. Ve více než pěti jeskyních byl zaznamenán výskyt dalších čtyř druhů, *Aporrectodea caliginosa*, *A. rosea*, *Dendrobaena octaedra* a *Octolasion lacteum*. Pouze dvě žížaly však lze

Tab. 1. Přehled žížal zaznamenaných v jednotlivých jeskyních
Table 1. List of earthworms recorded from individual caves

Jeskyně	Nalezené druhy
Koněpruské jeskyně	*Dr. rubidus*
Srbská jeskyně	*Dr. rubidus*
Amatérská jeskyně	*A. caliginosa, A. rosea*
Balcarka	*Dr. rubidus*
Býčí skála	*A. chlorotica, Dr. rubidus, Eis. tetraedra*
Kateřinská jeskyně	*Dr. rubidus*
Křtinská jeskyně	*Dr. rubidus, A. caliginosa, L. rubellus, L. terrestris*
Manželský závrt	*A. caliginosa, D. rubidus, L. castaneus, O. lacteum*
Ochozská jeskyně	*Dr. rubidus*
Punkevní jeskyně	*Dr. rubidus*
Rudické propadání	*Dr. rubidus*
Sloupsko-šošůvské jeskyně, ponor Sloupského potoka	*A. rosea, D. octaedra, D. rubidus, L. castaneus*
Sloupsko-šošůvské jeskyně, Stupňovitá chodba	*A. chlorotica, O. lacteum*
Výpustek	*Dr. rubidus*
Ardovská jaskyňa	*Dr. rubidus, O. lacteum*
Čertova diera	*A. caliginosa, Dr. rubidus, O. lacteum*
Diviačia priepasť	*Dr. rubidus*
Domica	*A. caliginosa, A. rosea, D. rubidus, E. fetida, O. lacteum*
Jasovská jaskyňa	*Dr. rubidus*
Okno	*Dr. rubidus*
Silická ľadnica	*Dr. rubidus*
Šingliarova jaskyňa	*Dr. rubidus*
Slámova sluj	*Dr. rubidus*
Javoříčské jeskyně	*Dr. rubidus*
Javoříčské jeskyně – Dóm gigantů	*Dr. rubidus*
Průvanová jeskyně	*A. rosea*
Poseidon II	*D. octaedra*
Zbrašovské aragonitové jeskyně	*D. octaedra, Dr. rubidus*
Mladečské jeskyně – Nová jeskyně	*Dr. rubidus*
Pod křížem	*Dr. rubidus*
Belianska jaskyňa	*Dr. rubidus*
Bystrianska jaskyňa	*Dr. rubidus*
Demänovská jaskyňa	*Dr. rubidus*
Kysacká jaskyňa	*Dr. rubidus*
Michňová	*Dr. rubidus, L. rubellus*

klasifikovat jako troglofilní, tj. druhy vytvářející dostatečně velké a životaschopné populace v hypogenních prostorách jeskyní: *D. rubidus* v řadě jeskynních systémů a *Aporrectodea rosea* v Amatérské jeskyni (Moravský kras). Ty pak mají potenciál svou aktivitou výrazně ovlivňovat biotické i abiotické složky podzemních prostorů. Ostatní druhy žížal je nutno považovat za trogloxenní.

Srovnání počtu druhů žížal zjištěných v jeskyních s počtem druhů obývajících půdní část ekosystémů v oblastech, ze kterých jsou dostupná relevantní data (tab. 2), neukázalo žádnou korelaci mezi bohatostí edafické a jeskynní fauny. Nejvyšší počet druhů byl zaznamenán v jeskyních Moravského krasu.

Tab. 2. Srovnání počtu druhů zjištěných v půdách a jeskynních systémech vybraných krasových oblastí
Table 2. Comparison of the numbers of earthworm species recorded from soils and subterranean systems of selected karstic areas

Oblast	Počet druhů	
	v půdě	v jeskyních
Český kras	15	1
Moravský kras	19	10
Slovenský kras	21	5
Třesín (Mladeč)	12	1

DISKUSE

Výsledky této studie ukazují, že žížaly nejsou obligatorními, ale ani zcela náhodnými obyvateli jeskynních systémů. Absenci žížal v kompletně suchých a ledových jeskyních lze vysvětlit pro ně nepřijatelnými abiotickými parametry prostředí, bohatší faunu v eutrofních jeskyních pak přítomností vhodných potravních zdrojů (Pižl, 2002). Celkový počet zjištěných druhů žížal je srovnatelný s údaji dostupnými z jiných oblastí. Tak například Mršic (in Novak, 2005) uvádí z 55 jeskynních systémů severního a středního Slovinska 19 druhů žížal, z nich 9 shodných s jeskynní faunou ČR a SR. Podobně srovnatelný je i počet druhů zjištěných v jednotlivých jeskyních. Zicsi a kol. (1999) uvádějí 5 druhů žížal v jeskyních Národního parku Aggtelek a Reeves a kol. (2000) zaznamenali výskyt 1 – 4 druhů žížal v jeskyních ve státě Georgia (USA).

Všechny námi nalezené druhy žížal patří k běžným zástupcům půdní fauny. Dosud jedinou troglobiontní žížalou známou ze střední Evropy je tedy *Helodrilus mozsaryorum*, vodní druh nalezený bratry Mozsáryovými v roce 1973 ve dvou sifonech v jeskyni Baradla (Zicsi, 1974). Vzhledem k vysušení obou sifonů je osud toho druhu nejistý (Zicsi et al., 1999). Přes téměř třicetiletý intenzívní výzkum v půdě i v podzemí NP Aggtelek nebyl tento druh již nikdy znovu nalezen (Zicsi et al., 1999). V námi sledovaných jeskyních nejfrekventovanější kosmopolitní druh *Dendrodrilus rubidus* je svými ekologickými nároky preadaptován k životu v jeskynním prostředí (Gates, 1959) a byl nalezen v mnoha jeskyních v Evropě i v zámoří, často ve velkém počtu jedinců.

Další detailní výzkum žížal v jeskyních může nejen rozšířit naše znalosti o biodiverzitě podzemních systémů, ale přinést (vzhledem k oproti půdnímu prostředí zjednodušeným podmínkám) i řadu nových poznatků o trofických vztazích žížal, jejich ekologických a fyziologických adaptacích a o jejich vlivu na okolní prostředí.

Poděkování. Studie byla podpořena Výzkumným záměrem ÚPB AV ČR, AV0 Z 60660521. Za pomoc při sběru žížal a/či poskytnutí materiálu děkuji K. Tajovskému, A. Novákové, R. Mlejnkovi, L. Kováčovi, A. Mockovi a P. Ľuptáčikovi.

LITERATURA

Brown, G. G. – Barois, I. – Lavelle, P. 2000. Regulation of soil organic matter dynamics and microbial activity in the drilosphere and the role of interactions with other edaphic functional domains. Eur. J. Soil Biol., 36, 177–198.

Černosvitov, L. 1935. Monografie československých dešťovek. Arch. Přír. Výzk. Čech, 19, 1–86.

Černosvitov, L. 1937. Notes sur les Oligochétes cavernicollés. Mém. Soc. zool. Tchécosl., 5: 125–133.

Gottstein-Matocec, S. 2002. An overview of the cave and interstitial biota of Croatia. Nat. Croat., 11, Suppl. 1, 1–112.

Gulička, J. 1975. Fauna slovenských jaskýň. Slovenský kras, 13, 37–83.

Košel, V. 1975. Faunistický prieskum v priepasti Brázda (Barazdaláš) v Slovenskom krase. Slovenský kras, 13, 181–185.
Košel, V. 2000. Speleozoologická bibliografia Slovenska za roky 1971–1999. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, 123–129.
Mršić, N. 1991. Monograph on earthworms (Lumbricidae) of the Balkans. Slov. Acad. Sci. Art, Ljubljana, 1–757.
Novak, T. 2005. Terrestrial fauna from cavities in northern and central Slovenia, and a review of systematically ecologically in vestigated cavities. Acta Carsologica, 34, 169–210.
Pižl, V. 2002. Žížaly České republiky (Earthworms of the Czech Republic). Sborn. přírodověd. klubu v Uherském Hradišti, Suppl. 9, 1–154.
Pop, V. 1943. Einheimische und ausländische Lumbriciden des Ungarischen National-Museum in Budapest. Ann. Hist. Nat. Mus. Hung. (Zool.), 36. 12–24.
Raušer, J. 1965. Biogeographic exploration of the Moravian Karst. In Štelcl, O. (Ed.): Problems of the speleological research, Academia, Pratur, 149–161
Reeves, W. K. – Jensen, J. B. – Ozier, J. C. 2000. New faunal and fungal records from caves in Georgia, USA. J. Cave Karst Stud., 62, 169–179.
Zajonc, I. 1958. Příspěvek k poznání žížal Brněnského kraje (Oligochaeta, Lumbricidae). Věst. Čs. Spol. Zool., 22, 59–70.
Zajonc, I. 1961. Dážďovky (Oligochaeta, Lumbricidae) jaskyně Domica. Slovenský kras, 3, 74–81.
Zajonc, I. 1962. Dážďovky (Oligochaeta, Lumbricidae) Považského Inovca a Strážovskej hornatiny. Biológia, Bratislava, 17, 598–605.
Zajonc, I. 1964. Príspevok k poznaniu dážďoviek (Oligochaeta, Lumbricidae) východného Slovenska. Sborn. Východoslov. múzea Košice, Ser. A, 5, 81–89.
Zajonc, I. 1970. Výsledky zoologického prieskumu v Liskovskej jaskyni. Slovenský kras, 8, 102–105.
Zajonc, I. 1981. Dážďovky (Oligochaeta, Lumbricidae) Slovenska. Biol. Práce, 27, 1–134.
Zicsi, A. 1974. Ein neuer Höhlen-Regenwurm (Oligochaeta: Lumbricidae) aus Ungarn. Acta Zool. Acad. Sci. Hung., 20, 227–232.
Zicsi, A. – Dózsa-Farkas, K. – Csuzdi, C. 1999. Terrestrial oligochaetes of the Aggtelek National Park. In Mahunka, S. (Ed.): The fauna of the Aggtelek National Park. Hung. Nat. Hist. Museum, Budapešť, 39–43.

ARE EARTHWORMS (OLIGOCHAETA, LUMBRICIDAE) REGULAR OR ACCIDENTAL DWELLERS OF CAVE SYSTEMS IN CZECH REPUBLIC AND SLOVAKIA?

Summary

Earthworms (Oligochaeta, Lumbricidae) belong to most important edaphic animals in terrestrial ecosystems of Central Europe, where they play a role of ecosystems engineers. Above-ground assemblages of lumbricids have often been studied in karst areas and were recognized rich or very rich usually (mainly due to favourable soil pH and plenty of diverse food sources). There are however scarce data available on earthworms inhabiting subterranean systems.

This study represents a summary of earthworm records from 59 caves of the Czech and Slovak Republics. A total of 11 species (all known from above-ground parts of ecosystems) were identified among 824 earthworms collected from both interstitial and hypogean parts of 35 caves. Of them, *Dendrodrilus rubidus,* an earthworm preferring guano heaps, decaying wood and patches of organic materials, was most frequently recorded (from more than 60 % of caves under study). Additional four species, *Aporrectodea caliginosa*, *A. rosea*, *Dendrobaena octaedra* and *Octolasion lacteum*, were found in at least 5 caves. However, two earthworms could only be classified as troglophilous forming large viable populations in hypogean caves: *D. rubidus* in a number of cave systems and *Aporrectodea rosea* in the Amatérská cave (Moravian Karst). The rest of species should probably be classified as trogloxenes. The per-cave number of species ranged from 0 to 5. Assemblages were richer in distrophic and eutrophic caves than in oligotrophic ones. No earthworms were recorded from completely dry caves.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	203 – 210	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

HISTOPLASMA CAPSULATUM – NEBEZPEČÍ PRO NÁVŠTĚVNÍKY JESKYNÍ STŘEDNÍ EVROPY?

ALENA NOVÁKOVÁ[1], MIROSLAV KOLAŘÍK[2], ALICA CHROŇÁKOVÁ[1,3]

[1] Ústav půdní biologie, Biologické centrum AV ČR, v. v. i., Na Sádkách 7, 370 05 České Budějovice, Česká republika; alena@upb.cas.cz

[2] Laboratoř fyziologie a genetiky vláknitých hub MBÚ AV ČR, v. v. i., Vídeňská 1083, 142 20 Praha 4, Česká republika; mkolarik@biomed.cas.cz

[3] Přírodovědecká fakulta JCU, Branišovská 31, 370 05 České Budějovice, Česká republika

A. Nováková, M. Kolařík, A. Chroňáková: *Histoplasma capsulatum* – a danger for visitors of caves in Central Europe?

Abstract: White-yellow to yellow microfungal colonies on bat droppings and guano observed in several caves in Central Europe (Slovakia – NP Slovak Karst, Czech Republic) were studied. Tuberculate conidia were estimated in microscopic slides prepared from microfungal colonies. These conidia reminded with their size, shape, surface structures and type of conidiogenesis pathogenous micromycete fungus *Histoplasma capsulatum.* This micromycete species occurs on bat guano in warmer regions of the world. In Europe, this fungus was recorded from Italian caves and soils and it was also reported from Romania, but without the evidence of thermal dimorphism. After repetead isolations, two strains of this fungus were isolated from Slovak caves (Domica Cave and Jasovská Cave). Tests of pathogenity (intranasal and intraperitoneal application to SCID mouses) and of the evidence of thermal dimorphism were negative. Analysis of rDNA sequences (ITS region and 28S rDNA) placed our strain to well supported clade with *Renispora flavissima* and *Neogymnomyces demonbreunii.* Observed phenotype characters and rDNA sequences do not fit to any known taxa and analysed strains probably most represent a new species of *Chrysosporium*. This species is unrelated to human pathogens like *H. capsulatum* from Ajellomycetaceae. It exhibits similar ecology to *Renispora flavissima* which is a harmful saprobe living in bat guano.

Key words: bat guano, caves, Slovakia, Czech Republic, tuberculate conidia, *Histoplasma capsulatum, Chrysosporium, Renispora flavissima*

ÚVOD

V průběhu posledních několika let byly na dropinkách netopýrů i na některých kupkách guána v jeskyních NP Slovenský kras pozorovány bílo-žluté až žlutě zabarvené drobné kolonie mikroskopických hub (Nováková, 2006a). Tuto houbu se nedařilo izolovat ani při opakovaných pokusech přímé izolace z nárostů, ani pomocí zřeďovací metody izolace. V mikroskopických preparátech připravených z těchto nárostů však byly pozorovány tuberkulátní konidie. Stejné konidie byly zaznamenány i v mikroskopických preparátech z nárostů na dropinkách odebraných v Chýnovské jeskyni a v Jeskyni na Turoldu (Česká republika) (Nováková, 2006b). Tyto tuberkulátní konidie svou velikostí a tvarem připomínaly konidie anamorfního patogenního druhu *Histoplasma capsulatum.*

MATERIÁL A METODIKA

Odběr vzorků. Dropinky netopýrů s narostlými žlutavě zabarvenými koloniemi (jeskyně Domica, Čertova diera, Ardovská jeskyně a Jasovská jeskyně) a viditelné žluté kolonie na guánových kupách (jeskyně Domica, Čertova diera) byly odebírány do několika sterilních mikrozkumavek. Současně byly odebírány i vzorky dropinek i netopýřího guána bez viditelných kolonií.

Laboratorní zpracování materiálu. Z odebraných porostlých dropinek i ze žlutě zabarvených kolonií z guánových kupek byly co nejdříve po návratu z jeskyně zhotoveny mikroskopické preparáty přenesením části kolonie do laktofuchsinu. Izolace probíhala jednak přenesením malé části kolonie pomocí sterilní preparační jehly na izolační média a pomocí zřeďovací metody izolace. Jako izolační média byly používány Sabouraudův agar, sladinový agar a Martinův agar s půdním extraktem – všechny s přidáním bengálské červeně, streptomycinu a chloramfenikolu pro potlačení růstu bakterií. Kultivace probíhala při 25 °C ve tmě po dobu 7 – 14 dní (Fassatiová, 1979; Garrett, 1981). Všechny narostlé kolonie byly přeočkovány na sladinový agar a kontrolovány mikroskopicky.

Determinace. Izolované kmeny mikromycetů s charakteristickými tuberkulátními kmeny byly kultivovány na speciálních médiích – OAT, DSA, Sabouraudův glukózový agar, sladinový agar – a byla testována jejich celulolytická a keratinolytická aktivita a schopnost růstu při vyšších teplotách (Sigler a Carmichael, 1976; Fassatiová, 1979; Currah, 1985).

Test infekčnosti. Test infekčnosti byl uskutečněn na Parazitologickém ústavu BC AV ČR, v. v. i., v Českých Budějovicích. Konidie izolovaného kmene byly SCID myším aplikovány intranasálně a intraperitoneálně.

SEM. Vzorky byly fixovány 2,5% roztokem glutaraldehydu v 0,2 M fosfátovém pufru, postfixovány v 2% vodném roztoku OsO_4, odvodněny vzestupnou acetonovou řadou a vysušeny metodou kritického bodu CO_2 (Kučerová – ústní sdělení). Obraz byl získán ve skenovacím mikroskopu JEOL 6300.

Extrakce houbové DNA. Extrakce byla provedena podle Griffiths et al. (2000) ze 60 mg vlhkého mycelia kmene G14-6 10denní submerzní statické kultury narostlé na Sabouraudově živném médiu. Množství DNA v extraktu bylo stanoveno z hodnot absorbancí (A_{260}) spektrofotometricky (Sambrook a Russell, 2001).

Amplifikace úseku 18S – 28S rDNA (18S – ITS1 – 5.8S – ITS2 – 26S) pomocí PCR. Reakční směs pro amplifikaci oblasti 18S – 28S rDNA obsahovala reakční pufr, 1,5 mM $MgCl_2$, 200 µM mixu dNTP, Q solution (vše Qiagen, Německo), 50 pmol každého primeru V9D (de Hoog a Gerrits van den Ende, 1998), LS266 (Masclaux et al., 1995) a NL4 (Begerow et al., 1997), 2U Taq DNA polymerázy (Qiagen, Germany) a 1 µl DNA v celkovém objemu 50 µl. Teplotní cyklus proběhl na přístroji Thermocycler T3000 (Biometra, Německo) podle podmínek: 5 min počáteční denaturace při 95 °C a 40 cyklů 30 s při 94 °C, 1 min při 58 ºC, 1 min při 72 °C (denaturace, anealing primerů, elongace) a finální extenzi 10 min při 72 °C.

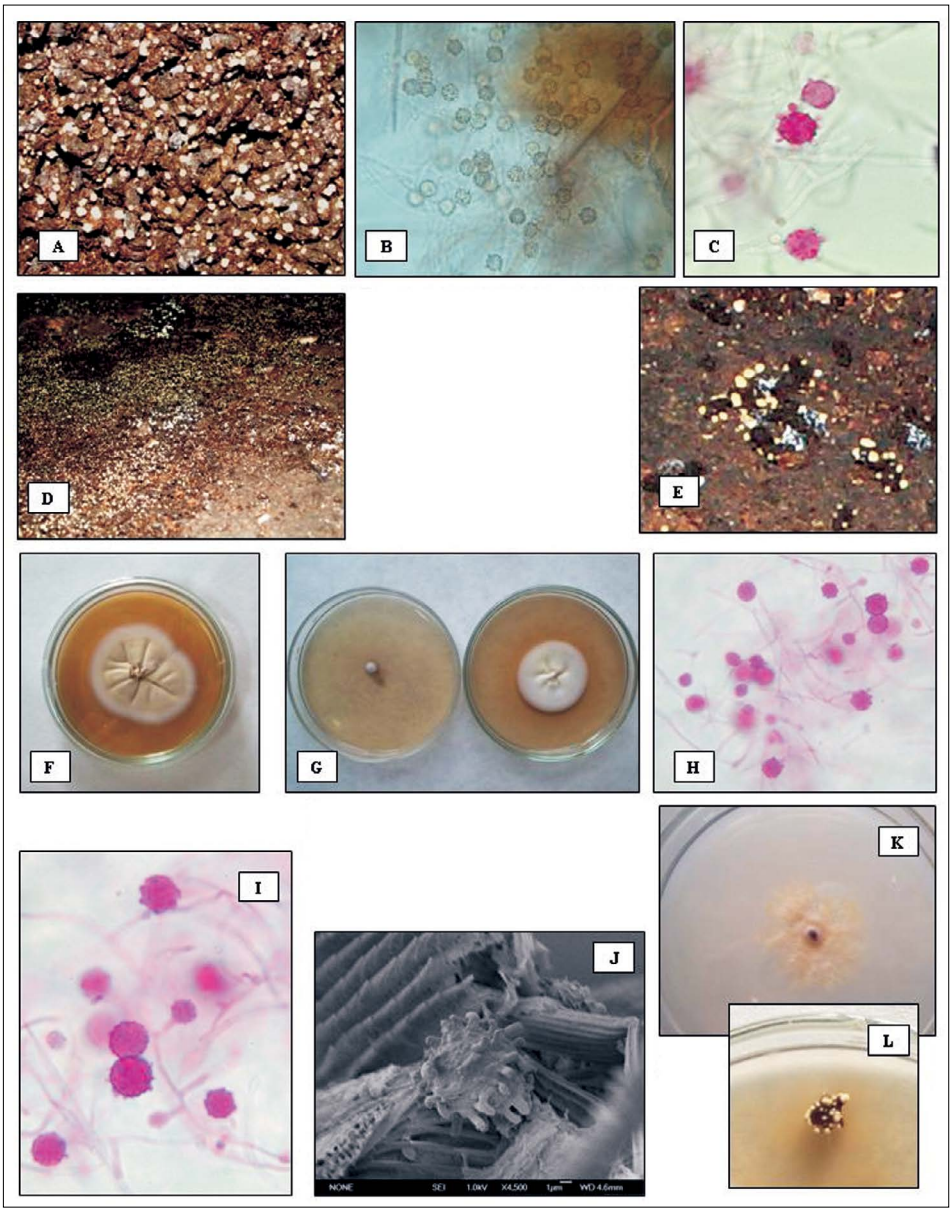
Sekvenační reakce. PCR produkt byl přečištěn kitem GenElute® PCR Clean Up (Sigma-Aldrich, Německo). Sekvenční reakce proběhla v obou směrech použitím primerů ITS4 a ITS5 pro ITS oblast (White et al., 1990) a NL1 a NL4 pro 28S rDNA. Po pročištění na sephadexových kolonkách byla sekvence analyzována na přístroji ABI PRISM Genetic Analyser (Perkin Elmer, USA) v Laboratoři genomiky (BC AVČR, v.v.i., Ústav molekulární biologie rostlin) a u firmy Macrogen Inc. (Jižní Korea).

Fylogenetická analýza. Sekvence byly analyzovány pomocí softwaru BioEdit v 7.0.4.1 (Hall, 1999) a konsensus sekvence byly vytvořeny pomocí softwaru SeqMAN (Swindell a Plasterer, 1997; DNASTAR, Inc). V databázi Genbank byly pomocí vyhledávače BLAST (Altschul et al., 1997) nalezeny nejpodobnější sekvence. Sekvence 28S rDNA (D1, D2 region) byla začleněna do publikovaného alignmentu zástupců onygenálních hub (Untereiner et al., 2004). Fylogenetické vztahy mezi porovnávanými taxony byly zjištěny metodou analýzy maximální parsimonie a minimum evolution v programu MEGA 4.0 (Kumar et al., 2004).

VÝSLEDKY A DISKUSE

Na základě mikroskopického pozorování žlutavých nárostů na netopýřích dropinkách a netopýřím guanu (obr. 1) byla zjištěna značná podobnost mezi pozorovanou houbou a patogenním druhem *Histoplasma capsulatum*. *Ajellomyces capsulatus* (Kwon-Chung) McGinnis & Katz 1979 s anamorfním stádiem *Histoplasma capsulatum* Darling 1906 var. *capsulatum* je původcem závažného onemocnění lidí (histoplasmóza) a je příčinou obávaného akutního onemocnění plic u jeskyňářů. Tato houba se vyskytuje jednak v půdě – známý je endemický výskyt v údolí řek Mississippi a Ohio, ale i v mnoha dalších regionech Ameriky, Asie a Afriky, a ve sporadických případech se vyskytuje po celém světě (Wheat, 2003). Roste v půdách s vysokým obsahem dusíku a obecně je známa její asociace s ptačím a netopýřím guanem. Mimo tropické pásmo je její výskyt vzhledem ke klimatickým podmínkám omezen na „uzavřené" prostředí, jako jsou jeskyně, ve kterých jsou pro její růst vhodné životní podmínky (dostatečná vlhkost ovzduší, teplota a přítomnost suchého guána) (Smith, 1994). Její výskyt na netopýřím guanu je znám z různých jeskyní po celém světě, převážně z jeskyní Severní, Střední i Jižní Ameriky, Afriky, Asie, ale i z jižní Evropy – tedy z jeskyní s mnohem vyšší průměrnou teplotou vzduchu, než je uváděna u jeskyní ve střední Evropě (8 – 11 ºC). Přesto Světová zdravotnická organizace (WHO) na svých webových stránkách upozorňuje návštěvníky jeskyní na možnost onemocnění histoplasmózou také v evropských jeskyních (Itálie, Bulharsko, Španělsko, Francie, Portugalsko, Rumunsko, Turecko, země bývalého SSSR, Velká Británie, Rakousko, Maďarsko, Irsko a Norsko). Stejné upozornění uvádějí i Fridkin a Park (2007). Dosud zaznamenané údaje o výskytu *H. capsulatum* v Evropě (Farina et. al., 2005) jsou z půd Itálie, Albánie, Rakouska, Francie, Spojeného království, Maďarska, Portugalska, Rumunska, Švýcarska, Turecka a Ruska (autochtonní případy onemocnění) a z rumunských jeskyní (Cave-Associated Disease Database) – zde se jednalo o izolát s odpovídajícími morfologickými znaky, ale bez prokázaného teplotního dimorfismu (Mantovani, 1972).

Je známo, že *H. capsulatum* je možné zaměnit s jinými druhy mikroskopických hub, které také vytvářejí podobné konidie, zvláště s některými druhy rodů *Sepedonium* (vytváří většinou spinózní makrokonidie, ale mikrokonidie typu fialospor) a *Chrysosporium* (nevytváří mikrokonidie) (CBS Filamentos Database; de Hoog et al., 2005; Domsch et al., 1980; Barron, 1968). Zástupci těchto rodů se liší jak svými makromorfologickými znaky (typem a zabarvením kolonií), tak mikromorfologií, ale liší se i svými nároky na teplotu růstu – některé druhy nejsou schopné růst při vyšších teplotách (37 ºC) – a tím i schopností parazitace (patogenita). Hlavním identifikačním znakem *H. capsulatum* je tvorba typických tuberkulátních makrokonidií a současně i mikrokonidií stejného typu konidiogeneze. Právě tyto mikrokonidie jsou infekčním agens (Wheat, 2003) a v tkáních se potom transformují v kvasinkovitou formu růstu. Obdobně přechází do kvasinkovité



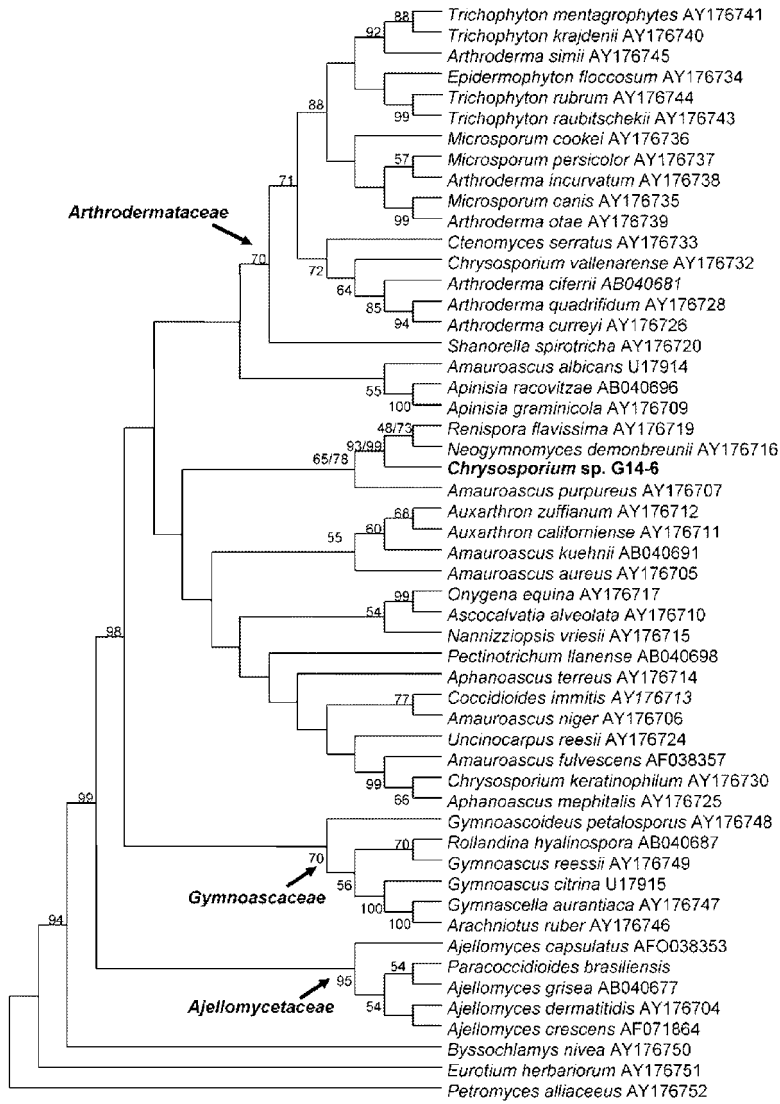
Obr. 1. A – kolonie na netopýřím guanu (Ardovská jeskyně); B, C – tuberkulátní konidie; D – Jasovská jeskyně – Jedáleň, porostlé dropinky; E – detail; F – 30-denní kolonie na sladinovém agaru; G – kolonie na Sabouraudově agaru při 37 a 25 ºC; H, I – tuberkulátní konidie; J – konidie (SEM); K, L – kolonie na DSA (14 a 60 dnů kultivace)

Fig. 1. A – microfungal colonies on bat guano (Ardovská Cave); B, C – tuberculate conidia; D – Jasovská Cave – Jedáleň, view on bat droppings with microfunal colonies; E – detail; F – 30-days old colony on BWA; G – colony on Sabouraud´s agar at 37 a 25 ºC; H, I – tuberculate conidia; J – conidia (SEM); K, L – colonies on DSA (14 and 60 days of cultivation)

formy růstu i při kultivaci na agarovém médiu při kultivační teplotě 37 ºC (teplotní dimorfismus) (CBS Filamentous Fungi Database). Dalším druhem, který také vytváří tuberkulátní konidie a rovněž roste na netopýřím guanu, je *Renispora flavissima* (Sigler et. al., 1979). V roce 2005 byl popsán nový druh rodu *Chrysosporium* (*C. chiropterorum*), který také vytváří velké tuberkulátní konidie a byl izolován ze srsti netopýrů (Benguin et al., 2005). Nezbytným předpokladem pro porovnání těchto hub s námi pozorovanou mikroskopickou houbou byla její izolace, a tím i možnost uskutečnit nezbytné testy.

V roce 2006 se konečně pomocí zřeďovací metody podařilo tuto houbu izolovat (kmen G14-6 z jeskyně Domica – Čertova diera a kmen EP5 z Jasovské jeskyně, NP Slovenský kras). Kmeny byly kultivovány na různých živných médiích (Sabouraudův agar, DSA, OAT, sladinový agar) i při různých teplotách (25 a 37 ºC), byla testována schopnost houby rozkládat keratin a byly studovány její mikromorfologické znaky (světelná mikroskopie, SEM). Morfologie makrokonidií odpovídala popisu *H. capsulatum*, ale izolované kmeny v kultuře nevytvářely mikrokonidie. Vzhled kolonií přesně neodpovídal popisu ani *H. capsulatum*, ani *R. flavissima* (Domsch et al., 1980; de Hoog et al., 2005; Sigler et al., 1979; CBS Filamentous Fungi Database a další webové stránky – viz seznam použité literatury), nutno však podotkout, že popis makromorfologických znaků byl v rámci uvedené literatury značně rozdílný. S kmenem G14-6 byl uskutečněn test infekčnosti, který byl negativní – vzhledem k předpokládané dlouhodobé adaptaci na nízkou teplotu během růstu v jeskyních nebylo možné zcela přesně určit, zda výsledek testu skutečně prokázal neschopnost infekce našeho kmenu nebo byl výsledkem neschopnosti růst při vyšších teplotách a tudíž také v tkáních teplokrevných živočichů (Ditrich, ústní sdělení). Ani kultivací na Sabouraudově agaru však nebyla zjištěna schopnost růstu při 37 ºC (teplota lidského těla), ani teplotní dimorfismus (t. j. přechod v kvasinkovitý růst při teplotě 37 ºC). Nebyla prokázána ani schopnost rozkládat keratin. Snímky z SEM ukazují podobnost povrchové struktury konidií jak s *H. capsulatum*, tak s *Renispora flavissima* – tj. s keratinofilním druhem, jehož teplotní růstové minimum je obdobně jako u *H. capsulatum* 20 ºC (CBS Filamentous Fungi database, Currah, 1985; Sigler et al., 1979). Kmeny byly porovnány s různými známými druhy rodu *Chrysosporium* a také s nověji popsaným druhem *Chrysosporium chiropterorum* (Benguin et al., 2005). Charakteristickým znakem tohoto druhu je také tvorba tuberkulátních konidií – ty jsou ale mnohem větších rozměrů než u našeho kmene a kolonie jsou převážně růžové se zelenými segmenty, zatímco náš kmen vytváří krémově bílé až žlutavé kolonie hnědě zabarvenou spodní stranou kolonie.

Sekvence ITS oblasti rDNA nevykazovala větší podobnost k publikovaným sekvencím (nejvyšší nalezená podobnost 88 % s velmi nízkým skóre spolehlivosti vyhledávání, expected value 8e-155). Vyhledávání za použití více konzervativní oblasti 28S rDNA (550 bp), která je u těchto hub nejčastěji studována, ukázalo na příbuznost k rodu *Neogymnomyces* (97% podobnosti) a *Renispora* (94 % podobnosti). Následná fylogenetická analýza potvrdila, že sekvenovaná houba patří do monofyletické a dobře statisticky podpořené skupiny s druhy *Neogymnomyces demonbreunii, Renispora flavissima* a *Amauroascus purpureus* (Obr. 2). Existenci této skupiny dokládá i Untereiner et al. (2004) a zatím nemá taxonomický status. Příbuznost s druhem *H. capsulatum*, který patří do jiné čeledi (Ajelomycetaceae) lze tedy vyloučit. Dále lze vyloučit identitu s jakýmkoliv dosud sekvenovaným druhem.



Obr. 2. Konsensuální fylogenetický strom (50 % majority rule) zástupců řádu Onygenales konstruovaný metodou maximální parsimonie z 11 nevíce parsimoniózních MP stromů. Alignment částečných sekvencí 28S rDNA měl 550 pozic, z toho bylo 167 parsimoniózně informativních a 330 konzervativních. Mezery (gaps) v alignmentu byly hodnoceny jako chybějící data. Ukázány jsou hodnoty bootstrapu větší než 50. Strom je ukořeněn na druh *Petromyces alliaceus* (Untereiner et al. 2004). Fylogenetický strom získaný pomocí metody Minimum evolution (s algoritmem LogDet) se nelišil v topologii dobře podporovaných kladů a hodnoty bootstrapu z této analýzy jsou ukázány u kladu s analyzovaným kmenem *Chrysosporium sp.* Parametry výpočtu jsou dle originálního nastavení programu MEGA 4.0

Fig. 2. Phylogenetic relationship of the Onygenales infered from partial 28S rDNA sequence data. This bootstrap 50 % maroty rule consensus of 11 MPT. Bootstrap values above 50 % are shown. The parameters in MP analyses were set to default. All alignment gaps were treated as missing data. Sequence of *Petromyces alliaceus* was used as a root. The tree generated using Minimum Evolution method (using LogDet distances algorithm) showed the same topology of clades with higher support in MP analysis. Bootstrap values are shown in case of clade containing strain of *Chrysosporium sp.*

ZÁVĚR

Kultivací na různých živných médiích a různých kultivačních teplotách, studiem mikroskopických znaků a dalšími testy nebylo možné prokázat, zda izolovaný kmen skutečně je nebo není *H. capsulatum*, ale nepodařilo se ho identifikovat ani s jinými druhy mikromycetů. Analýza rDNA vyloučila příbuznost s čeledí Ajelomycetaceae, která obsahuje nebezpečné patogeny včetně druhu *Histoplasma capsulatum*. Fenotyp a sekvence rDNA sledovaných kmenů neodpovídá žádnému publikovanému druhu, a tato houba patrně představuje nový druh pro vědu. Tento druh vykazuje ekologii podobnou s druhem *Renispora flavissima*, který je nepatogenní rozkladač organické hmoty netopýřího guána (Currah, 1985; Sigler et al., 1979).

Poděkování. Práce byla finančně podpořena Výzkumným záměrem ÚPB BC AV ČR, v. v. i. (No. AV0Z60660521) a projektem MŠMT (LC06066). Autoři děkují J. Moravcové (ÚMBR BC AV ČR, v. v. i., za provedení sekvenčních analýz a pracovníkům Laboratoře elektronové mikroskopie PaÚ BC AV ČR, v. v. i., za přípravu preparátů a pomoc při mikroskopování. Zvláštní poděkování patří Olegu Ditrichovi za provedení testu infekčnosti. Poděkování patří také Měšťanskému pivovaru České Budějovice za poskytnutí sladiny pro přípravu sladinového agaru, Správě slovenských jaskýň, Správě jeskyní České republiky, Romanu Mlejnkovi a správcům jmenovaných jeskyní za umožnění odběrů v jeskyních a slovenským kolegům Ľubomíru Kováčovi, Andreji Mockovi a Peterovi Ľuptáčikovi za veškerou pomoc při odběru vzorků a Kláře Pumprové za technickou pomoc.

LITERATURA

Altschul, S. F. – Madden, T. L. – Schaffer, A. A. – Zhang, J. H. – Zhang, Z. – Miller, W. – Lipman, D. J. 1997. Gapped BLAST and PSI-BLAST: a new generation of protein database search programs. Nuc. Ac. Res., 25, 3389–3402.

Anonymus 2003. Health information for international travel, 2003–2004. Atlanta: U.S. Dept. of Health and Human Services, Public Health Service, Centers for Disease Control and Prevention, National Center for Infectious Diseases, Division of Quarantine.

Barron, G., L. 1968. The Genera of Hyphomycetes from Soil. Baltimore, 1–364.

Begerow, D. – Bauer, R. – Oberwinkler, F. 1997. Phylogenetic studies on nuclear large subunit ribosomal DNA sequences of smut fungi and related taxa. Can. J. Bot., 75, 2045–2056.

Beguin, H. – Larcher, G. – Nolard, N. – Chabasse, D. 2005. *Chrysosporium chiropterorum* sp. nov., isolated in France, resembling *Chrysosporium* state of *Ajellomyces capsulatus (Histoplasma capsulatum*). Med. Mycol., 43, 2, 161–169.

Cave-Associated Disease Database (web site:htpp://www.latech.edu/tech/education/cavedis/cave-disease-table2_1.html)

CBS Filamentous fungi database, 2007. (web site: http://www.cbs.knaw.nl/databases/index.htm)

Currah, R. S. 1985. Taxonomy of the Onygenales: Arthrodermataceae, Gymnoascaceae, Myxotrichaceae and Onygenaceae. Mycotaxon, 14, 1–216.

Domsh, K. H. – Gams, W. – Anderson, T. H. 1980. Compendium of Soil Fungi. Vol. 1. London etc., 1–859.

Farina, C. – Rizzi, M. – Ricci, L. – Gabbi, E. – Caligaris, S. – Goglio, A. 2005. Imported and autochtonous histoplasmosis in Italy: new cases and old problems. Rev. Iberoam. Micol., 22, 169–171.

Fassatiová, O. 1979. Plísně a vláknité houby v technické mikrobiologii. Praha, 1–211.

Fridkin, S. – Park, B. 2007. Prevention of specific infectious Diseases. Traveler´s Health: Yellow Book. CDC Health Information for International Travel 2008. (web site:http://wwwn.cdc.gov./travel.aspx)

Garrett, S., D. 1981. Soil fungi and soil fertility. 2nd Ed. Pergamon Press, Oxford etc., 1–150.

Griffiths, R. I. – Whiteley, A. S. – O'Donnell, A. G. – Bailey, M. J. 2000. Rapid method for coextraction of DNA and RNA from natural environments for analysis of ribosomal DNA- and rRNA-based microbial community composition. Appl. Environ. Microbiol., 66, 5488–5491.

Hall, T., A. 1999. Bioedit: a user-friendly biological sequence alignment editor and analysis program for Windows 95/98/NT. Nucl. Acid Symp. Ser., 41, 95–98.
de Hoog, G. S. – Gerrits van den Ende, A. H. G. 1998. Molecular diagnostics of clinical strains of filamentous Basidiomycetes. Mycoses, 41, 182–189.
de Hoog, G. S. – Guarro, J. – Gené, J. – Figueras, M. J. 2005. Atlas of Clinical Fungi. 2nd ed., Utrecht & Reus, 1–1126.
http://www.medicalhealthcareinfo.com/content/Positive_histoplasmin_skin_tes3.php
http://www.medicalhealthcareinfo.com/categories/Fungi
http://www.mycology on-line
http://www.miravistalabs.com
Kreisel, H. – Schauer, F. 1987. Methoden des mykologischen Laboratoriums. Jena, 1–181.
Kumar, S. – Tamura, K. – Nei, M. 2004. MEGA3: Integrated software for Molecular Evolutionary Genetics Analysis and sequence alignment. Brief. Bioinformatics, 5, 150–163.
Mantovani, A. 1972. Histoplasmosis in Europe. Ann. Soc. belge Méd. trop., 52, 421–434.
Masclaux, F. – Guéro, H. – de Hoog, G. S. – Christen, R. 1995. Phylogenetic relationships of human-pathogenic Cladosporium (Xylohypha) species inffered from partial LS rRNA sequences. J. Med. Vet. Mycol., 33, 327–338.
Nováková, A. 2006a. Mikroskopické houby v Dobšinské ledové jeskyni a ve vybraných jeskyních národního parku Slovenský kras. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň 5. Zborník referátov, 5. vedecká konferencia s medzinárodnou účasťou pri príležitosti životného jubilea RNDr. Antona Droppu, CSc., 26. – 29. 9. 2005, Demänovská dolina, Liptovský Mikuláš, 203–210.
Nováková, A. 2006b. Mikroskopické houby Chýnovské jeskyně a Jeskyně na Turoldu (Česká republika). In Bella, P. (Ed): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň 5. Zborník referátov, 5. vedecká konferencia s medzinárodnou účasťou pri príležitosti životného jubilea RNDr. Antona Droppu, CSc., 26. – 29. 9. 2005, Demänovská dolina, Liptovský Mikuláš, 211–213.
Sambrook, J. – Russell, D.W. 2001. Molecular Cloning, A Laboratory Manual, 3rd Ed., Cold Spring Harbour Laboratory Press, New York.
Sigler, L. – Carmichael, J. W. 1976. Taxonomy of *Malbranchea* and some other hyphomycetes with arthroconidia. Mycotaxon, 4: 349–488.
Sigler, L. – Gaur, P. K. – Lichtward, R. W. – Carmichael, J W. 1979. *Renispora flavissima*, a new gymnoascaceous fungus with tuberculate *Chrysosporium* conidia. Mycotaxon, 10, 133–141.
Smith, G. K. 1994. Are you exposing yourself to histoplasmosis? Aust. Caver 136: 6–8.
Swindell, S. R. – Plasterer, T. N. 1997. SEQMAN. Contig assembly. Meth. Mol. Biol., 70, 75–89.
Swofford, D. L. 2002. PAUP*: Phylogenetic Analysis Using Parsimony (and other methods). Sinauer Associates, Sunderland.
Untereiner, W. A. – Scott, J. A. – Naveau, F. A. – Sigler, L. – Bachewich, J. – Angus, A. 2004. The Ajellomycetaceae, a new family of vertebrate-associated Onygenales. Mycologia, 96, 812–821.
White, T. J. – Bruns, T. – Lee, S. – Taylor, J. 1990. Amplification and direct sequencing of fungal ribosomal RNA genes for phylogenetics. PCR Protocols: a Guide to Methods and Applications, Academic Press, Philadelphia, 315–322.
Wheat, L. J. 2003. Current diagnosis of histoplasmosis. Trends Microbiol. 11: 488–494.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	211 – 226	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

PRÍSPEVOK K HISTÓRII BELIANSKEJ JASKYNE

MARCEL LALKOVIČ

M. R. Štefánika 4/47, 034 01 Ružomberok; mlalkovic@zoznam.sk

M. Lalkovič: Contribution to history of the Belianska Cave

Abstract: The discovery of the Belianska Cave from 1881 offers various interpretations and is disputed by inscriptions on its walls from the first half of the 18th century. The Spišská Belá town established a commission in September 1881, which guaranteed its opening to the public and electric lighting was installed in 1896. The works of S. Roth, K. Kolbenheyer and others evidence the character of vocational interest in this cave. Mentions about the cave were put in tourist guidebooks and other publications. The Carpathian Club was interested in the cave after 1918, however the Club of Czechoslovak Tourists leased it in 1933. The Club reconstructed cave communications and realized other works. An experiment with glaciation of a part of cave spaces was done during 1934 – 1935 according to E. Paloncy's proposal. J. Klepáč discovered entrance to the Peklo shaft in 1935 and J. Kunský surveyed the cave in 1938. The cave was transferred under the force of KSTL in effect of events from autumn 1938. Several other works were realized in the cave at this time and new parts were discovered during cave surveys.

Key words: cave discovery, opening to the public, vocational interest, mentions in literature, cave glaciation, discovery on new parts

ÚVOD

Belianska jaskyňa patrí k tým našim jaskyniam, ktoré sa vplyvom rôznych a najmä priaznivých okolností dočkali svojho sprístupnenia ešte v druhej polovici 19. storočia. Zásluhou mesta Spišská Belá sa už zakrátko po objave stala objektom záujmu návštevníkov. Jej existencia následne podnietila celý rad tunajších aktivít. Jaskyňa sa stala aj objektom odborného záujmu a táto tendencia nepretrvala len v období po roku 1918, ale kontinuálne pokračuje dodnes.

OKOLNOSTI OBJAVU

Vchod do Belianskej jaskyne poznali dávno predtým, než bola oficiálneme objavená. Vyplýva to z uhľom písaných nápisov z rokov *1713* a *1731*, ktoré sa našli v tzv. Dvorane spevákov pri výprave do jaskyne 19. augusta 1881. Podľa Samuela Webera (1883) o prítomnosti človeka dávno pred objavom mali svedčiť aj niektoré iné náležitosti. Vo vchode do jaskyne, ktorý mal podobu úzkej a strmej, asi 16 m dlhej skalnatej rokliny, niektoré úzke a výrazne porušené miesta boli spevnené navrstvenými kusmi dreva. Dokonca v smere nadol sa našla aj spráchnivená lopata. Existencia nápisov či stopy po činnosti človeka v jaskyni navodzujú súvislosť s tatranským pokladohľadačstvom, čiže činnosťou starých prospektorov. V minulosti sa v týchto končinách zaujímali o náleziská nerastov, prípadne hľadali zlato a rudy kovov či v tunajších jaskyniach poklady. V súvislosti s menami, čo sa viažu k spomínaným letopočtom, vyslovil S. Weber domnienku, že jaskyňu mali navštíviť aj karpatskí alchymisti – Fabry z Kežmarku, Lang

z Belej a ďalší. Túto svoju domnienku spresnil roku 1883 v tom zmysle, že v roku 1826 tunajšie lesy navštevoval beliansky občan Lorenz Gulden a zlatokop Fabry z Kežmarku. Údajne aj oni objavili úzky jaskynný otvor, ale dovnútra nemohli hlboko preniknúť, keďže im prievan zahasil sviečky.

Oficiálne sa dnes objav Belianskej jaskyne datuje do roku 1881. Jej vchod si mal všimnúť lesník Július Husz už pred rokmi, ale akosi sa nenaskytla príležitosť preskúmať ho bližšie. Malo sa tak stať až 5. augusta 1881, keď sa s Johanom Britzom, tatranským sprievodcom, pohyboval v týchto končinách. Pri poľovačke v okolí vchodu do jaskyne ich upútal chladný vzduch, ktorý v letnom období prúdil z neznámeho otvoru. Takto vlastne náhodne natrafili na vchod do jaskyne zatarasený spráchnivenými stromami, odkiaľ vanul silný prievan. Pomocou narýchlo pozháňaných povrazov a faklí vnikli do priestorov neznámej jaskyne, kde sa dostali až po strmú skalnú stenu tzv. Parnasu v dnešnom Dóme objaviteľov.

NEJASNOSTI OKOLO INTERPRETÁCIE OBJAVU

Zo zdanlivo jednoduchej záležitosti, akou je dátum poľovačky J. Husza a J. Britza začiatkom augusta 1881, sa časom stal problém, ktorý sa dodnes nepodarilo náležite rozlúštiť. Podľa Júliusa A. Heftyho (1932), redaktora časopisu Turistik, Alpinismus, Wintersport, jaskyňu mali objaviť občania Belej J. Britz a J. Husz už 22. júla 1881 pri poľovačke na medveďa. O veľkom a skrytom dutom priestore sa v tento deň mali presvedčiť výstrelom z pušky a o dva dni neskôr vyzbrojení lanami a fakľami sa údajne podujali na jeho preskúmanie.

V roku 1956 zase Richard Kovalčík uviedol, že niekoľkí odvážni občania už 16. júla 1881 vnikli do priestorov jaskyne. Vchod do nej mali ešte 30. mája 1881 nájsť J. Husz a J. Britz so svojim 12-ročným synom. Údajne sa tak stalo pri hľadaní inej, Huszovi známej jaskyne. Na základe spomienky J. Husza dátum 5. augusta 1881 mal súvisieť už s ďalším výskumom, na ktorý sa podujal s J. Britzom a jeho synom. O desať rokov neskôr R. Kovalčík opäť zopakoval svoje predchádzajúce tvrdenie, čiže otvor do jaskyne J. Husz a J. Britz mali objaviť 30. mája 1881, ale vtedy ešte nevkročili do jej útrob. Ako však dospel k týmto poznatkom nie je dnes známe.

V prípade S. Webera, autora prvého sprievodcu jaskyne z roku 1883, sa však s takouto interpretáciou nestretávame. Informácie o jaskyni sa práve jeho pričinením publikovali už krátko po jej objave. Ako uznávaný historik a neúnavný propagátor jaskyne v čase, keď žili všetci aktéri tohto významného aktu, by asi nepísal o ňom inak, než ako sa udial v skutočnosti. Nezmieňoval sa ani o tom, že si J. Britz (teda nie J. Husz, ako uvádzal R. Kovalčík) už pred rokmi všimol otvor do jaskyne. Rovnako je nepravdepodobné, že by pozabudol na jeho 12-ročného syna, údajne prítomného pri objave, a pritom podrobne informoval o účastníkoch komisionálnej prehliadky jaskyne 25. augusta 1881.

Voči údajom S. Webera je teda Kovalčíkova interpretácia nejasná v niekoľkých bodoch. Kovalčík objav interpretuje ako čin, ktorý vyplynul z hľadania inej, Huszovi známej jaskyne. Neuviedol však, o akú jaskyňu išlo, a prečo táto informácia unikla S. Weberovi a nielen jemu. Ak J. Husz a J. Britz našli otvor do jaskyne 30. mája 1881, prečo vyčkávali s jeho prieskumom a prečo nejestvuje žiadna zmienka o udalosti, ktorá si z hľadiska obsahu zaslúžila istú pozornosť. V tomto smere však ani J. A. Hefty (1932) neuviedol údaje zhodné s tvrdením R. Kovalčíka. V jeho prípade ide o posun v dátume objavu o niekoľko dní a neobjasňuje ani pozadie akcie, ktorá sa mala uskutočniť niekedy v druhej polovici júla 1881.

Podobným spôsobom ako S. Weber interpretoval okolnosti objavu Belianskej jaskyne v roku 1882 aj Samuel Roth. Podľa neho správu o novej jaskyni mali priniesť belianski občania Britz a Husz, ktorí ju čiastočne preskúmali. S. Roth tým nepriamo potvrdil, že medzi náhodným objavom a orientačným prieskumom vstupných častí jaskyne nemohol uplynúť dlhší čas. Práve preto sa dátum 30. máj 1881 javí ako dosť nepravdepodobný. Voči akcii v druhej polovici júla či začiatkom augusta 1881 by takto od predpokladaného objavu uplynul neprimerane dlhý čas. Je preto veľmi nepravdepodobné, že by sa o tom na verejnosť nedostali žiadne informácie.

Ťažko tiež predpokladať, ak J. Britz a J. Husz čo i len náhodne našli vchod do jaskyne 30. mája 1881, že by si túto informáciu ponechali len pre seba. Pokiaľ o tom informovali kompetentných občanov mesta Belá, nedá sa predpokladať, že by tomu takmer nikto neprikladal nijaký význam a až o niekoľko týždňov potom sa z vlastnej vôle sami alebo s ďalšími podujali na jeho preskúmanie. Žiada sa tiež poznať primárnu príčinu návštevy jaskyne, ktorá sa podľa S. Webera uskutočnila 6. augusta 1881, čiže deň potom, čo obaja menovaní po prvýkrát vnikli do priestorov novej jaskyne. Charakter akcie 16. júla 1881 R. Kovalčík nikdy bližšie neobjasnil a ani jej nadväznosť na podujatie, ktoré sa uskutočnilo 6. augusta 1881. Rovnako nie je známe, prečo v roku 1966 objav posunul do 5. augusta 1881 a zamlčal prípadné ďalšie z toho vyplývajúce okolnosti.

Z uvedeného teda plynie, že najpravdepodobnejšie údaje, ktoré sa týkajú objavu jaskyne a jeho účastníkov, priniesol S. Weber. Podľa neho nebolo dôležité, odkedy mal J. Britz vedomosť o akomsi neznámom otvore, z ktorého sa vykľul objav významnej jaskyne, ale to, že až 5. augusta 1881 ho s J. Huszom orientačne preskúmal a s takto získanými poznatkami sa ihneď podelil s kompetentnými občanmi mesta Belá. Akceptovať interpretáciu Heftyho a Kovalčíka sa dá iba vtedy, ak by existovali pramene, pomocou ktorých obaja dospeli síce k rozdielnym, ale predsa iným poznatkom, ako sú údaje S. Webera.

SPRÍSTUPNENIE JASKYNE

Sled udalostí, ktoré nasledovali po 5. auguste 1881, možno rozdeliť do niekoľkých etáp. Boli zamerané na celkové poznanie novej jaskyne a hľadanie možností, ako ju urobiť čo najskôr prístupnou verejnosti.

K poznaniu jaskyne mali prispieť tri výpravy, ktoré sa uskutočnili v auguste 1881. Účastníci prvej 6. augusta 1881 identifikovali jaskynný vchod a pri svetle fakieľ prekonali pomocou povrazov tunajšie skalné steny. V útrobách jaskyne objavili zaujímavé biele kvapľové útvary a podľa dvoch jazierok v ďalšej časti a studňovitej priehlbne vyplnenej vodou ju nazvali Jazernou jaskyňou. Niekde v týchto končinách narazili na stopy, ktoré potvrdzovali tunajšiu prítomnosť človeka v minulom období.

Počas ďalšej výpravy 19. augusta 1881 jej účastníci preskúmali dovtedy známe priestory a objavili ďalšie dve nové časti s peknou kvapľovou výzdobou. Patrilo k nim aj väčšie jazierko s hĺbkou vody cca 1,5 m, značne hlboká, na vodu bohatá studňa a množstvo rozličných zvieracích kostí. Nález podpisov osôb z rokov 1713 a 1731 potvrdil domnienku, že jaskyňu navštevovali aj v dávnej minulosti.

Tretia výprava 25. augusta 1881, vedená S. Rothom sa zamerala na prieskum jaskyne a jej vedecké zhodnotenie. Jej účastníci mali okrem meracích prístrojov k dispozícii dostatočný počet povrazov, petrolejových fakieľ a sviečok. Po vstupe do hlavnej časti jaskyne si prehliadli bočnú chodbu, ktorú podľa kvapľovej výzdoby nazvali Kabinetom sôch (Statuen-Kabinet). Odtiaľ vstúpili do strmo uloženého priestoru s výškou okolo

40 m. Zvuk piesne sa v ňom ozýval ako v chráme, a preto ho pomenovali Dvoranou spevákov (Sängerhalle). Počas výpravy preskúmali aj ďalšiu chodbu, uskutočnili orientačné merania a zistili, že sa v týchto častiach nachádza množstvo ďalších, ešte neprebádaných otvorov.

Nad budúcnosťou jaskyne sa po poslednej augustovej výprave zamýšľal S. Weber. Pochopil, že úzky a strmý vchod do jaskyne nie je bezpečný a vhodný pre turistické návštevy. Očakával preto, že mesto Belá nájde v rozpočte prostriedky potrebné na vyrazenie vstupnej štôlne, ktorá by obišla komplikované vstupné časti a vyústila priamo do jaskynných priestorov. V takýchto intenciách mesto Belá už na zasadnutí svojho zastupiteľstva 3. septembra 1881 rozhodlo o vytvorení 14-člennej jaskynnej komisie. Mala sa zaoberať úpravou priestorov jaskyne s cieľom sprístupniť ich verejnosti v nasledujúcom roku 1882.

V októbri 1881 potom členovia komisie vykonali obhliadku miest, ktoré sa mali upraviť vrátane rozšírenia vstupných častí, nevyhnutného predpokladu ďalších prác. Za účasti zástupcov mesta sa dohodol spôsob úpravy priestorov jaskyne. Vzal si ju na starosť Adam Kaltstein a zo svojho rozpočtu malo na ňu prispieť aj mesto Belá. Pokračovalo sa aj v prieskume jaskynných priestorov. Začiatkom marca 1882 Imrich Verbóvszky, J. Britz a Johan Ludwigh prenikli v stropnej časti Dómu objaviteľov do ďalších priestorov s peknou kvapľovou výzdobou.

Práce na úpravách jaskyne intenzívne napredovali. Pod vedením A. Kaltsteina ich zabezpečoval Martin Gálik z Lendaku so svojimi druhmi. Rozšírili úzke miesta, zväčšili profil nízkych miest a po ďalších úpravách sa všade v jaskyni dalo prechádzať vzpriamene. Na skalných svahoch vybudovali bezpečné a pevné schody. K jaskyni zriadili pohodlný chodník a v jej blízkosti postavili útulňu. Zásluhou jaskynnej komisie sa slávnostné otvorenie jaskyne uskutočnilo 6. júla 1882. Prehliadka sprístupnených častí trvala asi 3 a pol hodiny. Ešte v tomto roku do jaskyne zavítalo 602 návštevníkov. Sprievodca jaskyne sa do 20. septembra 1882 zdržiaval v útulni. Po tomto termíne ju opustil a prehliadka jaskyne sa dala uskutočniť na základe informácií, ktoré mala k dispozícii kaviareň a mestský hostinec v Belej.

Počas ďalších prác sa pristúpilo k úprave hornej časti Kaltsteinovho dómu (Vysoký dóm). Koncom roka 1882 A. Kaltstein a I. Verbóvszky rozšírili otvor pod Objavným vchodom a pustili sa do prerážania novej vstupnej chodby. Odstránili tým namáhavý zostup do jaskyne a výstup z nej Objavným vchodom a v sezóne 1883 už návštevníci vchádzali do jaskyne chodbou, ktorou sa vstupuje dnes. Do konca roku 1883 A. Kaltstein, I. Verbóvszky a J. Britz preskúmali všetky známe priestory po Dóm trosiek. Predĺžili prehliadkový okruh jaskyne a medzi sieňou Malého vodopádu a Zbojníckou komorou prerazili umelú chodbu. V strmých úsekoch vybudovali drevené schody, upravili chodníky a na nebezpečných miestach postavili zábradlie. Od roku 1884 bola jaskyňa prístupná po Dóm trosiek, ale odtiaľ sa návštevníci museli vracať späť. Tieto komunikačné ťažkosti odstránil A. Kaltstein v roku 1885, keď spojil Dóm trosiek s vtedajším Bielym dómom, dnešným Rázcestím, umelou chodbou. Návštevníci sa už nevracali namáhavým okruhom späť, ale pokračovali pohodlne Vstupnou chodbou z jaskyne von.

Do roku 1886 sa v jaskyni svietilo fakľami, potom sviečkami v svietnikoch. Viacramenné svietniky osadili vo vzdialenosti 10 – 20 m od seba na vhodných miestach a do nich umiestnili sviečky. Takýchto lustrov bolo v jaskyni okolo 130. Počas prehliadky predný sprievodca sviečky zapaľoval a zadný ich zase zhášal. Keď sa v jaskyni odstránili hlavné komunikačné ťažkosti, prišlo sa na to, že jaskyni chýba elektrické osvetlenie.

Mesto Belá poverilo firmu Eger a spol. úlohou postaviť vodnú turbínu na riečke Belá. Firma v jaskyni inštalovala 50 žiaroviek so svetelnou intenzitou 2500 sviečok. Žiarovky osadili do veľkých sklenených tulipánov. Dňa 29. novembra 1896 v jaskyni po prvýkrát zažiarilo elektrické svetlo. Tým sa zaradila medzi prvých 16 jaskýň, ktoré elektricky osvetlili do konca 19. storočia.

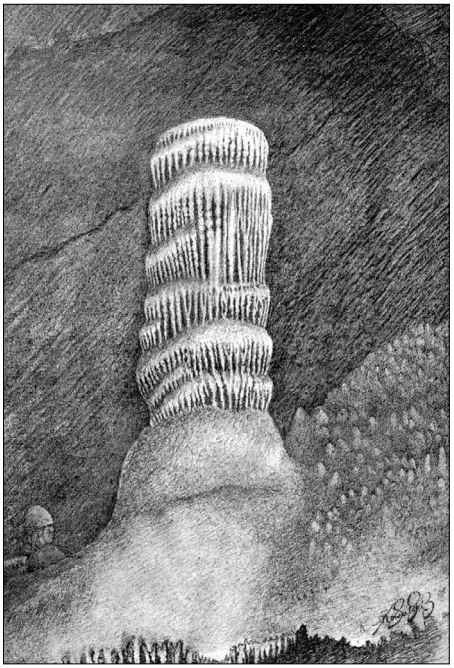
Záujem o jaskyňu priviedol predstavenstvo mesta Belá na myšlienku postaviť v jej okolí ubytovacie a stravovacie objekty. Už v lete 1883 vítala návštevníkov jaskyne reštaurácia a dve chatky s 15 izbami. Zásluhou I. Ivánku a vďaka pochopeniu občanov Belej vznikla na brehu riečky Belá pod jaskyňou nová turistická a rekreačná osada Höhlenhain (Barlangliget), dnešná Tatranská Kotlina. Začiatkom júla 1888 zriadili v nej sezónny poštový úrad a v roku 1892 ju už tvorilo 46 objektov.[1]

ODBORNÁ ČINNOSŤ DO ROKU 1918

Prvé odborné práce sa v novej jaskyni uskutočnili už počas komisionálnej prehliadky jej priestorov 25. augusta 1881. Podľa všetkého išlo o niekoľko orientačných meraní, pomocou ktorých sa účastníci prehliadky usilovali určiť dĺžku prehliadnutých priestorov a zistiť najnižšie miesto v jaskyni. Súbežne s tým sa merala teplota vzduchu jednotlivých častí a vody v niektorých jazierkach. Pravdepodobne v tom istom čase Martin Roth a Imrich Kövi barometrickým meraním určili výšku vchodu a výšku najvyššie položeného a najnižšieho miesta v jaskyni. Podľa ich merania prevýšenie týchto dvoch bodov predstavovalo 140,7 m a prevýšenie medzi vchodom do jaskyne a najnižším miestom 121,9 m.

Počas slávnostného otvorenia jaskyne v júli 1882 S. Roth ako jeden z jeho účastníkov si priestory jaskyne prehliadol podrobnejšie. Zaujímalo ho, do akej miery by sa v jej útrobách mohli nachádzať archeologické pamiatky či iné stopy po prítomnosti človeka, ďalej fosílne kosti a pod. Dospel však k poznatku, že z vedeckého hľadiska je jaskyňa menej významná, pretože nič podobné sa v nej nenašlo. Podľa neho jaskyňa bola kedysi podzemným korytom prúdiacich vôd. Tie ju postupne vymieľali a rozširovali a zároveň sa strácali v najnižšie položených častiach.

V roku 1883 vydal S. Weber prvého sprievodcu po jaskyni (*Beschriebung der Szepes – Bélaer Tropfsteinhöhle sammt einiger Ausflügen in der östliche Tatra und im Pieninen Gebiete*). Zhrnul v ňom históriu objavovania jaskyne a podrobne opísal jej priestory. Známa časť podľa neho merala vtedy 3088 m. V sprievodcovi S. Weber

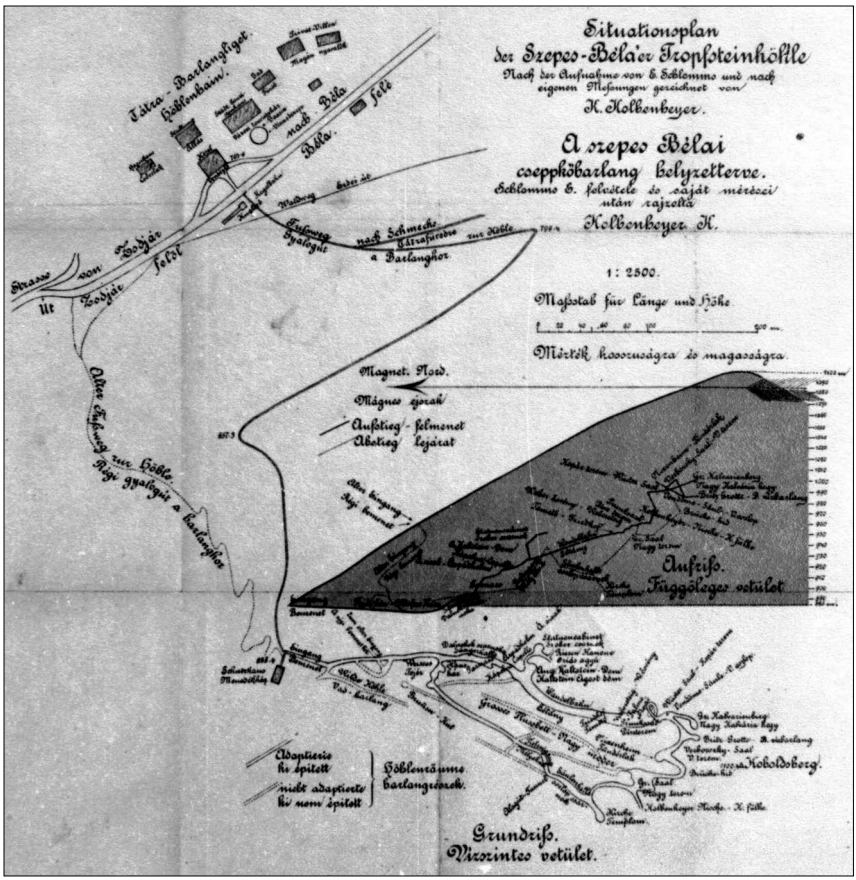


Obr. 1. Pisanská veža – kresba J. Nówalského v prvom sprievodcovi od S. Webera z roku 1883
Fig. 1. Pisa Tower – drawing of J. Nówalski in the first guide by S. Weber from 1883

[1] A magyar királyi posta és távirda rendeletek tára, kiadja a Közmunka-és közlekedésügyi m. k. ministerium, Budapest, 34. szám, 1888. július 7.

opísal aj širšie okolie jaskyne vrátane Pienín a doplnil ho sériou ilustrácií od baróna Ladislava Medňanského a archeológa Józefa Nowalského. Do sprievodcu zaradil aj prvý situačný plán jaskyne od Emila Schlomma, revírneho lesníka princa Hohenloheho, znázorňujúci situáciu jaskyne od nového vchodu až po Verbovského sieň. Pravdepodobne v čase zostavovania prvého sprievodcu po jaskyni sa bez úspechu pokúšal o archeologický výskum jaskyne archeológ poľského pôvodu J. Nowalski, ale nedopracoval sa k žiadnym konkrétnym výsledkom. V auguste 1883 sa Carl Fruwirth zaoberal výskumom tunajšej fauny. Z výsledkov, ktoré publikoval v roku 1884, vyplýva, že v jaskyni zistil množstvo lariev hubových komárov *micetophylideen*. Podľa informácií, ktoré získal od A. Kaltsteina a I. Verbóvszkeho, mali sa tu vyskytovať aj tri druhy hlodavcov podobné myšiam. On sám v jaskyni zaregistroval množstvo netopierov, ale v čase výskumu sa mu nepodarilo vytvoriť si konkrétnejšiu predstavu o ich druhovom zložení. Faunu jaskyne skúmal aj Michal Greisiger, ktorý tu v niektorých jazierkach identifikoval nepatrného bieleho slepého živočícha patriaceho medzi kôrovce – hlbinovku *Bathynella* (Novák, 1995).

V rokoch 1882 – 1885 určitými poznatkami prispel aj Karol Kolbenheyer, učiteľ v Bielsku. V jaskyni už v auguste 1882 uskutočnil niekoľko výškových meraní a v tejto činnosti pokračoval aj v nasledujúcom období. Do jaskyne zavítal aj ako člen špeciálnej



Obr. 2. Plán jaskyne od K. Kolbenheyera
Fig. 2. Cave plan by K. Kolbenheyer

komisie, ktorá mala rozhodnúť o možnosti sprístupnenia ďalších priestorov a pri tejto príležitosti sa tu venoval klimatickým meraniam. Po domeraní ďalších častí a s použitím podkladov E. Schlomma vyhotovil v rokoch 1884 – 1885 nový plán jaskyne, ktorý znázorňoval priestory celej jaskyne. V roku 1890 jaskyňu orientačne preskúmal Karl Siegmeth. S osobou Františka Dénesa súvisí ďalší situačný plán jaskyne. Na podklade Dénesovho merania, ktoré realizoval niekedy v druhej polovici 80. rokov 19. storočia, plán prekreslil Camillo Gabrovitz a v takejto forme sa koncom 19. storočia objavil v brožúrke *Barlanliget és környéke*.

ZMIENKY V LITERATÚRE DO ROKU 1918

Popri úspešne sa rozvíjajúcom odbornom záujme sa Belianska jaskyňa dostávala aj do centra pozornosti širokej verejnosti. Nedokumentuje to len jej vtedajšia návštevnosť, ale i škála informácií o nej nielen v regionálnej tlači, ale najmä v rôzne orientovaných publikáciách.

K podpore návštevníckeho záujmu mali v tomto období prispieť údaje, ktoré sa o jaskyni pravidelne zverejňovali v turistických príručkách a sprievodcoch. Okrem sprievodcu Spišskobelianskou jaskyňou, ktorý v roku 1883 na zákazku jaskynnej komisie napísal S. Weber, rozličné zmienky o nej sa objavili v celom rade sprievodcov z konca 19. a začiatku 20. storočia. Údaje o jaskyni zahrnul už roku 1884 do svojho sprievodcu po Vysokých Tatrách K. Kolbenheyer. Uviedol v ňom, že jaskyňa bola známa už v 18. storočí, a pomerne značný priestor venoval opisu jej priestorov. Podobný charakter mali informácie aj v jeho ďalších vydaniach, pričom do vydania z roku 1898 zaradil aj zmienku o elektrickom osvetlení jaskyne.

V polovici 80. rokov 19. storočia sa údaje o Belianskej jaskyni objavili v turistickom sprievodcovi K. Siegmetha, ktorý vyšiel v Zürichu. Jeho autor sa tu okrem objavu z roku 1881 zmienil o dĺžke jej priestorov či prehliadkového okruhu a stručne charakterizoval niektoré významné časti jaskyne. Podrobnejšie informácie o jaskyni obsahovalo tretie vydanie Ilustrovaného sprievodcu po Tatrách a Pieninách od Walery Eljasza-Radzikowskeho z roku 1886. Okrem stručného opisu objavu, ktorý mal súvisieť s tunajším pokladohľadačstvom, obsahoal tiež zmienku o systéme jej prevádzky. Nechýbal ani obšírnejší opis prehliadkovej trasy s charakterizovaním jej niektorých častí či iné užitočné pokyny pre záujemcov o návštevu jaskyne zo Zakopaného. O Belianskej jaskyni sa v roku 1890 zmieňoval aj Karl Baedeker vo svojej cestovnej príručke po Rakúsko-Uhorsku, kde o. i. uviedol ceny vstupného, výška ktorých sa riadila intenzitou osvetlenia jej priestorov.

Pri opise turistickej kolónie pod jaskyňou vo svojom ilustrovanom sprievodcovi po tatranských kúpeľoch a Vysokých Tatrách sa podrobne o Belianskej jaskyni zmieňoval Mikuláš Szontágh. Vo vydaní z roku 1887 sa orientoval na podrobnejší opis najzaujímavejších častí jaskyne a trasy vedúcej z turistickej kolónie k jej vchodu. Vzhľadom na charakter sprievodcu ho v potrebnom rozsahu dopĺňali údaje, ktoré súviseli s tunajším pobytom návštevníkov jaskyne alebo sa okrajovo dotýkali jej prevádzky. V cestovnom sprievodcovi po Spiši, Vysokých Tatrách a Spišskom stredohorí z roku 1898 Teodor Posewitz okrem objavu Belianskej jaskyne z roku 1881 uviedol aj pomerne podrobnú charakteristiku jej priestorov. Zmienil sa aj o výškových i teplotných pomeroch jaskyne, elektrickom osvetlení, výške vstupného a iných aspektoch jej prevádzky.

Vo svojej turisticky zameranej publikácii *Tatry* z roku 1897 sa v obmedzenom rozsahu o Belianskej jaskyni zmieňoval aj Karel Drož. Zmienky o jaskyni sa dostali aj do niektorých sprievodcov, ktoré mali v prípade českých turistov umožniť jej návštevu. Takto sa o existencii jaskyne v roku 1889 zmieňoval František Sláma. Vo svojom sprievodcovi po Slovensku ju spomenul pod názvom Mliečna diera a písal o nej, že bola známou už v 18. storočí, ale upadla do zabudnutia a opäť ju objavili až v roku 1881. Vchod do rozsiahlej jaskyne sa nachádzal asi štvrťhodinu od osady Höhlenhain. Po prechode 140 m dlhou chodbou návštevník prichádzal do Bieleho dómu, kde jeho pozornosť upútali kvaple podivných tvarov. F. Sláma sa stručne zmienil aj o iných častiach jaskyne a uviedol, že na prehliadku 3200 m dlhej jaskyne si treba vymedziť čas v dĺžke dvoch hodín a každý, kto ju hodlá navštíviť, sa musí ohlásiť v lekárni alebo kaviarni v Spišskej Belej. Na existenciu jaskyne pamätal aj ilustrovaný sprievodca po Slovensku od Františka Bílého z roku 1911. Podľa jeho autora sa k jaskyni dalo dostať od Belianskych kúpeľov po dobrom chodníku za 20 minút. Spomenul, že je elektricky osvetlená, zmienil sa o výške vstupného, pravidelných denných vstupoch a o tom, že je otvorená v mesiacoch júl a august. Konštatoval tiež, že groteskné útvary stalagmitov a stalaktitov prekvapia každého návštevníka.

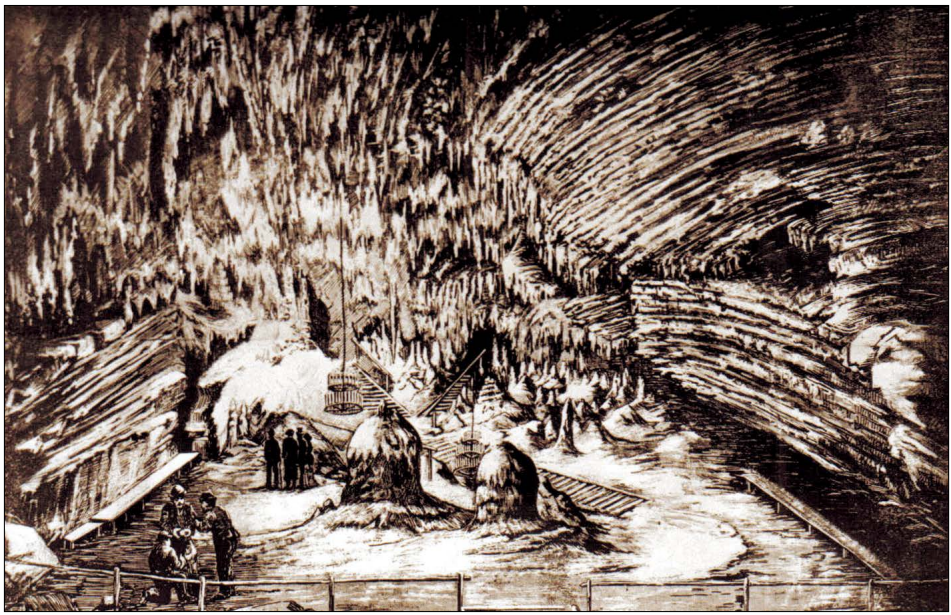
Údaje potrebné pri návšteve tejto tatranskej jaskyne poskytoval aj tatranský kalendárik – krátky sprievodca *Zakopane i Tatry* z roku 1902. Nachádzal sa v ňom opis cestovnej trasy k jaskyni zo Zakopaného, cez Lysú Poľanu, Javorinu, Podspády a Ždiar. Obsahoval však aj informácie, ktoré súviseli so samotnou návštevou jaskyne (čas trvania prehliadky, návštevné hodiny, cena vstupenky, teplota a osvetlenie jaskyne). Patril k nim i cenník za povoz, či fiaker s návratom v ten istý alebo až na druhý deň.

Množstvo informácií o Belianskej jaskyni obsahoval cestovný sprievodca po Vysokých Tatrách od Augusta Otta. V jeho piatom vydaní z roku 1903 sa popri opise trasy k jaskyni z osady Höhlenhain zmieňoval o charaktere jej priestorov, elektrickom osvetlení, dĺžke prehliadkového okruhu, výške vstupného, čase jej prevádzky počas sezóny a niektorých iných poskytovaných službách. Podobného charakteru boli informácie o jaskyni aj v jeho ďalších vydaniach. Nachádzal sa tu i schematický pozdĺžny rez jaskyňou s grafickým rozlíšením častí, ktorými návštevník stúpal k najvyššiemu bodu prehliadky a ktorými zostupoval na úroveň Vstupnej chodby. Údaje o Belianskej jaskyni obsahovala aj rakúsko-uhorská cestovná príručka z roku 1911. V kapitole o uhorských jaskyniach používateľ príručky mal k dispozícii údaje o polohe jaskyne, nadmorskej výške vchodu a dĺžke jej priestorov. Stručnú charakteristiku najzaujímavejších partií jaskyne zostavovatelia príručky zaradili do časti, ktorá mala priblížiť turistické zaujímavosti Vysokých Tatier.

Text o Belianskej jaskyni do svojho sprievodcu po Vysokých Tatrách z roku 1911 zahrnul aj Miloš Janoška. Podľa neho do tejto báječnej jaskyne viedol cez krásnu horu dobrý chodník a táto diera bola známou už z čias, keď v jej okolí niektorí Spišiaci hľadali poklady. Po objave roku 1881 starostlivosť o osudy jaskyne prevzalo mesto Spišská Belá, ktoré ju sprístupnilo a pred jej vchodom dalo postaviť malú útulňu. Ďalej sa Janoška zmienil o pravidelných vstupoch do jaskyne, elektrickom osvetlení, výške vstupného a vymenoval jej najkrajšie časti. Niekoľko základných údajov, ktoré súviseli s návštevou Belianskej jaskyne, poskytoval aj ilustrovaný sprievodca po Haliči, Bukovine, Spiši, Orave a Tešínskom Sliezsku od Mieczyslawa Orlowicza z roku 1914.

Ďalšiu kategóriu informácií o Belianskej jaskyni predstavovali rozličné zmienky vo vtedajšej literatúre. V prvej, po slovensky písanej práci z roku 1884 to boli údaje o objave jaskyne neďaleko mestečka Spišská Belá. Jej autor charakter jaskyne prirovnal

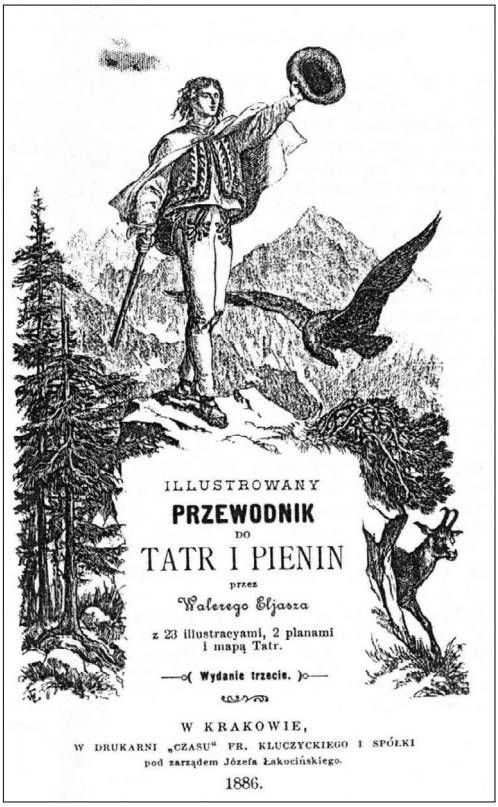
Obr. 3. Chata pri Belianskej jaskyni postavená v roku 1893
Fig. 3. Cottage at the Belianska Cave built in 1893



Obr. 4. Veľký dóm – kresba L. Medňanského
Fig. 4. Great Dome – drawing of L. Medňanský

k Baradle pri Aggteleku, nadnesene opísal jej kvapľové útvary a uviedol, že má ešte mnoho bočných chodieb. V roku 1884 v Slovenských pohľadoch o jaskyni písal Pavol Dobšinský. V článku o Vysokých Tatrách, kde spomenul aj niektoré jaskyne, sa zmienil aj o veľmi rozmernej a na stalaktity bohatej Belianskej jaskyni, ktorú objavili v roku 1881. Miestne obyvateľstvo ju nazvalo Mliečnou dierou, neskôr dostala meno *Béler Tropfsteinhöhle.* V súvislosti s opisom Vysokých Tatier sa v roku 1885 o Belianskej jaskyni krátko zmienil aj Rudolf Pokorný. Lokalizoval ju do vápencových hôr pri Spišskej Belej a okrem objavu v roku 1881 konštatoval, že je veľká a bohatá na rozmanité stalaktity. Práve podľa nich ju miestne obyvateľstvo nazvalo Mliečnou dierou, ale neskôr ju premenovali na Beliansku jaskyňu (Béler Tropfsteinhöhle).

V rokoch 1892 a 1893 Stanislaw Eljasz-Radzikowski publikoval prácu so zameraním na problematiku Belianskych Tatier. Už v jej úvode sa zmieňoval o existencii rozsiahlych Belianskych jaskýň vo vnútri Kobylieho vrchu. Pri opise jednotlivých častí Belianskych Tatier sa v okolí Kobylieho vrchu zmienil o existencii dolinky, kde v roku 1881 objavili Beliansku jaskyňu, a vo vysvetlivkách uviedol všetky jej názvy spomínané v literatúre. Ich analýzou dospel k názoru, že najsprávnejším je názov Belianske jaskyne. Zmienky o najväčšej tunajšej jaskyni, objavenej v Kobylom vrchu roku 1881, nachádzame aj v jeho ďalšej práci z roku 1896, ktorá sa zaoberá geografickým a historickým opisom Tatier. Konštatovaním, že nesporne druhej takej jaskyne, ako je Belianska v Tatrách, doteraz niet, sa o jej existencii v roku 1887 v krátkosti zmienil Jan G. Pawlikowski.


ILLUSTROWANY
PRZEWODNIK
DO
TATR I PIENIN
przez
Walerego Eljasza
z 23 illustracyami, 2 planami
i mapą Tatr.
Wydanie trzecie.
W KRAKOWIE,
W DRUKARNI „CZASU" FR. KLUCZYCKIEGO I SPÓŁKI
pod zarządem Józefa Łakocińskiego.
1886.

Obr. 5. Titulna strana sprievodcu od W. Eljasza
Fig. 5. The title of the guidebook by W. Eljasz

O Belianskej jaskyni v roku 1895 písal aj poľský geograf Antoni Rehman. Poznatky o nej zaradil vo svojej rozsiahlej práci o Karpatoch do kapitoly venovanej jaskyniam na území Tatier. O jaskyni uviedol, že bola známa už v 18. storočí hľadačom pokladov v Tatrách, ale vedomosti o nej uchovávali v tajnosti, čím upadla do zabudnutia. Opísal tiež charakter jej priestorov a na základe meraní K. Kolbenheyera sa zmienil aj o jej klimatických pomeroch. Na existenciu Belianskej jaskyne pamätali aj autori opisu Spiša a Vysokých Tatier z roku 1900. Okrem zmienky o jej objave z roku 1881 o nej uviedli, že je značne rozľahlá, elektricky osvetlená a má peknú kvapľovú výzdobu. K najzaujímavejším útvarom jaskyne mala patriť Arpádova prilba, Vendômsky stĺp a Skamenený vodopád.

Azda najrozsiahlejším zdrojom informácií o Belianskej jaskyni sa vo vtedajšej dobe stala práca K. Droža *Život na Tatrách* z roku 1906. Jej autor v nej venoval Belianskej jaskyni celú jednu kapitolu.

V intenciách poznatkov o nápisoch, ktoré sa našli na stenách jaskyne, sa najprv zmienil o tunajšom pokladohľadačstve a stručne opísal objav i sprístupnenie jaskyne a charakter vtedajších komunikácií, ktorými sa k nej dalo dostať. Najväčší priestor však venoval veľmi podrobnému opisu jednotlivých častí jaskyne; uzatvoril ho konštatovaním, že jaskyňu jej krásou a rozmermi možno dôstojne zaradiť k najväčším európskym jaskyniam – jaskyni v Postojnej či Baradle pri Aggteleku.

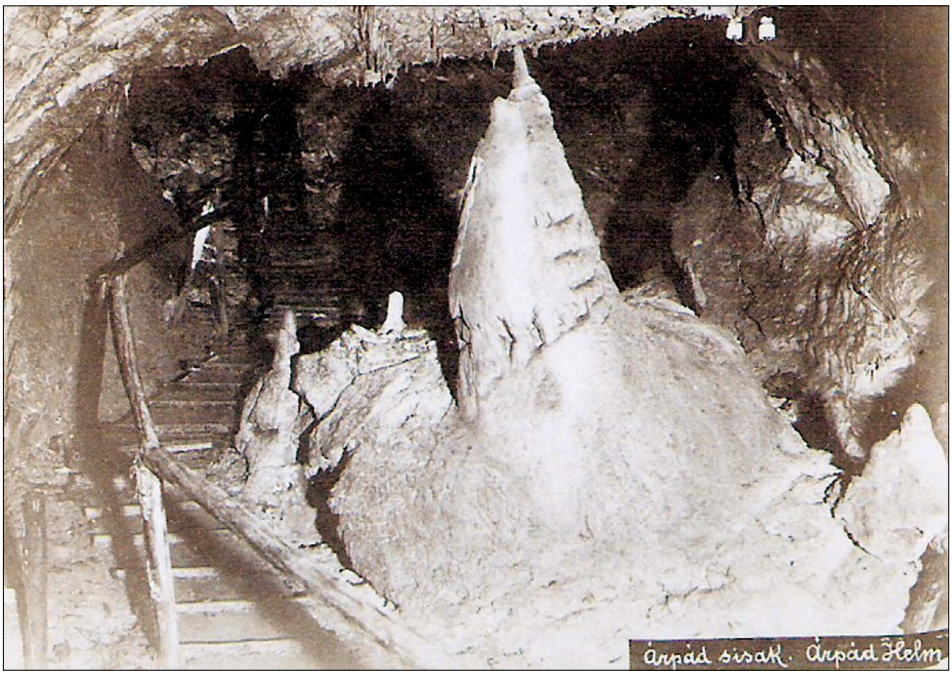
V roku 1907 sa vo svojich cestopisných spomienkach na Slovensko o Belianskej jaskyni zmieňoval aj František Kretz, český učiteľ a múzejník. Popri roku jej objavu tu uviedol, že je dlhá 3200 m, o jej existencii sa vedelo už v minulých storočiach, je elektricky osvetlená a nachádzajú sa v nej veľmi vzácne kvapľové útvary.

ZÁUJEM O JASKYŇU V MEDZIVOJNOVOM OBDOBÍ

Počas prvej svetovej vojny prevádzka jaskyne stagnovala. Jaskyňa sa však aj po roku 1918 dostala načas do úzadia. Čiastočne to síce súviselo s konsolidáciou celkových pomerov či utlmením turistického ruchu v tatranskej oblasti v prvých povojnových rokoch, ale spravovatelia jaskyne jej ani v tomto období nevenovali väčšiu pozornosť. Akosi sa zabúdalo na to, že drevená úprava inštalovaná v súvislosti so sprístupnením jaskyne pre verejnosť sa najmä vplyvom vlhkosti stane po čase nevyhovujúcou nielen z funkčného, ale aj estetického hľadiska. Celkové zanedbanie starostlivosti napokon spôsobilo, že napoly zhnité schodiská a drevené premostenia začali ohrozovať bezpečnosť návštevníkov. Zhnitý a zapáchajúci drevený materiál sa stával skazou jaskyne a nedodával jej nijaký pôvab. V období suchého leta nefungovalo dokonca ani elektrické osvetlenie, a preto sa i naďalej používali sviečky.

Všetky tieto skutočnosti sa v plnej miere odrazili na návštevnosti jaskyne. Napriek tomu, že zmienky o jaskyni sa i naďalej uvádzali v rôznych turistických sprievodcoch či príručkách, domáce obyvateľstvo na jaskyňu zväčša zabúdalo. Pokiaľ bola verejnosti prístupná, navštevovali ju iba cudzinci, väčšinou Poliaci. Azda na túto skutočnosť poukazoval aj Antonín Štangler, keď vo svojich turistických sprievodcoch z roku 1921 uvádzal, že síce prehliadka jaskyne stojí za to, ale treba sa dopredu informovať, kedy je verejnosti prístupná. Takýto stav trval do roku 1924. Až vtedy mesto Spišská Belá dalo jaskyňu úplne do poriadku, keď zabezpečilo opravu chodníkov a premostení, opravilo elektrické osvetlenie a obnovilo takmer zborený vchod. Starú a neveľkú vodnú turbínu, ktorá do jaskyne od roku 1896 dodávala elektrický prúd, nahradila v roku 1929 nová hydroelektráreň, keďže tento zdroj elektrickej energie už nepostačoval rozvoju Tatranskej Kotliny.

Značný záujem o Beliansku jaskyňu po roku 1918 prejavoval Karpatský spolok, ale aj tu zohrávala svoju úlohu predovšetkým tradícia. Členovia Karpatského spolku ju pravidelne navštevovali počas spolkových výletov a s ich tunajšou prítomnosťou sa spájal aj každoročný začiatok turistickej sezóny. Napríklad otvorenia sezóny v jaskyni 5. júla 1925 sa zúčastnilo vyše 400 členov spolku z takmer všetkých jeho odborov. Členovia spolku sa v tomto období venovali jaskyni aj inak. V septembri 1926 Karol Piovarcsy a G. Gabriel objavili nové priestory v okolí najvyššieho bodu jaskyne v JV smere od Zbojníckej komory a Zrúteného dómu. Po ohlásení objavu mestu Spišská Belá sa za účasti jeho zástupcov a členov Karpatského spolku uskutočnila 23. októbra 1926 obhliadka nových priestorov. Ďalšie priestory v okolí Hudobnej siene, Verbovszkeho siene a Kaltsteinovho dómu objavil K. Piovarcsy spolu s Alfrédom Groszom a J. A. Heftym v mesiacoch október – december 1926. Objavu predchádzal intenzívny každotýždenný



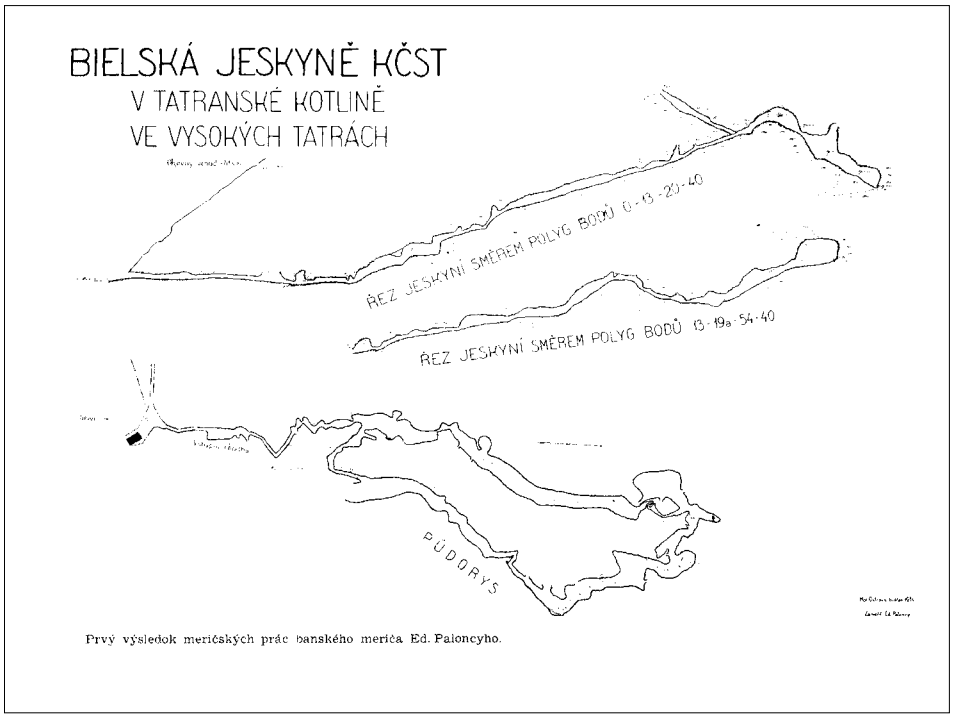
Obr. 6. Pôvodná úprava jaskyne v okolí Arpádovej prilbice
Fig. 6. Earlier cave adjustment near Arpád's Helmet

prieskum všetkých skôr objavených častí a bočných chodieb, ktorý trval až do 5. decembra 1926. Počas neho A. Grosz vyhotovil aj množstvo záberov zachytávajúcich vtedajší stav jaskyne. Inšpekčnú cestu do Belianskej jaskyne z podnetu spolku podnikol v roku 1926 Karel Absolon. Uskutočnenie takejto cesty vychádzalo v prípade Karpatského spolku z poznania celkovej situácie a uvedomenia si, že mesto Spišská Belá nemohlo odborne garantovať výskum jaskyne.

Napriek tomu, že popri tejto činnosti sa Karpatský spolok celý čas usiloval aj o prenájom jaskyne, situácia sa v jeho prípade napokon vyvinula inak. Verejnou dražbou, ktorá sa uskutočnila 20. apríla 1933 a po jej schválení obecným zastupiteľstvom v Spišskej Belej dostala jaskyňu do prenájmu Tatranská komisia KČST, ktorá sa utvorila v roku 1932 s pôsobnosťou pre celú tatranskú oblasť. Po dlhých prieťahoch obec Spišská Belá 4. 11. 1933 uzatvorila s Klubom československých turistov nájomnú zmluvu na obdobie 27 rokov. Týmto aktom KČST konečne prevzal Beliansku jaskyňu a predsavzal si vytvoriť z nej novú tatranskú atrakciu, najmä pokiaľ išlo o styk s Poľskom.

Pracovníci KČST, zvlášť vtedajší správca jaskyne Jozef Klepáč z Pavčinej Lehoty, sa s veľkou vervou pustili do odbornej prestavby prehliadkového okruhu jaskyne. V zimnom období 1933 – 1934 sa takmer zo všetkých jej častí vynieslo množstvo zhnitého dreva zo schodov a tie sa začali nahrádzať novými z betónu. Neestetické drevené schody, ktoré viedli dolu Veľkým vodopádom, sa zrušili a nahradili v skale vysekaným tunelom popod terajší Dóm SNP. V rokoch 1934 – 1939 J. Klepáč vymenil v Belianskej jaskyni okolo 3800 drevených schodov. V roku 1935 sa dovtedajšie povrchové elektrické vedenie nahradilo káblami a zrkadlovými reflektormi. Vďaka obnovenej elektrizácii a poriadku, ktorý v jaskyni zavládol pod správou KČST, už v roku 1935 návštevnosť jaskyne vzrástla o 35 %.

Koncom apríla 1934, na základe žiadosti podpredsedu KČST Jaroslava Janáka, prišiel do Belianskej jaskyne Eduard Paloncy, aby zameral jej priestory a vyhotovil situačný plán. Pri meračských prácach našiel v jaskyni pozostatky ľadu a zistil silný prievan, ktorý odhadoval na 4 – 5 m/s. Paloncy v jednotlivých častiach jaskyne meral aj teplotu, ktorá sa pohybovala okolo 6 ºC. Po spracovaní výsledkov meračských prác získal náležitý obraz o jaskyni a zistil, že medzi Vstupnou chodbou a vyššie položenou Objavnou chodbou je prevýšenie 81,5 m. Tento rozdiel bol príčinou prírodného veterného kolobehu, ktorý závisel od rozdielu teplôt v jaskyni a vo vonkajšom prostredí. Pri vyššej vonkajšej teplote



Obr. 7. Plán jaskyne od E. Paloncyho z roku 1934
Fig. 7. Cave map by E. Paloncy from 1934

studený vzduch klesal do spodných častí jaskyne a nižšie položenou Vstupnou chodbou sa dostával von. Pri nižšej vonkajšej teplote bol postup opačný. To priviedlo Paloncyho na myšlienku upraviť cirkuláciu vzduchu tak, aby jaskyňa v zimnom období nasávala chladný vzduch a v letnom období sa zase zabránilo opačnému prúdeniu. Každým rokom by sa takto v jaskyni znižovala teplota a pri dostatočnom ochladení skalného masívu začal by sa tu vytvárať ľadový povlak a po čase aj ľadová výzdoba.

E. Paloncy tiež predpokladal, že by sa ďalším výškovým meraním dalo zistiť, či niektoré priestory jaskyne nevyúsťujú na povrch, prípadne či by v blízkosti Magistrály KČST nemohli existovať ďalšie horné priestory. Takisto predpokladal, že v okolí bodu 33 by sa v jaskyni dalo preniknúť do horných priestorov, a dosiahlo sa tak najkratšie spojenie s povrchom. Takéto prevýšenie by viedlo k podstatne silnejšiemu prievanu, ktorý by zase priaznivejšie vplýval na proces zaľadňovania jaskyne. Do akej miery sa Paloncymu podarilo realizovať tieto jeho úvahy, nie je bližšie známe. Na niečo by azda mohla poukazovať zmienka z roku 1935, týkajúca sa prieskumu najvyššie položených

častí jaskyne. Mali ho uskutočniť pracovníci jaskyne v dňoch 3. a 4. apríla, pričom údajne prenikli do nových vodopádovitých dómov; ale práve táto otázka si ešte vyžaduje hlbšie štúdium.

Na základe Paloncyho návrhu sa v jaskyni vykonali potrebné úpravy a už v zimnom období 1934 – 1935 sa takto zaľadnilo cca 200 m chodieb. Predpokladalo sa, že počas piatich rokov sa dosiahne stav, keď sa ochladzovaním skalného vnútra jaskyne podarí zaľadniť časti od vchodu až k horným kvapľovým partiám. Napriek zdanlivým počiatočným úspechom experiment so zaľadňovaním nepriniesol pozitívne výsledky. Dvojité izolačné dvere vo vchode do jaskyne nezabránili unikaniu prechladeného jaskynného vzduchu počas letného obdobia. Navrhované riešenie nebralo do úvahy množstvo puklín a vrstvových škár v okolí vstupu, ktorými sa chladný vzduch dostával von, a neprihliadalo ani na morfologický charakter zaľadnených priestorov. Výsledkom pokusu bola naopak deštrukcia kvapľových útvarov vo Vstupnej chodbe a na Rázcestí a jeho negatívne dôsledky sa prejavili aj v ďalších častiach.

Za pravdepodobne jediné pozitívum pokusu so zaľadňovaním možno označiť činnosť, ktorá azda v intenciách Paloncyho úvah viedla k ďalšiemu prieskumu jaskyne a umožnila indikovať existenciu častí, ktoré neboli dovtedy známe. Medzi iným to bola podzemná priepasť v oblasti Galérie, hlboká asi 50 – 60 m. Do týchto častí sa v roku 1935 dostal J. Klepáč, keď po prekonaní úzkeho hrdla, ktoré rozšíril a odkiaľ vanul silný prievan, preliezol do nových chodieb. Nesúvislými úžinami sa krkolomnými chodbami, prístupnými po bruchu alebo dolu hlavou, dostal až k obrovskej priepasti Peklo. V krátkom čase pozval tatranských horolezcov na spoločný zostup, ale nedostatok výstroja a skúseností im nedovolili zostúpiť na jej dno. V roku 1938 priestory jaskyne ešte preskúmal Josef Kunský. V sprievode Vojtecha Benického strávil v jaskyni celý týždeň.

Obr. 8. Účastníci výskumu priepasti Peklo pred vchodom do Belianskej jaskyne v roku 1939. Foto: V. Benický
Fig. 8. Research participants Peklo in front of the Belianska Cave in 1939. Photo: V. Benický

ZÁVER

Kunského činnosťou sa definitívne skončili dovtedajšie aktivity KČST súvisiace s Belianskou jaskyňou, pretože udalosti z jesene roku 1938 spôsobili, že aj tu ďalší vývoj nabral iný smer. Jaskyňa koncom roka 1938 prešla pod pôsobnosť KSTL. Začiatkom roku 1939 vedenie KSTL premiestnilo V. Benického do Belianskej jaskyne a ponúklo mu v nej funkciu sprievodcu. V apríli 1939 zmenilo svoje rozhodnutie a prijalo ho do svojich služieb ako správcu Belianskej jaskyne. V polovici apríla 1939 preto prevzal túto funkciu po J. Klepáčovi a už pod jeho vedením sa 20. mája 1939 uskutočnil prieskum priepasti Peklo. Na dno priepasti okrem V. Benického zostúpil aj Ondrej Horák, Rudolf Müller, aby tu preskúmali nové chodby, ktoré sa rozbiehali do troch smerov.

Vplyvom pohnutých časov v období po roku 1939 značne poklesla dovtedajšia návštevnosť. Po roku 1939 ju prakticky prestali navštevovať Poliaci. KSTL ako nájomca nedokázal platiť plné nájomné a jeho nedoplatok 30 000 korún musel vlastník jaskyne vymáhať súdnou cestou. V máji 1942 jaskyňu prevzal odbor KSTL v Spišskej Belej. Za jeho éry pokračovali niektoré úpravy v jaskyni a odstránili sa aj posledné zvyšky pôvodnej drevenej úpravy. V roku 1943 odbor sprístupnil Galériu. V tomto období sa prieskumu jaskyne venovali mladí nadšenci Kaleta a Silán zo Spišskej Belej, ktorí spolu s J. Majerčákom prenikli v oblasti Pisanskej veže do nových priestorov.

LITERATÚRA

A. 1925. Über Höhlenhain. Karpathen Post, Kežmarok, 46, 32, 2–3.

Alm. 1934. Bielska jaskyňa. Krásy Slovenska, Zvolen, 13, 92–97.

Anonymus 1884. Jaskyňa v Spišskej Belej. Domový kalendár, 1, 72–73.

Anonymus 1902. Zakopane i Tatry. Kraków, 1–224.

Anonymus 1924. Der Belaer Tropfsteinhöhle. Karpathen Post, Kežmarok, 45, 26, 2.

Anonymus 1934. Bielská jeskyně ve Vysokých Tatrách. Časopis turistů, Praha, 46, 4, 95.

Anonymus 1934. Výskum jaskynného podzemia v Tatrách. Krásy Slovenska, Zvolen, 13, 135.

Anonymus 1935. Výskumy v Bielskej jaskyni. Vysoké Tatry, Zvolen, 5, 27.

Anonymus 1935. Zaledňování Bielské jeskyně. Časopis turistů, Praha, 47, 23.

Anonymus 1935. Elektrisace Bielské jeskyně. Časopis turistů, Praha, 47, 167.

Anonymus 1939. Tatranská Kotlina dostala nového správcu. Vysoké Tatry, 9, 8, 2.

Anonymus 1939. Belanská jaskyňa – perla Tatier. Vysoké Tatry, 9, 10, 2.

Anonymus 1939. Peklo v Belanskej jaskyni v Tatr. Kotline. Vysoké Tatry, 9, 11, 3.

Anonymus 1943–1944. Belanská jaskyňa. Krásy Slovenska, Turčiansky Sv. Martin, 22, 181.

Baedeker, K. 1890. Österreich – Ungarn, Handbuch für Reisende. Leipzig, 353–354.

Bella, P. – Lalkovič, M. 2000. Belianska jaskyňa. Liptovský Mikuláš, 16.

Benický, V. 1939–1940. Reportáž o Belanskej jaskyni. Krásy Slovenska, Turčiansky Sv. Martin, 38, 10–14.

Benický, V. 1944. Belanská jaskyňa – sprístupnenie Galérie. Národnie noviny, Turčiansky Sv. Martin, 27. mája 1944.

Bílý, F. 1911. Ilustrovaný průvodce po Slovensku. Praha, 30.

Bock, H. – Hoeniig, T. – Graf, A. – Perko, G. A. 1911. Die Höhlen Oesterreich-Ungarns. Österr. Ungar. Reise – Handbuch, Wien, 127, 198.

Dobšinský, P. 1884. Vysoké Tatry, Náčrtky miesto-, prírodo- i cestopisné. Slovenské pohľady, Turčiansky Sv. Martin, 4, 246–269.

Droppa, A. 1959. Belanská jaskyňa. Bratislava, 1–131.

Drož, K. 1897. Tatry. Ružomberok, 226, 339.

Drož, K. 1906. Bělanská jeskyně. Život na Tatrách, Praha, 71–86.

Eljasz-Radzikowski, S. 1892. Tatry Bielskie. Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, Kraków, 8, 5–41.

Eljasz-Radzikowski, S. 1893. Tatry Bielskie. Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, Kraków, 14, 12–51.

Eljasz-Radzikowski, S. 1896. Pogląd na Tatry. Kraków, 32–33.

Eljasz-Radzikowski, W. 1886. Pieczary Bialskie. Illustrowany przewodnik do Tatr i Pienin, Kraków, 257–266.

Fruwirth, C. 1884. Eine neue erschlossene Höhle in der Tátra. Mittheilungen der Section für Höhlenkunde des Oesterreichischen Touristen Club, Jahrgang III., 8–13.

Hefty, J., A. 1926. Entdeckungen in der Beler Tropfsteinhöhle. Turistik, Alpinizmus, Wintersport, Jahrbuch des Karpathenvereins, Kežmarok, 52, 12, 215–217.
Hefty, G., A. 1932. Zum Jubileum der Belaer Tropsteinhöhle. Mitteilungen aus Zipsens Vergangenheit, Levoča, 23–24.
Inž. H. 1933. Bielska jaskyňa – nová atrakcia Tatier. Slovenský východ, 15, 236 (15. októbra 1933), 1.
Janoška, M. 1911. Belanská kvapeľná jaskyňa. Sprievodca po Tatrách, Liptovský Sv. Mikuláš, 183–184.
Kolbenheyer, K. 1884. Die Hohe Tatra. VI. Auflage, Teschen, 1–191.
Kolbenheyer, K. 1894. Die Béler Tropfsteinhöhle (Bélai cseppköbarlang). Die Hohe Tatra, Teschen, 173–179.
Kovalčík, R. 1956. 75. výročie Belanskej jaskyne. Tatranské noviny, Vysoké Tatry, 3, 39 (29. septembra 1956).
Kovalčík, R. M. 1966. Jubileum Belanskej jaskyne. Vlastivedný bulletin, príloha Podtatranských novín, 41–42 (9–10).
Kretz, F. 1907. Toulky po Spišské stolici. Uherské Hradiště, 15.
Kunský, J. 1936. Umělé zaledňování Bielské jeskyně v Tatrách. Zvláštní otisk časopisu Vesmír, 14, 2, 4.
L. 1934. Stavebný ruch v Tatrách. Vysoké Tatry, Zvolen, 4, 39–41.
Lalkovič, M. 1985. Príspevok k histórii merania a mapovania jaskýň na Slovensku. Slovenský kras, 23, 145–170.
Lalkovič, M. 1994. Karpatský spolok a jaskyne na Slovensku. Slovenský kras, 32, 91–118.
Lalkovič, M. 2002. Z histórie Belianskej jaskyne. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň, 3, zborník referátov. Liptovský Mikuláš, 188–195.
Novák, A. 1995. Nezabúdajú na svojich rodákov. Tatry, 34, 2, 8–9.
Orlowicz, M. 1914. Ilustrowany przewodnik po Galicyi, Bukowinie, Spiszu, Orawie i Śląsku Cieszyńskim, Lwów, 1–449.
Otto, A. 1903. Die Hohe Tatra. Berlin, 217–218.
Paloncy, E. 1934. Zalednění Bielské jeskyně. Krásy Slovenska, Zvolen, 13, 97–102.
Pawlikowski, J. G. 1887. Podziemne kościeliska. Pamiętnik Towarzystwa Tatrzańskiego, Kraków, 11, 33–48.
Pokorný, R. 1885. Na Štrbském jezeře. Z potulek po Slovensku, Praha, 48.
Posewitz, T. 1898. Reisehandbuch durch Zipsen, Hohe Tátra und Zipser Mittgebirge. Budapest, 79–80, 87–89.
Prikryl, Ľ. V. 1985. Dejiny speleológie na Slovensku. Bratislava, 1–158.
Rehman, A. 1895. Pieczary w Tatrach. Karpaty opisane pod względem fizyczno-geograficzmyn, Lwów, 156–168.
Roth, S. 1882. Die Höhlen der Hohen Tátra und Umgebung. Jahrbuch des Ungarisches Karpathen-Vereins, Késmark, 333–356.
Siegmenth, K. 1890. A Keleti-Kárpátokból a Magas-Tátrába. A magyarországi Kárpátegyesület évkönyve, Igló, 17, 132–149.
Sláma, F. 1889. Výlet z Popradu na Dunajec a do Šťávnice v Haliči. Průvodce po Slovensku, Praha, 19–21.
Stacho, P. 1921. Belanská jaskyňa kvapľová. Krásy Slovenska, Liptovský Sv. Mikuláš, 1, 185–190.
S. P. 1921. Ružomberská pätorka… Krásy Slovenska, Liptovský Sv. Mikuláš, 1, 151.
Štangler, A. 1921. Studentský průvodce Slovenskem. Košice, 55–56.
Štangler, A. 1921. Vysoké Tatry. Turistický sprievodca. Košice, 68.
Szontágh, N. 1887. Bélaer Tropfsteinhöhle. Illustrierter Führer in die Tátra-Bäder und die Hohe Tátra, Zweite unveränderte Auflage, Igló, 165–170.
Weber, S. 1883. Beschriebung der Szepes-Bélaer Tropfstein-Höhle sammt einiger Ausflügen in der östliche Tatra und im Pieninen Gebiete. Szepes-Béla, 1–50.
Zý (Zelený, C.). Dražba Bielskej jaskyne v Tatranskej Kotline. Vysoké Tatry, 3, 8, 62.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	227 – 231	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

S P R Á V Y – R E P O R T S

DISTRIBÚCIA DISKONTINUÍT V PROCESE FORMOVANIA BELIANSKEJ JASKYNE

MARTIN KUČERA

Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; martin.kucera@geology.sk

M. Kučera: Discontinuities distribution in process of Belianska Cave formation

Abstract: Our field structural mapping of Belianska Cave in Belianske Tatry Mts. resulted in identification of five monogenetic groups of discontinuities. The purpose of this work is to evaluate their effect on development of the cave. The most extensive discontinuities have relation with the NW – SE structures of Subtatric-Ružbachy fault system. The water was drawn up along the failure zone, thus initiated the cave formation.

Key words: Belianske Tatry Mts., Belianska Cave, structural data, Subtatric-Ražbachy fault system

ÚVOD

Belianska jaskyňa sa nachádza pri Tatranskej Kotline v masíve Kobylieho vrchu v Belianskych Tatrách. Je situovaná v horninách gutensteinského súvrstvia mezozoického veku (anis), ktoré sa vyznačujú hrubolavicovou odlučnosťou a tmavosivou farbou. Hrúbka spomínaného súvrstvia v čiastkovom príkrove Bujačieho vrchu v Belianskych Tatrách sa odhaduje na 200 m (Nemčok et al., 1993).

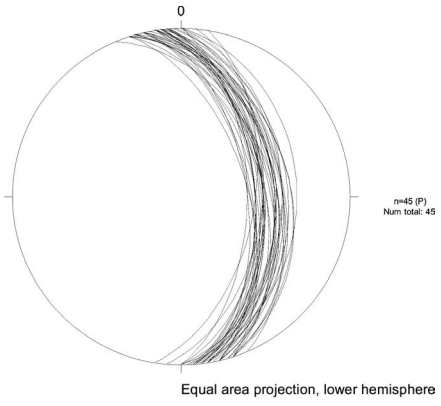
Masív hornín je poznačený polydeformačným vývojom. V priebehu trenstenzno-transpresného vývoja oblasti dochádzalo k porušeniam celistvosti horninového prostredia. Významnou mierou sa na vývoji jaskynných priestorov podieľal aj podtatransko-ružbašský zlomový systém fungujúci vo viacerých tektonických režimoch. Vznikajúce diskontinuity, ako aj aktivácia zdedených poruchových línií vytvárali vhodné podmienky na cirkuláciu krasovo-puklinových vôd hydrogeologickej štruktúry Bujačieho vrchu (Hanzel, 1992).

ŠTRUKTÚRNO-GEOLOGICKÉ MAPOVANIE

Vstupné dáta sa merali počas štruktúrneho mapovania Belianskej jaskyne a doplnili meraniami z povrchu. Z metodického hľadiska sa zvolila ako vhodná štruktúrna analýza. Lokalizácia a identifikácia diskontinuít bola z časového hľadiska náročná. Príčinou bolo ich pomalé stieranie jaskynnou koróziou a prekrývanie vznikajúcou sintrovou výplňou. V jaskynnom prostredí sa zachovalo veľmi málo zlomových plôch s neporušenými kinematickými indikátormi, na ktorých sa dal jednoznačne určiť smer a zmysel pohybu.

Zo získaných dát polygenetickej skupiny diskontinuít sa postupne odseparovali plochy vrstevnatosti a vyseparovali jednotlivé monogenetické konjugované skupiny diskontinuít s vhodnou pozíciou voči hlavným paleonapäťovým osiam.

VRSTEVNATOSŤ



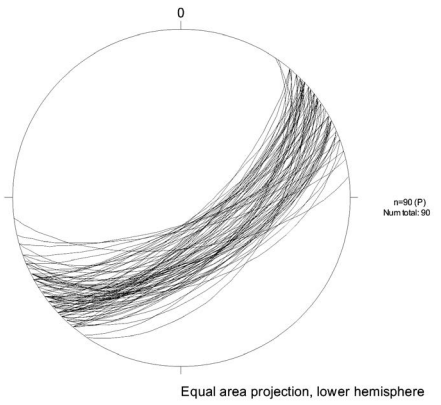
Obr. 1. Plochy vrstevnatosti
Fig. 1. Bedding-planes

Prejavy vrstevnatosti v jaskyni sú pozorovateľné na profiloch chodieb, prípadne na morfologicky rôznorodých vyhĺbeninách založených na medzivrstevných škárach. Plochy vrstevnatosti sú generálne porušené k nim kolmými poruchami. Kolmé poruchy porušujú plochy vrstevnatosti vo všetkých pozorovaných plochách a priestoroch jaskyne. Generálna orientácia spomínaných plôch vrstevnatosti má orientáciu smeru úklonu a úklon 82/48º (obr. 1). Poruchy kolmé na plochy vrstevnatosti majú orientáciu smeru úklonu a úklon 262/46º.

ANALÝZA ŠTRUKTÚRNYCH ÚDAJOV

Štruktúrnou analýzou nameraných dát v skúmanej oblasti sa mohli vyseparovať jednotlivé monogenetické skupiny diskontinuít:

1. diskontinuity sv. – jz. priebehu s úklonom na JV – poklesová štruktúra,
2. diskontinuity sv. – jz. priebehu s úklonom na JV – prešmyková štruktúra,
3. diskontinuity ssv. – jjz. priebehu,
4. diskontinuity vsv. – zjz. priebehu,
5. diskontinuity v. – z. priebehu.

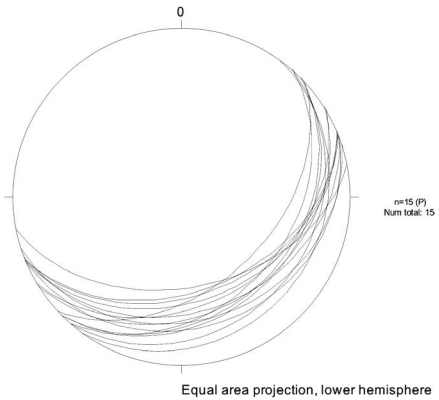


Obr. 2. Diskontinuity sv. – jz. priebehu s úklonom plôch na JV poklesového charakteru
Fig. 2. Discontinuities NE – SW orientation with dip of beds to SE – normal faults

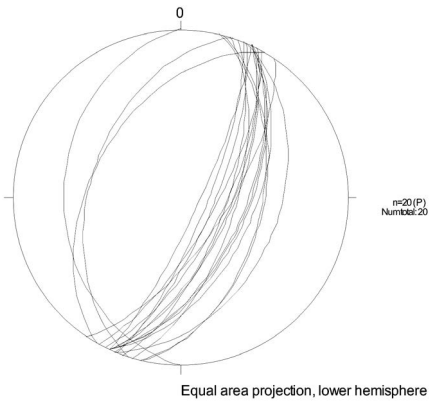
Najdominantnejšie zastúpenou skupinou diskontinuít sa ukázala línia poklesového charakteru sv. – jz. orientácie s poklesom na JV (obr. 2). Orientácia plôch diskontinuít má generálne hodnotu smeru úklonu a úklonu 145/60º. Tento smer porúch je zhodný so smerom predpokladaného podtatransko-ružbašského zlomu, ktorý kopíruje masív Tatier. Vertikálny rozsah poklesu je zachytený v geotermálnom vrte neďaleko Starej Lesnej (Fendek et al., 1996), nachádzajúcom sa 6,5 km južne od jaskyne.

Skupine diskontinuít rovnakej orientácie, avšak s plytkejšie uklonenými plochami (stredná hodnota veľkosti úklonu je 30º) sa môže prisudzovať prešmykový charakter (obr. 3). Vzhľadom na orientáciu diskontinuít je pravdepodobné, že súvisí s vyššie opísanou skupinou porúch a vznikala pri inej napäťovej situácii.

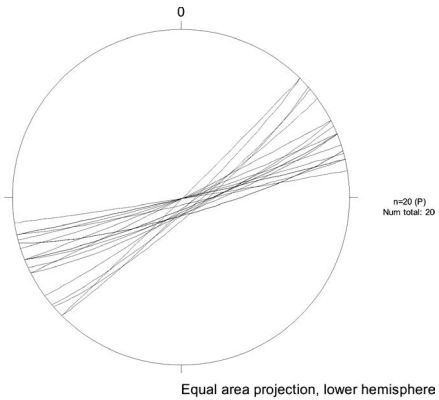
Samostatná monogenetická skupina diskontinuít prebieha v smere SSV – JJZ (obr. 4). Ide o konjugovaný systém porúch poukazujúci na extenzný režim v dobe ich vzniku.



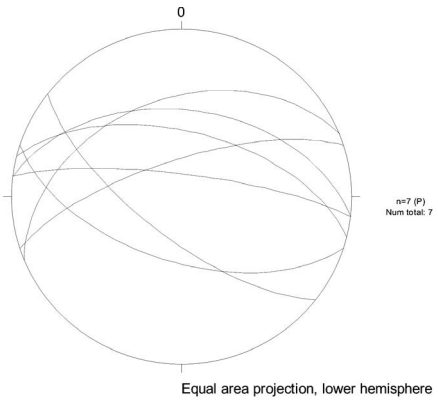
Obr. 3. Diskontinuity sv. – jz. priebehu s úklonom plôch na JV prešmykového charakteru
Fig. 3. Discontinuities NE – SW orientation with dip of beds to SE – reverse faults



Obr. 4. Diskontinuity ssv. – jjz. priebehu
Fig. 4. Discontinuities NNE – SSW orientation



Obr. 5. Diskontinuity vsv. – zjz. priebehu
Fig. 5. Discontinuities ENE – WSW orientation



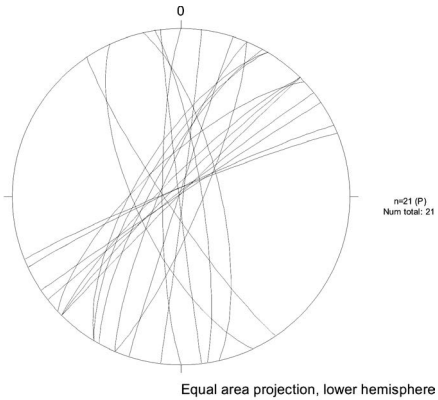
Obr. 6. Diskontinuity v. – z. priebehu
Fig. 6. Discontinuities E – W orientation

Smer úklonu a veľkosť úklonu plôch je v priemere 111/62º a 285/43º. Orientácia plôch je zhodná s generálnym smerom jaskyne, čo naznačuje, že táto skupina porúch priaznivo vplývala na vývoj jaskynných priestorov.

Konjugovaná monogenetická skupina diskontinuít veľmi dobrej ortorombickej symetrie poukazuje na vsv. – zjz. smerný posun (obr. 5). Hlavná os pohybu prebieha stredom párového systému. Generálne hodnoty smerov úklonu a úklonu plôch sú 164/86º a 144/84º.

Skupina porúch prevažne v. – z. smeru sa vyznačuje väčšou variabilitou smerov úklonu a veľkosť úklonu varíruje v rozmedzí 79 – 47º (obr. 6). Tieto plochy diskontinuít sú pravdepodobne dôsledkom gravitačných porúch. Poukazuje na to orientácia a sklon svahu, po ktorom sa má rozrušený masív tendenciu posúvať.

Zostatková skupina porúch. Sem sú zaradené zdedené poruchy vzniknuté v geologickej minulosti horninového masívu, ako aj skupina diskrétnych porúch, ktoré sú výsledkom deformácie horninového masívu pri pohyboch (obr. 7).



Obr. 7. Zostatková populácia diskrétnych porúch
Fig. 7. Residue group of accidental discontinuities

ZÁVER

Belianska jaskyňa je situovaná v gutensteinských vápencoch fatrika, konkrétne v čiastkovom príkrove Bujačieho vrchu (Andrusov a Borza, 1955). Horninový masív je poznačený polydeformačným vývojom. Po severovergentnom násune cez tatrikum bol horninový masív prepracovaný transpresno-transtenznou neogénnou tektonikou (Gross a Köhler, 1980; Kráľ, 1977; Kováč et al., 1994), ktorá v niektorých procesoch je aktívna aj v súčasnosti. Zlomový kontakt fatrika Belianskych Tatier s paleogénnymi sedimentmi Spišskej Magury je doložený aj geofyzikálnym meraním v oblasti Tatranskej Kotliny (Májovský, 1976). Významné zastúpenie v genéze ako možnej predispozícii zohráva podtatransko-ružbašský zlom. Pozdĺž zlomových plôch najmä v tlakových tieňoch mohla migrovať voda, ktorá vplývala na vznik a vývoj jaskynných priestorov. Vzhľadom na morfológiu jaskynných priestorov možno uvažovať o korózii horninového masívu vzostupnými prúdmi (pozri Głazek et al., 2004; Bella et al., 2005). Na postup korózie a vznik podzemných priestorov oddola nahor poukazuje charakter jaskyne v spodnej časti, ktorú tvoria priestranné, dohora stúpajúce chodby.

Viacero autorov považuje genézu výraznej zlomovej štruktúry za viacfázovú (Janočko et al., 2000; Jacko ml., 2002; Sperner et al., 2002). Na základe týchto prác možno považovať namerané diskontinuity sv. – jz. priebehu spájané s prešmykom (plytkejšou veľkosťou úklonom) za staršie ako diskontinuity rovnakého priebehu, ale poklesového charakteru. Chronologické zaradenie tektonických eventov je len orientačné, pretože pri terénnom štruktúrnom mapovaní sa nezaznamenali žiadne fakty poukazujúce na vek diskontinuít. Za relatívne najmladšie možno považovať diskontinuity spájané s gravitačnými poruchami masívu. Zaradenie skupiny diskontinuít ssv. – jjz. priebehu, skupiny diskontinuít vsv. – zjz. priebehu, ako aj zostatkovej populácie diskrétnych porúch ostáva otázne.

LITERATÚRA

Andrusov, D. – Borza, K. 1955. Správa o geológii severovýchodných Tatier. Manuskript, Katedra geológie a paleontológie fakulty geologicko-geografických vied UK v Bratislave, 80 s.

Bella, P. – Bosák, P. – Głazek, J. – Hercman, H. – Kicińska, D. – Pavlarčík, S. 2005. The antiquity of the famous Belianska Cave (Slovakia). Proceedings of the 14th International Congress of Speleology, volume 2, Athens, 437.

Fendek, M. – Remšík, A. – Polák, M. – Král, M. – Boorová, D. – Siráňová, Z. – Gross, P. – Karoli, S. – Michalko, J. – Zlinska, A. – Snopková, P. 1996. Záverečná správa za geotermálny vrt FGP-1 Stará Lesná v Popradskej kotline. Záverečná správa. Bratislava, archív Geofond, 99 s.

Głazek, J. – Bella, P. – Bosák, P. – Hercman, H. – Pruner, P. 2004. Geneza i wiek Jaskini Bielskiej. Materialy 38. Sympozjum Speleologicznego, Sekcja Speleologiczna PTP, Zakopane, 41–42.

Gross, P. – Köhler, E. (Eds.) 1980. Geológia Liptovskej kotliny. GÚDŠ, Bratislava, 242 s.

Hanzel, V. 1992. Hydrogeológia Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier. Západné Karpaty, séria Hydrogeológia a inžinierska geológia, GÚDŠ, Bratislava, 107–151.

Jacko, S. (ml.) 2002. Stavba východnej časti vnútrokarpatského paleogénneho bazénu. Dizertačná práca, Fakulta BERG TU v Košiciach, 95 s.

Janočko, J. – Gross, P. – Polák, M. – Potfaj, M. – Jacko, S. (ml.) – Rakús, M. – Halouzka, R. – Jetel, J. – Petro, L. – Kubeš, P. – Buček, S. – Köhler, E. – Siráňová, Z. – Zlinská, A. – Halasová, E. – Hamršmíd, B. – Karoli, S. – Žec, B. – Fejdiová, O. – Milička, J. – Boorová, D. – Žecová, K. 2000. Vysvetlivky ku geologickej mape Spišskej Magury 1: 50 000. ŠGÚDŠ, Bratislava, 174 s.

Kováč, M. – Kráľ, J. – Márton, E. – Plašienka, D. – Uher, P. 1994. Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. Geol. Carpath., 45, 2, 83–96.

Kráľ, J. 1977. Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. Geol. Zbor. Geol. Carpath., 28, 2, 269–276.

Májovský, J. 1976. Geofyzikálne merania v oblasti Vysokých Tatier. Doplnok k záverečnej správe z roku 1972, Bratislava, archív Geofond, 18 s.

Nemčok, J. – Bezák, V. – Janák, M. – Kahan, Š. – Ryka, W. – Kohút, M. – Lehotský, I. – Wieczorek, J. – Zelman, J. – Mello, J. – Halouzka, R. – Raczkowski, W. – Reichwalder, P. 1993. Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1 : 50 000, GÚDŠ, Bratislava, 135 s.

Sperner, B. – Ratschbacher, L. – Nemčok, M. 2002. Interply between subdukcion retreat and lateral extruzion: Tectonics of the Western Carpathians. Tectonics, 21, 6, 1–24.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	233 – 237	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

FINDINGS OF CAVE BEARS REMAINS IN THE CAVES ON MURÁŇ PLATEAU (SLOVAKIA)

LUKÁŠ VLČEK

Slovak Caves Administration, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš, Slovakia; vlcek@ssj.sk

L. Vlček: Findings of cave bears remains in the caves on Muráň Plateau (Slovakia)

Abstract: So far, the remains of cave bears (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) were found in four caves in the area of Muráň Plateau – Maša Cave, Teplica Cave, Čertova Cave and Rysie hniezdo Cave. The finding from Maša Cave in Furmanec Valley from the year 1853 represented non-determined amount of fossil cave bear bones, together with the bones of cave hyena (*Crocuta spelaea* Goldfuss, 1823). In Čertova Cave in Čertova Valley was found one molar in the year 2000 and in Rysie hniezdo Cave in Hradová massif in the year 2007 a few bone and teeth fragments and two broken canines. The richest site regarding the cave bears bones habitats on Muráň Plateau is Teplica Cave in Furmanec Valley, from which 211 fossil remains were taken and 122 were paleontologically analysed. The bones from Teplica Cave belong to probably at least three to five individuals of species *Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794.

Key words: Cave bear, *Ursus spelaeus*, Muráň Plateau, Maša Cave, Teplica Cave, Čertova Cave, Rysie hniezdo Cave

INTRODUCTION

So far, more than 50 caves with the findings of cave bears (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) are known in Slovakia (Sabol, 2000, 2001). Until now, only findings from Medvedia Cave and Psie diery Cave, together with the findings from surroundings of Hrabušice and Spišské Tomášovce village represented the area of Spiš-Gemer Karst. However, the southern part of this karstic landscape – Muráň Plateau – was the refuge for Pleistocene fauna as well and the fossil remains were found in several caves in this area, for example – a mammoth's tooth in Bobačka Cave (Vlček & Hutka, 2005), 8 skeletons of wolves in Michňová Cave (Kámen, 1952) or cave hyena bones and teeth in Maša Cave (Anonymus, 1858; Primicz, 1890). Remains of cave bears were also found in several other caves. Nevertheless, none of these localities was paleontologically researched and information on them was accessible only in quite inaccessible literature. Due to this reason, the caves were not included into any summarising study on the occurrence of cave bears in Slovakia (Anonymus, 1858; Primicz, 1890).

MAŠA CAVE

The findings of cave bear remains from Maša Cave were described in the past (Anonymus, 1858; Primicz, 1890). The cave is located in close proximity of Tisovec town, in the mouth of Furmanec brook, at the altitude 420 m a.s.l. It represents a small cavern, which was mined during the construction of the mine for ironworks in Tisovec in the years 1855 – 1857 (Čipka & Vojtko, 1998).

According to Bienek (1965) the fossils in Maša Cave discovered well-known geologist E. Fötterle already in 1953. The discovery of the cave was published in Národné noviny newspaper in 1858 by an anonymous author and it is mentioned in relation to E. Suesz´s lecture, which dealt with the paleontological findings. Author of the newspaper article wrote that an upper part of skull, and two mandibles of cave bear were found there, together with bones of cave hyena (*Crocuta spelaea* Goldfuss, 1823) and another animals on the bottom of cavern. A short article by Primicz (1890) informed about the findings as well. Maša Cave was considered the only known habitat of cave bears in this area for a long time. Unfortunately, the evidence on deposition of his remains is not at hand.

TEPLICA CAVE

The cave is located on the right-side valley of Furmanec Valley, at the altitude of 470 m a.s.l. and it represents the karst-spring zone of extensive underground cave system Suché doly – Teplica.

After the divers overcame the first water siphon and a discovery of the cave in 1973, T. Sasvári briefly informed about the presence of bones in one of the corridors of the cave (Sasvári, 1974). The finding from Teplica was mentioned also in press and short information was published for example in the daily newspapers Smena (Bombová, 1974). Sasvári (1974) has attributed the bones to the species *?Ursus spelaeus* with a condition.

In 2004 another fossil remains of cave bears were found in Teplica Cave. The rich site, which was discovered during the exploration of the cave in Muráň Plateau, is unique. The palaeontological evaluation of finding from Teplica Cave (Sasvári, 1974), enriched in samples from another sites in the cave, was the topic of papers Vlček et al. (2005), Vlček and Sabol (2006). 211 samples were taken from the surface of sediments, 122 put of them were morphometrically analyzed and the affiliation to the species *Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794 was proved. The rest represents fragments of particularly long limb bones. As cranial skeleton there were found fragments of at least three skulls and two mandibles with the dentition. The analysis of teeth and bones showed that at least one of the skulls belongs to the adult individual and at least two skulls belong to juvenile individuals, older than one year. The dentition points to the presence of one aged individual, perhaps to a senile female. The bones were transported by water from the unknown cave passages to the present site of deposition, which are filled by clay at present.

ČERTOVA CAVE

The site is located in the north ending of the left-side valley of Furmanec Valley approximately 8 km from Teplica Cave. The entrance is at the altitude of 650 m a.s.l. The cave opens to the surface by relatively large entrance portal.

L. Vlček found the only bear tooth (m1) during the exploration in Čertova Cave in 2000 (Vlček, 2002). The tooth was deposited in a dry clay layer at about 25 cm underneath the bottom of Vstupná chodba. It is likely that more skeleton remains would be found after a more detailed exploration.

RYSIE HNIEZDO CAVE

Rysie hniezdo Cave is located at the southern massive of Hradová at the altitude of 790 m a.s.l. In contrast to the previously mentioned caves with horizontal space, Rysie hniezdo has a markedly vertical character and it consists of several connected shafts.

Remains of a cave bear were found in the deepest parts of the cave during the speleological exploration in 2007 (L. Vlček, I. Balciar and V. Papáč). Two canines, fragments of skull and a phalanx of a mature individual were found. As well, remains of bear *Ursus arctos* Linnaeus, 1758 were found in the higher parts of the cave. The findings were not analysed in detail yet. Taking into account the position of the findings in cave sediments, we can hypothesise that they were transported into the cave by a water flow coming through the cave from the cave parts near present entrance.

CONCLUSION

All existing cave bears findings on Muráň Plateau come from the Furmanec Valley area and its nearest surroundings (Hradová massif, Kučelach massif), see fig. 1. Altogether, the cave bears' fossil remains were discovered in four caves. The findings from Teplica cave are unique regarding the skeleton remains in qualitative and quantitative manner in the area. Since the samples were taken from eroded layers or from the bottom of sediments it is not possible to integrate to chronostratigraphic scale. In the future a more detail palaeontological exploration and research of the sites is needed.

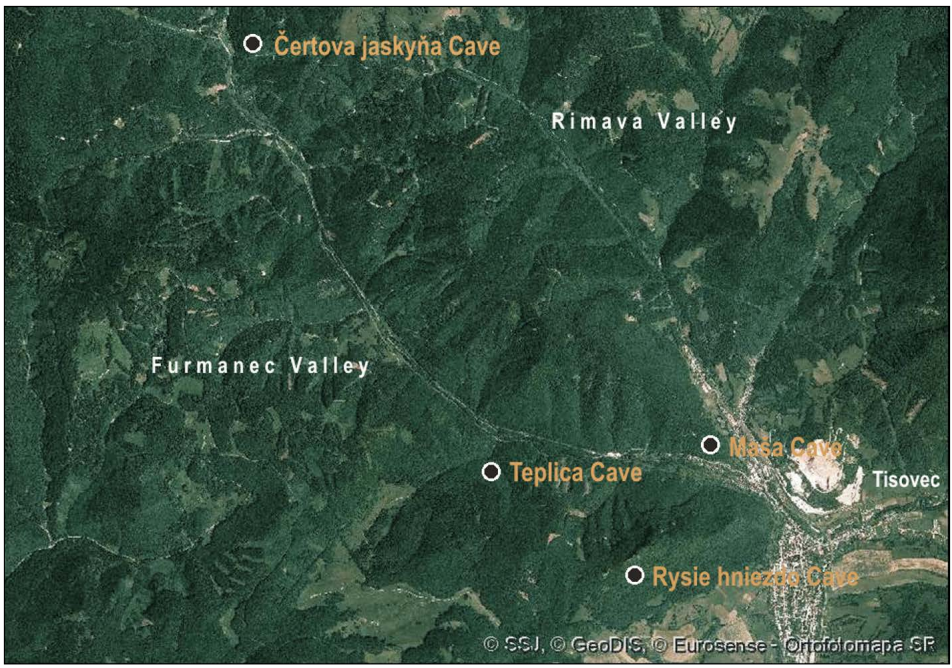


Fig. 1. Spatial distribution of caves with cave bears findings in area of Muráň Plateau. Source: SSJ, GeoDIS, Eurosense – Orthophotomap, 2006
Obr. 1. Priestorová distribúcia jaskýň s nálezmi pozostatkov medveďov jaskynných na Muránskej planine. Podklad: SSJ, GeoDIS, Eurosense – Ortofotomapa, 2006

Acknowledgements. I am thankfull to Dr. M. Sabol from Department of Geology and Palaeontology, Faculty of Natural Sciences, Comenius University in Bratislava for the determination of findings from Teplica, Čertova and Rysie hniezdo Caves; to cavers J. Pavlík, I. Balciar and paleontologists E. Kozáková, J. Kučerová for the help with bones taking from the caves and their conservation.

REFERENCES

Anonymus 1858. Pozůstatky předpotopných zvířat u Tisovce. Slovenské noviny, Viedeň, č. 152, 608.

Bienek, A. 1965. Zo starých tradícií železiarstva v Tisovci. Podbrezovan, 24, 2.

Bombová, E. 1974. Nový úspech Aquaspelu. Skrasovatené zvyšky medveďa. Smena, 27, 32 (7. 2. 1974), 1.

Čipka, D. – Vojtko, R. 1998. Jaskyne v juhozápadnej časti Muránskej planiny. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, Liptovský Mikuláš, 29, 3, 16–20.

Kámen, S. 1952. Jaskyniarske výskumy v okolí Tisovca. Krásy Slovenska, Bratislava, 29, 4–5, 101–102.

Primicz, G. 1890. A barlangi medve (*Ursus spelaeus* Blumenb.) nyomai hazkánkban. Földatani közlöny, Budapest, 20, 145–173.

Sabol, M. 2000. Geografické rozšírenie medveďov jaskynných na území Slovenska. In Mock, A. – Kováč, Ľ. – Fulín, M. (Eds.): Fauna jaskýň (Cave Fauna), zborník referátov zo seminára 20. – 21. október 1999, Východoslovenské múzeum v Košiciach, Košice, 145–150.

Sabol, M. 2001. Geographical distribution of cave bears (Ursus spelaeus Rosenmüller et Heinroth, 1794) in the territory of Slovakia. Beitrag zur Paläontologie, Wien, 26, 133–137.

Sasvári, T. 1975. Prvé výsledky výskumu vyvieračky Teplica v Muránskom krase. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, Liptovský Mikuláš, 7, 3, 19–23.

Schmidt, Z. 1970. Výskyt a geografické rozšírenie medveďov (Ursinae) na území slovenských Karpát. Slovenský kras, Liptovský Mikuláš, 8, 7–20.

Vlček, L. 2002. Podzemné krasové javy Čertovej doliny v Tisovskom krase. In Uhrin, M. (Ed.): Výskum a ochrana prírody Muránskej planiny, 3, ŠOP SR & Správa NP Muránska planina, Revúca, 11–25.

Vlček, L. – Sabol, M. – Kučerová, J. 2005. Správa o náleze osteologických zvyškov medveďa jaskynného (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) z jaskyne Teplica na Muránskej planine. In Uhrin, M. (Ed.): Reussia, 2, 2, ŠOP SR & Správa NP Muránska planina, Revúca, 52–54.

Vlček, L. – Hutka, D. 2005. Zaujímavý nález fluviálne abradovaného zubu mamuta (*Mamuthus* sp.) v riečnych sedimentoch jaskyne Bobačka. In Uhrin, M. (Ed.): Reussia, 2, 4, ŠOP SR & Správa NP Muránska planina, Revúca, 1–10.

Vlček, L. – Sabol, M. 2006. Vyhodnotenie nálezu fosílií medveďa jaskynného (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) z jaskyne Teplica na Muránskej planine. Aragonit, Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, 11, 23–25.

NÁLEZY POZOSTATKOV JASKYNNÝCH MEDVEĎOV V JAKYNIACH NA MURANSKEJ PLANINE (SLOVENSKO)

Z h r n u t i e

Na území Muránskej planiny na strednom Slovensku sa pozostatky jaskynných medveďov (*Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794) objavili zatiaľ v štyroch jaskyniach – Maši, Teplici, Čertovej jaskyni a Rysom hniezde. Nález z jaskyne Maša v doline Furmanca z roku 1853 predstavoval presne neurčený počet kostí jaskynného medveďa, spolu s pozostatkami jaskynnej hyeny (*Crocuta spelaea* Goldfuss, 1823). V Čertovej jaskyni v Čertovej doline sa v roku 2000 našiel len jeden zub jaskynného medveďa, v jaskyni Rysie hniezdo na Hradovej v roku 2007 niekoľko fragmentov kostí a zubov a dva polámané špiciaky. Najbohatším náleziskom kostí jaskynného medveďa na Muránskej planine je jaskyňa Teplica v doline Furmanca, v ktorej sa v roku 2005 odobralo 211 fosílnych zvyškov a paleontologicky analyzovalo 122 nálezov. Všetko nasvedčuje tomu, že kosti z Teplice patrili najmenej trom až piatim jedincom druhu *Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794.

Na Slovensku je dosiaľ známych viac než 50 jaskýň s nálezmi pozostatkov jaskynných medveďov (Sabol, 2000, 2001). V oblasti Spiško-gemerského krasu sa doteraz uvádzali len nálezy z jaskýň Medvedia a Psie diery a z okolia Hrabušíc a Spišských Tomášoviec v Slovenskom raji. Avšak aj južnejšie položené územie Muránskej planiny a jeho jaskyne boli refúgiom pleistocénnej fauny , ktorej pozostatky sa našli vo viacerých jaskyniach, napr. mamutí zub v jaskyni Bobačka (Vlček a Hutka, 2005), kostry údajne ôsmich vlkov v jaskyni Michňová (Kámen, 1952), kosti a zuby jaskynnej hyeny v jaskyni Maša (Anonymus, 1858; Primicz, 1890). Vo viacerých jaskyniach sa našli aj pozostatky jaskynných medveďov. Žiadna z týchto lokalít však dlho nebola dodatočne paleontologicky preverená a zmienky o nich sa nachádzali v pomerne nedostupnej literatúre, preto tieto jaskyne neboli zaradené ani do jednej zo sumarizačných prác o výskytoch jaskynných medveďov na Slovensku (Schmidt, 1970; Sabol, 2001).

V minulosti sa opisovali nálezy kostí medveďa jaskynného z jaskyne **Maša** v ústí doliny Furmanec v bezprostrednej blízkosti mesta Tisovec (Anonymus, 1858; Primicz, 1890). Lokalita Maša sa nachádza vo výške 420 m n. m. a predstavuje neveľkú kavernu, nafáranú počas výstavby privádzacej vodnej štôlne pre chladenie plášťa Vysokej pece železiarskej huty v Tisovci v rokoch 1855 – 1857 (Čipka a Vojtko, 1998). Podľa Bieneka (1965) fosílie objavil geológ E. Fötterle už v roku 1953. Objav jaskyne sa spomína v roku 1858 v Národných novinách v súvislosti s prednáškou E. Suesza, ktorý skúmal práve paleontologické nálezy

z jaskyne (Anonym., 1858). Podľa autora článku sa v jaskyni našla vrchná časť lebky a dve sánky medveďa jaskynného. Kosti sa našli v sedimentoch na dne kaverny spolu s kosťami hyeny jaskynnej (*Crocuta spelaea* Goldfuss, 1823) a ďalších zvierat. O náleze neskôr v krátkosti informuje správa G. Primicza (1890). Maša dlho predstavovala jediné nálezisko pozostatkov medveďa jaskynného v tejto oblasti. O podmienkach ich uloženia v jaskyni sa nezachovali žiadne dôkazy.

Jaskyňa **Teplica** sa nachádza v pravostrannej bočnej dolinke doliny Furmanec, v nadmorskej výške 470 m. Jaskyňa tvorí vývervovú zónu rozsiahleho podzemného systému Suché doly – Teplica. Po preplávaní prvého sifónu vyvieračky Teplica a objavení rovnomennej jaskyne v roku 1973 v krátkosti informoval o prítomnosti kostí v jednej z chodieb jaskyne T. Sasvári (Sasvári, 1974). Nález v jaskyni Teplica našiel ohlas aj v dobovej tlači, krátka zmienka bola publikovaná napr. v novinách Smena (Bombová, 1974). Sasvári (1974) kosti podmienečne priradil druhu *?Ursus spelaeus*. V roku 2004 sa v jaskyni Teplica našli ďalšie fosílne zvyšky medveďov jaskynných. Bohaté nálezisko, ktoré sa objavilo pri prieskume jaskyne, je na území Muránskej planiny jedinečné. Paleontologické vyhodnotenie nálezu z „Medvedej chodby" (Sasvári, 1974), obohateného o vzorky z ďalších miest v jaskyni, sa stalo predmetom príspevkov (Vlček et al., 2005; Vlček a Sabol, 2006). Z povrchu sedimentov sa odobralo 211 vzoriek a následnou morfometrickou analýzou 122 z nich sa potvrdila príslušnosť k rodu *Ursus spelaeus* Rosenmüller, 1794. Zvyšok tvorili bližšie neurčené nálezy kostí, resp. fragmenty dlhých kostí končatín. Z kraniálnej kostry sa našli fragmenty minimálne troch lebiek a dvoch sánok aj s dentíciou. Ako ukázala analýza zachovaných zubov aj kostrových zvyškov, minimálne jedna lebka patrila dospelému jedincovi a minimálne dve lebky patrili juvenilným jedincom starším ako 1 rok. Dentícia sánok poukazuje na prítomnosť staršej, možno až senilnej samice. Kosti boli na miesto uloženia transportované vodným tokom, prúdiacim z dnes neznámych a sedimentmi vyplnených chodieb v masíve Suchých dolov.

Čertova jaskyňa sa nachádza v ľavostrannej dolinke doliny Furmanec, v jej severnom ukončení, asi 8 km od jaskyne Teplica. Nadmorská výška vchodu jaskyne je 650 m. Jaskyňa ústi na povrch pomerne veľkým portálom a voľne pokračuje priamou rozmernou chodbou do masívu Kučelachu. Nález jedinéhо medvedieho zuba (prvá pravá spodná stolička), nesúceho speleoidné znaky sa zaznamenal počas sondovania v Čertovej jaskyni v roku 2000 (Vlček, 2002). Zub bol uložený vo vrstve suchej hliny asi 25 cm pod povrchom dna Vstupnej chodby. Je predpoklad, že po dôkladnejšej sondáži sa tu podarí nájsť aj ďalšie pozostatky kostry.

Jaskyňa **Rysie hniezdo** leží na južnom svahu masívu Hradovej, vo výške 790 m n. m. Na rozdiel od predchádzajúcich jaskýň, charakteristických horizontálnymi priestormi, má Rysie hniezdo výrazne vertikálny charakter a skladá sa z niekoľkých na seba nadväzujúcich priepastí. Pozostatky jaskynného medveďa sa našli pri speleologickom prieskume v roku 2007 v najhlbších častiach jaskyne. Ide o pomerne dobre zachované špiciaky (jeden vrchný ľavý špiciak patriaci dospelej samici a jeden pravý vrchný špiciak patriaci dospelému samcovi), viaceré fragmenty dentície dospelých jedincov, ako aj mláďat do 2 rokov, lebiek a karpálnych kostí. Vzhľadom na pozíciu nálezov v preplavených jaskynných sedimentoch možno uvažovať o ich transporte dovnútra jaskyne vodným tokom pritekajúcim cez jaskynné komíny z priestorov v oblasti dnešného vchodu.

Všetky doterajšie nálezy jaskynných medveďov na Muránskej planine pochádzajú z doliny Furmanec a jeho blízkeho okolia (masív Hradovej, Kučelachu). Celkovo evidujeme štyri jaskyne s nálezmi pozostatkov jaskynných medveďov. Nález z jaskyne Teplica je na tomto území jedinečný z kvantitatívnej i kvalitatívnej stránky nájdených kostrových pozostatkov. Keďže vzorky boli odobraté z porušených vrstiev alebo povrchu sedimentov, nemožno ich dôkladne chronostratigraficky zaradiť. Lokality si v budúcnosti žiadajú dôkladnejší paleontologický prieskum a výskum.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	239 – 244	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

STRAW STALACTITES FROM BUILDING CONSTRUCTIONS

VÁCLAV VÁVRA, JINDŘICH ŠTELCL, JIŘÍ FAIMON, MONIKA SCHWARZOVÁ

Faculty of Science, Masaryk University, Department of Geological Sciences, Kotlářská 2, Brno, Czech Republic; vavra@sci.muni.cz; stelcl@sci.muni.cz; faimon@sci.muni.cz; schwarzova.m@seznam.cz

V. Vávra, J. Štelcl, J. Faimon, M. Schwarzová: Straw stalactites from building constructions

Abstract: The stalactites formed in adits of the Pumped Hydroelectric Power Station Dlouhé Stráně were studied. In contrast to cave calcite stalactites, the adit stalactites are comprised by skeletal calcite crystals of parallel orientations. The calcite is very pure similarly to calcite of cave stalactite. The growth mechanism is unique: Water percolating through concrete is firstly highly alkaline and undersaturated with respect to both calcite and CO_2 (g). The supersaturation to calcite, a principal condition for calcite precipitation and calcite speleothem growth, is reached after dissolving of an additional CO_2 from atmosphere.

Key words: calcite, carbon dioxide, concrete, power plant, speleothem, stalactite, water

INTRODUCTION

Pumped Hydroelectric Power Station (PHPS Dlouhé Stráně, Jeseníky Mts., NE part of Czech Republic) was built in 90th of last century. Power output and the elevation difference between water reservoirs place the station to one of the most unique constructions over the world. All machines and generators are placed into underground areas/adits reinforced by ferro-concrete constructions. Some "speleothems" developed in some parts of the adits during thirteen years of the station's functioning. Most of the speleothems are similar to those ones from nature karst caves. The goal of the work was characterization of "speleothems" and their comparison with the ones from nature caves.

METHODS OF STUDY

Thin sections were made in lengthwise and transverse direction from straw stalactite samples for optical studies. XRD powder diffraction analyses were performed by diffractometer STOE Stadi P with CoKα_1 radiation filtered by Ge (111) primary monochromator (40 kV and 25 mA, detection resolution ~ 0,05° 2Θ, counting time 600 s per step, software Visual X^{pow}).

Chemical composition was determined by microprobe CAMECA SX100 (beam 15 kV, 10 nA). Used standard were andradite for Ca and Fe, sanidine for K and Al, rhodonite for Mn, cerusite for Sr, barite for S, apatite for P, and spinele for Mg.

CO_2 concentration in atmosphere was measured by IR-spectrometer Ahlborn, Germany (IR detector FT A600-CO2H connected with ALMEMO 2290-4 V5). Humidity and temperature were monitored by GFTH 200, Greisinger electronic GmbH, Germany. pH was measured in situ by pH-meter WTW pH 330i, combined with pH-electrode WTW. Both water alkalinity and calcium were determined forthwith in the adit by acidimetry

(potenciometric microtitration by 0.05 mol/l HCl) and complexometry (microtitration by 0.01 mol/l EDTA, 10 % KOH, calcein). Others elements were determined by flame AAS in laboratory (Department of Geological Sciences). Hydrogeochemical data was processed by software PHREEQC (Parkhurst, Appelo 1999).

RESULTS

The usual lengths of adit straw stalactites were from 250 to 300 mm. The most length of stalactite was 840 mm. The stalactite diameters varied from 5 to 10 mm. The stalactites with a cone shape were rather sporadic. All stalactites incorporate a central channel.

Based on a morphology, three types were distinguished:

Type I. The symmetric stalactites with a thick wall and constant diameter along their whole length. The outer stalactite surface was smooth and flat. The stalactite channel represented solely ~ 1/3 of the whole diameter (Fig. 1). The external part of the stalactite was formed by a porous calcareous material. Inner part of the wall was made of small dendritic calcite crystals, partly re-crystallized.

Type II. Non-symmetric stalactites with a thin wall and variable diameter along their length. Very thin walls represented just 5 % of the stalactite diameter. Remaining part of the stalactite diameter was a central channel. Mechanical resistance of the stalactite was extremely low. Calcite crystals grew on a part of inner wall with the same orientation to water flow direction (Fig. 2). Outer part of stalactite wall was re-crystallized into a form of fibrous or columnar calcite crystals (high rhomboedron).

Type III. Stalactites of typical conical shape, larger in diameter. A concentric zone structure formed by calcite scalenoedric crystals was typical (Fig. 3). The crystal c-axes were oriented perpendicularly to the stalactite wall. Calcite crystals gradually closed central channel, so stalactite growth was finished.

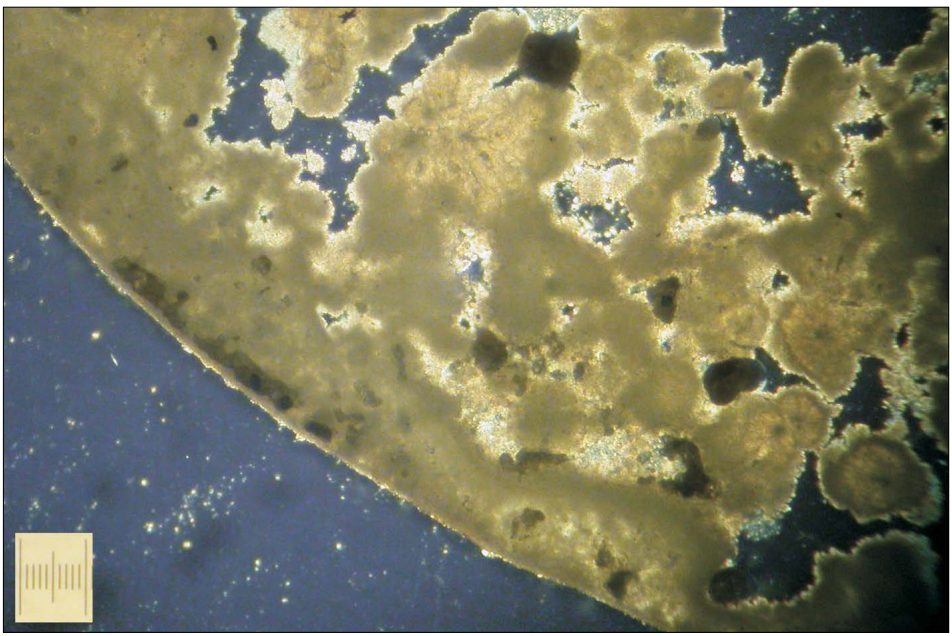


Fig. 1. Cross-section through the symmetric stalactites with thick wall (type I). The wall is formed by fine-grained carbonate substance. Polarizing microscope, XPL mode. Length of scale 0,1 mm.

Fig. 2. Skeletal aggregates of calcite growing on the inner side of the nonsymetric stalactites with thin wall (type II). The crystals orientation is about 45° to the wall in drop water direction. Polarizing microscope, XPL mode. Length of scale 0,1 mm.

X-ray powder diffraction analysis proved calcite as the only mineral in stalactite walls. Other minerals, if any, were under detection limit. Cell parameters of the calcite crystal were as follows: a = 4,995.10^{-10} m; c = 17,066.10^{-10} m (average of six measurements). In chemical composition only CaO was found, other oxides were under detection limits.

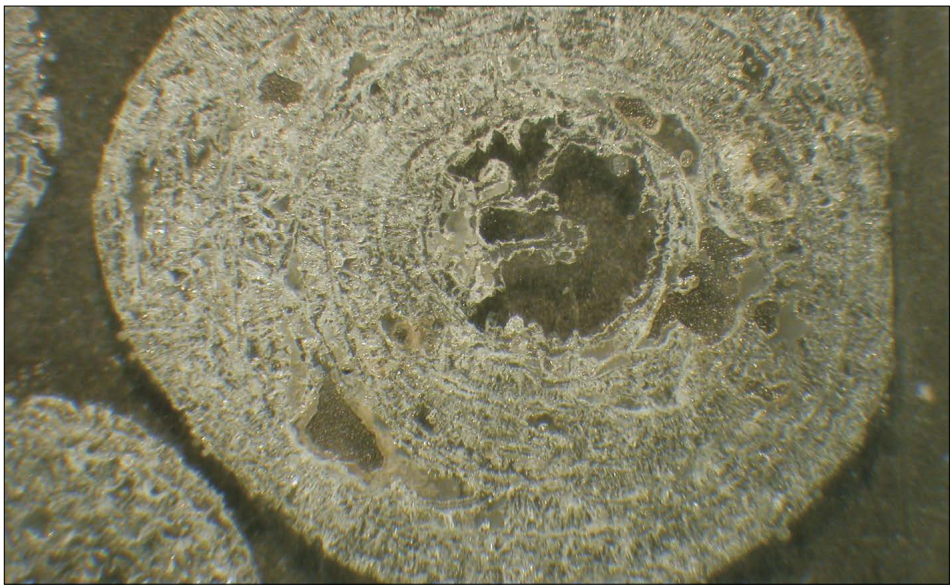


Fig. 3. Cross section through the stalactite (type III) shows zoned structure. A calcite crystal growing into the central channel is obvious. Binocular microscope, diameter of stalactite is 12 mm.

The presence of Ca, Fe, Mg, Mn, Sr, P, S, Si, K and Al was followed by the microprobe WD analysis.

The environment conditions in the adit were found as follows: The CO_2 concentration fluctuates from 440 to 620 vol. ppm (the higher values were measured at the adit roofs). Air temperature varied from 10 to 12.2° C; relative humidity changed from 72.5 to 89.7 %. Water hydrogeochemistry is presented in Table 1. Adit flowing water shows a typical composition of underground waters. Drip waters percolating through concrete have extremely high pH values. The differences in component contents indicate the strong removing of calcium, carbonate, hydroxyls ions, Na- and K-ions from concrete.

Table 1. Hydrogeochemistry of the adit groundwater and dripwaters. N – not measured.

	adit floving water	drip water		differences
variable/sample	M1	V11	V12	Δ = V11 – M1
flow (drops/minute)	N	33	10	–
pH	7,68	11,81	11,34	–
OH^-	$1{,}73.10^{-7}$	$2{,}03.10^{-3}$	$6{,}86.10^{-4}$	$2{,}03.10^{-3}$
alcality [ekv/L]	$1{,}95.10^{-4}$	$3{,}39.10^{-3}$	$2{,}30.10^{-3}$	$3{,}20.10^{-3}$
Cl^- [mol/L]	$2{,}04.10^{-4}$	$1{,}40.10^{-4}$	N	$-6{,}40.10^{-5}$
SO_4^{2-} [mol/L]	$1{,}80.10^{-4}$	$2{,}40.10^{-4}$	N	$6{,}00.10^{-5}$
Ca [mol/L]	$1{,}90.10^{-4}$	$1{,}28.10^{-3}$	$1{,}14.10^{-3}$	$1{,}09.10^{-3}$
Mg [mol/L]	$8{,}61.10^{-5}$	$3{,}70.10^{-6}$	N	$-8{,}24.10^{-5}$
Na [mol/L]	$1{,}35.10^{-4}$	$9{,}86.10^{-4}$	N	$8{,}51.10^{-4}$
K [mol/L]	$6{,}45.10^{-5}$	$5{,}52.10^{-4}$	N	$4{,}88.10^{-4}$
$SI_{(calcite)}$	–1,89	1,69	1,75	–
$logPCO_2$	–3,67	–8,96	–7,9	–
ΔCa [mol/L]	$+5{,}73.10^{-4}$	$-7{,}39.10^{-4}$	$-3{,}48.10^{-4}$	–

DISCUSSION

Mineralogy and morphology

The mineral and chemical compositions of the stalactites from the adit of the PHPS Dlouhé Stráně were very similar to those of stalactites from nature karsts caves. Stalactites were composed from very pure calcite without other phases. However, some differences were found in structure of the stalactite. Straw stalactites from Moravian Karst are typically composed of three structural layers (Faimon et al., 2002; Štelcl et al., 2004): (1) an external layer with thickness about some tenth of millimeter formed by fine-grained calcite aggregate, (2) a middle layer formed by large calcite crystals constituting fundamental stalactite framework (Fig. 4), and (3) an internal layer formed by aggregates of calcite grains with different orientation. Structure of the adit stalactites is composed from calcite crystals (type II and III), sometimes in combination with porous calcareous material (type I).

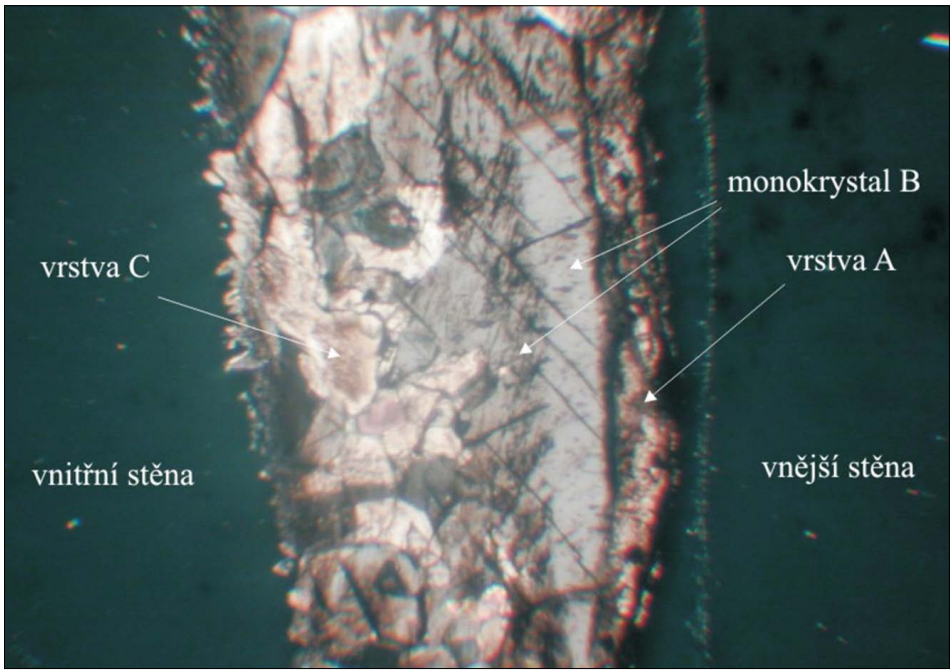


Fig. 4. Typical structure of straw stalactite from the carbonate karst caves. From right side: layer A (external wall): fine-grained calcite, layer B: large calcite grains; layer C: aggregate of calcite grains of different orientation.

Adit microclimatic conditions

The vertical gradients of CO_2 concentration in lateral adits indicate the CO_2 diffusion downwards from overlaying rocks. The source of CO_2 is higher content in soil profile. A potential CO_2 gradients in the main adit are probably distorted by ventilation.

The growth mechanism

The water percolating concretes are strongly enriched in Ca^{2+} and OH^- ions. Despite an enrichment in carbonate ions (alkalinity), the drip waters are undersatured by CO_2. Consequently, these waters dissolves atmospheric $CO_2(g)$ and become supersatured with respect to calcite. As result, calcite precipitate and form speleothems. The overall process is expressed by equation $Ca^{2+} + OH^- + CO_2(g) = CaCO_3 + H^+$.

This mechanism is opposite to the mechanism controlling calcite speleothem growth in carbonate karst. There, drip waters are typically supersatured by CO_2 and supersaturation to calcite is obtained at water degassing in CO_2.

The rate of stalactite growth is enormous. The longest stalactite was 840 mm in length. If the start of speleothem growth is assumed in 1994 (at the build finishing), the mean rate of growth is 70 mm per year. After Desmarchelier et al. (2006), grow speed in karst systems is only some millimeters per year.

CONCLUSIONS

The stalactites growing from concrete constructions in the adits of the Pumped Hydroelectric Power Station (PHDS) Dlouhé Stráně showed a different structure in comparison to carbonate karst cave stalactites. A uniform skeletal form of calcite

crystals of identical orientations is typical for stalactite from PHDS. The mineralogical and chemical composition is consistent with the stalactites from carbonate karst caves: just very pure calcite is present. However, the growing mechanism of speleothems from concrete is not similar to the mechanism of karst cave speleothem growth. The stalactites developed on concrete are formed from percolating alkali waters undersaturated with CO_2 (g). Only after dissolving of an additional CO_2 from atmosphere, the waters become supersatured to calcite, which is a principal condition for calcite precipitation and calcite speleothem growth.

REFERENCES

Desmarchelier, J.-M. – Hellstrom, J. C. – McCulloch, M. T. 2006. Rapid trace element analysis of speleothems by ELA-ICP-MS. Chemical Geology, 231, 102–117.

Faimon, J. – Štelcl, J. – Zimák, J. 2002. Mineralogické studium samovolné destrukce brček ve vybraných jeskyních Moravského krasu. Manuskript, závěrečná zpráva Brno – Olomouc, 1–10.

Parkhurst, D. L. – Appelo, C. A. J. 1999. User`s guide to PHREEQC – a computer program for speciation, batch – reaction, one dimensional transport, and inverse geochemical calculations. U. S. Geol. Surv., Denver, Colorado, USA. (web page: http://water.usgs.gov/software).

Štelcl, J. – Faimon, J. – Zimák, J. 2004. Nové poznatky o stavbě a vývoji kalcitových brček. Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskyň, zborník referátov, 4. vedecká konferencia s medzinárodnou účasťou, 5. – 8. októbra 2003, Tále, Správa slovenských jaskýň, Liptovský Mikuláš, 75–77.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	245 – 247	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

„CAVE PEARLS“ AS A BY-PRODUCT OF BUILDING CONSTRUCTIONS

JIŘÍ FAIMON, JINDŘICH ŠTELCL, MONIKA SCHWARZOVÁ, ZBYNĚK BUŘIVAL, VÁCLAV VÁVRA

Department of Geological Sciences, Faculty of Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic; faimon@sci.muni.cz; stelcl@sci.muni.cz; schwarzova.m@seznam.cz; burival@sci.muni.cz; vavra@sci.muni.cz

J. Faimon, J. Štelcl, M. Schwarzová, Z. Buřival, V. Vávra: „Cave pearls“as a by-product of building constructions

Abstract: “Cave pearls” are frequently found in disused adit leading bellow the Špilberk Hill in Brno (Czech Republic). Each pearl consists of (1) a core comprised of an extraneous rock fragment and (2) a body organized into light and dark calcite layers. The number of the main layers roughly corresponds to 30 years of the total adit age. The darker layers occasionally show a sub-structure consisting of 2 – 3 extremely fine layers of various gray tones. Dendrite-like structures were observed in some cases. Conditions, necessary for pearl formation, were recognized as follows: (1) percolating waters supersaturated with respect to calcite, (2) free rock fragments as a basis for calcite nucleation, and (3) turbulent water circulation in dripwater pools preventing the fragments to fix at pool bottom during calcite growth. Initial bigger irregular rock fragments (10 – 15 mm in diameter) lead to formation of pearls of irregular shape. Tiny fragments (1 – 3 mm in diameter) lead to near spherical pearls.

Key words: adit; calcite, concrete, dripwater pool, percolating water, growth, microstructure, pearl, rock fragment

INTRODUCTION

A tunnel planned below the Špilberk Hill had help to solve some problems of public traffic in Brno (Czech Republic) in the seventies of 20th century. An exploratory tunneling was started in 1978. Due to project canceling, it was stopped after drilling of 500-m adit. Presently, the disused adit (so-called a tram adit) is tentatively reinforced by steal girders and concrete panels. Calcite flowstones are formed on the adit walls and floor from waters percolating through concrete at some sites. “Cave pearls” can be found in dripwater pools (Fig. 1).

Site Geology

The adit intersects the rocks at the east edge of Metabasite Zone of Brno Massif (Štelcl et al., 1986). Dark alkaline rocks of gabro-diorite type are most abundant. They dominate at 20 – 427 m of the total adit length. Biotitic granodiorites (Královo Pole type) interlaced by light veins of applite and diorite porphyry occur in the remaining adit parts (Zídek, 1981). The contact of both dominant rocks has a cataclastic character (mylonites, microbreccia).

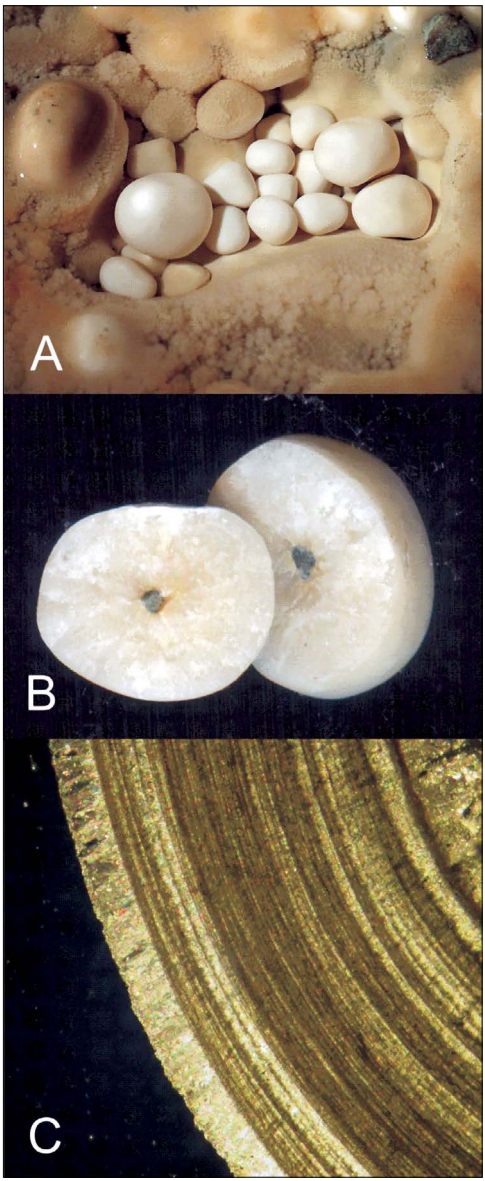


Fig. 1. Cave pearls: (A) pearls in dripwater pool, (B) pearl with an extraneous rock fragment as a basis for calcite nucleation, (C) pearl body organized into light and dark calcite layers (cross section)

METHODS

Thin sections were prepared from pearls and studies by optical methods. X-ray phase analyses were conducted from powder samples.

RESULTS AND DISCUSSION

Each pearl consists of (1) a core represented by fragments of extraneous rocks and (2) a body represented by growth layers (Fig. 1).

Pearl Core

Rock fragment representing the pearl core has lepidoblastic microstructure. The composition of the rock is quartz, magnetite, carbonate, and chlorite. Quartz grains are organized into fine layers. Between the layers, magnetite is locally accumulated as black bands. Sericite and chlorite occur as thin coats of quartz grains. Foliation sheets are accented by a parallel arrangement of chlorite, sericite, and calcite grains. The rock fragments serve as a basis for calcite nucleation.

Pearl Body

Thin sections show that pearls bodies consist of light and dark growth layers. The number of the main layers roughly corresponds to 30 years of the total adit age. Composition of the all layers is pure calcite. The layers are generally thicker in the inner part of pearl, near the core. The thickest layer (typically 3rd to 5th layer in order from the core) consists of the big calcite rhombohedra oriented by the longer axis perpendicularly to the rock core. The darker layers between thicker lighter layers occasionally show a sub-structure consisting of 2 – 3 extremely fine layers of various gray tones. Dendrite-like structures were observed in some cases.

Growth Mechanism

The conditions necessary for the pearl formation in the adit were recognized as follow: (1) percolating waters highly supersaturated with respect to calcite, (2) some free rock fragments stemming from a building material and surrounding rocks in dripwater

pits, and (3) a turbulent water circulation in dripwater pools. In our opinion, the single fragments move at tenacious strokes of water drops and cannot be fixed to the pool bottom at calcite growth. Under these conditions, calcite nucleates and grows as an encrustation on fragment surface. Initial bigger irregular rock fragments (10 – 15 mm in diameter) lead to formation of the pearls of irregular shape. Tiny fragments (1 – 3 mm in diameter) lead to near spherical pearls.

CONCLUSIONS

Calcite flowstones and pearls grow in the Tram Adit (Brno, Czech Republic) from water percolating through concrete. Three main requirements were articulated for pearl formation: (1) water supersaturation with respect to calcite, (2) free rock fragments in dripwater pits as a basis for calcite nucleation and growth, and (3) specific hydrodynamic conditions (turbulent flow) in dripwater pools preventing the rock fragment to be fixed to pool bottom during calcite growth. Two questions still remain: (1) what is the reason of complex pearl body microstructure and (2) how is the impact of inner/outdoor conditions. We believe that detail studies of pearl formation in anthropogenic environment can contribute to a better understanding cave pearl growth mechanism under karstic conditions.

REFERENCES

Štelcl, J. – Weiss, J. – Gregerová, M. – Staněk, J. – Štelcl, J. (jr.) 1986. Brno Massif. UJEP, Brno, 1–255. (in Czech).

Zídek, K. 1981. Petrographic characterization of rocks in the adit drilled bellow the Špilberk Hill. MSc. thesis (supervisor M. Gregerová), UJEP, Brno, (in Czech), 1–122.

„JESKYNNÍ PERLY“ JAKO VEDLEJŠÍ PRODUKT STAVEBNÍCH TECHNOLOGIÍ

Souhrn

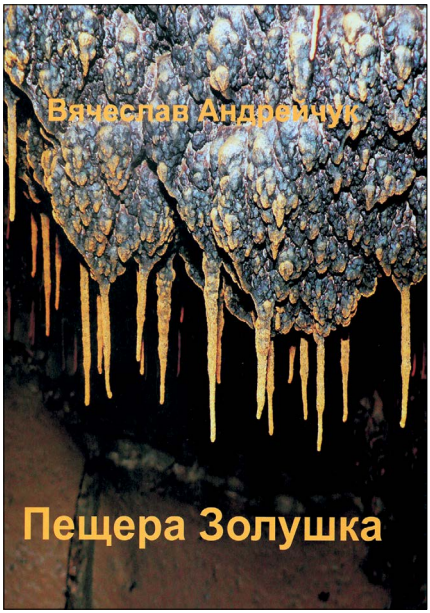
Problémy veřejné dopravy v Brně (Česká republika) měl v sedmdesátých letech minulého století pomoci vyřešit tunel vedoucí pod kopcem Špilberk. V roce 1978 byla započata ražba průzkumné štoly, avšak po provedení přibližně 500 metrů byl celý projekt zastaven. V současné době je štola opuštěná (tzv. „tramvajová štola“). Je vyztužená ocelovými nosníky a betonovými překlady. Betonem prosakující mineralizované vody tvoří na stěnách a na podlaze štoly sintrové náteky. V egutačních jamkách (důlky na podlaze v místech intenzivního skapu vod) se hojně nachází jeskynní perly. Každá perla je složena z jádra (fragment cizí horniny) a těla složeného z mnoha světlých a tmavších přírůstkových kalcitových zón. Počet hlavních přírůstkových zón zhruba odpovídá 30 letům stáří štoly. Jejich mocnost klesá směrem od jádra perly. Nejmocnější zóna (třetí až pátá od jádra perly) je složená z relativně velkých romboedrů kalcitu orientovaných nejdelší osou kolmo k jádru. Některé z tmavších zón vykazují složitější strukturu – jsou složeny z 2 – 3 extrémně jemných vrstviček s různě šedými odstíny. V některých případech jsou viditelné náznaky dendritické struktury. Podmínky nutné pro vznik perel byly zformulovány do třech hlavních bodů: (1) prosakující vody musí být přesyceny ke kalcitu, (2) v egutačních jamkách musí být volné klasty hornin jako základ (jádro perly) pro nukleaci kalcitu a (3) turbulentní proudění v egutační jamce, které brání přisintrování horninového klastu ke dnu jamky. Větší nepravidelné klasty (ø 10 – 15 mm) vedou k tvorbě nepravidelných perel, drobné klasty (ø 1 – 3 mm) se podílí na tvorbě pravidelných, téměř sférických perel. Některé otázky spojené se vznikem perel v antropogenně ovlivněném prostředí zůstaly nevyřešeny; otázkou je zejména příčina tak složité struktury přírůstkových zón a také vliv případných změn vnitřních a vnějších podmínek. Autoři věří, že předložená studie může přispět k lepšímu pochopení mechanismu růstu jeskynních perel v krasových podmínkách.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	46/1	249 – 255	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2008

R E C E N Z I E – R E V I E W S

VJAČESLAV ANDREJČUK: PEŠČERA ZOLUŠKA

Uniwersytet Śląski – Nacionaľnaja Akademija nauk Ukrainy – Ministerstvo obrazovanija i nauki Ukrainy – Tavričeskij nacionaľnyj universitet im. Bernadskogo – Ukrainskij Institut speleologii i karstologii, Sosnowiec – Simferopoľ 2007, 406 strán, ISBN 978-83-87431-82-2



Dňa 12. marca 2007 uplynulo 30 rokov od objavenia jaskyne Zoluška – jednej z najvýznamnejších sadrovcových jaskýň na svete. Nachádza sa v regióne Podolia na juhu západnej Ukrajiny (severná Bukovina), v blízkosti stretávania sa štátnych hraníc Ukrajiny, Moldavska a Rumunska. Ukrajinsko-moldavská hranica prechádza priamo ponad jaskyňu (väčšia sz. časť jaskyne je na území Ukrajiny, menšia sv. časť na území Moldavska). Doteraz sa v jaskyni zameralo viac ako 90 km podzemných priestorov. Zaplavený jaskynný labyrint sa odkryl v sadrovcovom lome už v roku 1946, avšak dovnútra prenikli až pred 30 rokmi členovia ukrajinského speleologického klubu z Černovcy po odvodnení 18 až 20 m hrubej hornej časti sadrovcového súvrstvia následkom zníženia hladiny podzemnej vody po zahĺbení lomu. Celková mocnosť súvrstvia je 24 až 26 m; navrchu je pokryté pieskovcami a hlinami. Západoukrajinské miocénne sadrovce a anhydrity sú súčasťou sv. časti predpolia Karpatského horského oblúka.

Pri príležitosti uvedeného jubilea známy ukrajinský karsológ a speleológ V. Andrejčuk, ktorý dlhší čas pôsobil aj v ruskom Kungure a v posledných rokoch v poľskom Sosnowci, pripravil pozoruhodnú monografiu, ktorá ucelene prezentuje doterajšie poznatky o tejto významnej jaskyni. Kvalitne vytlačená a bohato ilustrovaná publikácia s viacerými farebnými obrázkami vyšla v ruskom jazyku, ale obsahuje aj pomerne rozsiahly súhrn v poľskom a anglickom jazyku. Z hľadiska obsahovej štruktúry, komplexného prístupu pri jej spracovávaní i množstva prezentovaných poznatkov sa táto monografia radí medzi popredné diela regionálnej karsológie a speleológie. Mnohé prezentované výsledky výskumov sú však dôležité aj z hľadiska formulácie nových či potvrdenia existujúcich všeobecných poznatkov o speleogenéze sadrovcových jaskýň.

V predloženej monografii sa postupne charakterizuje história speleologického prieskumu a výskumu jaskyne, prírodné podmienky územia v okolí jaskyne, geologické pomery jaskyne, morfológia jaskyne, morfologická štruktúra jaskynného labyrintu, jaskynné vody, rútenie jaskynných stropov a vývoj závrtov, mikroklíma jaskyne, živé mikroorganizmy v jaskyni a ich geochemická úloha, genéza a vek jaskyne, nakoniec vedecký a praktický význam jaskyne vrátane jej ochrany.

Freatická morfológia jaskyne s mnohými pozoruhodnými skalnými tvarmi (napr. cylindrickými studňami, slepé kupoly a komíny) zodpovedá speleogenéze v podložných krasových akviféroch s litologicky obmedzeným prúdením podzemných vôd. Jaskyňa Zoluška vznikla v podmienkach

tlakového prúdenia nahor stúpajúcich podzemných vôd cez súvrstvie evaporitov (stredný baden) smerom k lokálnej eróznej báze tvorenej riečiskom v doline rieky Prut. Viac-menej stagnujúca podzemná voda, ktorá pod tlakom penetrovala tektonické pukliny v sadrovcoch, sa aktivizovala, keď zahĺbením doliny povrchový tok Prutu prerezal hlinito-karbonátové horniny (vrchný baden) pokrývajúce evapority. Na povrchu sú uložené štvrtohorné terasové fluviálne sedimenty. Až po zahĺbení doliny sa začala hlavná fáza speleogenézy, počas ktorej sa pomerne rýchlo korózne zväčšili puklinovité podzemné priestory, vytvoril sa komplikovaný sieťovitý labyrint a stĺpovité dómy. Táto fáza vývoja jaskyne sa datuje do strednej časti mladšieho pleistocénu. Zo štruktúrno-tektonického hľadiska vývoj labyrintovej jaskyne podmienila sieť primárnych puklín vytvorených počas litifikácie evaporitov, tektonických puklín, hypergénnych puklín vytvorených v súvislosti so zvetrávaním evaporitov, v menšej miere i technogénnych puklín.

Súčasná drenáž a mladý vek jaskyne Zoluška podmieňujú špecifický charakter jej viacerých znakov morfológie podzemných priestorov, vysokú vlhkosť sedimentov, tvorbu druhotných sadrovcových foriem, vysokú aktivitu prírodných procesov (poklesy a rútenia nadložných hornín, odvodňovanie a vysychanie sedimentov, aktivizácia vodných tokov medzi rozdielnymi územiami a pod.), ktoré sú typické pre transformáciu pôvodne zaplavenej jaskyne na jej vadózny režim. Preto je táto jaskyňa veľmi významná aj z vedeckého hľadiska.

Z morfologického a morfogenetického hľadiska sa labyrint jaskyne Zoluška člení na 18 autonómnych celkov, ktoré sa detailne charakterizujú vrátane ich morfometrických ukazovateľov. Určuje sa koeficient krasovatenia na povrchu, objemový koeficient podzemného krasovatenia a niektoré ďalšie ukazovatele vývoja krasu, resp. stupňa skrasovatenia. V porovnaní s ostatnými rozsiahlymi ukrajinskými sadrovcovými jaskyňami jaskyňa Zoluška je známa oveľa väčším objemom (0,7 mil. m^3). Podzemné siene a dómy vznikli bočným „spájaním“ chodieb následkom ich laterálneho rozširovania intenzívnou koróziou. Súčasťou analýzy a opisu morfológie jaskyne je aj veľkostná kategorizácia geomorfologických tvarov v jaskyni a analýza štruktúrnej, hydrodynamickej a textúrnej podmienenosti ich vývoja. Makroreliéf jaskynného labyrintu tvoria jeho jednotlivé časti, mezoreliéf predstavujú chodby, studne a dómy, mikroreliéf menšie tvary, ako kupoly, výklenky a komíny, nanoreliéf drobné korózne tvary na stenách. Vzhľadom na doteraz známy veľký rozsah jaskynného labyrintu sa uvažuje aj o jeho celkových potenciálnych rozmeroch.

V rámci krasovej hydrológie sa skúmali bývalé a súčasné smery cirkulácie vody v jaskyni i pôvod vôd vyskytujúcich sa v jaskyni. Pozornosť sa upriamila aj na antropogénne zmeny režimu podzemných vôd, význam a rozsah antropogénnej aktivizácie cirkulácie vody so vznikom depresného kužeľa v okolí zahĺbeného lomu, hydrodynamické javy sprevádzajúce antropogénne zníženie hladiny podzemných vôd a ich morfologické následky (kanálovité vyhĺbeniny v ílovitých sedimentoch na podlahách jaskynných priestorov a pod.), chemické zloženie podzemných vôd a antropogénne spôsobené zmeny chemizmu vôd a hydrochemickú stratifikáciu vody v podzemných jazerách. Načrtáva sa aj hydrogeochemický vývoj jaskynného rezervoára vody, ktorý permanentne ovplyvňuje antropogénne spôsobený odtok vody. V prvých rokoch po otvorení lomu v roku 1946 bol výtok podzemných vôd na povrch 20 až 50 m^3/h. Po zahĺbení lomu do hĺbky 8 až 10 m výtok vôd vzrástol na100 až 500 m^3/h. Od 60. rokov minulého storočia, keď lom dosiahol hĺbku 18 až 22 m, je výtok vôd 700 až 800 m^3/h.

V porovnaní s ostatnými sadrovcovými jaskyňami v západnej Ukrajine jaskyňa Zoluška je v podstatne väčšej miere vyplnená hlinitými sedimentmi. Pozoruhodné sú hlinito-karbonátovo-železité stalaktitové útvary, ako aj početný výskyt veľmi mladých železito-mangánovitých uložení. Vznik železito-mangánovitých uložení súvisí s mnohými geochemickými procesmi, ktoré sa aktivizovali v nadväznosti na antropogénne odvodňovanie jaskyne. Uvoľňovanie Fe a Mn z krasových vôd je späté najmä s penetráciou kyslíka z povrchu do jaskyne (po jej antropogénnom odkrytí a odvodnení) a rýchlou zmenou redukujúcich sa anaeróbnych freatických geochemických podmienok na oxygénne vadózne podmienky v prostredí s voľnou hladiny podzemnej vody. Značný vplyv na vznik železito-mangánovitých uložení zohrávajú aj mikroorganizmy (baktérie), ktoré sa skúmali vo vzťahu k rozdielnym častiam jaskynného prostredia, funkčnej špecifikácii

a fyziologickej aktivite. Prírodné javy a procesy, ktoré sa pozorujú v jaskyni Zoluška, sa považujú za antropogénne urýchlený chemický experiment, ktorý umožňuje sledovať charakter a mechanizmus geochemických premien sprevádzajúcich zmenu krasového akviféru z freatického stavu na nový hydrodynamický stav drenážneho vodonosného horizontu.

Za jaskynné sedimenty sa považujú aj karbonátové litifikované vložky reliktných puklín v sadrovcoch, ktoré umožňujú rekonštruovať významné paleogeografické, paleotektonické a paleokrasové javy, resp. udalosti. Keďže podzemné priestory sa vytvorili v hornej časti súvrstvia evaporitov, jaskyňa je vhodným príkladom na skúmanie mechanizmu vývoja rútených závrtov a jeho antropogénnej aktivizácie, čo je dôležité z hľadiska poznania a hodnotenia prírodných hazardov v krase.

Mikroklimatické pozorovania sa upriamili na cirkuláciu vzduchu medzi jaskyňou a povrchom, teplotný a vlhkostný režim vzduchu, ako aj na plynné zloženie jaskynného ovzdušia s dôrazom na akumuláciu oxidu uhličitého. Interpretuje sa aj vertikálna stratifikácia a premenlivosť plynného zloženia v závislosti od dimenzie podzemných priestorov.

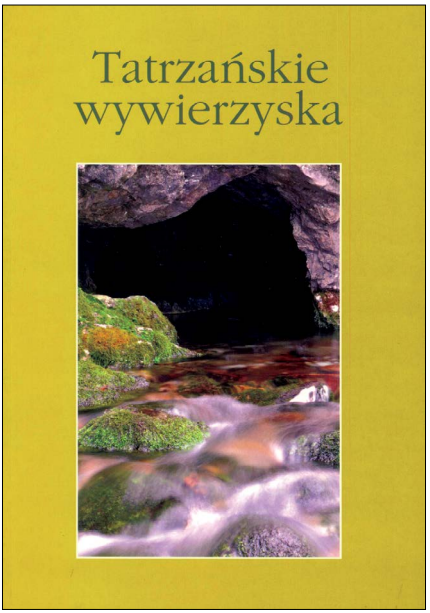
Monografia je zavŕšením dlhoročnej systematickej a cieľavedomej výskumnej činnosti v jaskyni Zoluška. Na príklade opisovanej jaskyne prináša množstvo zaujímavých a dôležitých poznatkov o freatickom vývoji jaskýň v litologicky obmedzených evaporitoch a ich postfreatickom vývoji po poklese hladiny podzemných vôd. Vzhľadom na antropogénne spôsobené odvodnenie značnej časti podzemných priestorov jaskyňa Zoluška je typickým príkladom zmeny vývoja jaskynných geosystémov na základe antropogénne spôsobenej zmeny geoekologického invariantu (zmeny hydrografických podmienok v jaskyni po antropogénnom znížení hladiny podzemných vôd), ako aj vhodným príkladom technogénnej aktivizácie krasu.

Mimoriadne hodnotnú publikáciu, ktorá vo vzájomných súvislostiach podáva komplexný obraz o vlastnostiach prírodných zložiek a bývalých i súčasných prírodných procesoch v jaskyni Zoluška v nadväznosti na určujúce geologické, hydrogeologické i geomorfologické pomery, dávame do pozornosti nielen praktickým speleológom, ale najmä odborníkom a špecialistom na geologický, hydrogeologický, geomorfologický, hydrologický, speleoklimatologický, biospeleologický i komplexný geoekologický výskum jaskýň. Je vhodným námetom a príkladom na spracovanie podobných monografií o niektorých ďalších významných jaskyniach.

Pavel Bella

GRZEGORZBARCZYK:TATRZAŃSKIEWYWIERZYSKA.KRASOWESYSTEMY WYWIERZYSKOWE TATR POLSKICH.

Katedra Ochrony Środoviska i Zasóbow Naturalnych, Wydzial Geologii, Uniwersytet Warszawski – Tatrzański Park Narodowy, Zakopane 2008, 178 strán, ISBN 978-83-60556-41-2



Po zbežnom prelistovaní publikácie sa musí slovenský speleológ začudovať nad množstvom rozsiahlych jaskynných systémov na druhej strane Tatier. Ak aj nie je odborníkom na hydrológiu a hydrogeológiu a nerozumie dokonale po poľsky, poteší ho množstvo kvalitnej a zrozumiteľnej grafiky k problematike nám blízkej.

Autor publikácie Dr. Grzegorz Barczyk je hydrogeológ, pracuje na Geologickej fakulte Varšavskej univerzity. Jeho vedeckým zameraním je hydrogeológia horských celkov so zvláštnym zreteľom na kras. Je spoluautorom Hydrogeologickej mapy Poľska v mierke 1 : 50 000, časti Západných Tatier. Autor viacerých vedeckých prác, zaoberajúcich sa infiltráciou vôd a hydrogeologickými pomermi Tatier. Jaskyniar, turista a spoluautor Tatranského bedekra z roku 2000.

Štruktúra publikácie je prispôsobená nielen úzkemu okruhu záujemcov z radov odborníkov, ale aj širšej odbornej komunite, najmä speleologickej. Približuje vyvieračky ako objekty, ktoré predstavujú koncentrovaný vývер často veľmi rozvetvených podzemných krasových systémov. (Na rozdiel od u nás často interpretujúcich prameň iba ako objekt hydrologických pozorovaní „puklinových vôd"; za krásny názov „vyvieračka", angl. Vaucluse spring, ako keby sa naši vedátori hanbili.) K úvodným častiam práce môžeme zaradiť aj stať o pozícii „systemow wywierzyskovych", ktoré by sme mohli preložiť ako „výverové systémy", čo je termín u nás príliš nepoužívaný. Ide tu o akési podzemné povodie konkrétnej vyvieračky, v poľských Tatrách vďaka intenzívnym speleologickým prieskumom do značnej miery preskúmaným a zmapovaným. Nad tým by sa mali zamyslieť aj naši odborníci, ktorí iba občas akceptujú speleologické výskumy. K úvodným častiam patrí aj zasadenie vyvieračiek do prírodného komplexu – súvislosti s klimatickými podmienkami a geologickou stavbou.

Druhá časť publikácie sa zaoberá charakteristikou jednotlivých vyvieračiek a im prislúchajúcich jaskynných systémov. Speleologicky zaujímavá je kapitola 1.3., ktorá sa začína na strane 27. Tu sú predstavené jaskynné systémy, aktívne pretekané krasovými vodami smerujúcimi ku konkrétnym prameňom: Systém Bańdžochu Kominiarskeho (vo vrchu Kominy Tylkowskie), systém Sczelina Chocholowska – jaskyňa Rybia, systém Śnieżna studnia, systém Wielka Śnieżna (i so systémom Veľkej Litworovej), Ptasia Studnia, jaskyňa Kozia, Jaskyňa Mała v Mułovej doline, jaskyňa Czarna, Zimna, systém jaskýň Miętusia, jaskyňa Wysoka – Za siedmiu progami, systém jaskyne Bystrej, ako aj systém jaskyne Kasprowa Niżnia.

Všetky vymenované jaskyne sú okrem opisu dokumentované peknými, jednotne graficky spracovanými rezmi alebo pôdorysmi. Zaujme napr. obrázok 17 na strane 40, ktorý znázorňuje povrchovú i podzemnú situáciu v masíve Malolačniaka, kde je znázornená aj naša Nová Kresanica(!) Tiež na stranách 77 a 78 sú mapy (aj pokus s trojdimenzionálnym zobrazením) znázorňujúce komplexné odvodnenie systémov masívu Červených vrchov.

V tretej časti knihy sa oboznámime s farbiacimi pokusmi v podzemných hydrologických systémoch. Po všeobecných informáciách o metodike nasledujú konkrétne výsledky v jednotlivých systémoch. Sú prehľadne zachytené v tabuľkách i s historickými údajmi zo 60. rokov minulého storočia. Jednotlivé časti dopĺňajú aj mapy systémov a fotografie. Iste najzaujímavejšie sú informácie o farbeniach jednotlivých systémov, ktoré vyúsťujú do známeho prameňa Wywierzysko Lodowe v doline Koscielisko. Azda aj jaskyne na našej strane Červených vrchov inklinujú do tohto systému. Pre slovenského speleológa sú aktuálne aj údaje o systéme, do značnej miery ešte hypotetickom, v oblasti Goričkovej. Východnejšie už krasová oblasť súvisí s oblasťou tatranských jazier v doline Suchej vody, kde je tiež dokázané odvodňovanie do doliny Goričkovej a Olczyskej (pod Giewontom, v oblasti známych Kužníc).

Najodbornejší charakter má štvrtá časť knižky – hydrogeologická charakteristika vyvieračiek. Na schematickej mape sú vyznačené meracie stanovištia – pluviometre, limnigrafy a vodočty, ako aj poloha opisovaných vyvieračiek. Dominujú grafy časových radov pozorovaní vyvieračiek, porovnanie zápisov limnigrafu a odčítania vodočtu. Pracuje sa tu s údajmi výšky hladiny. S tým súvisí azda jediná pripomienka recenzenta, že reprezentatívnejší by bol údaj o prietoku, resp. výdatnosti vyvieračiek. Celkové hodnoty v dm^3/s sa dozvieme až z tabuľky na strane 135. Najprv sa však dozvedáme o ročnom priebehu stavov hladiny v reprezentatívnom období, na strane 100 aj za dlhšie pozorovacie obdobie. Uvedené údaje sa ďalej štatisticky spracovávajú. Zaujímavé sú závery tejto časti – vzťah ku klimatickým a meteorologickým podmienkam: reakcia na topenie snehu s peknými grafmi, podobne reakcie vyvieračiek na atmosférické zrážky dokumentované fotografiami extrémnych hydrologických javov a napokon aj analýza čiar prekročenia. Vedecké závery publikácie smerujú k riešeniu problematiky objemu podzemných rezervoárov vôd.

Výsledky hydrochemických analýz sa dozvedáme v kapitole 4.3., kde sú aj údaje o fyzikálnych vlastnostiach vôd vyvieračiek – teplote a konduktivite. Významné sú úvahy o krasovej denudácii podľa množstva rozpustených látok vo vodách vyvieračiek, kde sa získali aj konkrétne údaje podľa množstva rozpustených látok v t/rok z jednotlivých vyvieračiek. Tu je možné porovnanie s meraniami Dr. A. Droppu v 70. rokoch minulého storočia u nás, ako aj so závermi P. Hipmana.

Záverečné kapitoly o krasových systémoch sú najmä teoretického charakteru, stať o ochrane je dôležitá pre vydavateľa – Správu Tatranského národného parku v Zakopanom.

Rozsiahly prehľad literatúry obsahuje podľa recenzenta literatúru najmä novšiu, speleologických prác je pomerne málo a úplne absentujú slovenské či české práce s výnimkou Karsologickej a speleologickej terminológie od V. Panoša z roku 2001.

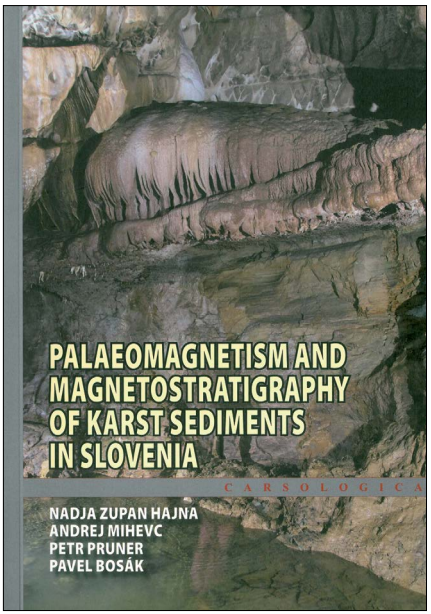
Knižka zaujme najmä interpretáciou a sumarizáciou speleologických poznatkov poľských speleológov v blízkej pohraničnej oblasti. Čitateľ sa tu okrem iného dozvedá zaujímavé poznatky o jaskynných systémoch v poľských Tatrách, ktoré sú roztrúsené v množstve drobnejších prác. Dielo môže byť inšpiráciou na podobné sumarizovanie aj na slovenskej časti krasových území Tatier alebo aj iných krasových oblastí Slovenska. Čitateľ je ohromený skutočnosťou, že poľské Tatry sú doslova plné jaskýň, na rozdiel od našej časti, ktorá je síce možno lepšie chránená, avšak akosi prázdna.

Z tohto pohľadu je publikácia, ktorá vyšla vo formáte B5, pre nášho speleológa sympatická a inšpirujúca. Hlavne bádateľom v oblasti Červených vrchov bude iste vhodnou pomôckou.

Zdenko Hochmuth

NADJA ZUPAN HAJNA, ANDREJ MIHEVC, PETR PRUNER, PAVEL BOSÁK: PALAEOMAGNETISM AND MAGNETOSTRATIGRAPHY OF KARST SEDIMENTS IN SLOVENIA

Carsologica 8, ZRC Publishing, Karst Research Institute ZRC SAZU, Postojna – Ljubljana 2008, 266 strán, ISBN 978-961-254-058-6



Ďalšia pozoruhodná monografia, ktorú vydal Inštitút pre výskum krasu ZRC SAZU v Postojnej v sérii Carsologica, prezentuje výsledky paleomagnetického výskumu sedimentov v krasových územiach v Slovinsku od roku 1997. Výskum sa uskutočnil v rámci spolupráce tamojšieho karsologického inštitútu s Geologickým ústavom akadémie vied Českej republiky v Prahe, čomu zodpovedá aj skladba autorov tejto monografie.

Výskum a datovanie sedimentov v povrchových depresiách a jaskyniach, vrátane využívania metód vzťahujúcich sa na paleomagnetizmus a magnetostratigrafiu sedimentov, prináša množstvo významných poznatkov o geochronológii vývoja krasu a tektonickom režime v rozdielnych krasových územiach. Touto dôležitou, zväčša však dosť komplikovanou problematikou sa na príklade Dinárskeho krasu, alpínskeho krasu a území izolovaného kras zaoberá horeuvedená monografia. V porovnaní so staršími názormi na vývoj a vek týchto krasových území, ktorý sa predpokladal iba na základe geomorfologických výskumov bez skúmania a datovania sedimentov, prináša množstvo nových poznatkov a interpretácií.

Publikácia, ktorá vyšla v anglickom jazyku v náklade 550 ks, má prehľadnú a tematicky ucelenú obsahovú štruktúru. Po úvode, v ktorom nechýba prehľad základnej terminológie vo vzťahu k vývoju krasu a krasovým sedimentom, ako aj charakteristika jaskynných a krasových sedimentov, sa jednotlivé kapitoly postupne zaoberajú paleomagnetickými metódami a magnetostratigrafiou (terénne práce, laboratórne procedúry a spracovanie výsledkov), ako aj ďalšími metódami (mineralogické analýzy, rádioizotopové datovanie a paleontologické metódy), ktoré sa použili v rámci uvedeného výskumu. Nasleduje základná geologická a geomorfologická charakteristika krasových území v Slovinsku (Kras, Kras Matarského podolia, Podgorský kras, Notranjský kras, Dolenjský kras, Kras Julských Álp, Kras Kamnik-Savinjských Álp, Kras Velenjskej kotliny) a rozsiahly opis skúmaných lokalít (Črnotiče, Briščiki, Kozina, Divača, Jama pod Kalom, Grofova jama, Divaška jama, Trhlovca, Račiška jama, Pečina v Borštu, Križna jama, Planinska jama, Postojnska jama, Zguba jama, Markov Spodmol, Hrastje, Jama pod Babjim zobom, Spodmol nad Planino jezero, Snežna jama, Tajna jama, Velenje) s prehľadom dosiahnutých výsledkov. Počas výskumu odobrali a spracovali spolu 2007 vzoriek sedimentov z 21 lokalít. Dosiahnuté výsledky sa hodnotia z hľadiska použiteľnosti a spresnenia metód výskumu, objasnenia základných interpretácií magnetostratigrafických poznatkov, výsledkov mineralogického výskumu i datovania jaskynných výplní, ako aj z hľadiska rekonštrukcie paleogeografického vývoja s určovaním veku jednotlivých vývojových fáz. Textovú časť publikácie vhodne doplňuje množstvo fotografií, kvalitne spracovaných máp, schém a iných nákresov.

Krasové sedimenty zo skúmaných lokalít, ktoré sa nachádzajú v územiach s rozdielnymi geologickými a geomorfologickými pomermi, majú buď holocény až mindelský vek (do 0,78 mil. rokov), günz/mindelský až pliocénny vek (0,78 mil. až 1,8 mil. rokov) alebo až pliocénno-miocénny vek (1,8 mil. až 5,4 mil. rokov a viac). Krasovatenie sa začalo regresiou eocénneho mora, keď

na obnažené karbonátové horniny, podliehajúce ďalšiemu geologickému terestrickému vývoju, začali pôsobiť exogénne geomorfologické procesy. Korelátne sedimenty sa uložili v okolitých rozsiahlych miocénnych sedimentačných bazénoch (Panónska panva) alebo pliocénno-kvartérnych medzihorských kotlinách. V jaskyniach a tzv. „bezstropných jaskyniach", t. j. na povrch odhalených postjaskynných depresiách so zvyškami jaskynných sedimentov, sa zachovali sedimenty staré až 6 mil. rokov, ktoré zaznamenávajú bývalé klimatické, paleogeografické a tektonické zmeny. Hoci vzhľadom na obmedzenú hrúbku profilov sedimentov tieto záznamy nie sú kontinuálne, ide o veľmi významné sedimentologické dôkazy vývoja prírodných podmienok a procesov v krase. Záverom sa konštatuje, že viaceré odlišnosti vývoja krasu v menších geomorfologických jednotkách v rámci väčších geomorfologických jednotiek sú výsledkom rozdielnych tektonických pohybov súvisiacich s rotáciou adriatickej platne v smere hodinových ručičiek za posledných 6 mil. rokov.

Monografia, ktorú recenzovali prof. D. C. Ford a prof. J. Głazek, prináša množstvo dôležitých poznatkov o geochronológii vývoja krasu a jaskýň v Slovinsku. Tie možno v širšom kontexte aplikovať aj na rozsiahlejšiu oblasť Dinárskeho krasu. Publikácia určite neunikne pozornosti geológov a geomorfológov, najmä tým, ktorí sa zaoberajú problematikou vývoja krasových území. Keďže vývoj mnohých krasových území do značnej miery súvisí s vývojom okolitých nekrasových území, poznatky o veku sedimentov a geochronológii krasu a jaskýň sú dôležité aj zo širšieho regionálneho hľadiska. Poznatky a praktické skúsenosti, získané realizáciou množstva terénnych i laboratórnych prác, verifikujú a spresňujú metodiku paleomagnetického výskumu sedimentov, napr. optimálnym zahusťovaním miest odberu vzoriek. S cieľom dosiahnuť jednoznačné výsledky ju treba kombinovať s ďalšími metódami určovania absolútneho, relatívneho alebo korelačného veku sedimentov. V Slovinsku prvýkrát biostratigrafické údaje pomohli korelovať magnetostratigrafický záznam s časovou stupnicou geomagnetickej polarity a presnejšie určiť predkvartérny vek jaskynnej výplne.

Táto súborná monografia, ktorá sa stala významným titulom medzinárodnej speleologickej literatúry, je vhodným príkladom na realizáciu podobných výskumov aj v iných významných krasových územiach, vrátane Slovenska. V poslednom desaťročí sa v rámci spolupráce Správy slovenských jaskýň s Geologickým ústavom akadémie vied Českej republiky a Geologickým ústavom Poľskej akadémie vied vo Varšave uskutočnil paleomagnetický výskum a rádioizotopové datovanie sedimentov z viacerých našich jaskýň. Nastáva čas na úvahy a podnety, aby sa dosiahnuté výsledky neprezentovali iba v čiastkových príspevkoch, ale aj v podobe súbornej publikácie.

Pavel Bella

Slovenský kras, ročník 46, číslo 1
Acta Carsologica Slovaca

Rok vydania:	2008
Vydavateľ:	Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky – Správa slovenských jaskýň a Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva v Liptovskom Mikuláši
Adresa redakcie:	Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11 031 01 Liptovský Mikuláš
Jazyková úprava:	Mgr. Bohuslav Kortman (slovenský jazyk) Ing. Peter Gažík (anglický jazyk)
Anglické preklady:	Autori príspevkov
Grafika:	Ing. Jiří Goralski
Tlač:	RVprint Vaša tlačiareň, Uhorská Ves 57, 032 03 Liptovský Ján
Náklad:	600 ks
Na obálke:	Riečisko v Drienovskej jaskyni, Slovenský kras. Foto: Pavol Kočiš

ISSN 0560-3137