

SLOVENSKÝ KRAS

ACTA CARSOLOGICA SLOVACA

ROČNÍK 49
ČÍSLO 1



2011

Liptovský Mikuláš

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA

Vedecký karsologický a speleologický časopis

Časopis vychádza dvakrát ročne

Evidenčné číslo: EV 3878/09

ISSN 0560-3137

Toto číslo vyšlo s finančnou podporou

Geologického ústavu Akadémie vied Českej republiky, v. v. i.



<http://www.gli.cas.cz/>

Hostujúci editor / Guest Editor

prof. RNDr. Pavel Bosák, DrSc.

Výkonný redaktor / Executive Editor

Mgr. Lukáš Vlček

Redakčná rada / Editorial Board

Predseda / Chairman

doc. RNDr. Zdenko Hochmuth, CSc.

Členovia / Members

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

Recenzenti / Reviewers

doc. RNDr. Pavel Bella, PhD., prof. RNDr. Pavel Bosák, DrSc., doc. RNDr. Zdenko
Hochmuth, CSc., RNDr. Jaroslav Lexa, CSc., Mgr. Daniel Ozdín, PhD., Mgr. Branislav
Šmída, PhD., doc. Ing. Ladislav Tometz, PhD., Mgr. Lukáš Vlček

OBSAH – CONTENTS

ŠTÚDIE A VEDECKÉ SPRÁVY – SCIENTIFIC PAPERS

<i>Pavel Bella, Vladimír Šucha, Ludovít Gaál, Peter Koděra</i> Krasová jaskyňa prvá v Štiavnických vrchoch – hydrotermálna speleogenéza v karbonátovom podloží miocénneho stratovulkánu <i>The First Karst Cave in the Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia – hydrothermal speleogenesis in basement carbonates of the Miocene stratovolcano</i>	5
<i>Ludovít Gaál, Pavel Bella</i> Súčasný stav poznatkov o vzniku jaskýň po stromových pozostatkoch <i>Actual state of knowledge about the origin of tree mould caves</i>	23
<i>Peter Malík, Miloš Gregor, Jaromír Švasta, Dagmar Haviarová</i> Interpretácia meraní teploty a mernej elektrickej vodivosti vody v profile podzemného toku Krásnohorskej jaskyne <i>Interpretation of water temperature and electric conductivity measurements in the profile of underground stream in the Krásnohorská jaskyňa Cave</i>	41
<i>Alexander Lačný</i> Príspevok ku genéze krasu a jaskýň v Dolnom vrchu (Kuchynsko-orešanský kras, Malé Karpaty) <i>Contribution to the genesis of the karst and caves in the Dlhý vrch Hill (Kuchyňa – Orešany karst, Malé Karpaty Mts.)</i>	57
<i>Štefan Ratkovský</i> Chorické geoekologické jednotky Brestovskej jaskyne <i>Choric geoecological units of the Brestovská Cave</i>	77

RECENZIE – REVIEWS

<i>Pavel Bella</i> K. Grimes, R. Wray, A. Spate, I. Household: Glossary of Terms for Ruiniform & Karst-like Features in Silicate Rock	93
--	----

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	49/1	5 – 21	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2011
--	------	--------	------------------------

ŠTÚDIE A VEDECKÉ SPRÁVY – SCIENTIFIC PAPERS

KRASOVÁ JASKYŇA PRVÁ V ŠTIAVNICKÝCH VRCHOCH – HYDROTHERMÁLNA SPELEOGENÉZA V KARBONÁTOVOM PODLOŽÍ MIOCÉNNÉHO STRATOVULKÁNU

PAVEL BELLA^{1,2}, VLADIMÍR ŠUCHA³,
LUDOVÍT GAÁL¹, PETER KODĚRA³

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

² Katedra geografie, Pedagogická fakulta KU, Hrabovská cesta 1, 034 01 Ružomberok

³ Katedra ložiskovej geológie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava 4;
sucha@fns.uniba.sk, kodera@fns.uniba.sk

P. Bella, V. Šucha, L. Gaál, P. Koděra: The First Karst Cave in the Štiavnické vrchy Mts., Central Slovakia – hydrothermal speleogenesis in basement carbonates of the Miocene stratovolcano

Abstract: A cave of hydrothermal origin in crystalline limestone has been investigated near Sklené Teplice Spa in the Štiavnické vrchy Mts. located in Central Slovakia. Metamorphosed Middle Triassic carbonate rocks occur as a horizon in pre-volcanic basement of Middle Miocene volcanic formations. The hydrothermal origin of studied cave is documented by spherical and irregular oval phreatic morphology sculptured by ascending thermal water, metamorphic type of the host rocks and their hydrothermal alteration, occurrence of large calcite and quartz crystals, and hydrothermal clays with three mineral smectite-kaolinite, illite and goethite associations. The primary phases of speleogenesis in the crystalline limestones was caused by hydrothermal processes linked either to the emplacement of granodiorite subvolcanic intrusions during the Late Badenian time or to epithermal system of the Late Sarmatian time in the central zone of the Štiavnica stratovolcano. The described cave presents the remarkable example of hydrothermal limestone cave associated with Miocene volcanism and magmatic intrusions in Central Slovakia.

Key words: karst, magmatic intrusion, metamorphic carbonates, hydrothermal cave, phreatic morphology, hydrothermal rock alteration, mineralization, hydrothermal clays, X-ray diffraction analysis, Štiavnické vrchy Mts., Western Carpathians

ÚVOD

V nadväznosti na výskum hydrotermálnych kvarcovitých jaskýň v lome Šobov pri Banskej Štiavnici (Bella et al., 2010) sme v máji a júni 2010 preskúmali Krasovú jaskyňu prvú, ktorá sa nachádza v nevelkej oblasti Štiavnických vrchov budovanej karbonátovými, zväčša metamorfovanými horninami. Vzhľadom na komplikovaný viacfázový vývoj štiavnického stratovulkánu a jeho metalogenézu súvisiacu s magmatickými intrúziami (pozri Konečný, 1970; Konečný et al., 1995, 1998; Lexa et al., 1999, 2010; Konečný a Lexa, 2001; Lexa, 2001 a iní) sa dalo totiž predpokladať, že táto jaskyňa vznikla rozpúšťaním vápencov v hydrotermálnych podmienkach.

Cieľom predloženého príspevku je podať geologickú a geomorfologickú charakteristiku uvedenej jaskyne a na základe vykonanej minerálnej analýzy potvrdiť jej hydroter-

málny pôvod. Tým sa doplnia doterajšie poznatky o rôznorodých podmienkach a procesoch vzniku a vývoja jaskýň na Slovensku vzhľadom na pestrú geologickú stavbu a zložitý geologicko-geomorfologický vývoj jeho územia.

POLOHA A ZÁKLADNÉ ÚDAJE

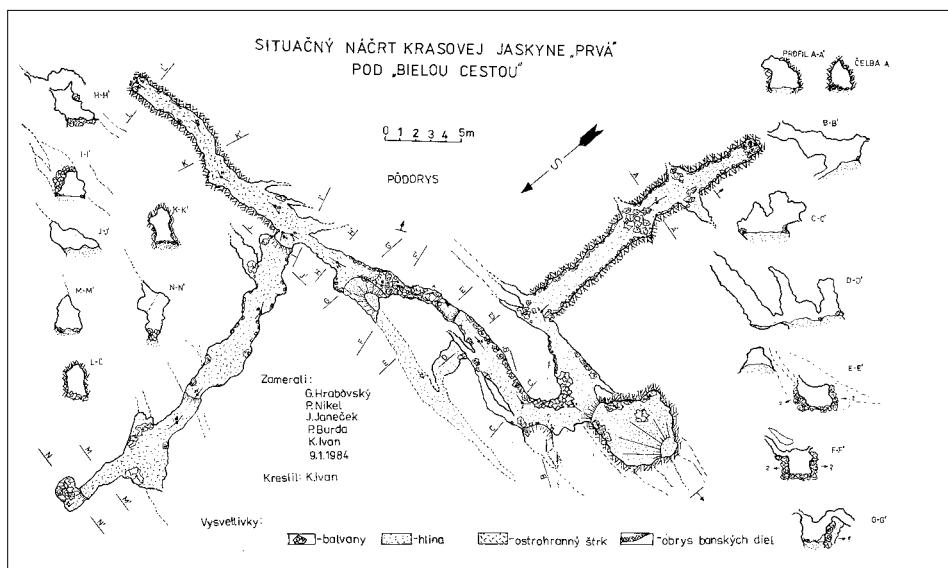
Krasová jaskyňa prvá (s iným názvom Jaskyňa pod Bielou cestou) sa nachádza v severnej časti Štiavnických vrchov, v geomorfologickom podcelku Hodrušská hornatina (pozri Mazúr a Lukniš, 1978; Bella et al., 2007), asi 3 km južne od Sklených Teplíc na ľavej strane doliny potoka Teplá, na severovýchodnom okraji prírodnej rezervácie



Obr. 1. Ústie vstupnej šachty na povrch. Foto: P. Bella
Fig. 1. The surface opening of entrance artificial shaft.
Photo: P. Bella

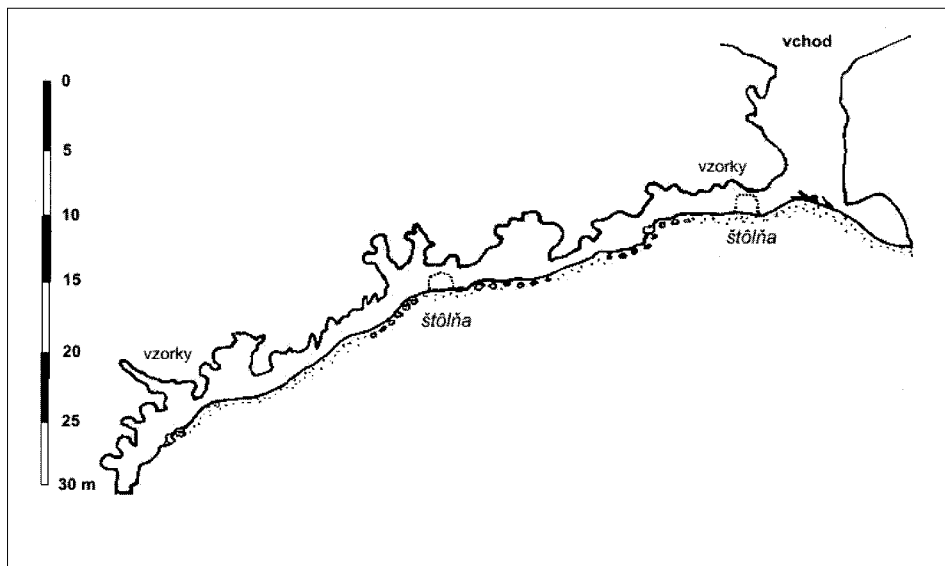
Kamenný jarok. Do jaskyne sa vchádza asi 10 m hlbokou šachtou, ktorú vyhlúbili asi pred 200 až 300 rokmi (Karsten, 1991). Horný otvor vyrazenej šachty je v nadmorskej výške asi 590 m (obr. 1).

Pod šachtou baníci narazili na voľné jaskynné priestory, z ktorých na dvoch miestach pozdĺž rudných žíl vyrazili dve slepé bočné štôľne (obr. 2). Južná štôľňa je dlhá 20 m, východná štôľňa 16 m (Karsten, 1991). Hlavnú časť jaskyne tvorí zväčša oválna, nadol klesajúca



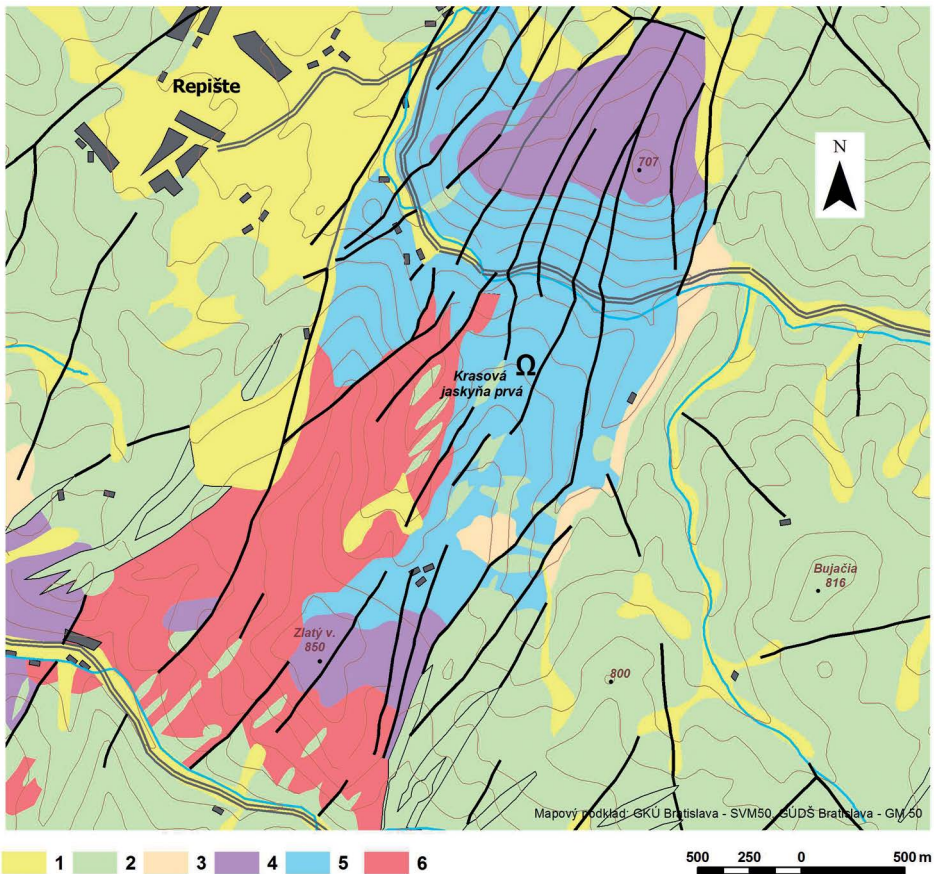
Obr. 2. Plán Krasovej jaskyne prvej (Karsten, 1991)
Fig. 2. Plan of the First Karst Cave (Karsten, 1991)

chodba, ktorá od dna vstupnej šachty vedie východným smerom. Poniže pristrannejšej časti, asi 35 m od dna šachty chodba prudko mení smer na sever a naďalej klesá, strmšie ako v hornom v. – z. úseku. Za nevelkým priečnym sieňovitým rozšírením chodba severnej vetvy prudko klesá na najnižšie miesto jaskyne, na ktorom jaskyniari vyhlúbili prieskumnú sondu (obr. 3). Prejavom banskej činnosti sú aj početné antropogénne múriky po stranách prirodzených jaskynných dutín. Dĺžka jaskyne je približne 100 m a hĺbka 21 m. Celková hĺbka podzemných priestorov vrátane vyrazenej vstupnej šachty je 31 m (Karsten, 1991).



Obr. 3. Schematický pozdĺžny rez jaskyňou a vyrazenou vstupnou šachtou. Spracoval E. Gaál
 Fig. 3. Schematic longitudinal section through the cave and entrance artificial shaft.
 Compiled by E. Gaál

Krasové územie, v ktorom sa skúmaná jaskyňa nachádza, budujú strednotriasové vápence a dolomity obalovej jednotky veporika skupiny Veľkého boku (obr. 4). Na povrch vystupujú v centrálnej časti štiavnického stratovulkánu (v tzv. sklenoteplíckom ostrove), ktorá bola vďaka výzdvihu hodruško-štiavnickej resurgentnej hrasti pomerne silne denudovaná až na predtreťohorné podložie. Podložie neovulkanitov tu tvoria jednotky hronika a veporika. Hronikum reprezentujú spodnotriasové pieskovce, bridlice a strednotriasové vápence i dolomity štureckého príkrovu. Veporikum je zastúpené takmer v celom rozpätí triasu skupiny Veľkého boku – spodnotriasovými kvarcitmi a bridlicami lužňanského súvrstvia (severne od jaskyne), strednotriasovými vápencami a rauwackmi (v okolí jaskyne) a vrchnotriasovými bridlicami, pieskovecami, dolomitmi a evaporitmi (východne od jaskyne). K veporiku patria aj súbory kryštalinika, najmä granodiority, podradne migmatity a sericiticko-chloritické bridlice. Karbonátové horniny sú tektonicky redukované a lokálne zmenené na kontaktné rohovce a skarny (v doline Handerlová a východne od Sklených Teplíc), ktoré v okolí Sklených Teplíc súvisia s intrúziami granodioritových porfýrov. Ďalej od kontaktu s granodioritovým plutónom sa karbonátové horniny rekrystalizovali len čiastočne (Konečný et al., 1993, 1998). Generálny úklon karbonátov je k severu a celý súbor rozčleňuje systém mladších zlomov hodruško-štiavnickej hrasti v smere najmä SV – JZ až SSV – JJZ.



Obr. 4. Zjednodušená geologická mapa okolia Krasovej jaskyne prvej: 1 – deluviálne a aluviálne usadeniny, zosuvy (kvartér); 2 – neovulkanity v celku (stredný miocén); 3 – zlepenca a pieskovce (eocén); 4 – pieskovce, bridlice, vápence a dolomity hronika (spodný a stredný trias); 5 – bridlice, kvarcity, vápence, dolomity, rauwacky skupiny Veľkého boku (trias); 6 – granodiority, migmatity, kryštalické bridlice (kryštalikum veporika). Na základe mapových podkladov Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave spracoval P. Gažík

Fig. 4. Simplified geological map of the surrounding area of First Karst Cave: 1 – deluvial and alluvial sediments, landslides (Quaternary); 2 – neovolcanics “en block” (Middle Miocene), conglomerate and sandstone (Eocene); 4 – sandstone, shale, limestone and dolomite of Hronicum (Lower and Middle Triassic); 5 – shale, quartzite, limestone, dolomite, rauwacke of Veľký Bok Unit (Triassic); 6 – granodiorite, migmatite and crystalline shale (Crystallinum of Veporicum). On the basis of map source of the State Geological Institute of Dionýz Štúr in Bratislava compiled by P. Gažík

Na základe pozorovaní z jaskyne možno karbonáty skupiny Veľkého boku rozdeliť do troch litologických typov – gutensteinské dolomity, gutensteinské vápence a steinalmské vápence. Gutensteinské dolomity sú sivé, miestami až tmavosivé a brekciovité. Sčasti sú hydrotermálne zatlačané železitými povlakmi a impregnáciami. Podobný charakter majú aj gutensteinské vápence. Sú takisto sivé až tmavosivé, miestami brekciovité a zatlačané sekundárnymi minerálmi s obsahom železa. Miestami sa v nich prejavuje aj charakteristické biele žilkovanie. Pri štólňi pod vstupnou studňou jaskyne sú zreteľne

vrstevnaté, uložené 65/25 (smer sklonu/sklon vrstiev). Steinalmské vápence sú svetlosivé alebo biele a vyskytujú sa skôr v spodnejších častiach jaskyne. Sú rekrystalizované, najmä biele časti sú zreteľne mramorizované. V porovnaní s podobnými vápencami v iných územiach Západných Karpát sú pravdepodobne aniského veku. Vo všetkých troch typoch karbonátov sa v jaskyni pozorujú hydrotermálne premeny a zatlačenia, najmä v okolí žíl a žilníkov. Sú to prevažne karbonátové žily s limonitom so smerom sklonu a sklonom 280/60 – 70. Najvýraznejšie sa v podzemných priestoroch prejavujú za hornou štôľňou smerujúcou na juh (vedľa spodného vyústenia vstupnej šachty do jaskynných priestorov), často so selektívne vypreparovanými pruhmi a kalcitovými geódami (smer sklonu a sklon žily je 285/70), a v priečnom sieňovitom priestore v spodnej časti jaskyne nad posledným, takmer zvislým stupňom, naspodku sa končiacim prieskumnou sondou (smer sklonu a smer žily je 280/60). Limonitová výplň žíl je miestami značne oxidovaná a rozložená až na oker. Smery zlomov a žíl v jaskyni (najmä SSV – JJZ a SV – JZ) korešpondujú s hlavnými smermi zlomového systému i ryodacitových dajok hodruško-štiavnickej hrasti. V morfológii podzemných chodieb jaskyne sa pomerne výrazne prejavujú aj chodby smeru S – J a V – Z, prípadne SSZ – JJV.

V jaskyni sa na niektorých miestach vytvorila kalcitová sintrová výplň, najmä brkovité stalaktity, záclonovité a kôrové náteky. Vzácnější je výskyt drobných karfiolovitých útvarov, ako aj aragonitu v podobe krehkých ihlíc. Miestami sa pozorujú väčšie geódovité kryštály kalcitu a kremeňa; spomína sa aj výskyt galenitu a pyritu (Karsten, 1991). Rôznorodá a viacgeneračná minerálna výplň jaskyne sa zatiaľ komplexne neskúmala.

NÁČRT PROBLEMATIKY

Hoci skúmaná jaskyňa je mimoriadne zaujímavá z geologického i geomorfologického hľadiska, jediný opis morfológie a výplní jaskyne z roku 1991 pochádza od spomenutého I. Karstena. Z viacerých pozoruhodností upozorňuje najmä na výskyt drúz kryštálov kalcitu a kremeňa, ktorých vznik dáva do súvisu s hydrotermálnymi procesmi. Vytváranie jaskyne však vysvetľuje účinkom erózie neznámeho paleotoku vody. V súvislosti s terajšími poznatkami o hydrotermálnych jaskyniach, ktoré sa v posledných dekádoch získali z mnohých častí sveta, treba detailnejšie posúdiť genézu tejto ojedinelej jaskyne na Slovensku.

Hydrotermálne jaskyne patria medzi jaskyne hypogénneho pôvodu, ktoré vznikajú výstupnými hlbinnými, spravidla termálnymi vodami obohatenými o CO₂, SO₂ alebo H₂S (Egemeier, 1981; Ford a Williams, 1989, 2007; Palmer, 1991, 2007; Ford, 1995 a iní). Rozpúšťaciu schopnosť týchto vôd určujú prírodné zdroje a procesy, ktoré nemajú vzťah k zemskému povrchu, ale k hlbšej časti zemskej kôry (Palmer, 2007).

Hydrotermálne jaskyne sa od ostatných jaskýň líšia nielen charakterom genézy, ale aj morfológiou podzemných priestorov a výskytom minerálov hydrotermálneho pôvodu (Dubljanskij, 1990, 2000 a iní). Hydrotermálny vznik a vývoj jaskýň treba posudzovať na základe geologického vývoja a hydrogeologických pomerov daného územia, morfo-genetickej analýzy priestorovej štruktúry a tvarov jaskynných priestorov, analýzy jaskynných sedimentov a minerálov, ako aj zmien chemického zloženia materských hornín počas hypogénnej speleogenézy (Dubljanskij, 1990, 2000; Klimchouk, 2007, 2009a,b a iní).

Medzi hlavné indikačné znaky hydrotermálnych jaskýň patrí osobitná morfológia podzemných priestorov a výskyt minerálov hydrotermálneho pôvodu. V hydrotermálnych jaskyniach sa vytvárajú väčšie i menšie oválne vyhlbeniny, najmä v podobe po-

četných sférických kupol, slepých vrecovitých dutín a komínov (Ford a Williams, 1989, 2007; Palmer, 1991, 2007; Klimchouk, 2007; Audra et al., 2009b a iní). V hydrotermálnych jaskyniach sa spravidla vyskytujú minerály hydrotermálneho pôvodu, zväčša v podobe veľkých idiomorfnych kryštálov kalcitu a kremeňa. Z ďalších minerálov hydrotermálneho pôvodu sa v takýchto jaskyniach vyskytuje baryt, sfalerit, fluorit a iné. Niektoré z týchto minerálov (napr. kalcit, aragonit, fluorit, sadrovec) môžu vzniknúť aj z vodných roztokov nižšej teploty (Dublyansky, 1997 a iní).

Na základe komplexného mineralogického výskumu sa v jaskyniach hydrotermálneho pôvodu zistili tri genetické kategórie minerálov: (1) minerály vytvorené z hydrotermálnych roztokov, (2) minerály predstavujúce hydratačné alebo alteračné produkty primárnych hydrotermálnych minerálov, ako aj (3) minerály vyžrážané z nízko- a stredoteplotných vadóznych roztokov formujúcich sa z presakujúcej zrážkovej vody (Onac, 2002; Onac a Damm, 2002).

V nadväznosti na poznatky o vývoji štiavnického stratovulkánu a jeho metalogenéze (Konečný, 1970; Konečný et al., 1998; Lexa et al., 1999; Konečný a Lexa, 2001), ktoré sa týkajú aj metamorfózy karbonátových hornín v skúmanej oblasti, na potvrdenie hydrotermálnej genézy Krasovej jaskyne prvej pri Sklených Tepliciach chýbala detailnejšia morfológická, resp. morfogenetická analýza jej podzemných priestorov a najmä minerálna analýza jaskynných výplní.

Hydrotermálne procesy v Štiavnických vrchoch pretrvávajú aj v súčasnosti, najmä v neďalekom okolí nami skúmanej jaskyne. Najznámejšia hydrogeologická štruktúra je pri Sklených Tepliciach s geotermálnymi vodami teplými 33 až 53 °C, ktoré sa viažu na triasové karbonáty a vystupujú pozdĺž križujúcich sa zlomov – okrajového sklenoteplického zlomu smeru SSV – JJZ, od západu ohraničujúceho predterciérne útvary hodrušsko-štiavnickej hrasti, resp. „sklenoteplického ostrova“ od neovulkanických formácií, a priečneho zlomu smeru ZSZ – VJV, ohraničujúceho blok Bukovca (Remšík et al., 2001 a iní).

METODIKA

V jaskyni sa vykonala detailná inventarizácia a dokumentácia jednotlivých korózných tvarov vyhlbených do materskej horniny a skúmalo sa ich priestorové usporiadanie v rámci hlavných častí jaskynných priestorov. Pri analyzovaní vývoja jaskynných priestorov v priestore sa sledoval vplyv štruktúrno-tektonických diskontinuit a litologických rozhraní na vývoj hlavných i podružných morfológických tvarov jaskyne. Zistené morfológické, resp. morfogenetické znaky skúmanej jaskyne sa porovnali s hlavnými indikačnými morfológickými znakmi hydrotermálnych jaskýň.

Sériu vzoriek hornín a minerálov z rôznych častí jaskynných priestorov sme odobrali počas terénneho výskumu v júni 2010. Predstavovali nielen pevné vzorky, ale aj vzorky zjavne alterované a rozpadavé. Osobitne sa odobrali ílovité vzorky z vyplnených puklín zreteľných na stenách jaskynných priestorov a z čiastočne vyplnených jaskynných chodieb.

Všetky ílovité a rozpadavé vzorky sa laboratórne upravili. Z každej vzorky sme sedimentačnou metódou vyseparovali ílovú frakciu. Pred sedimentačnou separáciou sa vzorky upravovali octanom sodným, peroxidom vodíka a ditioničitanom sodným (Šucha, 2000).

Rtg. prášková difrakčná analýza sa vykonala na prístroji Philips PW 1710 (Cu-K α žiarenie s grafitovým monochromátorom) vo forme orientovaných a neorientovaných pre-

parátov. Orientované preparáty boli sytené etylénglykolom na odlíšenie napučievajúcich vrstiev od nenapučievajúcich. Orientované preparáty sú výhodné na zvýraznenie bazálnych reflexov (001 reflexy), ktoré umožňujú dobre odlíšiť vrstevnaté silikáty (Šucha, 2000).

Zo vzoriek kryštalického hydrotermálneho kremeňa z jaskyne sa vyhotovila obojstranne naleštená platnička hrubá cca 0,2 mm na petrografické vyhodnotenie výskytu fluidných inklúzií.

MORFOGENETICKÉ ZNAKY JASKYNE

Krasová jaskyňa prvá predstavuje šikmú, miestami stupňovitú nadol klesajúcu chodbu, ktorá má v hornej časti v. – z. smer a v dolnej časti s. – j. smer (obr. 2). Najmä v hornej časti dosahuje výšku 2 až 2,5 m a šírku 3 až 4 m. Dost' výrazný vertikálny rozsah jaskyne vzhľadom na jej dĺžku viac-menej poukazuje na podpovrchové krasovatenie neobmedzené nadložnými nerozpustnými horninami (v okolí jaskyne karbonáty tvoria terajší povrch svahu). Zjavnú linearitu dvoch uvedených úsekov jaskynných chodieb výrazne usmerňujú tektonické poruchy. Z hľadiska celkovej morfológie táto jaskyňa má charakter neobmedzeného trojdimenzionálneho vývoja, kým menšie kaverny odkryté pri razení severnej štólne predstavujú geódovité dutiny (podľa typológie hypogénnych jaskýň, pozri Audra et al., 2009a). Jaskyňa nemá prirodzený otvor na povrch, do jej podzemia sa zostupuje cez vyrazenú šachtu. Zatiaľ nie sú známe žiadne skutočnosti, ktoré by potvrdzovali vývojové súvislosti s Líščou jaskyňou (s iným názvom Voštinová jaskyňa), ktorá sa nachádza v blízkosti horného otvoru vyrazenej vstupnej šachty.

Početné stropné kupoly, slepé oválne komíny, menšie i väčšie dierovité vyhlbeniny (obr. 5), ktoré sú hlavnými morfoskulptúrnymi formami v skúmanej jaskyni, sa zhodujú s hlavnými indikačnými morfológickými, resp. morfofenetickými znakmi hydrotermálnych jaskýň (pozri Klimchouk, 2007; Audra et al., 2009b). Vytvorili sa rozpúšťaním karbonátov účinkom pomalej konvekcie vody v hydrotermálnych podmienkach. Priemer stropných kupolovitých vyhlbenín je väčšinou 30 až 50 cm. Výskyt stropných kupol a komínovitých vyhlbenín v takmer celej jaskyni od jej spodnej až po vrchnú časť indikuje prúdenie vody prevažne odspodu nahor. Takisto väčšie asymetrické vyhlbeniny pripomínajúce large scallops, ktoré sú pod niektorými stropnými sférickými vyhlbeninami, svedčia o výstupnom prúdení vody.

V hornej časti jaskyne na stenách z. – v. chodby navyše miestami vidieť šikmé ploché skalné povrchy nazývané planes of repose, resp. facets (obr. 6). Tieto vznikajú v podmienkach pomalej cirkulácie vôd, keď usadzovanie jemných sedimentov, zväčša nerozpustných zvyškov hornín, obmedzuje až zastavuje koróziu na skalných



Obr. 5. Sférické a nepravidelné oválne stropné vyhlbeniny. Foto: P. Bella
Fig. 5. Spherical and irregular oval ceiling hollows. Photo: P. Bella



Obr. 6. Freatická morfológia chodby v hornom v. – z. úseku jaskyne. Foto: P. Bella
 Fig. 6. Phreatic morphology of passage in the east-west segment of the cave. Photo: P. Bella



Obr. 7. Karbonátové horniny zatláčané silicitmi s vysokým obsahom Fe. Foto: V. Šucha
 Fig. 7. Carbonate rocks replaced by silicites with a high Fe content. Photo: V. Šucha

povrchoch so sklonom $\leq 45^\circ$ a usmerňujú ju na strmšie, vyššie časti skalných stien (Lange, 1963, 1968; Goodman, 1964 a iní). Tým sa šikmé skalné povrchy zväčšujú smerom nahor; ich novovytvorené okrajové časti sa priebežne pokrývajú jemnými sedimentmi, ktoré predstavujú „protikoróznú“ pokrývnu vrstvu. Uvedené šikmé ploché korózne povrchy takisto patria medzi morfoskulptúrne tvary, ktoré vznikajú v niektorých typoch hypogénnych jaskýň (Klimchouk, 2007).

V stenách nami skúmanej jaskyne je aj niekoľko facetovaných výklenkov; v ich spodnej časti sú šikmé a ploché skalné povrchy, ktoré sa skláňajú a spájajú v strednej, najnižšej časti výklenku (pozri Bella, 2008). Niektoré z menších výklenkov sú takmer úplne vyplnené geodovitým zoskupením kryštálov kalcitu alebo kremeňa.

VÝSLEDKY MINERÁLNEJ ANALÝZY

Makroskopický opis

Dno vstupnej šachty pokrývajú hlinité sedimenty hnedej farby, ktoré sú pomerne časté aj v jaskynných chodbách. Ide o ílovité, silne lepkavé sedimenty, zjavne s vysokým obsahom Fe (obr. 7).

Makroskopicky na mnohých miestach jaskynných priestorov, ktoré sa vytvorili v karbonátových horninách postihnutých hydrotermálnou premenou, vidieť silicifikáciu a zatláčanie karbonátov silicitmi (obr. 8). Porózne silicity červenej farby sú veľmi častým sprievodným javom jaskynných chodieb a menších postranných dutín. Samotné karbonáty sú rekryštalizované, na mnohých miestach vidieť kalcitové kryštály s veľkosťou od niekoľko milimetrov až po niekoľko centimetrov, ktoré vznikli z remobilizovaného CaCO_3 (obr. 9). Podľa Karstena (1991) drúzové kryštály kalcitu dosahovali veľkosť až 4 cm. Na povrchu hydrotermálne altero-



Obr. 8. Hnedý ílovitý materiál vyplňujúci dno vstupnej šachty a jaskynných chodieb.

Foto: P. Bella

Fig. 8. Brown clay material filling the bottom of the entrance shaft and cave passages.

Photo: P. Bella



Obr. 9. Výrazné kalcitové kryštály v hydrotermálne alterovaných horninách. Foto: P. Bella

Fig. 9. Large calcite crystals in hydrothermally altered rocks. Photo: P. Bella

vaných hornín sa vytvorili jemné kalcitové kryštály (obr. 10). Karbonátové náteky, ktoré na niektorých miestach pokrývajú jaskynné steny (najmä v mieste zalomenia jaskynnej chodby na sever), sú pravdepodobne recentné a vznikli účinkom meteorickej vody. Mladé tenké stalaktity v podobe bŕk, dlhé do 5 cm, sa vytvorili aj na strope bočných banských štôlní. Aragonit vytvára ihlice dlhé niekoľko centimetrov. Zreteľné sú aj drúžové geódy kremeňa s kryštálmi veľkými 1 až 2 cm (Karsten, 1991).



Obr. 10. Jemné kalcitové kryštály na povrchu hydrotermálne alterovaných hornín. Foto: V. Šucha

Fig. 10. Fine calcite crystals on the surface of hydrothermally altered rocks. Photo: V. Šucha

V chodbách sú viditeľné silne alterované horniny žltozelenej farby, ľahko rozpadavé. V puklinách a dutinách je na viacerých miestach viditeľný a dobre rozpoznateľný redeponovaný veľmi jemný materiál so zreteľnou vrstevnatosťou. Farba jednotlivých vrstvičiek je žltookrová, hnedá a čierna (obr. 11). Jemné sedimenty boli čiastočne redeponované do spodnej časti jaskyne a usadené v pokojnom vodnom prostredí. V ich akumuláciách nie sú znaky fluvialnej erózie a transportu.



Obr. 11. Redeponovaný materiál so striedavými vrstvičkami žltookrovej, hnedej a čiernej farby. Foto: P. Bella
 Fig. 11. Redeponed material with remittent layers of yellow-ochre, brown and black colour. Photo: P. Bella



Obr. 12. Svetlá žltozelená intenzívne alterovaná a rozpadavá hornina. Foto: V. Šucha
 Fig. 12. Light yellow-green altered and disintegrating rock. Photo: V. Šucha

Výsledky rtg. práškovej difrakčnej analýzy

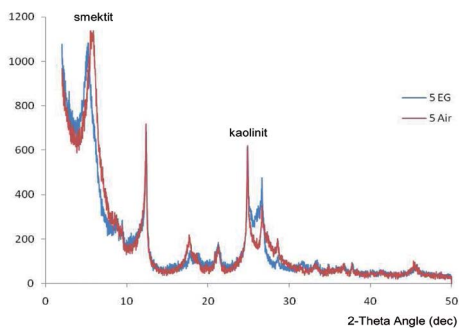
Hnedý ílovitý materiál (vzorka 1, obr. 7). Obsahuje relatívne vysoký obsah kremeňa a malé množstvo karbonátov. V závislosti od vytriedenosti materiálu sme zistili relatívne veľa vrstevnatých silikátov, ktoré tvorí hlavne smektit a kaolinit. Illit je prítomný v stopových množstvách.

Svetlá rozpadavá hornina (vzorka 2, obr. 12). Hornina obsahuje veľké množstvo jemnej ílovej zložky, v ktorej je dominantnou minerálnou fázou illit a malé množstvo kaolinitu. Z neílových minerálov je relatívne vysoký obsah kalcitu a kremeňa. Illit neobsahuje žiadne expandujúce vrstvy (žiadna zmena rtg. záznamu po sýtení etylénglykolom). Polšírka prvého bazálneho reflexu je veľmi malá (okolo 0,2 stupňa 2 θ éta), čo indikuje vysokú usporiadanosť vrstiev v relatívne hrubých illitových kryštáloch.

Jemné zvrstvené sedimenty (vzorka 3, obr. 11). Tieto vzorky sa rozdelili podľa dominantného sfarbenia na tri podvzorky – žltookrovej, hnedej a čiernej farby. Následne sa oddelene analyzovali. Vzorky žltookrovej a čiernej farby majú zhodné minerálne zloženie a sú tvorené dominantne goethitom. Jemné sedimenty hnedej farby majú minerálne zloženie takmer totožné z hnedými ílovitými horninami tvoriacimi povlak na dne chodieb podzemných priestorov (obr. 7). Čierne sfarbenie niektorých goethitových vrstvičiek nemožno vysvetliť rozdielmi v minerálnom zložení; pravdepodobne ide o prímes mangánu.

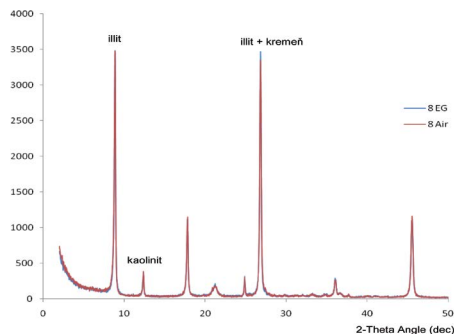
INTERPRETÁCIA VÝSLEDKOV MINERÁLNEJ ANALÝZY

Okrem dominantných minerálnych fáz, ktoré sa vzťahujú na karbonáty a kremeň, vo vzorkách z Krasovej jaskyne prvej sa identifikovali tri základné minerálne asociácie: (1) smektit-kaolinitová, (2) illitová s malou prímесou kaolinitu, (3) goethitová. Kaolinity spolu so smektitom a illitom tvoria skupinu najviac sa vyskytujúcich minerálov hydrotermálne premenených hornín (Šucha, 2000).



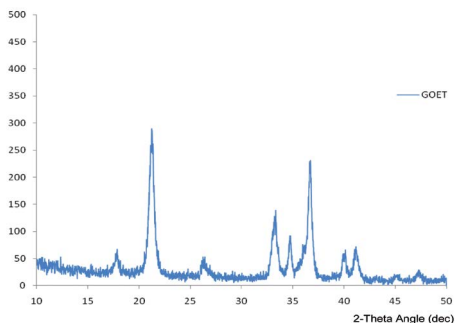
Obr. 13. Rtg. difrakčný záznam ílovej frakcie v prírodnom stave a po sýtení etylénglykolom (záznam červenou farbou)

Fig. 13. X-ray diffraction pattern of clay fraction in the air-dried state and after ethylenglycol saturation (record by red colour)



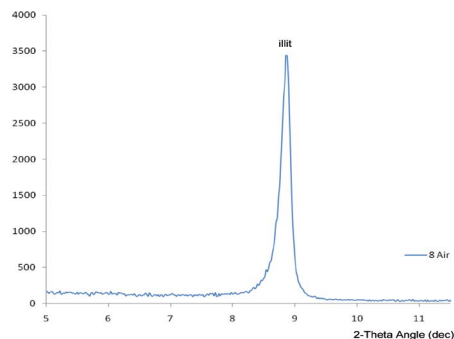
Obr. 14. Dva rtg. záznamy prírodnej jemnej frakcie, jemnej frakcie sýtenej etylénglykolom a neorientovaná prášková celohorninová vzorka

Fig. 14. Two X-ray diffraction patterns of the air-dried fine fraction, fine fraction saturated by the ethylenglycol and randomly non-oriented bulk rock sample



Obr. 15. Práškový rtg. záznam goethitu z jemných sedimentov žltookrovej a čiernej farby

Fig. 15. XRD pattern of goethite from fine sediments of yellow-ochre and black colour



Obr. 16. Rtg. záznam prvého bazálneho reflexu illitu, ktorý dokumentuje jeho veľmi nízku polšírku ($0,2^\circ$ 2 théta)

Fig. 16. XRD pattern of the first basal reflection of illite with very low half height width ($0,2^\circ$ 2 theta)

Smektit-kaolinitová a goethitová minerálna asociácia sú v skúmanej časti jaskyne redeponované (analyzované vzorky sú zo spodnej časti jaskyne, zo severnej chodby poniže odbočky do východnej banskej štôlne) a nemožno presne určiť, kde sú ich primárne zdroje. V každom prípade však ide len o lokálny transport, pravdepodobne iba v rámci skrasovateného podpovrchového komplexu bez prenosu na väčšie vzdialenosti (splavované jemné sedimenty sa usádzovali v spodnej časti jaskyne). Osobitne goethitová asociácia je prakticky monominerálna. Obe uvedené asociácie sú nízkoteplotné, vznikajúce v čiastočne kyslom geochemickom prostredí. Existencia smektitu indikuje slabokyslé až neutrálne prostredie s pH 5 – 7 (Šucha, 2000), kým výskyt kaolinitov je spätý predovšetkým s účinkom roztokov s nízkym pH s hodnotami 2 – 4 (Giese, 1988 a Lahodny-Sarc et al., 1993 in Šucha, 2000). Teplotu, pri ktorej vznikala smektit-kaolinitová a goethitová minerálna asociácia, nemožno presne odhadnúť; nemala by však prevyšovať 100 až 150 °C.

Illitová minerálna asociácia je jednoznačne viazaná na in situ alteráciu hornín nachádzajúcich sa v jaskynných priestoroch. Ide o typický produkt hydrotermálnej alterácie. Asociácia s takým dominantným illitom nemôže vzniknúť prakticky v žiadnom inom, len v hydrotermálnom prostredí. Skutočnosť, že illit neobsahuje žiadne expandujúce medzivrstvia a jeho hrúbka koherentne difraktujúcich domén je veľmi veľká, indikuje relatívne veľmi teplé hydrotermálne roztoky. Teplotu možno na základe paralely s inými aktívnymi geotermálnymi prostrediami odhadnúť na cca 300 °C (Šucha, 2000).

Výskyt idiomorfných kryštálov kalcitu a kremeňa, ako aj predložené výsledky minerálnej analýzy potvrdzujú, že tvorba kryštálov i opísaných minerálnych asociácií prebiehala v podzemných dutinách, ktorých vznik v rozpustných karbonátoch takisto súvisel s hydrotermálnymi procesmi. Petrografické vyhodnotenie výskytu fluidných inklúzií v idiomorfných kryštáloch kremeňa potvrdilo výskyt primárnych inklúzií nepravidelných tvarov s kontrakčnými bublinami, ktorých veľkosť orientačne indikuje ich zachytávanie pri teplotách asi 200 až 300 °C.

DISKUSIA

Speleogenézu Krasovej jaskyne prvej treba rozdeliť do viacerých vývojových fáz. Z hľadiska vývoja jaskyne dominantná je prvotná hydrotermálna fáza rozpúšťania karbonátov, ktorá na základe uvedených výsledkov minerálnej analýzy zahrnuje viacnásobné pôsobenie termálnych roztokov – vysokoteplotných aj nízokoteplotných. Po skončení hydrotermálnej fázy pravdepodobne nasledovala normálna freatická fáza vývoja, ktorá trvala až do zahĺbenia doliny Teplej pod výškovú úroveň jaskyne, keď sa v závislosti od eróznej bázy znížil piezometrický povrch podzemných vôd a podzemné priestory sa dostali do vadóznej zóny. V najmladšej vadóznej fáze vývoja jaskyne presakujúce zrážkové vody už nespôsobili výraznejšiu remodeláciu starších korózných tvarov vyhlbených do materských hornín.

Aby sa určilo geologické obdobie vytvárania jaskyne hydrotermálnymi procesmi, treba vývoj Krasovej jaskyne prvej interpretovať v súvislosti s vývojom Štiavnického stratovulkánu jeho paleohydrotermálnymi systémami a metalogenézou. Štiavnický andezitový stratovulkán vznikol a aktívne sa vyvíjal od bádenu po sarmat (16,5 – 10,5 mil. rokov) s týmito hlavnými fázami vývoja (Lexa et al., 1999; Lexa, 2001): (1) predkalderové štádium so vznikom veľkej andezitovej vulkanickej štruktúry a postupným umiestnením viacerých magmatických telies do spodných úrovní vulkánu; (2) kalderové štádium tvorené prepadom kaldery v centre vulkánu; (3) pokalderové štádium zahrnujúce dlhotrvajúci výzdvih hrasti v strede kaldery a pridružený ryolitový vulkanizmus. Dlhotrvalá a rozsiahla hydrotermálna aktivita, ktorá s vývojom vulkánu súvisela, spôsobila vznik rôznych typov mineralizácií a ložiskových akumulácií nerastných surovín. Skoré hydrotermálne systémy vznikali v súvislosti s umiestnením subvulkanických telies, resp. vertikálnych štokovitých intrúzií až dajkových rojov granodioritových a kremidioritových porfýrov v predkalderovom štádiu a mali za následok tvorbu najmä skarnových a porfýrových typov mineralizácií. Neskoršie hydrotermálne systémy súviseli najmä s regionálnym prúdením hydrotermálnych fluíd po zlomoch aktívnych v kalderovom a najmä pokalderovom štádiu vývoja vulkánu v súvislosti s poklesom kaldery, resp. s nasledujúcim výzdvihom hrasti. Mali za následok vznik žilných typov mineralizácií, ktoré predurčili tamojšiu rozsiahlu historickú ťažbu.

V širšom okolí skúmanej jaskyne sa nachádzajú obe kontrastné typy hydrotermálnych rudných mineralizácií, s ktorými môže súvisieť jej vznik. Staršia vrchnobádenská

skarnovo-porfýrová Cu-Au mineralizácia je známa na dvoch lokalitách: (1) výskyt Kozí vrch vo vzdialenosti asi 3 km juhovýchodne od jaskyne, (2) ložisko/výskyt Sklené Teplice – Vydričná dolina vo vzdialenosti asi 3 km severne od jaskyne. V bezprostrednom južnom kontakte sklenoteplickej porfýrovej intrúzie sa nachádza masív Bukovca (707 m) s hojným výskytom metasomatických kvarcitov a silicifikovaných triasových dolomitov a vápencov hronika s väzbou na okrajové zlomy hrasti. Na povrchu a vo vrtoch sa tu pozorovali aj pseudokrasové javy sprevádzané okrami a silicifikáciou (Onačila et al., 1994). Vzhľadom na izolovanosť od štiavnicko-hodrušského systému epitermálnych žíl a narastanie intenzity silicifikácie smerom k intruzívnemu komplexu sa tento hydrotermálny systém geneticky spája so skarnovo-porfýrovým systémom vo Vydričnej doline (Lexa et al., 1997). Pre plytšie úrovne hydrotermálnych systémov porfýrového typu sú charakteristické fluidá s nízkou hodnotou pH, formujúce sa kondenzáciou pár obohatených o SO₂ v podzemných vodách za vzniku kyseliny sírovej, ktoré môžu intenzívne rozpúšťať karbonáty.

Mladší typ mineralizácie (drahokovová žilná) z obdobia vrchného sarmatu až spodného panónu (epitermálny systém štiavnických a hodrušských žíl) sa nachádza asi 3 km juhozápadne od skúmanej jaskyne. Žila Windischleuten vystupuje severovýchodne od osady Vindišlajtňa. Podľa historických údajov ju ťažili už pred rokom 1534 na striebornú rudu (Bergfest, 1954). Severovýchodnou časťou táto žila čiastočne zasahuje až do triasových vápencov, dolomitov a kremitých sedimentov série Veľkého Boku (Lexa et al., 1997), ktoré sú aj prostredím vzniku skúmanej jaskyne.

Krasová jaskyňa prvá sa vyskytuje v priestore, kde mohli zasahovať fluidá z oboch typov hydrotermálnych systémov, ktoré mali veľmi podobné vlastnosti paleofluid. Julényová (1996) zistila zo štúdia fluidných inklúzií silicifikovaných zón Bukovca roztoky so salinitou 1,0 – 5,6 hm. % NaCl ekv. s dvoma termálnymi impulzmi s nerovnakou intenzitou. K masovej kryštalizácii kremenného materiálu došlo v rozmedzí teplôt 200 až 240 °C, menej intenzívna kryštalizácia kremeňa sa prejavila pri teplotách 150 až 180 °C. Paleofluidá žilného systému Windischleuten sa doteraz neskúmali, avšak existujú údaje z podobných žilných systémov s Ag-Au mineralizáciou v oblasti Hodruše a Vyhní (Lexa a Koděra, 2010). Fluidá tu kryštalizovali žilnú výplň počas viacerých etáp, pričom ich salinita bola zvyčajne podstatne nižšia ako 5 hm. % NaCl ekv. a teploty sa pohybovali od 150 do 310 °C. Podobné teploty a salinity možno predpokladať aj pre hydrotermálne fluidá, ktoré spôsobili vznik jaskyne. Tomu nasvedčujú aj údaje z analytického štúdia ílových minerálov a petrografie fluidných inklúzií.

Na základe súčasných speleogenetických poznatkov nemožno jednoznačne určiť, či vznik jaskyne spôsobil predkalderový alebo pokalderový typ paleohydrotermálneho systému. Keďže skúmaná jaskyňa sa vytvorila pozdĺž s. – j. orientovaných rudných žíl a v jej blízkom okolí nie sú rozsiahlejšie zóny silicifikácie, pravdepodobnejším sa javí pokalderový žilný systém (nižšie termálne prejavy epitermálnej mineralizácie). Navyše z jaskyne do strán vybiehajú staré prieskumné štôlne, ktoré mohli sledovať severné ukončenie žily Windischleuten.

Keďže po skončení hydrotermálnej fázy vývoja jaskyne pravdepodobne okolitý terén nebol vertikálne rozčlenený pod úroveň jaskyne, tá bola určitú dobu súčasťou freatickej zóny skrasovatených metamorfovaných karbonátov. Vtedy jaskyňu vyplňovala voda a s menšou intenzitou sa rozpúšťali karbonáty, prevažne v miestach, kde neboli pokryté menej priepustnými jemnými sedimentmi. Neskôr v epifreatických podmienkach, najmä v dôsledku fluktuácie vodnej hladiny sa jemné sedimenty splavovali, resp. stekali (jemné sedimenty nasiaknuté vodou) do spodnej časti jaskyne.

V súvislosti s vyzdvihovaním hodruško-štiavnickej hrasti, formovanej syngenetic-ky s ryolitovým vulkanizmom (stredný? až vrchný sarmat), sa zahľbovala aj pradolina Teplej. Keďže táto resurgentná hrast' má v dôsledku väčšieho zdvihu jej sz. časti asymetrický tvar s celkovým sklonom 10° až 15° na juhovýchod, intenzívnejší denudačný zárez v sz. časti spôsobil rozsiahlejší odkryv podložia a intruzívnych komplexov (Konečný et al., 1998, 2001; Konečný a Lexa, 2001). Po zahĺbení doliny pod úroveň jaskyne nastala zmena freatických podmienok jej vývoja na vadózny režim. V súčasnosti sa podzemné priestory jaskyne nachádzajú približne 140 až 160 m nad terajším dnom doliny. Počas vadóznej fázy vývoja jaskyne (s piezometrickým povrchom podzemných vôd pod úrovňou jaskyne) sa z kalcimorfnych roztokov, formovaných z presakujúcich zrážkových vôd, vytvárala sintrová výplň. Vadózna pozícia jaskyne pretrváva až do súčasnosti.

Podobné, resp. analogické prípady hydrotermálnej speleogenézy spojené s metalogé-enzou rudných ložísk (jaskyne vytvorené tzv. postmagmatickým rozpúšťaním metamorfovaných karbonátov) sú známe aj z rumunskej časti Karpát (Márza a Silvestru, 1988; Onac, 2002 a iní). Hydrotermálna, resp. kombinovaná hydrotermálna a vadózna genéza jaskýň, ktoré sa vytvorili v skarnoch metalogénnej oblasti Băița v pohorí Bihor, súvisí s hlbokopoloženým vrchnokriedovým granitovým plutónom (Onac, 2002).

ZÁVER

Vyhĺbenie podzemných priestorov v hydrotermálne premenených horninách, sférická a nepravidelná oválna freatická morfológia podzemných priestorov, výskyt idiomorf-nych kryštálov kalcitu a kremeňa, ako aj výskyt ílov, ktoré vznikli v hydrotermálnom prostredí, svedčia o hydrotermálnom pôvode Krasovej jaskyne prvej. V jej priestoroch sa pozorujú výrazné makroskopické znaky hydrotermálnej alterácie, ktorá zatláča karbonátové horniny. Identifikované minerálne asociácie naznačujú, že hydrotermálna aktivita prebiehala vo viacerých fázach. Minimálne možno vyčleniť dve fázy – nízkoteplotnú a vyššietepotnú. Počas vyššietepotnej fázy ako dominantný minerál vznikal illit, počas nízkoteplotnej fázy vznikali smektit, kaolinit a goethit. Na viacfázovú koróziu karbonátov poukazujú zvyšky čiastočne zdenudovaných výplní starších dutín, ktoré sú zakomponované vo väčších, mladších stropných vyhlbeninách. Po hlavnej hydrotermálnej fáze vývoja jaskyne s najintenzívnejším rozpúšťaním karbonátov a dominantným vytváraním podzemných priestorov nasledovala posthydrotermálna freatická a nakoniec vadózna fáza vývoja.

S cieľom detailnejšej rekonštrukcie speleogenézy treba v jaskyni vykonať komplexnejší mineralogický výskum vrátane datovania niektorých výplní podzemných priestorov. Presnejšie vymedzenie posthydrotermálnych fáz vývoja jaskyne v nadväznosti na zahľbovanie doliny Teplej, ku ktorej riečisku inklinovalo podzemné odvodňovanie jaskyne a jej blízkeho okolia, si navyše vyžaduje vykonať ucelenejší geomorfologický výskum predmetnej oblasti Štiavnických vrchov v okolí Sklených Teplíc.

Za podporu výskumu jaskyne ďakujeme RNDr. D. Trckovi, riaditeľovi Správy CHKO Štiavnické vrchy, za cenné rady RNDr. J. Lexovi, CSc., z Geologického ústavu SAV v Bratislave a za technickú spoluprácu pri terénnom výskume P. Staníkovi zo Správy slovenských jaskýň v Liptovskom Mikuláši.

Príspevok vznikol v rámci riešenia vedeckých grantových projektov Ministerstva školstva SR VEGA č. 1/0468/09 „Diverzita, variabilita a geoekologická stabilita jaskyn-nych geosystémov“ a č. 1/0161/09 „Morfológia a genéza predkvartérnych jaskynných systémov v Západných Karpatoch“.

LITERATÚRA

- AUDRA, PH. – MOCOCHAIN, L. – BIGOT, J.-Y. – NOBÉCOURT, J.-C. 2009a. Hypogene cave patterns. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. (Eds.): *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper, 1, Simferopol, 17–22.
- AUDRA, PH. – MOCOCHAIN, L. – BIGOT, J.-Y. – NOBÉCOURT, J.-C. 2009b. Morphological indicators of speleogenesis: hypogenic speleogens. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. (Eds.): *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper, 1, Simferopol, 23–32.
- BELLA, P. 2008. Facetované výklenky v skalných stenách jaskýň. *Aragonit*, 13, 1, 7–12.
- BELLA, P. – GAÁL, L. – BOSÁK, P. 2009. Predpoklady a indicie vývoja hypogénnych jaskýň na Slovensku. Abstrakty, 7. vedecká konferencia „Výskum, využívanie a ochrana jaskýň“, Smolenice 10. – 13. 11. 2009. *Aragonit*, 14, 2, 159–161.
- BELLA, P. – GAÁL, L. – GREGO, J. 2010. Hydrotermálne kvarcovité jaskyne v lome Šobov pri Banskej Štiavnici. *Slovenský kras*, 48, 1, 19–30.
- BELLA, P. – HLAVÁČOVÁ, I. – HOLÚBEK P. 2007. Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). SMOPaJ – SSJ – SSS, Liptovský Mikuláš, 364 s.
- BERGFEST, A. 1954. Archívna správa – Hodruša I–IV. Rukopis, archív Rudných baní Banská Bystrica.
- DUBLJANSKIJ, J. V. 1990. Zakonomernosti formirovanija i modelirovanija gidrotermokarsta. *Nauka, Novosibirsk*, 151 s.
- DUBLYANSKY, Y. V. 1997. Hydrothermal Cave Minerals. In Hill, C. – Forti, P.: *Cave Minerals of the World*. NSS, Huntsville, Alabama, USA, 252–255.
- DUBLYANSKY, V. N. 2000. Hydrothermal Speleogenesis – Its Settings and Peculiar Features. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. – Palmer, A. N. – Dreybrodt, W. (Eds.): *Speleogenesis. Evolution of Karst Aquifers*. Huntsville, Alabama, U. S. A., 292–297.
- EGEMEIER, S. J. 1981. Cavern development by thermal waters. *Bulletin of the National Speleological Society* 43, 2, 31–51.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman, London – Boston – Sydney – Wellington, 601 s.
- FORD, D. C. – WILLIAMS, P. W. 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. Wiley, Chichester, 562 s.
- FORD, T. D. 1995. Some thoughts on hydrothermal caves. *Cave and Karst Science*, 22, 3, 107–118.
- GOODMAN, L. R. 1964. Planes of repose in Höllern, Germany. *Cave Notes*, 6, 3, 17–19.
- JULÉNYOVÁ, E. 1996. Fluid inclusions in silicified zones of the Bukovec Mesozoic complex. *Geologické práce, Správy*, 101, 77.
- KARSTEN, I. 1991. Pracovný rajón oblastnej skupiny B. Štiavnica. *Spravodajca SSS*, 21, 1, 24–28.
- KLIMCHOUK, A. 2007. Hypogene Speleogenesis: Hydrological and Morphogenetic Perspective. *National Cave and Karst Research Institute, Special Paper*, 1, Carlsbad, N. M., 106 s.
- KLIMCHOUK, A. B. 2009a. Principal features of hypogene speleogenesis. In Klimchouk, A. B. – Ford, D. C. (Eds.): *Hypogene Speleogenesis and Karst Hydrogeology of Artesian Basins*. Ukrainian Institute of Speleology and Karstology, Special Paper, 1, Simferopol, 7–15.
- KLIMCHOUK, A. B. 2009b. Principal Characteristics of Hypogene Speleogenesis. In Stafford, K. W. – Land, L. – Veni, G. (Eds.): *Advances in Hypogene Karst Studies*. NCKRI Symposium 1, National Cave and Karst Research Institute, Carlsbad, NM, 1–11.
- KONEČNÝ, V. 1970. Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *Geologické práce, Zprávy*, 51, 5–46.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. 1984. Geologická mapa stredoslovenských neovulkanitov 1 : 100 000. GÚDŠ, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. 2001. Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slovaca*, 33, 3, 179–196.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – HALOUZKA, R. – DUBLAN, L. – ŠIMON, L. – STOLÁR, M. – NAGY, A. – POLÁK, M. – VOZÁR, J. – HAVRILA, M. – PRISTAŠ, J. 1998. Geologická mapa regiónu Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca 1 : 50 000. Geologická služba SR, Bratislava.

- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – HALOUZKA, R. – HÓK, J. – VOZÁR, J. – DUBLAN, L. – NAGY, A. – ŠIMON, L. – HAVRILA, M. – IVANIČKA, J. – HOJSTRIČOVÁ, V. – MIHÁLIKOVÁ, A. – VOZÁROVÁ, A. – KONEČNÝ, P. – KOVÁČIKOVÁ, M. – FILO, M. – MARCIN, D. – KLUKANOVÁ, A. – LIŠČÁK, P. – ŽÁKOVÁ, E. 1998. Vysvetlivky ku geologickej mape Štiavnických vrchov a Pohronského Inovca (štiavnický stratovulkán). Geologická služba SR, Bratislava, I. a II. diel, 473 s.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – HOJSTRIČOVÁ, V. 1995. The Central Slovakian Neogene volcanic field: a review. *Acta Vulcanologica*, 1995, 7, 2, 63–78.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – HÓK, J. 1993. Geologická mapa centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu v mierke 1 : 10 000 – Vysvetlivky. Manuskript, Geologická služba SR, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. – LEXA, J. – ŠIMON, L. – DUBLAN, L. 2001. Neogénny vulkanizmus stredného Slovenska. *Mineralia Slovaca*, 33, 3, 159–178.
- LANGE, A. 1963. Planes of repose in caves. *Cave Notes*, 5, 6, 41–48.
- LANGE, A. 1968. The changing geometry of cave structures. Part III: Summary of solution processes. *Caves and Karst*, 10, 3, 29–32.
- LEXA, J. 2001. Metalogenéza štiavnického stratovulkánu. *Mineralia Slovaca*, 33, 3, 203–214.
- LEXA, J. – KODĚRA, P. 2010. Zhodnotenie realizovaných geologických prác zameraných na overenie surovinového potenciálu v banskoštiavnicko-hodrušskom rudnom poli. Čiastková záverečná správa. ŠGÚDŠ, Bratislava.
- LEXA, J. – KODĚRA, P. – ONAČILA, D. – ROJKOVIČOVÁ, E. – ŽÁKOVÁ, E. – TRÉGER, M. 1997. Komplexné hodnotenie prognózných zdrojov nerastných surovín v oblasti centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Čiastková záverečná správa. GÚDŠ, Bratislava.
- LEXA, J. – SEGHEDI, I. – NÉMETH, K. – SZAKÁCS, A. – KONEČNÝ, V. – PÉCSKAY, Z. – FÜLÖP, A. – KOVACS, M. 2010. Neogene-Quaternary Volcanic forms in the Carpathian-Pannonian Region: a review. *Central European Journal of Geosciences*, 2, 3, 207–270.
- LEXA, J. – ŠTOHL, J. – KONEČNÝ, V. 1999. The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano. *Mineralium Deposita*, 34, 5–6, 639–654.
- MAZÚR, E. – LUKNIŠ, M. 1978. Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geografický časopis*, 30, 2, 101–125.
- MÁRZA, I. – SILVESTRU, E. 1988. First mention of the hydrothermal karst phenomenon in Romania, associated to the Neogene metasomatic sulfide ore deposits from Rodna Veche. *Sudia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia – Geographia*, 33, 77–81.
- ONAC, B. 2002. Caves formed within Upper Cretaceous skarns at Băița, Bihor County, Romania: mineral deposition and speleogenesis. *The Canadian Mineralogist*, 40, 6, 1693–1703.
- ONAC, B. P. – DAMM, P. 2002. Preliminary data on the mineralogy of limestone and skarn-hosted caves from Băița (Bihor County, Romania). *Sudia Universitatis Babeş-Bolyai, Geologia*, 47, 1, 93–104.
- ONAČILA, D. – HOJSTRIČOVÁ, V. – HAVRILA, M. – KÁČER, Š. – MARSINA, K. – ROJKOVIČOVÁ, E. – ŽÁKOVÁ, E. – REPČOK, I. – ELIÁŠ, K. – FERENČIKOVÁ, E. – HARČOVÁ, M. – KOVÁŘOVÁ, A. – RŮČKA, I. – SLÁDKOVÁ, M. – FILO, M. – ARDOVÁ, M. – GRETSCH, J. – STERCZ, M. – DANIEL, J. – LAJČÁK, Š. 1994. Metalogenetický model Bukoveckého hrastu (vyhodnotenie vrto v A-22, A-23, A-26, A-27). Čiastková záverečná správa, archív ŠGÚDŠ, Bratislava.
- PALMER, A. N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1, 1–21.
- PALMER, A. N. 2007. *Cave Geology*. Cave Books, Dayton, Ohio, 454 s.
- REMŠÍK, A. – MAĐAR, D. – KONEČNÝ, V. – KRÁL, M. – ŠEFARA, J. – GRAND, T. – WEIS, K. 2001. Geotermálne vody banskoštiavnického regiónu a možnosti ich získavania. *Mineralia Slovaca*, 33, 3, 243–251.
- ŠUCHA V. 2000. Íly v geologických procesoch. Vydavateľstvo UK, Bratislava, 159 s.

THE FIRST KARST CAVE IN THE ŠTIAVNICKÉ VRCHY MTS., CENTRAL SLOVAKIA
– HYDROTHERMAL SPELEOGENESIS IN BASEMENT CARBONATES
OF THE MIOCENE STRATOVOLCANO

S u m m a r y

The First Karst Cave, situated on the left side of Teplá Stream Valley in the north part of Štiavnické vrchy Mts., presents a hydrothermal cave formed in basement metamorphic Middle Triassic carbonates in consequence of Miocene volcanism and magmatic intrusions in central Slovakia, Inner West Carpathians (the Inner Carpathian volcanic belt is a part of the Alpine-Balkan-Carpathian-Dinaride orogen).

The length of investigated cave is ca 100 m with a vertical range of 21 m; the total depth with an entrance artificial shaft is 31 m (Karsten, 1991). The cave pattern is controlled by two distinct failures of east-west and north-south directions. Clear phreatic morphology with lots of ceiling cupolas, pockets and other irregular hollows corresponds with morphological indicators of hypogene or hydrothermal speleogenesis. The spatial distribution of cupolas, pockets and several large scalloped shows that these morphological forms have been sculptured by ascending thermal water.

The hydrothermal origin of the cave is documented also by metamorphic type of host rocks and their hydrothermal alteration, occurrence of large calcite and quartz crystals, and hydrothermal clays with three mineral smectite-kaolinite, illite and goethite associations. Distinct macroscopic features of hydrothermal alteration, that replaced carbonate rocks, are observed in the cave. Identified mineral associations show that hydrothermal processes have been active in several phases. Illite as the dominant mineral originated during high-temperature phase (ca 300 °C), while smectite, kaolinite and goethite originated during the low-temperature phase (up to 100 – 150 °C). A multi-phase solution of carbonates is documented by several remains of partially denuded fills of older ceiling hollows, that are integrated into larger, younger cupolas and pockets.

Hydrothermal processes responsible for the origin of the cave are most likely linked with some of the hydrothermal mineralisations and ore deposits, present nowadays in the vicinity of the cave (~3 km distance) and that evolved during various stage of evolution of the Štiavnica stratovolcano from Badenian to Sarmatian (Lexa et al., 1999; Lexa, 2001). They include pre-caldera stage skarn-porphyry systems (Sklené Teplice – Vydričná Valley and Kozí Hill) and post-caldera stage Ag-Au epithermal vein systems (Windischleuten vein). Sklené Teplice system is supposed to have caused silicification of carbonates north of the cave (locality Bukovec), while Windischleuten vein system south of the cave is related to the horst uplift in the centre of the caldera. Fluid properties of both systems are very similar (150 – 240 °C at Bukovec, 150 – 310 °C Ag-Au veins; both of low salinity <5 wt% NaCl eq. – Julényová, 1996; Lexa and Koděra, 2010) and overlap with data obtained for the cave. It is not clear yet, which of the two neighbouring system was responsible for the origin of the cave, although the presence of exploration galleries following veins in the cave indicates the postcaldera epithermal system is slightly more likely.

The main hydrothermal developmental phase of the cave with the most intense solution of carbonates and the dominant enlargement of underground passages and cavities has been followed by post-hydrothermal phreatic and finally, after downcutting of the stream valley below a vertical position of the cave, by vadose developmental phase continuing to the present.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	49/1	23 – 39	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2011
--	------	---------	------------------------

SÚČASNÝ STAV POZNATKOV O VZNIKU JASKÝŇ PO STROMOVÝCH POZOSTATKOCH

ĽUDOVÍT GAÁL¹, PAVEL BELLA^{1,2}

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

² Katedra geografie, Pedagogická fakulta KU, Hrabovská cesta 1, 034 01 Ružomberok

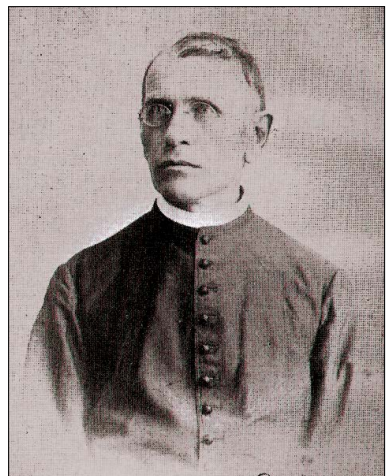
E. Gaál, P. Bella: Actual state of knowledge about the origin of tree mould caves

Abstract: The paper is a review of realised investigations of tree mould caves in Slovakia and the world. According to the classification by Bella and Gaál (2007) 3 groups of tree mould caves can be distinguished: 1. pyrogenic caves (formed by burning-out of trees in glowing lava), 2. mechanical weathering caves (formed by fossilization and weathering of necrotic trees covered by rocks) and 3. biogenic destructive type (formed by biogenic destructive process of necrotic trees covered by rocks). The first group include the tree mould caves in the lava flows of Fuji Mts. (Japan), Craters of Moon National Park (Idaho, USA), central Oregon (USA), Saint Helens (Washington, USA), Tepoztlán region (Mexico), South Korea, Canary Islands (Spain), Mt. Etna (Sicily, Italy), Easter Islands and caves in the Miocene andesite in Rumania and Slovakia (Poľana and Vihorlat Mts.). The second group includes 2 types of tree mould caves: 1. caves formed by weathering of trees in river channel in volcanic environs (7 caves in Slovakia, 2 caves in Northern Hungary), 2. caves formed by weathering of trees in lahar (compounded caves in Czech Republic). Biogenic destructive type includes the caves formed by weathering of tree covered by soluble rock – travertine (3 caves in Slovakia) and in pyroclastic ring of crater (1 cave in Slovakia). In the case of older biogenic destructive tree mould caves we can hardly distinguish the degree of biogenic destruction of tree.

Key words: cave, tree mould, silicification, carbonization

ÚVOD

Problematika jaskýň vytvorených následkom vyvetrávania kmeňov stromov nie je nová. Pozostatky po stromoch v lávových prúdoch vulkánov Etny alebo na ostrove Hawaj opísali už v 19. storočí (napr. Lyman, 1849; Reclus, 1865). O takýchto jaskyniach však môžeme hovoriť aj v prípade dier preskúmaných Andrejom Kmeťom (1902) v masíve Sitna (obr. 1). Kmeť v katastri obce Hontianske Nemce („v Rázsochovom jarku v nemčianskom chotári“) preskúmal 19 dier, z ktorých najväčšia dosiahla dĺžku 2 m a priemer 50 cm. Na túto zmienku v no-



Obr. 1. Andrej Kmeť (1841 – 1908), ktorý prvýkrát opísal jaskyne po stromových pozostatkoch na Slovensku
Fig. 1. Andrej Kmeť (1841 – 1908) – first researcher of the tree mould caves in Slovakia

vodobej speleologickej literatúre upozornil Ducár (2004). Lokalitu sa však, bohužiaľ, doteraz nepodarilo nájsť ani po intenzívnom hľadaní (terénny prieskum sme s Igorom Balciarom vykonali v roku 2006). Kmeť (1902) pritom ich genetický pôvod opísal správne: „*diery sú pôvodu neptunického a ostaly po drevách dostavších sa medzi rozdrvené škála, ktorého okolo pňov usádzalo sa a drevo hnilo, kým povetrie trvalo, ale keď štrk sľial a slepil sa dovedna a povetrie prístupu nemalo, ostatok dreva skamenel, premeniac sa na lípák čili drevový opál*“. Tento názor na spôsob vzniku jaskýň po stromových pozostatkoch v podmienkach miocénnych vulkanoklastík v podstate platí doteraz.

Poznatky o jaskyniach po stromových pozostatkoch sa odvtedy značne rozšírili v domácej i vo svetovej literatúre. Na Slovensku sa našli ďalšie genetické typy týchto jaskýň, čo podnietilo vypracovanie novej genetickej klasifikácie (Bella a Gaál, 2007). Jaskyne po stromových pozostatkoch (v niektorých prácach tiež „stromové jaskyne“, resp. „kmeňom stromu tvarované jaskyne“) chápeme ako ekvivalent anglického označenia „tree mould cave“, v americkej literatúre „tree-mold cave“ alebo po francúzsky „grotte de moulage“.

PREHLAD VÝSKUMOV JASKÝŇ PO STROMOVÝCH POZOSTATKOCH DOMA I V ZAHRANIČÍ

Okrem spomínaného Kmeťa (1902) sa o človeku dostupných dutinách zmienil Omori (1921) v japonsky písanom článku s krátkym anglickým súhrnom. Opísal niekoľko vertikálne i horizontálne uložených jaskýň s maximálnou hĺbkou do 5 m v okolí sopky Kilauea na juhovýchodnom okraji ostrova Hawaj a pod vulkánom Fudži v Japonsku. V okolí vulkánu Fudži sa nachádza najväčšia koncentrácia jaskýň po pozostatkoch stromov, ktoré sa vytvorili prevažne ich obtekaním žeravou bazaltovou lávou najmä počas explózie v rokoch 864 a 937. Okrem Omoriho (1921) ich opísal aj Ishihara (1929), Tsuya (1971) a Ogawa (1986); podrobne ich skúmali a klasifikovali Tachihara (1997), Honda (1999a) a Tachihara a kol. (ed., 2002). Zmienil sa o nich aj Balázs (1974).

Ďalšie výskyty jaskýň po stromoch v lávových prúdoch sa uvádzajú z národného parku Craters of the Moon v štáte Idaho, USA (Stearns, 1928; Finch, 1931; Owen 2009), v Lava Cast Forest (údajne najrozsiahlejšej a najpočetnejšej lokalite výskytu stromových pozostatkov na svete) južne od Bendu v štáte Oregon, USA (Peterson a Groh, 1969; Benedict a Benedict, 1982), z oblasti sopky Saint Helens v štáte Washington, USA (Greeley a Hyde, 1972), z Južnej Kórey (Tachihara a kol., 2002), z oblasti Tepoztlánu v Mexiku (Espinasa-Pereña, 2006; Pint, 2006), Kanárskych ostrovov (Socorro, ústna informácia), Etny (Carveni a kol., 2011) a ojedinele aj z Veľkonočných ostrovov (Ciszewski a kol., 2009). Pravdepodobne do tejto skupiny patria aj vertikálne otvory na ostrove Hawaj mylne označené Wentworthom a Macdonaldom (1953) ako malé prírodné kanály lávy (tzv. „mortai“, teda mínometry). V Doupovských horách v Českej republike sa vyskytuje zaujímavá zložená jaskyňa po stromových pozostatkoch s názvom Jeskyně skřítků, vytvorená v pyroklastických horninách laharu (Babůrek a kol., 1990). Výskyt jaskýň po stromových pozostatkoch v andezite udáva aj Tulucan (1986) z pohoria Zarand v Rumunsku. V roku 2008 sa našli prvé tri jaskyne po stromoch v Maďarsku (Prakfalvi, 2010), všetky v andezitových vulkanoklastikách pri obci Nógrádszakál, neďaleko od hranice so Slovenskom. O jaskyniach po stromových pozostatkoch pomerne málo informácií nájdeme v súborných speleologických prácach a encyklopédiách jaskýň. Halliday (in Gunn, ed., 2004) uvádza len strohé údaje z Japonska i z USA a Palmer (2007) ich spomína v rámci jaskýň „lávových odliatkov“ (*lava-mold caves*) spolu s odliatkami lávou

zakrytých zvierat (ako napr. Blue Lake Rhino Cave v štáte Washington, ktorá vznikla zakrytím nosorožca lávou), ale o jaskyniach po stromových pozostatkoch vo vulkanoklastických horninách sa nezmieňuje.

Oveľa rozsiahlejšia je vulkanologická literatúra zaoberajúca odtlačkami po stromoch (*tree moulds*), dierach po stromoch alebo o tzv. „lávových stromoch“ (*lava trees*), ktoré sa vytvorili obalením kmeňa stromu lávou a vytvorením kôry po poklesnutí (odtekaní) lávy. Tieto odtlačky alebo diery však nie v každom prípade dosahujú rozmery jaskýň. Sú opísané napr. z ostrova Hawaj (Lyman, 1849; Finch, 1931; Moore and Richter, 1962; Lockwood a Williams, 1978), z Idaho v USA (Stearns, 1928; Finch, 1931), Nového Zélandu (Bartrum, 1925), z vulkánu Asama v Japonsku (Yagi, 1933), Etny v Taliansku (Reclus, 1865; Carveni a kol., 2011) či Kanárskych ostrovov (Anderson a kol., 2009; Rodriguez-Gonzalez a kol., 2009 a iní). Spomínajú sa aj v Nisga'a Memorial Lava Beds Provincial Park v doline rieky Nass v severozápadnej časti Britskej Kolumbie v Kanade (viaceré internetové zdroje). V mnohých prípadoch *tree moulds* sú súčasťou lávových tunelových jaskýň (Ogawa a kol., 1999).

Na základe paleobotanickej analýzy odtlačkov kôry, ktoré sa vytvárajú zaliatím stromu veľmi tekutou bazaltovou lávou, možno určiť druh bývalého lesného porastu v čase vylievania a tuhnutia lávového prúdu alebo pokrovu (Schmincke, 1967, 1968; Woodcock a Kalodimos, 2005; Anderson a kol., 2009 a iní). Datovaním zvyškov drevnej hmoty alebo zuhoľnateného dreva rádiouhlíkovou metódou ^{14}C možno určiť približný vek dutín i lávových prúdov, v ktorých sa vytvorili (Peterson a Groh, 1969; Bullard, 1971; Lockwood a Lipman, 1980; Saito a kol., 2003; Rodriguez-Gonzalez a kol., 2009 a iní). V oblasti vulkánu Fudži sa zistilo, že v *tree moulds* sú obsiahnuté mineralogické záznamy súvisiace s rozsiahlym gradientom fugacity kyslíka počas chladnutia bazaltu, ako aj magnetická zámena anizotropie (Wasilewski a kol., 2000).

Sčasti rozdielna modelácia *tree moulds* (na strane prítoku a odtoku lávy), ktoré zostali po stojacich stromoch, môže indikovať smer prúdenia lávy (Lockwood a Williams, 1978). Hĺbka vertikálnych *tree moulds* dokladá hrúbku lávového prúdu alebo pokrovu (Honda, 1999b). Na Novom Zélande v oblasti Taupo zuhoľnatené kmene, resp. polená kmeňov stromov v pyroklastických ryolitových ignimbritoach majú radiálnu orientáciu indikujúcu smer prúdenia a centrálnu polohu erupčívneho krátera (Froggatt a kol., 1981). *Tree moulds* vo vulkanoklastických horninách na Sardínii opísal De Waele a kol. (2008).

V domácej literatúre – okrem spomínanej práce Kmeťa (1902) – výskyt jaskyne po pozostatku stromu spomínal Gaál (1993) z oblasti Poľany pod názvom Jaskyňa pod Veľkým Jaseným. Túto jaskyňu preskúmal síce skôr Vítek (1990), jej genézu však nerozpoznal. Rovnako opísal Burkhardt (1962) Jaskyňu v tufoch pri Šahách, ktorú považoval za sufôznu, pričom boli na stenách rúrovitých chodieb viditeľné aj odtlačky kôry stromu a vyskytovali sa v nej úlomky silicifikovaného kmeňa stromu (Gaál, 2002). Genetiky už správne interpretované jaskyne po stromových pozostatkoch s názvami Trpasličia jaskyňa (v Krupinskej planine) a Pecna (v Lučenskej kotline) preskúmali Radinger a Mlejnek (2001), s názvom Voňačka (v Ostrôzkach) Nociar a Radinger (2002). Mlejnek a Pauliš (2002), ako aj Pauliš a Mlejnek (2003) zopakovali opis týchto jaskýň, avšak s mylným uvedením horninového prostredia – jaskyne nie sú vytvorené vo vulkanických bombách, ale vo fluvialných andezitových zlepenkoch. Autori tieto jaskyne nazvali biogénnymi; týmto termínom nie je však správne označiť všetky jaskyne po stromových pozostatkoch, pretože len niektoré typy sa vytvárali biogénnou cestou. Zaujímavý je prípad Mučinskej jaskyne, ktorá sa vytvorila vyvetrávaním zuhoľnateného kmeňa stromu pokrytého horúcim vulkanickým popolom v spodnom miocéne (Gaál a kol., 2005).

V rokoch 2002 a 2003 publikoval Gaál základné poznatky o genéze a rozšírení jaskýň po stromových pozostatkoch na Slovensku a následne Bella a Gaál (2007) predložili návrh na ich klasifikáciu podľa genetických kritérií. Najnovšie sa Holúbek a kol. (2010) zmienil o výskyte jaskýň po stromoch vo vulkanitoch Vihorlatu.

Jaskyne po stromoch sa však nevytvárajú len vo vulkanických horninách, ale sú známe aj z travertínov, ktoré inkrustovali ich pozostatky. Po vyvetraní stromov po nich v niektorých prípadoch zostanú aj človeku prístupné dutiny – jaskyne. Také typy jaskýň uvádza Gradziński (2008) z travertínového lomu v obci Lúčky na Liptove.

PYROGÉNNE JASKYNE PO LÁVOU ZALÍATYCH STROMOCH

V zmysle genetickej klasifikácie jaskýň po stromoch podľa Bellu a Gaála (2007) sa ako pyrogénne jaskyne označujú podzemné dutiny vytvárané následkom vyhorenia horľavej tuhej látky v hornine za prístupu kyslíka. Ich prevažná časť patrí k syngenetickým jaskyniam, vytvárali sa teda súčasne s horninou alebo v krátkom čase po vzniku horniny. Termín pyrogénne jaskyne zaviedli Dubljanskij a Andrejčuk (1989) na označenie voľného podzemného priestoru vzniknutého následkom vyhorenia horľavého telesa, čo Bella a Gaál (2007) aplikovali aj na jaskyne po vyhorených stromoch. Tie sú známe najmä z bazaltových lávových prúdov a pokrovov tvorených hladkou *pahoehoe* lávou (Lockwood a Williams, 1978; Keszthelyi a Self, 1998 a iní), zistili sa však aj v hrubšej *aa* láve (Caverni a kol., 2011).

Drevo zaliate žeravou lávou sa rýchlo zahrieva do vysokých teplôt a v podmienkach voľného prístupu atmosférického kyslíka čoskoro zhorí na popol, avšak pri výrazne obmedzenom až zamedzenom prístupe kyslíka nezhorí. V podmienkach voľného prístupu kyslíka sa zuhoľnatená drewná hmota zachováva iba pri nízkej teplote, nepostačujúcej na zapálenie alebo samovznietenie katalytickou oxidáciou (Lockwood a Lipman, 1980).

Proces vzniku jaskýň pyrogénnou cestou preto okrem náhleho vyhorenia stromu môže prebiehať aj pomalým tlením a zuhoľnatením. Z tohto dôvodu je v rámci tejto skupiny účelné rozlíšiť dva genetické typy: jaskyne vytvorené vyhorením stromov a jaskyne vytvorené tlením (zuhoľnatením) stromov.

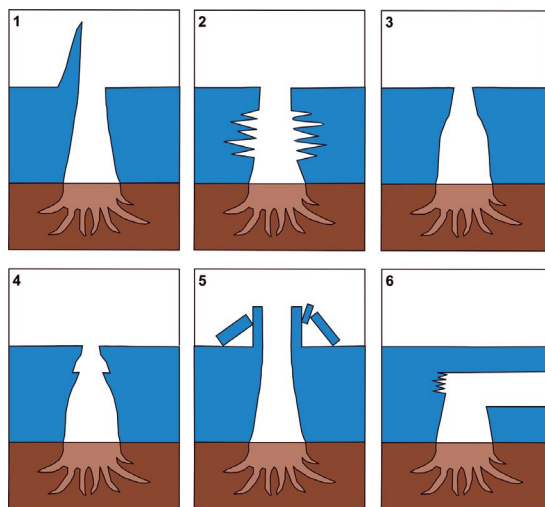
Pyrogénne jaskyne vytvorené vyhorením stromov sa vytvárajú spravidla tam, kde postupujúca žeravá láva priamo zasiahne porasty stojacich stromov. Tenšie konáre zvyčajne zhoria úplne, väčšie kmene s obsahom vody však na kratší-dlhší čas odolávajú teplote podľa toho, či ich láva čiastočne obteká alebo ich úplne uzatvorí. V prípade, keď obtekaný strom láva nezakryje úplne (prevažne stojace stromy), zakrytá časť začína horieť a vďaka prístupu kyslíka úplne vyhorí. Láva pri dotyku s chladnejším prostredím pomerne rýchlo tuhne a v bezprostrednom okolí vodou nasiaknutého stromu zostáva v pevnom stave aj po vyhorení stromu. Umožňuje to zachovanie voľnej dutiny – jaskyne. Pretože tento proces nastáva prevažne v prípade stojacich (zdravých) stromov, aj jaskyne sú spravidla vertikálne, príp. naklonené.

Pyrogénne jaskyne vytvorené tlením a zuhoľnatením stromov sa vytvárajú v prípade, keď láva úplne zakryje stromy, prevažne spadnuté alebo prelomené. Úplne zakryté stromy bez prístupu kyslíka nezhoria, ale pomaly tlejú a následkom nedokonalého tlenia sa postupne premenia na drewné uhlie. Pretože sa lávou zakrytý strom nachádza blízko povrchu, následkom presakujúcej atmosférickej vody nastáva postupný rozklad uhlia. Tento proces je zrýchlený v prípade, keď sa časť stromu rôznou cestou (zvetrávaním lávy, eróziou, umelými zásahmi) dostane do styku so vzduchom. Vyskytli sa aj prípady vyťaženia drewného uhlia ľuďmi (Balázs, 1974). Niektoré zuhoľnatené stromy môžu vyhorieť aj samovznietením. Takéto prípady, aj s údajným pretavením lávy, uviedli Ogawa

(1986) a Honda (napr. 1999a); podľa Allreda (1998) sa však stuhnutá láva môže ťažko nataviť horením plynov alebo drevnej hmoty. Tieto typy sa pochopiteľne už nemôžu zaradiť medzi syngenetické jaskyne.

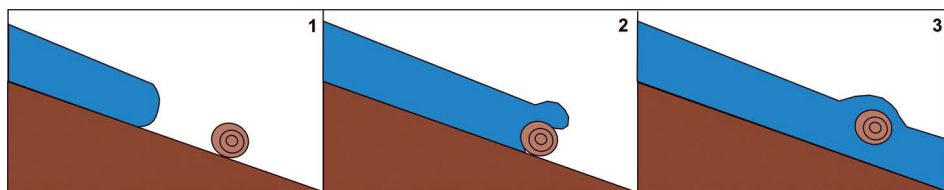
V prípade pyrogénnych jaskýň môžeme rozlíšiť niekoľko morfológických typov. Najpodrobnejšiu morfológickú klasifikáciu vypracovali Tachihara a kol. (2002) v oblasti sopky Fudži v Japonsku (obr. 2). Podľa **polohy stromov** rozlišujú jaskyne studňovité (*well type*), keď stromy zostali v pôvodnom stojatom stave, naklonené (*inclined type*), keď sa časť stromov zlomila alebo sa naklonila, a ležaté (*lying type*), keď sa stromy úplne vyvalili, prípadne sa prenášali na rôzne vzdialenosti. Láva pochopiteľne môže zakryť aj stromy vyvalené skôr z iných príčin, napr. prirodzeným odumretím, vetrom alebo kalamitami.

Podľa **počtu stromov** sa rozlišuje jednoduchá jaskyňa (*individual type*), tvorená jedným stromom, a zložená jaskyňa (*compounded type*), kde sú podzemné chodby pospájané po viacerých stromoch. Podľa **tvaru podzemných priestorov** sa rozlišujú ďalšie typy, ako *hudo-iwa*, pri ktorom zadná stena vertikálnej studne vytvára vydureninu následkom nakopenia sa lávy pri čele stromu, *narusawský* typ s cédrovým tvarom po plynovej



Obr. 2. Niekoľko morfológických typov pyrogénnych jaskýň po zhorených stromoch (podľa H. Tachiharu a kol., 2002): 1. typ hudo-iwa, 2. typ narusawa, 3. fľaškový typ, 4. poličkový typ, 5. platňový typ, 6. typ zlomeného stromu

Fig. 2. Some morphological type of the pyrogenic tree mould caves (after H. Tachihara et al., 2002): 1. hudo-iwa type, 2. narusawa type, 3. bottle type, 4. shelf type, 5. plat type, 6. tree-break type



Obr. 3. Vlečenie priečne orientovaného stromu tečúcou lávou (podľa H. Tachiharu a kol., 2002)

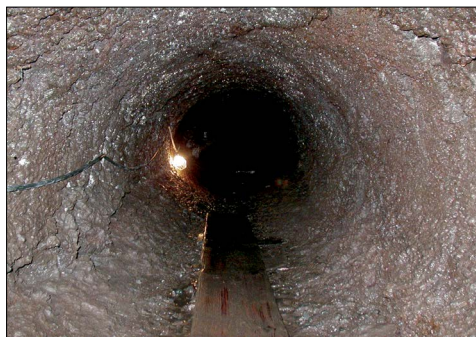
Fig. 3. Transversal tree dragged by flowing lava (after H. Tachihara et al., 2002)

exhalácii, fľaškový typ (*bottle type*) so smerom nahor stenčenou dutinou po rýchlejšom zhorení vyššej časti stromu, poličkový alebo až hríbový typ (*shelf, mushroom type*), keď vrchná stuhnutá časť lávového prúdu vytvára poličku, platňový typ (*plate type*), keď vrchná stuhnutá časť lávy vytvára platničky, alebo typ zlomeného stromu (*tree-break type*), keď sa podzemná chodba lomí v pravouhlom smere, pretože láva strom zlomila a úplne ho zakryla. Známe sú aj prípady priečne vlečených stromov (obr. 3) (Honda,



Obr. 4. Studňovitá pyrogénna jaskyňa typu hudo-iwa v lávovom poli Kawaguchiko v Japonsku. Foto: P. Bella

Fig. 4. Well-shaped pyrogenic hudo-iwa type tree mold cave in Kawaguchiko Field Center in Japan. Photo: P. Bella



Obr. 5. Horizontálna rúrovitá chodba v sprístupnenej jaskyni Funatsu Tainai v Japonsku.

Foto: P. Bella

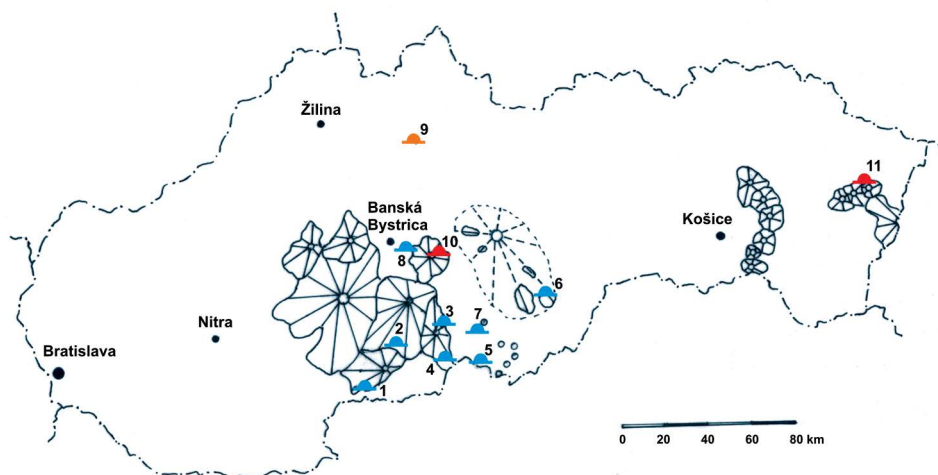
Fig. 5. Horizontal pipe-shaped passage in Funatsu Tainai show cave in Japan.

Photo: P. Bella

1999b) a kombinácie lávových tunelov s jaskyňami po stromoch (Ogawa a kol., 1999). Honda (1999a) navrhol aj klasifikáciu *tree moulds* podľa vývoja tvarov.

Pyrogénne jaskyne po stromoch sú najrozšírenejšie vo svete, vyskytujú sa v mnohých lávových prúdoch. Najväčšia koncentrácia jaskýň tohto typu je na severnom úpätí sopky Fudži v Japonsku (v oblastiach Kawaguchiko – obr. 4, Kashiwabara, Yoshida-tanai), kde sa nachádza aj najdlhšia jaskyňa po stromoch s dĺžkou 204 m, ako aj verejnosti sprístupnená jaskyňa tohto typu Funatsu Tainai, zložená z 10 stromov s celkovou dĺžkou 70 m (obr. 5) (Tachihara a kol., 2002). Vzhľadom na mladý vek jaskýň sú tu dobre sledovateľné aj procesy ich vzniku, v mnohých jaskyniach sú rozoznateľné vnútorné odtlačky kôry stromov, v iných sa nachádzajú drobné lávové stalaktity alebo rebrovité lávové kôry.

Ďalšie pyrogénne jaskyne po lávou zaliatych stromoch sa vyskytujú v lávových prúdoch sopky Saint Helens v štáte Washington, USA (Greeley a Hyde, 1972), v Južnej Kórei (Tachihara a kol. 2002), v národnom parku Craters of the Moon v štáte Idaho, USA (Owen, 2009), na Kanárskych ostrovoch (Socorro, ústna informácia), na Hawaji (Omori, 1921; Wentworth a Macdonald, 1953; Halliday in Gunn, 2004) a rozmery jaskýň dosahujú aj niektoré dutiny po stromoch v oblasti Mt. Nespole na Etne v Taliansku (Carveni a kol., 2011). Výskyt 6 „rúr“ v miocénnej andezitovej láve s dĺžkami od 5,5 do 30 m opisuje aj Tulucan (1986) v doline Hon-tiŕ v pohorí Zarand v Rumunsku, ktoré v ďalšej publikácii (in Eszterhás a kol., 1997) pokladá za jaskyne po stromových pozostatkoch („grotte de moulage“). Pod-



Obr. 6. Výskyty jaskýň po stromových pozostatkoch na Slovensku. Modrou farbou sú označené mechanicky vyvetrané jaskyne (1. Jaskyňa v tufoch, 2. Trpasličia jaskyňa, 3. Voňačka, 4. Pecna, 5. Mučínska jaskyňa, 6. Hostišovská stromová jaskyňa, 7. Jaskyňa v maare, 8. Jaskyňa pod Jaseňovým vrchom), žltou farbou biogénne deštruktívne jaskyne (9. tri travertínové jaskyne na Lúčkach) a červenou farbou pyrogénne jaskyne (10. Brankova skrýša, 11. Pokladníková jaskyňa a Jaskyňa v Janičkovej skale)

Fig. 6. Occurrence of the tree-mould cave in Slovakia. Mechanically weathering caves are marked by blue colour (1. Jaskyňa v tufoch, 2. Trpasličia jaskyňa, 3. Voňačka, 4. Pecna, 5. Mučínska jaskyňa, 6. Hostišovská stromová jaskyňa, 7. Jaskyňa v maare, 8. Jaskyňa pod Jaseňovým vrchom), biogenic destructive cave by yellow colour (9. three travertine caves in the Lúčky village), pyrogenic caves by red colour (10. Brankova skrýša, 11. Pokladníková jaskyňa and Jaskyňa v Janičkovej skale)

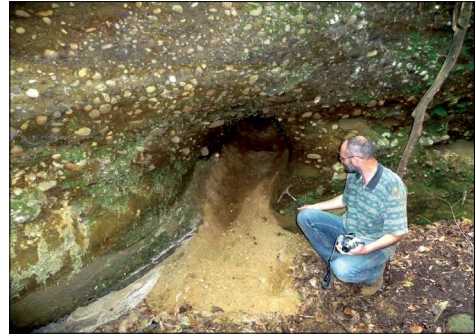
Ľa fotografie v práci Ciszewského a kol. (2009) z Veľkonočných ostrovov sa dá tiež identifikovať jaskyňa po stromových pozostatkoch, hoci autori sa o jej genéze nezmienujú.

Na Slovensku takisto neboli výskyty pyrogénnych jaskýň po stromoch dlhý čas zaregistrované. Prvou jaskyňou tohto typu bola **Brankova skrýša** v Poľane, tvorená 9,4 m dlhou rúrovitou, mierne klesajúcou podzemnou chodbou a s dovnútra postupne sa zmenšujúcim profilom so začiatočným priemerom 2 m (Balciar a kol., 2010). Jaskyňa je vytvorená v strednomiocennom kompaktnom andezite bývalého lávového prúdu v blízkosti okraja kaldery Poľany (obr. 6, 7). Za dôkaz pyrogénneho pôvodu jaskyne možno považovať doskovitú odlučnosť andezitu: 1 – 2 cm hrubé dosky sú v brale nad jaskyňou paralelné a mierne uklonené do masívu, v bočných stenách podzemnej chodby však kopírujú jej rúrovitý tvar. Ak vychádzame zo skutočnosti, že dosky chladnúcej lávy sú vždy paralelné s plochou chladnutia, láva musela obaliť valcovité teleso dlhé minimálne 10 m, čo s najväčšou pravdepodobnosťou zodpovedalo kmeňu stromu. Priemer pôvodného stromu bol však pochopiteľne menší ako priemer súčasnej podzemnej chodby, pretože andezitové dosky následkom mrazového zvetrávania ľahko opadávajú najmä zo stropnej časti jaskyne. Svedčia o tom prevažne vodorovne uložené dosky na strope, čo znamená, že pôvodne oblúkovite ohnuté dosky už poopadávali a vchodová časť jaskyne sa rozšírila do zóny vodorovných andezitových dosiek.

Ďalšie dve menšie pyrogénne jaskyne sú známe z masívu Sninského kameňa vo Vihorlate. Roku 2005 ich našiel poľský jaskyniar Tomasz Mleczek, ktorý z nich zaslal autorom tohto článku fotografie. Obe jaskyne zameral Holúbek a kol. (2010). Väčšia



Obr. 7. Pyrogénna jaskyňa Brankova skrýša v Poľane. Na bokoch je rozoznateľná oblúkovitá doskovitá odlučnosť andezitu. Foto: L. Gaál
 Fig. 7. Pyrogenic Brankova skrýša Cave in Poľana Mts. (Slovakia). The arch-shaped jointing of andesite is distinguished on the flank of cave. Photo: L. Gaál



Obr. 8. Mechanicky vyvetraná jaskyňa András-barlang v severnom Maďarsku, vytvorená na rozhraní andezitových zlepcov a tufových pieskocov. Foto: L. Gaál
 Fig. 8. Mechanically weathering tree mould cave András in Northern Hungary is formed at the contact of andesite conglomerate and tuffitic sandstone. Photo: L. Gaál

z nich, Mleczekom nazývaná **Pokladníková jaskyňa** (Holúbek ju nazval ako Jaskyňa v Janičkovej skale I) má kruhový prierez a dĺžku 6 m, druhá – **Jaskyňa v Janičkovej skale** – s dĺžkou 2,3 m je otvorená z oboch strán. Obe jaskyne sa nachádzajú v strednomiocénnych andezitoch formácie Hámre, teda v bývalom lávovom prúde pochádzajúcom zo stratovulkánu Morského oka.

Naďalej zostáva nevyjasnená genéza jaskyne **Jánošíkova skrýša** v andezite Budínskej skaly v Ostrôžkach (Gaál, 2000). Andezitové dosky totiž nesledujú jednoznačne tvar pomerne priestrannej podzemnej dutiny (7 × 4 m), ktorej prierez nie je ani kruhový. Jaskyňa mohla vzniknúť vyvetrávaním mäksieho horninového telesa odvráteného tečúcou lávou, ale nemôžeme úplne vylúčiť ani jej pôvod po plynovej bubline.

JASKYNE VYTVORENÉ MECHANICKÝM VYVETRANÍM STROMOVÝCH POZOSTATKOV

Jaskyne vytvorené mechanickým vyvetrávaním stromov sa vyznačujú väčšou genetickou variabilitou ako pyrogénne jaskyne, morfológicky sú však pomerne monotónne. Vytvárajú spravidla jednoduché horizontálne lineárne rúrovité podzemné chodby v dĺžke do 12 m, zložené jaskyne pozostávajúce z viacerých stromov sa vyskytujú zriedkavejšie. Radia sa k epigenetickým jaskyniam, vytvorili sa teda po vzniku materskej horniny. Z hľadiska pôvodu materskej horniny a spôsobu vzniku jaskyne sú dosiaľ známe dva typy:

- jaskyne vytvorené vyvetraním stromu v riečiskách vulkanického prostredia,
- jaskyne vzniknuté vyvetraním stromu z laharov.

Jaskyne vytvorené vyvetraním stromu v riečiskách vulkanického prostredia sú doteraz známe len z územia Slovenska a severného Maďarska. Do tejto kategórie začleňujeme jaskyne opísané Kmetom (1902), ďalej **Jaskyňu pod Jaseňovým vrchom** (Gaál, 1993), **Jaskyňu v tufoch** (Gaál, 2002), **Trpasličiu jaskyňu** (Radinger a Mlejnek, 2001), **Pecnu** (Radinger a Mlejnek, 2001), **Voňáčku** (Nociar a Radinger, 2002), **Mučínsku jaskyňu** (Gaál a kol., 2005), **Hostišovskú stromovú jaskyňu** (Balciar a kol., 2010)

a v severnom Maďarsku jaskyne **Nógrádszakáli falenyomatüreg**, **András-barlang** a **Anna-barlang** (obr. 8), (Prakfalvi, 2010).

Okrem Mučínskej jaskyne sú všetky uvedené jaskyne viazané na stredoslovenské andezitové vulkanity bádensko-sarmatského veku (13 – 15 mil. rokov): Kmeťove jaskyne na Štiavnický stratovulkán, Jaskyňa pod Jaseňovým vrchom na stratovulkán Poľany, Jaskyňa v tufoch na Čelovskú sopku, Trpasličia jaskyňa a jaskyne pri obci Nógrádszakál v Maďarsku na sopku Javorie, Hostišovská stromová jaskyňa na Veporský stratovulkán a Pecna i Voňačka na sopku Lysec. Jaskyne v severnom Maďarsku s dĺžkami 4,4 m, 4,2 m a 5,3 m sa vytvorili na rozhraní hrubozrnných andezitových zlepcov (nad priestormi jaskyne) a tufových pieskocov (pod priestormi). Rúrovité podzemné chodby smerujú na JVJ a VSV, pričom smer transportu zo sopky Javorie so vzdialenosťou 36 km od jaskýň je JJV. Bližšie k týmto jaskyniam leží síce sopka Lysec, ale v štrkovom materiáli v okolí jaskýň sa okrem andezitov vyskytuje pomerne veľa obliakov z veporika (granity, rohovec, kvarcity a pod.), ktoré sú na povrchu odkryté len severnejšie od Lysca.

Horninové prostredie Mučínskej jaskyne je staršie. Zuhorľatený strom, vyvetraním ktorého sa jaskyňa vytvorila, pôvodne uniesla rieka a následne ho zakryl pyroklastický materiál z horúceho sopečného mraku ryodacitového charakteru neznámej sopky v spodnom miocéne (v egenburgu, pred 19 mil. rokov).

Opisované jaskyne po stromoch unášaných v riečiskách vulkanického prostredia teda prešli dvomi hlavnými štádiami svojho vzniku: petrifikáciou, prípadne zuhorľatením kmeňa a jeho vyvetraním. Pred petrifikáciou odumreté alebo následkom erupcií vyvalené stromy unášali so sebou občasné alebo stále toky, tečúce z vulkanického svahu nadol. Podľa charakteru fluviálnych sedimentov mali tieto toky spravidla divočiaci charakter s vysokou energiou a boli schopné unášať so sebou väčšie andezitové balvany a mohutné stromy. Ukladali ich chaoticky, bez triedenia a bez vrstevnatosti. V okolí jaskýň sú vo výplni fosílnych riečnych korýt a v rôznych prúdových kanáloch po búrke často rozoznatelne rozlične opracované balvany. Zaujímavé je, že jaskyne sa vyskytujú prevažne na rozhraní hrubozrnných andezitových zlepcov a jemnozrnných pieskocov, povrchové toky ich teda ukladali pri zmene energie, v prostredí so zníženou energiou. Kmene stromov sa takým spôsobom unášali na rôzne vzdialenosti, od 5 km (vzdialenosť Jaskyne pod Jaseňovým vrchom od okraja kaldery Poľany) do 36 km (vzdialenosť jaskýň pri obci Nógrádszakál v Maďarsku od vulkánu Javorie). Orientácia jaskýň sa nie v každom prípade zhoduje s predpokladaným smerom toku (spádnicou na vulkanickom svahu). Môže to byť spôsobené meandrami tokov v úpätných častiach, ale aj skutočnosťou, že stromy sa v koryte ukladajú spravidla šikmo k osi toku (v prípade stromov ležiacich paralelne s korytom ich môže väčší príval znovu uniesť).

V štádiu petrifikácie sa naukladané stromy zakryli rozličnými fluviálnymi sedimentmi, ktoré spravidla obsahovali väčšie-menšie množstvo vulkanického popola. Piesčito-tufové sedimenty v nadloží stromov sa vyskytujú v rôznej hrúbke takmer na každej lokalite. Predpokladáme, že práve z týchto tufových vrstiev sa dostal oxid kremičitý do tkanív dreva vo forme kyseliny kremičitej. Kyselina kremičitá sa pri reakcii skladá z monomérych molekúl, ktoré sú vo vodnom roztoku nestále a najmä pri koncentrovanejších roztokoch sa väzbou Si-O-Si spájajú do väčších molekúl vo forme reťazcov. Vytvorí sa tak sól, teda koloidný roztok, v ktorom sú pevné mikročastice homogénne dispergované. Postupom času sa tento roztok dehydratáciou zahusťuje do gélovej fázy. V rôsolovitej hmote gélu sú pevné častice a polymérne reťazce navzájom poprepájané chemickými a vodíkovými väzbami, kým kvapalná zložka je prítomná v póroch a ka-

náloch takýchto štruktúr. Podľa J. Forgáča a kol. (1990) potom silicifikácia vzniká vodíkovou väzbou kyseliny kremičitej s funkčnými skupinami rastlín, najmä OH^- . Táto gélovitá hmota inkrustuje mäkké, najmä kôrové časti dreva, v prípade čiastočnej hniloby však môže vniknúť aj hlbšie do drevnej hmoty. Z gélu sa ďalšou dehydratáciou vytvára amorfný opál ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), ktorý však takisto nie je stály a neskôr sa rekrystalizuje na niektoré ďalšie formy oxidu kremičitého, ako chalcedón alebo kremeň. Stupeň rekrystalizácie narastá s vekom (Stein, 1982). Tento proces dokazujú pomerne časté nálezy opálu v jaskyniach po stromových pozostatkoch. Úlomky drevného opálu dlhé aj niekoľko dm sa vyskytovali v jaskyni Voňáčka (Nociar a Radinger, 2002; Pauliš a Mlejnek, 2003), zvyšky silicifikovaného kmeňa v Jaskyni v tufoch (Gaál, 2002) a niekoľko mm hrubé lemy dehydratovaného oxidu kremičitého v menších dutinách sú známe okolo Jaskyne pod Jaseňovým vrchom (Gaál, 1993). V Jaskyni v tufoch sa úlomky silicifikovaného kmeňa vyskytovali v tmavosivej až čiernej farbe so zachovanou kresbou rastlinného tkaniva, na niektorých miestach aj vo forme odtlačkov. V tomto prípade inkrustácia až intuskrustácia kmeňa stromu kyselinou kremičitou nastala pravdepodobne v pokročilom štádiu zuhoľnatenia dreva. K úplnému zuhoľnatiu dreva došlo v prípade Mučinskej jaskyne. Hoci z ryodacitových tufov spodného miocénu (stupňa egenburg) sú známe aj prekremenené kmene, v Mučinskej jaskyni a v jej okolí sa dodnes nachádzajú rôzne veľké úlomky zuhoľnatého dreva, ktoré predstavovali pravdepodobne jednotlivé vetvy konárov. Prekremenené alebo zuhoľnaté kmene stromov zostali viac-menej zachované až dovtedy, kým sa z rôznych príčin neodkryli.

V ďalšom štádiu došlo následkom odkrytia prekremených alebo zuhoľnatých stromov k postupnému vyvetrávaniu a k vzniku voľnej dutiny – jaskyne. Odkrytie takýchto kmeňov sa odohrávalo najčastejšie eróznym zárezom dolín v kvartéri. Prekremenené alebo zuhoľnaté časti kmeňov sa začali rozdrobovať pri ich vyústení na povrch, kde sa dostali do priameho styku so vzduchom a vodou. V pleistocéne na nich veľmi intenzívne spôsobilo mrazové zvetrávanie. Voda rozdrobené časti vyplavila von a zvetrávanie postupovalo do vnútra kmeňa, kým sa celý kmeň úplne nerozpadol a nevyplavil von z dutiny. Neskôr sa vchodové časti takto vytvorených jaskýň mierne rozšírili mechanickým opadávaním horniny. Tento proces bol intenzívnejší v prípade ľahšie zvetrávajúcich hornín. Otvor Mučinskej jaskyne v ryodacitových tufoch napr. v súčasnosti dosahuje rozmery 2×2 m.

Jaskyne vzniknuté vyvetraním stromu z laharov. Termínom „lahar“ indonézskeho pôvodu sa označujú vulkanické bahenné prúdy, ktoré sa vytvárajú spravidla pri prudkých lejakocho sprevádzajúcich popolové erupcie sopiek, kde častice popola fungujú ako kondenzačné jadierka vodných kvapiek. Laharové prúdy sa však môžu vytvárať aj pri topení snehu a ľadu. Na svahoch vulkánov môžu prekonať aj viac desiatok kilometrov dlhé vzdialenosti a majú spravidla značnú ušľachiacu a deštruktívnu schopnosť. Výsledkom tohto procesu je sediment s chaoticky usporiadanými, rôzne



Obr. 9. Otvory Jaskyne v skřítků v lahari Doupovských hůr v České republice. Foto: L. Gaál

Fig. 9. Openings of Jaskyňa v skřítků Cave in lahar of Doupovské Mts. In Czech Republic. Photo: L. Gaál

veľkými sopečnými úlomkami v drobnozrnej výplňovej hmote, ktorá často obsahuje aj zvyšky alebo diery po stromoch. Lahary sú pomerne časté v strednomiocénnych vulkanitoch Slovenska, napriek tomu sa v nich doteraz nepodarilo nájsť dutiny dosahujúce rozmery jaskyne. Najznámejší lahar s najväčším počtom dier po stromoch sa nachádza na východnom úpätí Poľany pri obci Zolná. Množstvo opalizovaných kmeňov stromov a ich vetiev sa vyskytuje najmä v spodnej časti laharu. Pred 13 miliónmi rokov tu došlo ku katastrofickej udalosti, pri ktorej rýchlo rútiaci lahar strhol časť pravekého porastu a premiestnil ho na súčasné miesto (Dublan, 1993). Ďalší lahar s dierami po konároch sa vyskytuje pri obci Nižná Pokoradz v Revúckej vrchovine (Lexa in Vass a kol., 1986). Podľa nášho zistenia však dutiny ani tu nedosiahnu rozmery jaskýň. *Tree trunk moulds* tejto genézy sa spomínajú aj v oblasti Cuevas del Guincho na severovýchodnom okraji statovulkánu Roque Nublo na ostrove Gran Canaria (Anderson a kol., 2009).

Jaskyne v laharoch sú však známe z Českej republiky. Najznámejšia je **Jeskyně skřítků** v Doupovských horách (obr. 9). V dobre odkrytých stenách laharu s názvom Skalky skřítků sa vyskytuje okolo 30 dutín po vyvetraných stromoch, z ktorých najväčšie dosahujú priemer 120 cm a dĺžku 10 m (Babůrek a kol., 1990; Chvátal, 2009). Jeskyně skřítků predstavuje systém rúrovitých chodieb po pozostatkoch 7 stromov, teda zloženú jaskyňu s celkovou dĺžkou okolo 18 m (Gaál, 2006). Okrem nej sa tu nachádza ďalších 15 jaskýň po stromových pozostatkoch. Ďalší výskyt menších jaskýň po stromových pozostatkoch lahara sa zaznamenal na neďalekej lokalite na **Pustom zámku** (Babůrek a kol., 1990; Chvátal, 2009).

Na základe častého výskytu opalizovaného dreva v stromových pozostatkoch môžeme predpokladať, že silicifikácia stromov a ich následné vyvetrávanie z laharových sedimentov prebiehalo obdobným spôsobom ako v predchádzajúcom prípade jaskýň v riečiskách vulkanického prostredia.

JASKYNE VYTVORENÉ BIOGÉNNYM ROZKLADOM ZASEDIMENTOVANÝCH STROMOV

Takéto typy jaskýň sa vytvorili mikrobiálnym rozpadom dreva prostredníctvom baktérií a húb v prípade, keď sa drevo dostalo do styku so vzduchom a vodou. V skutočnosti, najmä pri starších jaskyniach (aké sú aj výskyty na Slovensku), sa však veľmi ťažko dá zistiť miera biogénneho a mechanického rozpadu dreva. Možno len predpokladať, že do tejto kategórie patria jaskyne vytvorené rozkladom stromu, kde neprebehla silicifikácia ani zuhoľnatenie, ale kmeň stromu jednoducho odhnil. Doteraz sa zistili dva typy.

Jaskyne vzniknuté biogénnym rozkladom stromu z okrajového valu krátera. Známý je len jediný príklad jaskyne tohto typu z lokality Pinciná v Lučenskej kotline (obr. 10). Jaskyňa s dĺžkou 3,5 m a s oválnym profilom 1 × 0,5 m sa vytvorila vyvetraním kmeňa stromu, ktorý bol vulkanickou erupciou rozlamaný, vyhodnený do vzduchu a následne zakrytý lapi-



Obr. 10. Otvory po vyvetraných stromoch v lapilových tufoch maarového krátera pri Pincinej. Foto: E. Gaál

Fig. 10. Openings of weathered trees in lapilli tuff of maar crater near Pinciná village (Slovakia). Photo: E. Gaál

lovými tufmi kráterového valu (Gaál a kol., 2005). Preto dostala názov **Jaskyňa v maare**. Je známe, že erupcie sopiek maarového typu, ktoré pre ich nízku polohu sa dostanú do styku s vodou, bývajú veľmi prudké (freatomagmatické erupcie), preto je ľahko predstavitel'né, že takéto erupcie vytrhávali aj stromy z blízkeho okolia. Počas erupcií ich zakryli lapilové tufy, ktoré sa spečením mierne spevnili a zostali v takom stave aj po vyvetraní kmeňa stromu. Predpokladáme, že v tomto prípade nepreběhla ani silicifikácia, ani zuhoľnatenie stromu, strom jednoducho odhnil. O tom, že dutina najpravdepodobnejšie predstavuje zvyšok po vyvetraní kmeňa stromu, svedčia aj ďalšie rúrovité dutinky s priemerom do 8 cm vedľa nej. Jaskyňu odkryli pri ťažbe suroviny v malom tufovom lome pri Pincinej. Predpokladáme však, že kmeň stromu odhnil skôr následkom prístupu vody v málo súdržnom lapilovom tufe. Časť jaskyne však bola určite odťažaná, podzemný priestor teda mohol byť dlhší. Lapilové tufy okrajového kráterového valu na tejto lokalite sa začleňujú do podrečanskej bazaltovej formácie, ktorej vek je pliocén (okolo 6 mil. rokov). Vo fácií kráterového jazera maaru pri Pincinej sa nachádza ložisko alginitu (Vass a kol., 1997).

Jaskyne vzniknuté biogénnym rozkladom stromu pokrytého travertínom. Dá sa predpokladať, že biogénna deštrukcia dreva sa vo väčšej miere uplatňovala v prípade stromov obalených „nesilikátovou“ horninou, najmä travertínom. Travertíny alebo ich mladšie a menej súdržné formy, penovce, sa ukladajú spravidla na nerovnom povrchu z vôd vytekajúcich z karbonátových masívov. Vytvárajú sa vyzrážaním nadbytočného množstva rozpusteného vápnika z nasýtených podzemných vôd následkom úniku oxidu uhličitého alebo aj následkom odčerpania oxidu uhličitého riasami a inými rastlinami. Takto vyzrážaný uhličitan vápnika pomerne rýchlo obaluje aj kmene stromov unášané povrchovými



Obr. 11. Jaskyňa pri Lúčkach, vytvorená vyvetraním kmeňa stromu obaleným travertínom.

Foto: P. Bella

Fig. 11. Cave near village Lúčky originated by the weathering of tree enclosed by travertine.

Photo: P. Bella

tokmi. Keďže obalený strom sa dostane do styku s vodou a so vzduchom, uplatňujú sa v ňom hnilobné procesy prostredníctvom baktérií a húb a nakoniec sa rozpadnuté drevo vyplaví z travertínového obalu. Drobnejšie dutiny po vyvetraní stromov a konárov sa v travertínoch vyskytujú pomerne často. Z územia Slovenska sú známe z lokalít Jazierce pri Ružomberku, Lúčky v Liptovskej kotline a Jeleneckej jaskyne pri Starých Horách (Bella, 2005; Bella a Gaál, 2007 a iní). Rozmery jaskyne z nich dosahujú 3 dutiny v opustenom lome na Lúčkach (obr. 11), ktoré opísal Gradziński (2008). Jaskyne podľa neho pôvodne predstavovali kmene jaseňov zaklivených v travertínoch v potoku v poslednom interglaciáli. Kmene stromov boli pomerne rýchlo inkrustované travertínom, následne odhnili a vytvorili sa voľné dutiny – jaskyne. Podobné jaskyne sa údajne vyskytujú aj pri Hrhove v Slovenskom kráse (Hochmuth, ústna informácia).

Tab. 1. Prehľad jaskýň po stromových pozostatkoch na Slovensku
 Tab. 1. Review of tree mould caves in Slovakia

názov jaskyne	dĺžka	genetický typ	vulkán	hornina/vek	vzdialenosť jaskyne od vulkánu	orientácia jaskyne	smer transportu
Kmeťove jaskyne	?	mechanický vyvetraný	Štiavnický stratovulkán	andezitový zlepenec/stredný miočén	11 km od okraja kaldery	?	JV
Jaskyňa pod Jaseňovým vrchom	5,8 m	mechanický vyvetraný	Polana	andezitový zlepenec/stredný miočén	5 km od okraja kaldery	SSV	SZ
Brankova skrýša	9,4 m	pyrogénny	Polana	andezit/stredný miočén	0,7 km od okraja kaldery	VSV	SV
Jaskyňa v tufoch (2 stromy)	17 m	mechanický vyvetraný	Čelovec	tufový pieskovec/stredný miočén	15 km	JZ JZ	JZ
Trpasličia jaskyňa (+3 stromy)	11,9 m	mechanický vyvetraný	Javorie	andezitový zlepenec/stredný miočén	20 km	ZJZ Z JZ JZ	JJZ
Hostišovská stromová jaskyňa (+2 stromy)	7,6 m	mechanický vyvetraný	Veporský stratovulkán	andezitový zlepenec/stredný miočén	30 km	Z JZ JZ	JV
Voňacha	10,5 m	mechanický vyvetraný	Lysec	andezitový zlepenec/stredný miočén	4 km	SV	V
Pečna	6,1 m	mechanický vyvetraný	Lysec	andezitový zlepenec/stredný miočén	11 km	JZ	JV
Mučínska jaskyňa	12 m	mechanický vyvetraný	?	ryodacitový tuf/spodný miočén	?	SZ	asi S
Jaskyňa v maare	5 m	biogénny	Pincinský maar	lapilový tuf/vrchný miočén	0	SZ	Z
Pokladníkova jaskyňa	6 m	pyrogénny	Stratovulkán Morského oka	andezit/stredný miočén	1,5 km od okraja kaldery	ZJZ	SZ
Jaskyňa v Janičkovej skale	2,3 m	pyrogénny	Stratovulkán Morského oka	andezit/stredný miočén	1,5 km od okraja kaldery	?	SZ
Lúčky – spodná jaskyňa	3,5 m	biogénny	–	travertín/pleistocén	–	JJV	JV
Lúčky – vrchná jaskyňa	3,5 m	biogénny	–	travertín/pleistocén	–	JV	JV
Lúčky – malá jaskyňa	2,5 m	biogénny	–	travertín/pleistocén	–	JJV	JV

ZÁVER

Práca podáva prehľad jaskýň po stromových pozostatkoch na Slovensku i v zahraničí. V skupine **pyrogénnych jaskýň po lávou zaliatych stromoch**, ktoré sa vytvárali následkom vyhorenia alebo tlenia stromu v žeravých lávových prúdoch, sa môžu rozlíšiť jaskyne vytvorené vyhorením stromov a jaskyne vytvorené tlením a zuhoľnatením stromov. Zaradujú sa sem jaskyne v severnom úpätí sopky Fudži v Japonsku, jaskyne v lávových prúdoch sopky Saint Helens a národného parku Craters of Moon v USA, na ostrove Hawaj, v Južnej Kórei, na Kanárskych ostrovoch, Veľkonočných ostrovoch a v Rumunsku. Zo Slovenska sú známe výskyty jaskýň v andezitoch Poľany a Vihorlatu.

V skupine **jaskýň vytvorených mechanickým vyvetraním stromových pozostatkov** sa podľa pôvodu materskej horniny stromu a spôsobu vzniku jaskyne rozlišujú dva typy:

- jaskyne vytvorené vyvetraním stromov unášaných v riečiskách vulkanického prostredia (7 jaskýň zo Slovenska a 3 jaskyne z Maďarska) – prešli dvomi hlavnými štádiami svojho vzniku: petrifikáciou alebo zuhoľnatením kmeňa a vyvetraním kmeňa;
- jaskyne vzniknuté vyvetraním stromu z laharov (zložené jaskyne z Českej republiky).

Do skupiny **jaskýň vytvorených biogénnym rozkladom zasedimentovaných stromov** sú zaradené jaskyne vzniknuté vyvetraním stromu prekrytého travertínom (3 jaskyne zo Slovenska) a jaskyne vzniknuté vyvetraním stromu z okrajového valu krátera (1 jaskyňa zo Slovenska).

Spolu zo Slovenska je doteraz známych 14 jaskýň po stromových pozostatkoch (jaskyne pod Sitnom sa doteraz nenašli).

Autori ďakujú Mgr. D. Ozdínovi, PhD., a Ing. T. Pálszegimu, CSc., za cenné pripomienky, ako aj I. Balciarovi za vyhotovenie grafických príloh.

LITERATÚRA

- ALLRED, K. 1998. Lava tube remelt by radiant heat and burning gasses. *International Journal of Speleology*, 27B, 1–4, 125–134.
- ANDERSON, C. L. – CHANNING, A. – ZAMUNER, A. B. 2009. Life, death and fossilization on Gran Canaria – implications for Macaronesian biogeography and molecular dating. *Journal of Biogeography*, 36, 12, 2189–2201.
- BABŮREK, J. – BOŘECKÝ, V. – CHVÁTAL, P. 1990. Trpasličí jeskyně – dutiny v pyroklastických horninách Doupovských hor. *Acta Musei Thermae Carolin.* 1, Karlovy Vary, 6–40.
- BALÁZS, D. 1974. Lávaüregek keletkezése, típusai és formakincse. *Földrajzi Közl.* 2, Budapest, 135–148.
- BALCIAR, I. – GAÁL, E. – PAPÁČ, V. 2010. Nové poznatky o „stromových“ jaskyniach na Strednom Slovensku. *Aragonit* 15, 1, Liptovský Mikuláš, 28–31.
- BARTNUM, J. A. 1925. An interesting lava-mold of a carbonized treetrunk from Hokianga, North Auckland, New Zealand. *Bulletin of the Hawaiian Volcano Observatory*, 8, 7, 55–56.
- BELLA, P. 2005. Syngenetické travertínové jaskyne na Slovensku. *Geomorphologia Slovaca*, 5, 2, 23–29.
- BELLA, P. – GAÁL, E. 2007. Tree mould caves within the framework of cave genetic classification. *Nature Conservation* 63, Kraków, 7–11.
- BENEDICT, E. M. – BENEDICT, B. A. 1982. Lava cast forest. In Sims, L. – Benedict, E. M. (Eds.): *Caves and other volcanic landforms of Central Oregon. Guidebook NSS Geology & Biology Field Trip 1982.* NSS, Huntsville, Alabama, 18–21.

- BULLARD, F. M. 1971. Volcanic history of the Great Rift, Craters of the Moon National Monument, South-Central Idaho. Geological Society of America, 1971 Annual Meeting (Washington, D.C., United States), Abstracts with Programs, 3, 234.
- BURKHARDT, R. 1962. Jeskyňa v tufech u Šahů na Slovensku. Československý kras 13, Praha, 219–220.
- CAVERNI, P. – MELE, G. – BENFATTO, S. – IMPOSA, S. – SALLES PUNTILLO, M. 2011. Lava trees and tree molds (“cannon stones”) of Mt. Etna. Bulletin of Volcanology (DOI 10.1007/s00445-011-0446-3).
- CISZEWSKI, A. – RYN, Z. J. – SZELEREWICZ, M. (Eds.) 2009. The Caves of Easter Island. Underground World of Rapa Nui. Kraków – Poland, 1–368.
- CULVER, D. C. – WHITE, W. B. (Eds.) 2005. Encyclopedia of caves. San Diego, Elsevier, 1–696.
- DE WAELE, J. – SANNA, L. – ROSSI, A. 2008. Pseudokarstic cavities in pyroclastic rocks: some examples from North Sardinia. Proceedings of the 10th International Symposium on Pseudokarst, Gorizia (Italy), 53–62.
- DUBLAN, L. 1993. Lahar Zolná – príklad katastrofické udalosti v strednom sarmate. Západné Karpaty, sér. geológia 17, Bratislava, 51–73.
- DUBLJANSKI, V. N. – ANDREJČUK, V. N. 1989. Speleologija. Terminologija, svjazi s drugimi naukami, klassifikacija polostej. Kungur, 1–33.
- DUCÁR, J. 2004. Andrej Kmeť – neznámy jaskyniar. Spravodaj SSS 35, 2, Prešov, 64–68.
- ESPINASA-PEREÑA, R. 2006. Field Trip Guidebook XII International Symposium on Vulcanospeleology. Tepoztlán, Morelos, Mexico, 47 s. (AMCS Bulletin, 19, 275–305).
- ESZTERHÁS, I. – GAÁL, L. – TUCULAN, T. 1997. Caves in the volcanic rocks of the Carpathian Ranges. In Eszterhás, I. – Sárközi, Sz. (Eds.): Proceedings of the 6th International Symposium on Pseudokarst, Isztimér, 136–157.
- FINCH, R. H. 1931. Lava tree casts and tree molds. The Volcano Letter (Hawaiian Volcano Observatory), 316, 1–3.
- FORGÁČ, J. – ČURLÍK, J. – HARMAN, M. 1990. Rekryštalizácia SiO₂ v petrifikovaných drevinách. Mineralia slovaca 22, Košice, 273–280.
- FROGGATT, P. C. – WILSON, C. J. N. – WALKER, G. P. L. 1981. Orientation of logs in the Taupo Ignimbrite as an indicator of flow direction and vent position. Geology, 9, 3, 109–111.
- GAÁL, L. 1993. Jaskyňa pod Veľkým Jaseným. Sinter 1, Liptovský Mikuláš, 14.
- GAÁL, L. 2000. Jaskyne v Budínskej skale v Ostrôzkach. Sinter 8, Liptovský Mikuláš, 9–10.
- GAÁL, L. 2002. Príspevok k vzniku jaskýň následkom vyvetrávania stromov. In Bella, P. (Ed.): Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Zborn. ref. Liptovský Mikuláš, 58–63.
- GAÁL, L. 2003. Tree mould caves in Slovakia. International Journal of Speleology, 32, 1–4, 107–111.
- GAÁL, L. 2006. Navštívili sme jaskyne Skalky skřítků v Doupovských horách. Aragonit 11, Liptovský Mikuláš, 93.
- GAÁL, L. – TACHIHARA, H. – URATA, K. 2004. Hot and cold way of origin of the tree mould caves. In Gaál, L. (Ed.): Proceedings of the 8th International Symposium on Pseudokarst, Teplý Vrch. Liptovský Mikuláš, 14–21.
- GAÁL, L. – IŽDINSKÝ, L. – RADINGER, F. 2005. Výskyt zaujímavých „stromových“ jaskýň na južnom Slovensku. Aragonit 10, Liptovský Mikuláš, 7–9.
- GRADZIŃSKI, M. 2008. Origin of a unique tree-mould type cave in travertine based on examples from the village Lúčky (Liptov, Slovakia). Slovenský kras, 46, 2, 325–331.
- GREELEY, R. – HYDE, J. H. 1972. Lava tubes of the Cave Basalt, Mount St. Helens, Washington. Bulletin of the Geological Society of America, 83, 8, 2397–2418.
- GUNN, J. (Ed.) 2004. Encyclopedia of caves and karst science. New York, Fitzroy Dearborn, 1–902.
- HOLÚBEK, P. – BURAI, M. – DUCÁR, J. – HOLLÝ, R. – LISÝ, M. – MAGDOLEN, P. – POKRIEVA, P. 2010. Nové jaskyne zaregistrované v databáze jaskýň múzea. Sinter 18, Liptovský Mikuláš, 8–14.
- HONDA, T. 1999a. Classification of lava tree molds with/without remelted inner surface according to its formation process. In Barone, N. – Bonaccorso, R. – Licitra, G. (Eds.): Proceedings of the IXth International Symposium on Vulcanospeleology, Catania, Italy, 123–124.

- HONDA T. 1999b. Investigation on hydrodynamic interaction between tree and lava flow and resulting structure of tree mold. In Barone, N. – Bonaccorso, R. – Licitra, G. (Eds.): Proceedings of the IXth International Symposium on Vulcanospeleology, Catania, Italy, 129–130.
- CHVÁTAL, P. 2009. Pseudokrasové jeskyně v Doupovských horách. In Hromas, J. (Ed.): Jeskyně. Chráněná území ČR XIV, Brno-Praha, 277.
- ISHIHARA, H. 1929. Shiseki-meisho-tennekinenbutsu chosa hokokusho (4). Yamanashi Pref. Kofu.
- KESZTHELYI, L. – SELF, S. 1998. Some physical requirements for the emplacement of long basaltic lava flows. *Journal of Geophysical Research*, 103, B11, 27447–27464.
- KMEŤ, A. 1902. Další výzkumy z obvodu Sitna. *Časopis Muz. slov. spol.* 5, 111–113.
- LOCKWOOD, J. P. – WILLIAMS, I. S. 1978. Lava trees and tree moulds as indicators of lava flow direction. *Geological Magazine*, 115, 1, 69–74.
- LOCKWOOD, J. P. – LIPMAN, P. W. 1980. Recovery of datable charcoal beneath young lavas: Lessons from Hawaii. *Bulletin of Volcanology*, 43, 2, 609–615.
- LYMAN, C. S. 1849. Observations on the „Old Crater“ adjoining Kilauea (Hawaii) on the east. *Amer. Journ. Sci.* 7, 20, 287.
- MLEJNEK, R. – PAULIŠ, P. 2002. Zajímavý typ pseudokrasových jeskyní biogenního původu ve vulkanogenních horninách. *Speleofórum* 21, Praha, 46–48.
- MOORE, J. G. – RICHTER, D. H. 1962. Lava tree molds of the September 1961 eruption, Kilauea volcano, Hawaii. *Bulletin of the Geological Society of America*, 73, 1153–1158.
- NOCIAR, P. – RADINGER, F. 2002. Jaskyňa Voňacka – prvá stromová jaskyňa v Lučenskom okrese. *Spravodaj SSS* 33, 4, Prešov, 14.
- OGAWA, T. 1986. The formation of lava caves. *Communications, 9th International Congress of Speleology*, 2, Barcelona, 47–51.
- OGAWA, T. – TACHIHARA, H. – OOSAKO, T. – KATSUMARA, R. – NAKAMURA, Y. – WATANABE, T. – HINATA, H. – MAKITA, T. – TACHIKA, M. – KUROISHIKAWA, Y. – NAKAUE, K. – SATOU, M. – MIYASHITA, H. – SUZUKI, K. – INOSE, K. – MURAKAMI, H. – GOMI, M. – HAYAKAWA, H. – FUJIYA, K. – KAWAMURA, K. – KOKADO, A. – HIRANO, K. – MIYAZAKI, A. – HONDA, T. 1999. Results of survey on Ganno-ana cave system, example of co-existence of lava caves and tree molds. In Barone, N. – Bonaccorso, R. – Licitra, G. (Eds.): Proceedings of the IXth International Symposium on Vulcanospeleology, Catania, Italy, 84–86.
- OMORI, F. 1921. On lava tree-moulds of Kilauea and Fuji (in Japan). *Journal of Geography* 33, Tokyo, 535–540.
- OWEN, D. E. 2008. Geology of Craters of the Moon. *Craters of the Moon National Monument and Preserve*, National Park Service, 1–23.
- PALMER, A. N. 2007. *Cave geology*. Dayton, Ohio, 1–454.
- PAULIŠ, P. – MLEJNEK, R. 2003. Nález dřevního opálu v pohorí Ostrůžky a jeho význam pro vysvětlení geneze některých pseudokrasových jeskyní ve vulkanitech. *Natura Carpatica* 44, Košice, 237–242.
- PETERSON, N. V. – GROH, E. A. 1969. The ages of some Holocene volcanic eruptions in the Newberry volcano area, Oregon. *The Ore Bin*, 31, 4, 73–87.
- PINT, J. 2006. Lava cavers gather in Tepoztlán, Mexico. *NSS News*, 64, 9, 19–20, 30.
- PRAKFAI, P. 2010. A nógrádszakáli fatörzslenyomat barlangok kutatástörténete, földtana és genetikája. *Rukopis, archív MKBT Budapest*.
- RADINGER, F. – MLEJNEK, R. 2001. Nové pseudokrasové jaskyne v geomorfologických celkoch Juhoslovenská kotlina, Krupinská planina a Ostrůžky. *Spravodaj SSS* 32, 3, Prešov, 11–15.
- RECLUS, E. 1865. Le Monte Etna et l'éruption de 1865. *Rev. Deux Mondes* 58, 110–138.
- RODRIGUEZ-GONZALEZ, A. – FERNANDEZ-TURIEL, J. L. – PEREZ-TORRADO, F. J. – HANSEN, A. – AULINAS, M. – CARRACEDO, J. C. – GIMENO, D. – GUILLOU, H. – PARIS, R. – PATERNE, M. 2009. The Holocene volcanic history of Gran Canaria island: implications for volcanic hazards. *Journal of Quaternary Science*, 24, 7, 697–709.
- SAITO, T. – TAGAHASHI, S. – WADA, H. 2003. ¹⁴C Ages of Omuroyama Volcano, Izu Peninsula. *Bulletin of the Volcanological Society of Japan*, 48, 2, 215–219.

- SCHMINCKE, H.-U. 1967. Mid-Pliocene fossil wood from Gran Canaria. Preliminary note. Cuadernos de Botánica, 2, 19–20.
- SCHMINCKE, H.-U. 1968. Pliozäne, subtropische Vegetation auf Gran Canaria. Naturwissenschaften, 55, 185–186.
- STEARNS, H. T. 1928. Craters of the Moon National Monument, Idaho. Idaho Bureau of Mines and Geology Bulletin, 13, 1–57.
- STEIN, C. L. 1982. Silica recrystallization in petrified wood. Sedim. Petrology, 52, 4, 1277–1282.
- TACHIYAMA, H. (Ed.) 1997. Observation report of Kashiwabara lava tree-moulds on the northern foot of Mt. Fuji, Yamanashi Prefecture, Japan. Speleol. Soc. of Japan, 1–126.
- TACHIYAMA, H. – SAWA, I. – KUROISHIKAWA, Y. – OGAWA, T. – HONDA, T. – KIM, B. – MAKITA, T. – WATANABE, N. – NINATA, H. – NAKAUE, K. 2002. The shape classification and formation model by observation of lava tree-mold. The Review of Osaka University of Economics and Law, 84, Osaka, 1–46.
- TSUYA, H. 1971. Topography and geology of Volcano Mt. Fuji. Fuji-san, Tokyo, 132–149.
- TULUCAN, T. 1986. Clasificarea genetica a fenomenelor endo-vulcano-carstice din Romania. Aspecte ale repartitiei acestora in lantul Muntilor Carpati. Buletinul Speologic, 10, București, 121–135.
- VASS, D. – BODNÁR, J. – ELEČKO, M. – GAÁL, E. – HANÁČEK, J. – HANZEL, V. – LEXA, J. – MELLO, J. – PRISTAŠ, J. – VOZÁROVÁ, A. (1986). Vysvetlivky ku geologickej mape Rimavskej kotliny a príľahlej časti Slovenského rudohoria 1 : 50 000. GÚDŠ Bratislava, 1–177.
- VASS, D. – KONEČNÝ, V. – ELEČKO, M. – MILIČKA, J. – SNOPOVÁ, P. – ŠUCHA, V. – KOZAČ, J. – ŠKRABANA, R. 1997. Alginit – nový zdroj slovenského nerudného surovinového potenciálu (ložisko Pinciná). Mineralia Slovaca 29, Bratislava, 1–39.
- VÍTEK, J. 1990. Jaseňový vrch pod Poľanou. Krásy Slovenska 67, 3, Bratislava, 40–41.
- WASILEWSKI, P. – KLETETSCHKA, G. – DICKINSON, T. 2000. Magnetic characterization of reduction in Mount Fuji basaltic tree-mold. Geophysical Research Letters, 27, 10, 1543–1546.
- WENTWORTH, C. K. – MACDONALD, G. A. 1953. Structures and forms of basaltic rocks in Hawaii. U. S. Geological Survey Bulletin, 994, 98 s.
- WOODCOCK, D. – KALODIMOS, N. 2005. Tree Mold Evidence of Loulu Palm (*Pritchardia* sp.) Forest on the Kona Coast, Hawai'i. Pacific Science, 59, 4, 491–498.
- YAGI, T. 1933. Tree-like mould of lava at the northern foot of Mt. Asama. Journal of Geography, Tokyo Geographical Society, 45, 536, 478–483.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	49/1	41 – 55	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2011
--	------	---------	------------------------

INTERPRETÁCIA MERANÍ TEPLoty A MERNEJ ELEKTRICKEJ VODIVOSTI VODY V PROFILE PODZEMNÉHO TOKU KRÁSNOHORSKEJ JASKYNE

PETER MALÍK¹, MILOŠ GREGOR^{2,3},
JAROMÍR ŠVASTA², DAGMAR HAVIAROVÁ⁴

¹ Štátny geologický ústav Dionýza Štúra; oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11; peter.malik@geology.sk

² Katedra hydrogeológie, Prírodovedecká fakulta, Univerzita Komenského, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava 4

³ Štátny geologický ústav Dionýza Štúra; oddelenie hydrogeológie a geotermálnej energie, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava 11; milos.gregor@geology.sk, jaromir.svasta@geology.sk

⁴ Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš; haviarova@ssj.sk

P. Malík, M. Gregor, J. Švasta, D. Haviarová: Interpretation of water temperature and electric conductivity measurements in the profile of underground stream in the Krásnohorská jaskyňa Cave

Abstract: Longitudinal profile measurement of specific electric conductivity (resistivity) and water temperature (thermometry) were performed along the karstic underground stream in the Krásnohorská jaskyňa cave (Slovenský kras Mts.) on Oct. 13, 2009. Measurements were applied with the step of 1.0 meter in the streamline of active flow or (if wider than 1.0 meter), along its left and right side, 20 cm aside the stream-bank. Interpretation of measurement's results is supposed to be helpful in the cases of identification of hidden tributaries into the main stream, but also in detection of cases of water communication with the ground surface. This simple, but very sensitive method in addition to the documented visible inflows enabled the subdivision of the cave passages, according to their hydraulic connection with the rock environment, into hydraulically isolated karst channels and intensely tectonically disrupted zone, with the significant hydraulic drainage function.

Key words: Water electric conductivity, resistivity, thermometry, longitudinal profile measurement, underground stream, Krásnohorská jaskyňa Cave, Slovenský kras Mts.

ÚVOD

Pri skúmaní kvantitatívno-kvalitatívnych vzťahov podzemných a povrchových vôd sa v hydrogeologickej praxi osvedčili jednoduché, finančne menej náročné, avšak veľmi efektívne geofyzikálne metódy – rezistivimetrické a termometrické merania aplikované už niekoľko dekád na povrchových tokoch v krasových oblastiach (Husák, Lizoň, 1980; Lizoň, 1980; Foltán, 1982; Kullman et al., 1985 a i.). Možnosti využitia priestorovo kontinuálnych meraní teploty a mernej elektrickej vodivosti (t. j. veličiny známej aj ako elektrolytická vodivosť) vôd podzemného vodného toku boli prvýkrát detailne opísané na príklade Gombaseckej jaskyne (Malík et al., 2009). Získané výsledky a ich interpretáciu možno využiť na viacero účelov. Zo speleologického hľadiska je možné na základe týchto výsledkov vyhľadávať bočné, hydraulicky aktívne vetvy krasových

systémov v oblastiach skrytých prítokov vôd z neznámych priestorov. Pre krasových hydroológov a hydrogeológov sú tieto výsledky dôležité na poznanie hydraulických a hydrodynamických pomerov pri prúdeň vôd v systémoch otvorených krasových kanálov. Veľký význam môžu mať tieto výsledky najmä pri návrhu a spresňovaní ochranných pásiem významných jaskynných systémov a infiltračných oblastí krasových a krasovo-puklinových typov prameňov.

Uvedeným spôsobom sa totiž môžu dokumentovať hydraulické vlastnosti horninového prostredia priamo v mieste merania (in situ), čo pri hydrogeologickom prieskume väčšiny území nie je možné a príslušní bádatelia sú odkázaní na využitie nepriamych metód hodnotenia hydrogeologických pomerov horninového prostredia (napr. analýza výtokových čiar). Naopak, nevýhodou týchto metód je, že ich výsledky sú často reprezentatívne iba pre veľmi obmedzenú časť územia pozdĺž aktívneho (podzemného) vodného toku, pričom zmena hydraulických vlastností v prostredí krasu býva zvyčajne skoková.

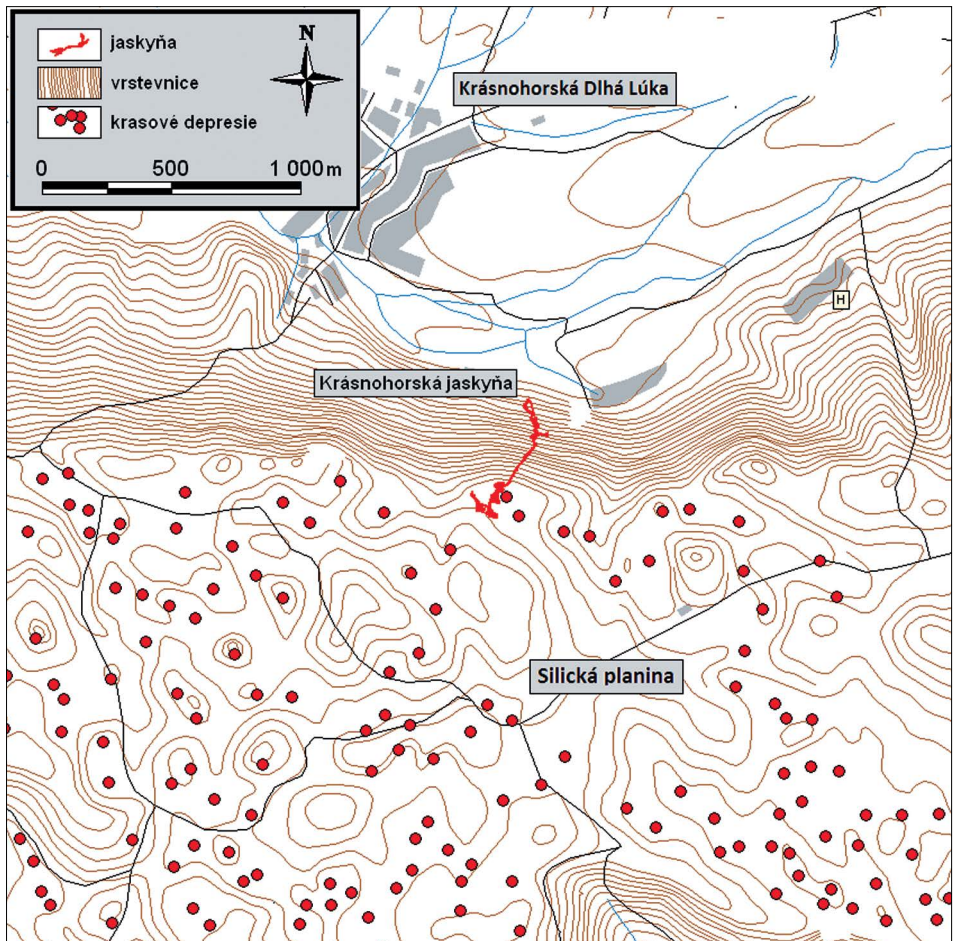
V rámci tohto príspevku predstavujeme výsledky meraní teplôt a mernej elektrickej vodivosti vôd vykonávaných pracovníkmi Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra a Správy slovenských jaskýň pozdĺž podzemného vodného toku Krásnohorskej jaskyne v katastrálnom území Krásnohorská Dlhá Lúka (Slovenský kras). Podzemný vodný tok tu vytvára pri svojom vyústení na zemský povrch pri vstupe do jaskyne významný krasový prameň Buzgó, dlhodobo pozorovaný Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMÚ) pod katalógovým číslom 1862. Získané a interpretované výsledky môžu čiastočne prispieť k poznaniu spôsobu komunikácie vôd medzi hlavným tokom v jaskyni a podzemnými vodami v horninovom masíve.

GEOLOGICKÉ POMERY KRÁSNOHORskej JASKYNE A JEJ OKOLIA

Krásnohorská jaskyňa sa nachádza na severnom úpätí Silickej planiny, juhovýchodne od obce Krásnohorská Dlhá Lúka (obr. 1). Ide o výverovú fluviokrasovú jaskyňu s aktívnym vodným tokom. Dĺžka jaskyne je 1355 m. Jaskyňu opisujú vo svojich prácach viacerí autori (napr. Roda, 1964; Skřivánek, 1965; Erdős, 1995). Komplexný opis Krásnohorskej jaskyne je zhrnutý v knižnej publikácii Stankovič, Cílek et al. (2005).

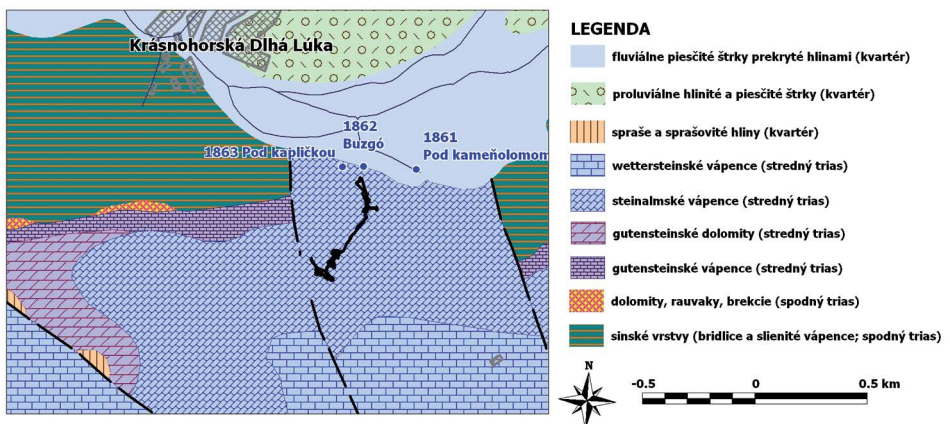
Od vstupu do jaskyne cez umelo vyrazenú štôľňu sa postupuje pozdĺž aktívneho vodného toku v dĺžke 400 m k Prvému jazeru, kde sa vo vyšších partiách vyskytuje niekoľko chodieb s bohatou výzdobou. Vo vyššie položenej mohutnej zvislej siení (Sieň obrov) sa nachádza obrovský stalagnát – Kvapeľ rožňavských jaskyniarov. Má výšku 32,7 m s niekoľkými samostatnými poschodiami. Stalagmit sa pokladal za jeden z najvyšších kvapľových útvarov na svete (Roda, 1966). Ďalej pokračuje Chodba perál s aktívnym tokom, ktorá po 60 m ústi do Veľkej siene (Sieň večnej túžby). Poslednou zo siení na hlavnom riečisku je Zrkadlová sieň, ktorej veľkú časť zaberá Marikino jazero (koncový sifón jaskyne). Vodný tok medzi Veľkou sieňou a Zrkadlovou sieňou spája Sifón potápačov. Sifón Marikinho jazera bol prekonaný až v roku 1982.

Krásnohorská jaskyňa sa vytvorila v strednotriasových sivých gutensteinských dolomitoch, podradne gutensteinských vápencoch (úseky až po Sieň obrov), zadné časti vo svetlosivých steinalmských vápencoch (obr. 2) na mieste, kde málopriepustné spodnotriasové sinské vrstvy (bridlice a slienité vápence; verfénske súvrstvie, spodný trias) ležia pod alúviom potoka Čremošná. V susedných východnejších i západnejších častiach severného svahu Silickej planiny siahajú sinské vrstvy vysoko nad alúvium. Takáto geologicko-geomorfologická situácia zároveň predestinuje výstup vôd krasového prameňa



Obr. 1. Lokalizácia Krásnohorskej jaskyne v Slovenskom krase

Fig. 1. Position of the Krásnohorská jaskyňa Cave in the Slovenský kras Mts.



Obr. 2. Geologické pomery okolia Krásnohorskej jaskyne (Mello et al., 1996)

Fig. 2. Geological settings of the Krásnohorská jaskyňa Cave surroundings (Mello et al., 1996)

Buzgó. V jaskyni sú zachované zvyšky staršej úrovne, reprezentované chodbami Študentská izbička, Západná vetva a Herényiho galéria, ktoré ležia vo výške 35 – 40 m nad eróznou bázou. Táto výška zároveň zodpovedá úrovni pleistocénnej mindelskej terasy, zachovanej na ľavom brehu Čremošnej. Jaskyňa sa nachádza v pásme intenzívneho tektonického porušenia, ktoré je považované za významný drenážny prvok vzhľadom na potenciálnu infiltráciu zrážkových povrchových vôd. Výrazná otvorená vertikálna trhlina vo Veľkom kaňone sv.–jz. smeru je v jaskyni zachovaná aj v súčasnosti (Gaál, 2008).

HYDROLOGICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POMERY KRÁSNOHORSKEJ JASKYNE

Krásnohorskou jaskyňou preteká významný, celoročne aktívny podzemný tok, ktorý z jaskyne vyteká vo forme krasového prameňa Buzgó. Výdatnosť a teplota vody tohto prameňa sú dlhodobo, už od roku 1958, pozorované Slovenským hydrometeorologickým ústavom (SHMÚ) pod katalógovým číslom 1862. Pozorovania boli nakrátko prerušené v období rokov 1966 – 1967, v roku 1983 sa týždenný interval pozorovaní nahradil dennou frekvenciou. Cca 200 m východným smerom sa nachádza prameň Pod kameňolomom (SHMÚ č. 1861; týždenné pozorovania v období rokov 1968 – 1992) a cca 100 m západne vyviera spod sakrálného miesta prameň Pri kaplnke (SHMÚ č. 1863; týždenné pozorovania v období rokov 1957 – 1965; SHMÚ však eviduje tento prameň pod nespisovným názvom „Pod kapličkou“). Situácia je zrejmä z obr. 2; všetky pramene sa nachádzajú na úpätí svahu Silickej planiny a výstup podzemných vôd je viazaný na poklesnutú kryhu steinalmských vápencov uprostred svahov tvorených sinskými vrstvami.

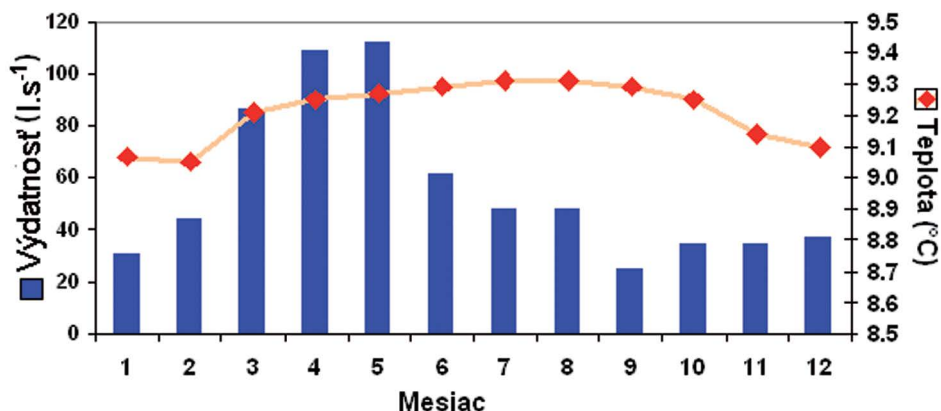
Prameň Buzgó, resp. podzemný vodný tok vytekajúci z Krásnohorskej jaskyne, prejavuje podľa dlhodobého pozorovania SHMÚ vysokú variabilitu odtoku. Maximálna pozorovaná hodnota výdatnosti prameňa bola dokumentovaná 1024 l.s^{-1} . Naopak, minimálna pozorovaná hodnota výdatnosti bola $5,3 \text{ l.s}^{-1}$ – tieto hodnoty naznačujú, že prameň odvodňuje intenzívne skrasovatené horninové prostredie, ktoré umožňuje rýchlo evakuovať veľké množstvá infiltrovaných vôd. Priemerná hodnota výdatnosti prameňa Buzgó je $55,1 \text{ l.s}^{-1}$. Najvyššie hodnoty výdatností sa obyčajne dosahujú v jarných mesiacoch počas topenia snehu (marec – máj). Známe sú aj prípady rýchleho zvýšenia výdatnosti prameňa počas letných mesiacov v čase intenzívnych zrážok. Nízke hodnoty výdatností sa zvyčajne vyskytujú v mesiacoch júl až január, kedy je veľkosť úhrnov efektívnych zrážok významne znižovaná procesmi evapotranspirácie, resp. v zimnom období akumuláciou v snehovej pokrývke (obr. 3).

Vysoká variabilita, podobne ako v prípade výdatností, sa zistila aj pri teplote vôd prameňa Buzgó. Jej najvyššia dokumentovaná hodnota bola $12,2 \text{ }^\circ\text{C}$, najnižšia $7,6 \text{ }^\circ\text{C}$, pričom veľkosť priemernej hodnoty teploty vyvierajúcich vôd je $9,22 \text{ }^\circ\text{C}$. Priebeh priemerných teplôt vôd v jednotlivých mesiacoch (obr. 3) ukazuje, že vyššie hodnoty sú v jarných a letných mesiacoch a teplota vôd sa v jesenných a zimných mesiacoch mierne znižuje.

Orvan (1999) považuje odtok vôd z krasového prameňa Buzgó za sústredený – voda je vyvádzaná na povrch väčšinou jaskynnými chodbami a nie sú podmienky na jej výraznejší rozptyl do okolitého prostredia alebo do pokryvných útvarov. V zmysle rozčlenenia Slovenského krasu na štyri významné hydrogeologické štruktúry sensu Šuba (1979) patria všetky tri vyššie uvedené pramene do silicko-turnianskej hydrogeologickej štruktúry. Orvan (2006) a Kilík (2010) ich potom v zmysle detailnejšieho členenia

priradujú k hydrogeologickej štruktúre Horného vrchu. Krasovým prameňom Buzgó pri Krásnohorskej Dlhej Lúke sa zaoberal Orvan aj vo svojich skorších prácach (1979, 1980). Neďaleko tohto prameňa sa tiež nachádza hydrogeologický vrt RHV-4 (Orvan & Vrábľová, 1986), využívaný ako zdroj na hromadné zásobovanie obyvateľstva pitnou vodou. Návrh ochranných pásiem tohto zdroja (Bachňák, 2003) však Tometz a Prekopová (2009) hodnotia ako predimenzovaný, pretože sa nepreukázala priama súvislosť jednotlivých povrchových krasových javov s podzemnou vodou zachytenou týmto vrtom, resp. jej priamy vzťah s vyvieracťou Buzgó.

Otázka infiltračnej oblasti prameňa Buzgó, resp. vôd pretekajúcich Krásnohorskou jaskyňou bola skúmaná dvoma pozitívnymi stopovacími skúškami. Prvú stopovaciu skúšku opisuje vo svojej práci Erdős (1995) – v roku 1967 sa pri orientačnom farbení vôd v ponore Rakafa zafarbená voda po 25 hodinách objavila v Krásnohorskej jaskyni. Druhú stopovaciu skúšku, pomocou ktorej sa podarilo dokumentovať prepojenie Krásnohorskej jaskyne s ponorom pri studni Žedem, opisujú Roda et al. (1986). O neúspešnej stopovacej skúške v studni Žedem, zameranej na rozlíšenie „vodozbernej oblasti“ prameňa Buzgó a Vápennej vyvieracky, píše J. Ščuka (Ščuka in Stankovič, Cílek et al., 2005).



Obr. 3. Priebeh priemerných mesačných teplôt a výdatností vôd v roku – krasový prameň Buzgó, monitorovaný od r. 1958 Slovenským hydrometeorologickým ústavom pod katalógovým č. 1862 (ľavá os – výdatnosť prameňa v l.s⁻¹; pravá os – teplota vôd prameňa v °C)

Fig. 3. The annual course of the average monthly water temperatures and yields of the #1862 Buzgó karstic spring, monitored since 1958 by the Slovak Hydrometeorological Institute (left axis – spring yield in l.s⁻¹; right axis – water temperature in °C)

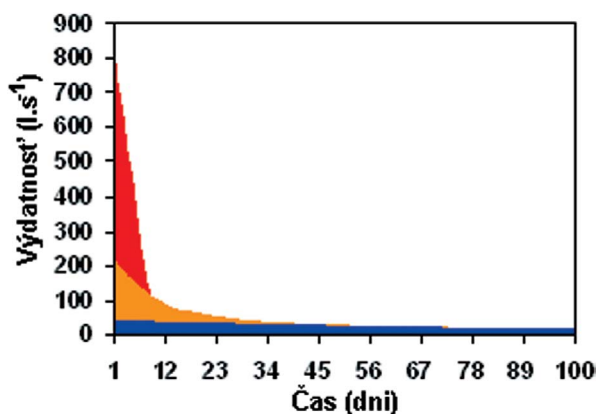
Dobрым indikátorom typu hydrologického režimu a hydraulického obehového mechanizmu podzemných vôd je analýza výtokových čiar prameňa. Výsledky analýzy skladanej výtokovej čiary sú znázornené v tabuľke 1 a zobrazené na obr. 4. V odtokovom režime prameňa Buzgó boli identifikované 3 subrežimy odtoku. Dva subrežimy môžu byť charakterizované exponenciálnou výtokovou funkciou, charakterizujúcou pokojnejší laminárny odtok, a jeden subrežim je možné opísať lineárnou výtokovou funkciou, typickou pre turbulentné odtokanie. Prvý laminárny subrežim je definovaný počiatočnou výdatnosťou Q_{01} s hodnotou 40 l.s⁻¹ a koeficientom vyprázdňovania α veľkosti $1 \cdot 10^{-2} D^{-1}$. Tento subrežim tvorí minoritnú časť odtoku z horninového prostredia a odvodňuje hustú sieť otvorených drobných puklín (Kullman, 1990). Druhý laminárny – odtokovo výraznejší subrežim je definovaný počiatočnou výdatnosťou Q_{02} 200 l.s⁻¹

a koeficientom vyprázdňovania α s hodnotou $1.10^{-1} D^{-1}$. Podľa Kullmana (1990) druhý subrežim výtokovej čiary odvodňuje sieť väčších neskrasovatených a skrasovatených puklín. Posledný a najvýraznejší odtokový subrežim je turbulentný: definovaný je počiatočnou výdatnosťou Q_{03} 700 l.s^{-1} a evakuačným koeficientom β dosahujúcim veľkosť $1,2.10^{-1} D^{-1}$. Podľa charakteru poklesového priebehu výdatností v rámci tohto subrežimu odvodňuje tá časť vôd, ktorá sa na ňom zúčastňuje, veľkú otvorenú skrasovatenú poruchu so značným priestorovým dosahom. Táto bude pravdepodobne priamo prepojená s ponormi, ktoré boli dokumentované stopovacími skúškami (Roda et. al., 1986; Erdős, 1995). Vysoká hydraulická otvorenosť participujúcich krasových kanálov sa prejavuje na veľmi veľkej rýchlosti priebehu povodňovej vlny v tomto krasovom systéme.

Tab. 1. Prehľad koeficientov vyprázdňovania získaných pri analýze skladanej výtokovej čiary krasového prameňa č. 1862 Krásnohorská Dlhá Lúka – Buzgó

Tab. 1. Overview of the recession coefficients estimated by the analysis of the assembled master recession curve of the spring #1862 Krásnohorská Dlhá Lúka – Buzgó

Subrežim	Počiatočná výdatnosť $Q_0[\text{l.s}^{-1}]$	Výtokový model	Koeficient vyprázdňovania $\alpha,\beta [D^{-1}]$
1	40	exponenciálny	1.10^{-2}
2	200	exponenciálny	1.10^{-1}
3	700	lineárny	$1,2.10^{-1}$



Obr. 4. Tvar skladanej výtokovej čiary krasového prameňa Krásnohorská Dlhá Lúka – Buzgó (kat. č. SHMÚ 1862)

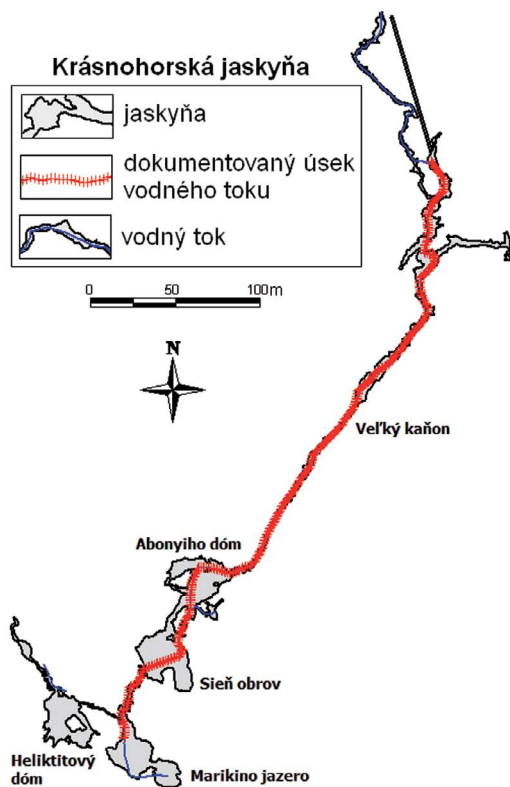
Fig. 4. Shape of assembled master recession curve of the karstic spring Krásnohorská Dlhá Lúka – Buzgó (SHMÚ #1862)

METODIKA MERANÍ

Rezistivimetrické a termometrické metódy (meranie elektrolytickej vodivosti – EC ; teploty vody – t_{vody}) bývajú v hydrogeologickej praxi zamerané na identifikáciu skrytých prestupov podzemných vôd do povrchových tokov. Termometrická metóda je založená na rozdieloch teplôt podzemných vôd (vstupujúcich priamo do tokov) a vôd povrchových tokov. Zvyčajne sa na merania uprednostňujú obdobia extrémnych teplôt vzduchu (vrcholiace zimné alebo letné obdobie). V letnom období je predpokladaná teplota povr-

chových tokov vyššia ako teplota podzemných vôd, preto namerané lokálne zníženie teploty na povrchovom toku väčšinou indikuje skrytý prestup podzemnej vody do tohto toku. Pri aplikácii vodivostných meraní sa vychádza z predpokladanej rozdielnej mineralizácie povrchových a podzemných vôd, a teda miesta skrytých prestupov sa prejavujú lokálnou zmenou mernej vodivosti (v prípade vstupu podzemných vôd do povrchových zväčša zvýšením). Obe metódy registrujú bodové prestupy a pásma prestupov podzemných vôd do povrchových vôd. Intenzita prítokov sa odráža v priebehu a rozsahu teplotných a vodivostných anomálií, s prihliadnutím k celkovému prietoku skúmaného toku. Korelácia obidvoch údajov umožňuje kvalitatívne analyzovať anomálie prítokov a vyľúčiť tzv. falošné anomálie spôsobené inými príčinami.

V prípade Krásnohorskej jaskyne sme realizovali rezistivimetrické a termometrické merania dňa 13. 10. 2009. Merania prebiehali proti smeru toku (na zabránenie prípadného ovplyvnenia najmä vodivosti suspenziami rozvíreného dnového sedimentu) a boli realizované konduktometrami LF 325-A a Cond 340i výrobcu WTW, umožňujúcimi merať teplotu s presnosťou na 0,1 °C a elektrolytickú vodivosť s presnosťou (v závislosti od veľkosti meranej hodnoty) až na 0,1 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Oba parametre sa merali pri dne, cca 5 cm nad jeho úrovňou a cca 20 až 40 cm od brehov v prípade meraní na oboch stranách toku, alebo pri dne v prúdnici v prípade meraní na úzkom toku. Krok meraní bol 1,0 m, pred meraním sa pomocou pásma vytyčovala trasa určovaná priebehom prúdnice meraného toku. Teplota vzduchu v jaskyni sa pohybovala na úrovni okolo 9,2 °C. Výdatnosť prameňa Buzgó v deň meraní bola 12,3 l.s⁻¹, čo zodpovedá nameranému stavu 6,5 cm na 40 cm širokom Ponceletovom priepade, na ktorom prebiehajú merania pri nižších stavoch. Teplota vody a jej merná elektrická vodivosť sa premeriavali na úseku 450 m dlhého prístupného vodného toku v jaskyni v smere od vstupného sifónu jaskyne po sifón potápačov v Zrkadlovej sieni (obr. 5). Výsledky meraní sa zaznačovali do mapového podkladu jaskyne zostaveného J. Stankovičom v roku 2003 (priestory zamerali: A. Abonyi a kol.: 1964 – 1965; B. Šmída, J. Stankovič: 1999; J. Stankovič, Z. Jerg, V. Kőňa, P. Horváth: 2002; kreslili: A. Abonyi, B. Šmída, J. Stankovič).



Obr. 5. Rezistivimetricky a termometricky premeriavaný úsek krasového podzemného toku v Krásnohorskej jaskyni

Fig. 5. Part of karstic underground stream in the Krásnohorská jaskyňa Cave, with resistivimetric and thermometric measurements in its longitudinal profile

VÝSLEDKY A INTERPRETÁCIA MERANÍ

V smere od začiatku meraného toku (bodú „bm 0“ – nultého bežného metra meraní, ktorý sa nachádzal hneď nad vstupným sífonom) bola teplota vody 9,5 °C, čo je hodnota blízka dlhodobej priemernej teplote vôd vyvierajúcich v krasovom prameni Buzgó. Merná elektrická vodivosť v týchto miestach dosahovala hodnotu 685 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Tieto namerané hodnoty boli konštantné až do vzdialenosti 62 metrov od vstupného sífónu, kde sa mierne zvýšila merná elektrická vodivosť na 686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Teplota vôd sa však nezmenila, a preto nepredpokladáme, že by v tomto mieste dochádzalo k skrytému prítoku vôd. Skôr ide o miesto, kde sa vzhľadom na presnosť meraní dokumentovala pomalá postupná zmena mernej elektrickej vodivosti. Táto hodnota vodivosti vody (686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) a teplota vody (9,5 °C) ostali následne konštantné ďalších 138 metrov proti prúdu toku. Od meracieho bodu bm 200 po bm 289 boli hodnoty mernej elektrickej vodivosti vody opäť rovnaké ako v úvodnom úseku toku, teda 685 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ a teplota vody v celom úseku ostala stále na konštantných 9,5 °C.

Na bm 289 dokumentovaného úseku podzemného vodného toku sa vizuálne pozoroval prvý ľavostranný prítok, ktorého merná elektrická vodivosť mala pred zmiešaním s hlavným tokom veľkosť 579 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ pri jeho teplote 9,3 °C. Vzhľadom na nízku výdatnosť prítoku (cca 0,1 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$) a malý teplotný rozdiel sa celková teplota v hlavnom toku (o 0,2 °C vyššia) pod prítokom nezmenila a hodnota EC, ktorá bola v hlavnom toku o 107 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ vyššia, sa prítokom znížila iba o 1 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Nad týmto prítokom mal hlavný tok hodnoty EC a teploty vody 686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, resp. 9,5 °C.

Keďže v celom 289 metrov dlhom úseku sa teplota vôd nezmenila a merná elektrická vodivosť vôd sa menila iba nepatrne, môžeme povedať, že v danom úseku nebol nájdený žiaden skrytý prítok a daný úsek až po prvý vizuálne zistený prítok predstavuje samostatný, od horninového prostredia izolovaný krasový kanál. Treba však pripomenúť, že merania sa vykonávali vo veľmi suchom jesennom období, čo znamená, že ak by boli merania uskutočnené pri vyšších prietokoch (hladinách podzemných vôd), mohli by teoreticky byť dokumentované občasné bočné prítoky, ktoré sú aktivované práve pri vyšších stavoch podzemných vôd.

Hodnoty EC a teploty vody 686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, resp. 9,5 °C v hlavnom toku jaskyne boli nad týmto prítokom (bm 289) ďalej konštantné ďalších 40 metrov proti prúdu, až po bm 329 jeho dokumentovaného úseku. V celom doteraz opisovanom úseku toku bola teda až po bm 329 hodnota teploty vôd konštantná a merná elektrická vodivosť vody sa menila v rozsahu 1 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ medzi 685 a 686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Prvá výrazná zmena nastáva v oblasti medzi bm 325 až bm 329 v oblasti Abonyiho dómu, kde sa nachádza väčší vizuálne pozorovateľný pravostranný prítok vôd do hlavného toku. Ten mal v čase merania výdatnosť cca 0,2 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$, s hodnotami teploty vody 9,4 °C a EC 639 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Na približne rovnaké hodnoty v opísanom úseku skokovo poklesli (vplyvom pomalého miešania) aj hodnoty teploty a vodivosti vody v hlavnom toku.

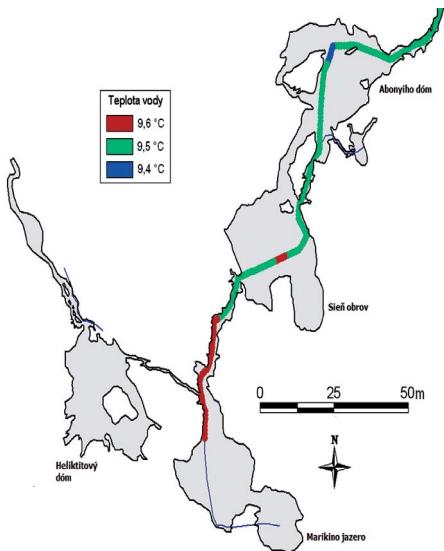
Za týmto prítokom sa nad bm 329 proti prúdu toku hodnoty oboch parametrov opäť na krátkom úseku vrátili na predchádzajúce hodnoty, s tým, že v prípade teploty ostali hodnoty konštantné až po bm 386. Merná elektrická vodivosť vody sa však začala meniť odlišne od teploty. V priemere na úseku bm 329 až bm 386 dosahuje hodnoty 686,7 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ s variabilitou od 690 do 685 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ na konci úseku. Na bm 387 sa teplota vody zvýšila o 0,1 °C na hodnotu 9,6 °C a po 4 m sa následne znova vrátila na hodnotu 9,5 °C. V tomto intervale meraní (bm 386 – 390) bol tiež zaznamenaný najväčší pokles EC na

685 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. V úseku medzi Abonyiho dómom a Chodbou perál vo väčšej miere do hlavného vodného toku skryto prestupujú vody, ktoré prejavujú väčšiu variabilitu v mernej elektrickej vodivosti, menšiu v teplote. Úsek s pravdepodobne najväčším prítokom vôd je možné identifikovať podľa zmien v teplote vody na bm 386 až bm 390 v Sieni obrov, kde do hlavného toku skryte prestupujú vody z okolia, ktoré môžu byť charakterizované vyššou teplotou a nižšou mineralizáciou.

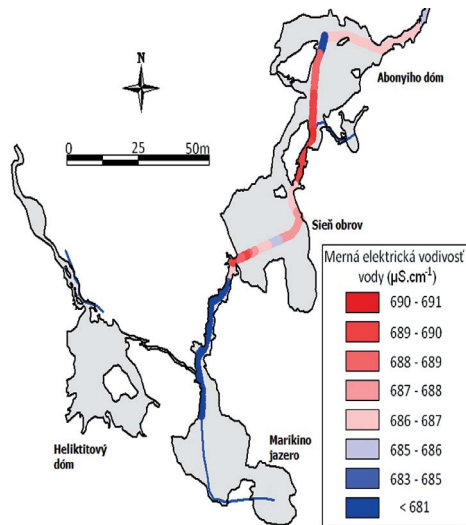
Nad bm 390 ostáva hodnota teploty vody konštantná (9,5 °C) až po 416. dokumentovaný meter (obr. 6; obr. 8). Naopak, dramaticky kolíšu hodnoty EC: po bm 400 postupne rastú na ľavej strane toku zo 686 na 690 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, po bm 407 potom kolíšu medzi 686 a 693 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, následne na bm 411 – bm 416 klesajú na 675 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, a nad bm 416 nastáva výrazný pokles na hodnotu 607 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Táto hodnota potom ostáva konštantnou až po záverečný bm 450 – Sifón potápačov (obr. 7; obr. 8). Pravá strana toku má spočiatku na bm 399 až bm 406 rozkyv hodnôt 688 až 691 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, na bm 407 nasleduje pokles EC na 686 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, na bm 410 vystúpi táto hodnota až na 703 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ a na úseku bm 411 až bm 413 poklesne opäť na 686 až 687 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Toto kolísanie hodnôt mernej elektrickej vodivosti na úseku bm 390 – bm 416 však interpretujeme ako prejavy miešania sa dvoch výrazných typov vôd z dvoch dostatočne výdatných zdrojov: na bm 416 priteká totiž v smere od Heliktitového dómu významný prítok s odhadovanou veľkosťou 3,0 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$, s teplotou 9,4 °C a veľkosťou EC 995 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$.

Nad ním v záverečnom úseku mala voda v hlavnom toku teplotu už len 9,6 °C a mernú elektrickú vodivosť 607 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Voda v hlavnom toku, pochádzajúca spoza Marikinho jazera, je teda výrazne teplejšia a výrazne nižšie mineralizovaná ako voda z oblasti Heliktitového dómu. Vysoké hodnoty mineralizácie vôd pochádzajúcich z oblasti Heliktitového dómu sú pre krasovo-puklinové vody nezvyčajné, pokiaľ nie sú intenzívne antropogénne znečistené. Antropogénny pôvod vysokej mineralizácie vôd však nepredpokladáme. Hodnoty teploty tejto vody tiež indikujú, že dokumentovaný prítok sa v horninovom prostredí zdržal kratší čas. Voda vytekajúca zo záverečného Prítokového sifónu je teplejšia, čo naznačuje, že sa v horninovom prostredí zdržala dlhší čas.

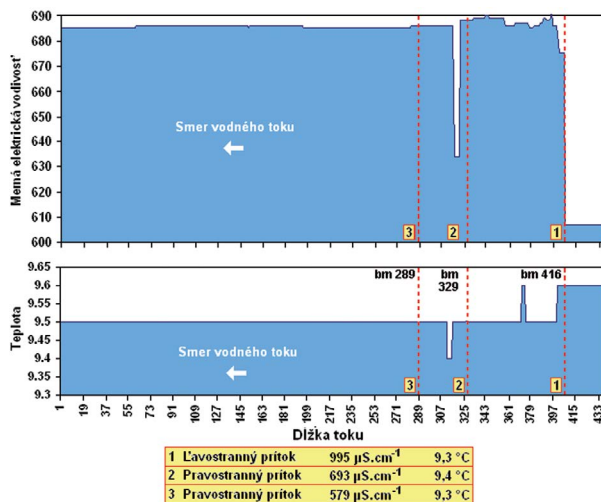
Pri celkovom pohľade na výsledky meraní môžeme konštatovať, že voda pretekajúca podzemným vodným tokom Krásnohorskej jaskyne je vzhľadom na okolité prostredie „tepelne stabilizovaná“ a vzhľadom na stálosť jaskynnej klímy si udržiava konštantnú teplotu v celom dokumentovanom úseku. Každé primiešanie sa teplotne rozdielnych pritekajúcich vôd však merania citlivo zaznamenávajú, čo sa najviac prejavuje v prípade výrazného prítoku od Heliktitového dómu, ktorý svojou teplotou 9,4 °C ochladzuje pravdepodobne mierne hlbšie cirkulujúce vody pritekajúce od sifónu spoza Marikinho jazera (9,6 °C). Po ich zmiešaní si v období merania (13. 10. 2009) hlavný jaskynný tok takmer konštantne udržiaval teplotu 9,5 °C až po výtok v krasovom prameni Buzgó. Už spomínaná stálosť jaskynnej klímy spôsobuje, že termometrické merania menej citlivo indikujú skryté prítoky, resp. reagujú len na kvantitatívne významné a teplotne výrazne kontrastnejšie podnety. Citlivejším indikátorom (aj na malé skryté prítoky) sú rezistivimetrické merania. Pomocou nich bolo možné indikovať drobné skryté prestupy vôd do hlavného toku v Krásnohorskej jaskyni (bm 289 a bm 325 až 329 – aj vizuálne potvrdené; ale najmä na úseku bm 329 až 390 medzi Abonyiho dómom a Chodbou perál a potom prejavy miešania sa vôd s rôznou veľkosťou EC medzi bm 390 až 416).



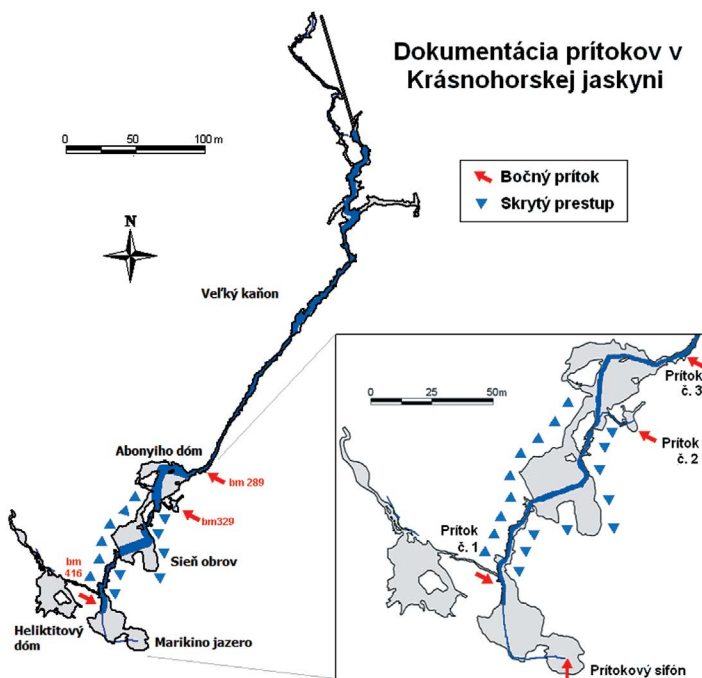
Obr. 6. Výsledky meraní teploty v pozdĺžnom profile krasového podzemného toku v Krásnohorskej jaskyni od Abonyiho dómu po Marikino jazero
 Fig. 6. Results of the water temperature measurements in the longitudinal profile of the karstic underground stream in the Krásnohorskej Cave between the Abonyi's dome and Marikino jazero Lake



Obr. 7. Výsledky rezistivimetrických meraní v pozdĺžnom profile krasového podzemného toku v Krásnohorskej jaskyni od Abonyiho dómu po Marikino jazero
 Fig. 7. Results of the water resistivity measurements in the longitudinal profile of the karstic underground stream in the Krásnohorskej Cave between the Abonyi's dome and Marikino jazero Lake



Obr. 8. Grafické znázornenie výsledkov rezistivimetrických a termometrických meraní v pozdĺžnom profile krasového podzemného toku v Krásnohorskej jaskyni
 Fig. 8. Overview of the results of water temperature and specific electric conductivity measurements in longitudinal profile of the karstic underground stream in the Krásnohorskej Cave



Obr. 9. Mapa lokalizácie predpokladaných a dokumentovaných prítokov vôd do hlavného toku Krásnohorskej jaskyne

Fig. 9. Schematic map of localization of hidden and documented water inflows into the main stream of the Krásnohorská jaskyňa Cave

ZÁVER

V systéme Krásnohorskej jaskyne sa dňa 13. 10. 2009 termometricky a rezistivimetricky zdokumentovalo 450 metrov podzemného toku s krokom 1 meter v smere od Vstupného sífónu po záverečné Marikino jazero v Zrkadlovej sieni. Merania prebehli v hydrologickom stave dlhotrvajúceho sucha, prejavujúcom sa stabilizovaným stavom nízkych prítokov v celom regióne. Výdatnosť krasového prameňa Buzgó pri vchode do jaskyne v čase meraní bola iba $12,3 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$, teplota vzduchu v jaskyni pri jednorazovom zmeraní mala veľkosť $9,2 \text{ }^\circ\text{C}$.

Z výsledkov meraní vyplýva, že Krásnohorskú jaskyňu môžeme z hľadiska hydraulickej komunikácie vodného toku a okolitého zvodneného horninového prostredia rozdeliť na dva úseky (obr. 9). Prvý úsek od vstupného sífónu po Abonyiho dóm tvorí hydrologicky aktívny krasový kanál, ktorý je však podľa výsledkov od okolitého horninového prostredia izolovaný. Na prvých približne 300 bežných metroch vodného toku jaskyne sa totiž nezistili anomálne hodnoty teploty alebo mernej elektrickej vodivosti vôd. Možno teda predpokladať, že krasový kanál (Veľký kaňon) je od okolitého prostredia hydraulicky izolovaný a v tejto časti masívu nepriberá žiadne významnejšie skryté prítoky podzemných vôd.

Druhý úsek je nielen morfológicky, ale aj hydraulicky odlišný. V oblasti medzi Abonyiho dómom a prítokom z časti jaskyne od Heliktitového dómu (obr. 6, 7) je horninové prostredie zjavne výraznejšie tektonicky porušené, čo je zrejme aj z jaskynnej morfoló-

gie – v tomto úseku je vytvorený zložitý systém chodieb a väčších dómov – v podstate najväčšie priestory jaskyne (Abonyiho dóm, Sieň obrov či Veľká sieň). Vodný tok v tejto časti jaskyne tiež hydraulicky drénuje väčšiu oblasť horninového prostredia, čo sa dá pozorovať aj v podobe vizuálne dokumentovaných bočných prítokov v Abonyiho dome a v smere od Heliktitového dómu (obr. 8). Okrem nich však boli v úseku od bm 350 po bm 420 dokumentované relatívne výraznejšie anomálie mernej elektrickej vodivosti vôd (EC), ktoré indikujú ďalšie (skryté) prestupy vôd do hlavného toku. Najvýraznejšie prítoky sa dokumentovali v spodnej časti Siene obrov, kde nastala aj zmena teploty vôd toku. Podľa meraní sa v tejto časti jaskyne miešajú dva typy vôd odlišujúce sa svojou mineralizáciou, čo je indikované zmenou mernej elektrickej vodivosti (EC). Faktor miešania sa rôznych typov vôd sa zrejme mohol pričiniť o vývoj podzemných priestorov väčších rozmerov, resp. tvorbu unikátnej sintrovej výplne – rozmerných sintrových stĺpov. Najzaujímavejšia je však hodnota mernej elektrickej vodivosti najvyššieho a najvýdatnejšieho dokumentovaného prítoku (bm 416) v smere od Heliktitového dómu. Tá dosahuje veľkosť až $995 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, čo je o $310 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ viac ako v hlavnom toku jaskyne. Podobne zvýšené hodnoty vodivosti vôd v krasovo-puklinových hydrogeologických štruktúrach zväčša indikujú antropogénne znečistenie. V tomto prípade však túto možnosť považujeme za veľmi málo pravdepodobnú a skôr predpokladáme geogénny pôvod zvýšenej mineralizácie vôd.

Ako vidno na obr. 2, v priestore cca 0,8 – 1,6 km západne od jaskyne, medzi spodnotriasovými sinskými vrstvami (v minulosti označovanými ako „kampilské“ vrstvy), tvorenými piesčitými bridlicami, slienitými vápencami, miestami s vložkami dolomitov a polohami organodetritických vápencov, a strednotriasovými gutensteinskými vápencami sa nachádzajú na západokarpatské pomery relatívne významné výstupy spodnotriasového súvrstvia, tvoreného okrem brekcií a pestrých vápencov najmä dolomitmi a žltkastými zrnitými, miestami bunkovitými dolomitmi nazývanými rauvaky. Toto súvrstvie zvyčajne sprevádza zvýšený obsah síranov v podzemných vodách, viazaných na tieto horniny spodného triasu. Síranu tu pochádzajú najmä z rozpúšťaných evaporitov – sadrovcov a anhydritov, ktoré sa tu vyskytujú spolu s dolomitmi a rauvakmi. Hydrogeochemický účinok rozpusteného sulfátu, resp. miešania sa vôd obsahujúcich síranové anióny v kombinácii s majoritnou karbonátogénnou mineralizáciou, typickou pre krasové podzemné vody (Flaková, 1998, 2002; Ženišová et al., 2002), môže významne ovplyvňovať rovnovážne stavy v roztoku a podmieňovať procesy inkongruentného rozpúšťania karbonátov (kalcitu a dolomitu) a následného vyzrážavania sa zvýšeného množstva hmoty (jeden z možných dôvodov vzniku monumentálneho Kvapľa rožňavských jaskyniarov v Sieni obrov). Viac svetla do problematiky kontrastných hydrogeochemických typov podzemných vôd, vystupujúcich medzi Abonyiho dómom a prítokom z časti jaskyne od Heliktitového dómu Krásnohorskej jaskyne, by mohli vnieť aj výsledky chemických analýz a analýz izotopového zloženia vzoriek vôd, ktoré sa (okrem iného) odoberali aj v rámci predmetných meraní.

Získané výsledky rezistivimetrických a termometrických meraní považujeme zatiaľ iba za čiastkové, vzťahujú sa na obdobie veľmi nízkych vodných stavov a nedá sa z nich interpretovať charakter krasového toku v obdobiach s inými úrovňami prítokových množstiev. Predpokladáme však, že dva kontrastné úseky hydraulickej komunikácie vodného toku v Krásnohorskej jaskyni (izolovaný krasový kanál od vstupného sífónu po Abonyiho dóm a drenáž tektonicky porušeného prostredia medzi Abonyiho dómom a plazivkou do Heliktitového dómu) môžu byť potvrdené i následnými sériami meraní.

Zistené bočné i skryté vývery totiž korešpondujú aj s horninovým zložením jaskyne, pretože jej predná časť a úsek Veľkého kaňonu (bez výskytu bočných prítokov a bez zistených skrytých prítokov) pozostáva prevažne z dolomitov a len ojedinele z vápencov alebo dolomitických vápencov, kým úseky so zistenými skrytými prestupmi vôd i s vizuálne dokumentovanými vývermi a zadné časti jaskyne tvoria dobre skrasovatené steinalmské vápence. Ukazuje sa tiež, že aplikáciou detailných súvislých rezistivimetrických a termometrických meraní vôd v profiloch pozdĺž krasového podzemného toku sa dajú získať výsledky zaujímavé z hydrogeologického i speleologického pohľadu.

LITERATÚRA

- BACHŇÁK, M. 2003. Režim hospodárenia v PHO vodárenský zdroj Krásnohorská Dlhá Lúka. Manuskript – archív Obecny úrad Krásnohorská Dlhá Lúka.
- ERDŐS, M. 1995. Jaskyne, priepasti a vyvieracky severnej časti Silickej planiny. Slovenský kras, 33, Liptovský Mikuláš, 115–127.
- FEĀKOVÁ, R. 1998. Formation and changes of groundwater chemical composition of the Western Carpathian carbonate systems. Acta Geologica Universitatis Comenianae. ISSN 1335–2830, 53, 5–25.
- FEĀKOVÁ, R. 2002. Hydrogeochemické hodnotenie karbonátových systémov v oblasti Veľkej Fatry. Podzemná voda, VIII., 2/2002, 165–170.
- FOLTÁN, J. 1982. Geofyzikálny výskum povodia Hrona, Hornádu, Podhradského potoka a Ncpalského potoka – hydrogeológia, záverečná správa za rok 1982, termometrické merania. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 55112, 11 s.
- GAÁL, E. 2008. Geodynamika a vývoj jaskýň Slovenského krasu. Speleologia Slovaca 1. Liptovský Mikuláš, Správa slovenských jaskýň, 2008. ISBN 978-80-8064-330-0, 168 s.
- HUSÁK, E. – LIZOŇ, I. 1980. Jasenie – Horná Lehota – termometrické merania v rokoch 1978, geofyzikálny prieskum. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 44471, 10 s.
- KILÍK, J. 2010. Povrchové a podzemné vody Silickej planiny (Slovenský kras). Aragonit, 15, 1, SŠJ Liptovský Mikuláš, 11–18.
- KULLMAN, E. – KULLMANOVÁ, A. – RAPANT, S. 1985. Zhodnotenie hydrogeologických pomerov mezozoika Slovenského raja s ocenením prognózných prírodných zdrojov a prognózných využiteľných množstiev podzemných vôd. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 62260, 134 s.
- KULLMAN, E. 1990. Krasovo-puklinové vody. Karst-fissure waters. Bratislava, Geologický ústav Dionýza Štúra, 1990, 184 s.
- LIZOŇ, I. 1980. Základný hydrogeologický výskum Belianskych Tatier. Termometrické a vodivostné merania v Belianskej doline – technická správa. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 47489, 17 s.
- MALÍK, P. – GREGOR, M. – ŠVASTA, J. – HAVIAROVÁ, D. – GAÁL, E. 2010. Rezistivimetrické a termometrické merania pozemného vodného toku v Gombaseckej jaskyni. Podzemná voda, XVI., 2/2010, Slovenská asociácia hydrogeológov, ISSN 1335–1052, Bratislava, 193–203.
- MELLO, J. – ELEČKO, M. – PRISTAŠ, J. – REICHWALDER, P. – SNOPKO, L. – VASS, D. – VOZÁROVÁ, A. 1996. Geologická mapa Slovenského krasu 1 : 50 000. Mapový list v mierke 1 : 50 000. Ministerstvo životného prostredia, Geologický služba Slovenskej republiky, Bratislava.
- ORVAN, J. 1979. Hydrogeologické pomery krasovej vyvieracky Buzgó v Bohúňove. Slovenský kras, 17, Liptovský Mikuláš, 77–84.
- ORVAN, J. 1980. Hodnotenie stopovacích (farbiacich) skúšok pri riešení niektorých otázok krasovej hydrologie na území Slovenského krasu. Slovenský kras, 18, Liptovský Mikuláš, 177–181.
- ORVAN, J. 1999. Podzemné vody Slovenského krasu. In Šmídt, J. (ed.). Výskum a ochrana prírody Slovenského krasu. Zborník referátov, Brzotín, 51–59.
- ORVAN, J. 2006. Ekologické hodnotenie využívania podzemných vôd hydrogeologickej štruktúry juhozápadnej časti Horného vrchu (Slovenský kras). Slovenský kras, 54, Liptovský Mikuláš, 161–168.

- ORVAN, J. – VRÁBELOVÁ, M. 1986. Rožňava-Horný Vrch, predbežný hydrogeologický prieskum. IHGP Žilina. Manuskript – archív odboru Geofondu ŠGÚDŠ Bratislava, arch. č. 63001, 69 s.
- RODA, Š. 1964. Jaskyňa Buzgó. Krásy Slovenska, 29, 8, Bratislava, 181–182.
- RODA, Š. 1966. Je najvyšší na svete? Krásy Slovenska, 43, 7, Bratislava, 258–259.
- RODA, Š. – RODA, Š. ML. – ŠČUKA, J. 1986. Aplikácia fraktálnej analýzy na interpretáciu stopovacia skúšok. Slovenský kras, 24, Liptovský Mikuláš, 61–75.
- SKŘIVÁNEK, F. 1965. Objev jeskyně Buzgó v Jihoslovenském krasu. Československý kras, 16, Praha, 139 s.
- STANKOVIČ, J. – CÍLEK, V. (EDS.) – BRUTHANS, J. – CÍLEK, V. – GAÁL, L. – KOVÁCS, Á. – ROZLOŽNÍK, M. – STANKOVIČ, J. – SCHMELZOVÁ, R. – ZEMAN, O. – KOVÁČ, L. – MOCK, A. – LUPTÁČÍK, P. – HUDEC, I. – NOVÁKOVÁ, A. – KOŠEL, V. – FENĎA, P. 2005. Krásnohorská jaskyňa Buzgó. Speleoklub Minotaurus, Regionálna rozvojová agentúra Rožňava, 150 s.
- ŠUBA, J. 1979. Slovenský kras. Súborné hodnotenie hydrogeologického rajónu M-122. Edícia Hydrofondu, SHMÚ Bratislava.
- TOMETZ, L. – PREKOPOVÁ, M. 2009. Osobitosti ochrany krasovo-puklinových vôd na Silickej planine v Slovenskom krase. Slovenský kras / Acta Carsologica Slovaca, 47, 1, Liptovský Mikuláš, 79–98.
- ŽENIŠOVÁ, Z. – FEA KOVÁ, R. – ADAMUSOVÁ, A. 2002. Hydrogeochemical modelling in porous and karst-fissure media. In H. Rubin, K. Rubin, A. J. Witkowski (Eds.). Jakość i podatność wód podziemnych na zanieczyszczenie. Groundwater quality and vulnerability. Prace Wydziału Nauk o Ziemi Uniwersytetu Śląskiego, ISBN 83-87431-48-6, Sosnowiec, 22, 233–240.

INTERPRETATION OF WATER TEMPERATURE AND ELECTRIC CONDUCTIVITY MEASUREMENTS IN THE PROFILE OF UNDERGROUND STREAM IN THE KRÁSNOHORSKÁ JASKYŇA CAVE

S u m m a r y

Longitudinal profile measurement of specific electric conductivity (resistivity) and water temperature (thermometry) were performed along the karstic underground stream in the Krásnohorská jaskyňa cave (Slovenský kras Mts.) on Oct. 13, 2009 (Figs. 1 and 2). Measurements were applied with the step of 1.0 meter in the streamline of active flow or (if wider than 1.0 meter), along its left and right side, 20 cm aside the stream-bank, while the position of the measuring cell was kept approximately 5 cm from the stream bed. The measured route was set in advance by measuring-tape, individual measurements were projected perpendicularly to the stream banks from the route, marked by the tape. WTW conductivity meters LF 325-A and Cond 340i were applied. The discharge of the stream outlet to the ground surface, Buzgó spring, was only 12.3 l·s⁻¹ in the time of measurements, although its average is 55.1 l·s⁻¹, with extreme values of 5.3 l·s⁻¹ for minimum and 1024.0 l·s⁻¹ for maximum (result of monitoring by Slovak Hydrometeorological Institute since 1958; for monthly average details of discharge and water temperature see also Fig. 3). The air temperature in the cave near the entrance was 9.2 °C.

The results of measurements, documented on the longitudinal profile on Fig. 8, show that the Krásnohorská jaskyňa Cave can be divided into two sections in terms of hydraulic communication of watercourse and the surrounding rock environment (Fig. 9). The first section, between the cave's entrance siphon and the Dome of Abonyi is built by hydrologically active karst channel, which (according to the results of resistivity and thermometric measurements) forms an isolated element from the surrounding rock environment. For the first approximately 300 meters of watercourse in the cave no anomalous water temperatures or specific electric conductivity (EC) values were found. This suggests that the part named Veľký kaňon (Grand Canyon) is hydraulically isolated and does not gain any significant hidden groundwater inflow.

The second section is not only morphologically, but also hydraulically different. In the area between the Dome of Abonyi and the visible tributary from the Heliktivový dome (Figs. 6, 7) the rock environment is obviously more tectonically disrupted, as is evident not only from the cave morphology. In these parts, a complex system of corridors and larger domes is formed,

in fact the largest cave spaces – the Dome of Abonyi, Sieň obrov (Giants' Hall) and Veľká sieň (Great Hall). Underground stream in this part of the cave hydraulically drains a larger area of the rock environment, which can be observed both in the form of visual side tributaries in the Dome of Abonyi and in the direction from the Heliktitový Dome (Fig. 8). Besides these visible water inputs, however, in the interval from 350 to 420 meters relatively strong anomalies of EC and water temperature were documented. These indicate the additional (hidden) groundwater surpluses in the form of percolation into the main underground stream. The most significant hidden surpluses were documented in the bottom of the Sieň obrov (Giants' Hall), where there was also a change in the flow water temperature. According to the measurements, in this part of the Krásnohorská jaskyňa Cave two types of water (varying in T.D.S. content) mix together, that is indicated by strong and frequent variations in EC values.

The most interesting is the EC value of the visible left tributary with the highest discharge ($\sim 3.0 \text{ l s}^{-1}$; 416 meters from the entrance) in the direction from the Heliktitový Dome. This achieves the value of $995 \mu\text{S cm}^{-1}$, what is in $310 \mu\text{S cm}^{-1}$ more than EC value of the main underground stream in the cave. Such increased EC levels usually indicate anthropogenic pollution, but in this case we consider this possibility as very improbable and a geogenic origin of increased T.D.S. is assumed. As shown on Fig. 2, in the area approximately 0.8 to 1.6 km west from the Krásnohorská jaskyňa Cave, between the Lower Triassic Szin layers (in the past also referred to as “kampil” beds, formed by sandy shales and marly limestones), and Middle Triassic Gutenstein limestones, relatively significant outcrops of Lower Triassic limestone breccias and dolomites and yellowish granular dolomites, sometimes called rawwacks, are found. These “rawwack strata” are usually accompanied by increased sulphate content in groundwater. The source of sulphates is from dissolution of evaporites – gypsum and anhydrite, which are found here along dolomite and rawwacks. Hydrogeochemical influence of dissolved sulphates (mixing the water containing sulphate anions in combination with the bicarbonate nature of groundwater, typical for karst) can significantly affect the equilibrium in solution and start the processes of incongruent dissolution and subsequent precipitation of the increased amounts of mass. The origin of atypically large Stĺp rožňavských jaskyniarov (Dripstone of Rožňava Cavers) in the Sieň obrov (Giants' Hall) can be perhaps explained by this. More light to the effect of mixing of hydrogeochemically contrasting groundwater types between the Dome of Abonyi and the inflow from the Heliktitový Dome of the Krasnohorská jaskyňa Cave can bring the results of chemical and isotope analysis of water samples, which were (among others) taken during these measurements.

The results obtained by resistivimetric and thermometric measurements in the Krasnohorská jaskyňa Cave on Oct. 13, 2009 we consider to be only partial, connected with the period of very low water stages. The nature of the karst flow in the periods with water other levels (flow quantities) can be different. We assume, however, that the two contrasting sections of hydraulic communication between the watercourse and the rock environment here (isolated karst channel between the input siphon and the Dome of Abonyi and the disturbed rock environment Dome of Abonyi and narrow corridor connecting the Heliktitový Dome) can be confirmed by the subsequent series of measurements. It is also obvious, that by the application of detailed and coherent resistivimetric and thermometric measurements in longitudinal profiles along the karst underground streams, it is possible to obtain interesting results both from hydrogeological and speleological perspective.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	49/1	57 – 76	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2011
--	------	---------	------------------------

PRÍSPEVOK KU GENÉZE KRASU A JASKÝŇ V DLHOM VRCHU (KUCHYNSKO-OREŠANSKÝ KRAS, MALÉ KARPATY)

ALEXANDER LAČNÝ

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava; sasol@speleott.sk

A. Lačný: Contribution to the genesis of the karst and caves in the Dlhý vrch Hill (Kuchyňa – Orešany karst, Malé Karpaty Mts.)

Abstract: The paper clarifies the origin of caves in the Dlhý vrch Hill, which is located in the Kuchyňa – Orešany karst, about 4 km east from the village of Horné Orešany, Malé Karpaty Mts., Slovakia. There are located 6 small caves in the Dlhý vrch area. They were created on tectonic predispositions. The Parná River sinks into the karstic massif and drainages the subterranean of Dlhý vrch Hill and rises in spring caves. Based on this pattern and presence of noncarbonate rock pebbles, found in one of the caves we can interpret the processes how the caves worked in the past. The work used the knowledge from different scientific disciplines and methods of geology and hydrology for reaching the most objective research findings.

Key words: Kuchyňa – Orešany karst, caves, karst processes, Malé Karpaty Mts., Dlhý vrch Hill, speleogenesis, geophysics

ÚVOD

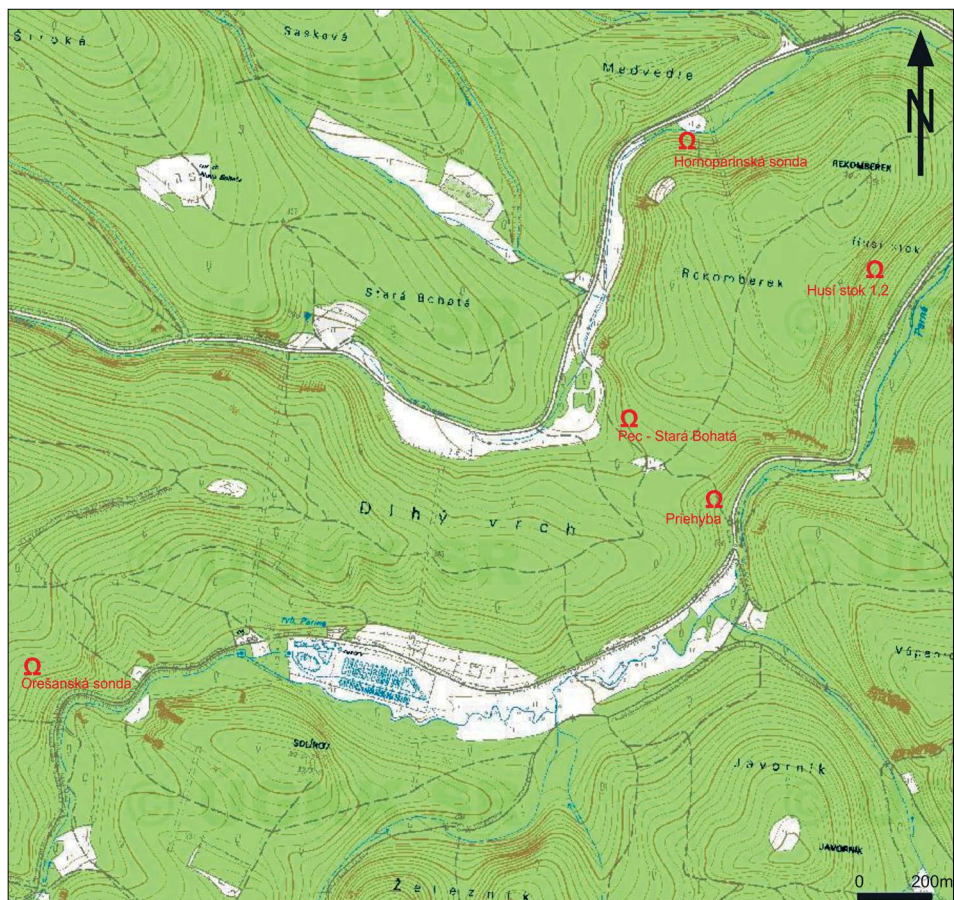
Skúmané územie sa nachádza v severozápadnej časti Malých Karpát, asi 4 kilometre východne od obce Horné Orešany. Ohraničujú ho doliny Horná a Dolná Parina, ktoré sa v severovýchodnej časti spájajú, v západnej časti je vymedzené dolinkou Medziskalie. Dolný vrch zaraďujeme do Kuchynsko-orešanského krasu, ktorý sa tiahne od obce Kuchyňa po obec Dolné Orešany; Stankoviansky (1974) ho vyčlenil ako pás krasovatejúcich hornín vysokej jednotky krížňanského príkrovu a obalovej jednotky tatrika.

Z geomorfologického hľadiska je Dlhý vrch vyvýšenina – kvázi plošinového hrebeňa. Od juhozápadu na severovýchod má dĺžku 5 km. Ohraničený je zo všetkých strán potokom Parná. Najvyšší vrchol sa nachádza v západnej časti (481 m n. m.). V tejto časti dosahuje najväčšiu šírku, cca 1,7 km, neskôr sa v oblasti Rybárne začína zužovať. Najužšiu časť (590 m) dosahuje v oblasti Priehyby. Už iba mierne sa rozširuje a končí sa pri styku oboch parinských dolín v severovýchodnej časti. Zarovnané časti sa vyskytujú nad Husím stokom v časti Rekomberek (384 m n. m.), severne od Rybárne (384 m n. m.) a v západnej časti Dlhého vrchu v relatívnej výške 474 m n. m. Vyššie skalné rady možno nájsť na hrebene; začínajú sa severozápadne od Rybárne a tiahnu sa až na západ Dlhého vrchu. Riečna báza má v západnej časti relatívnu nadmorskú výšku 400 m a postupne klesá v centrálnej časti v oblasti Rybníkov (300 m n. m.), až v závere dolín na severovýchode dosahuje najmenšiu výšku (260 m n. m.)

Prvý významný prieskum v tejto časti Kuchynsko-orešanského krasu vykonal Pavol Nemček – zakladateľ jaskyniarskej skupiny Strapek (neskôr OS Dolné Orešany). Skupinu oficiálne založili v roku 1962 a patrila medzi najstaršie na Slovensku. Ich hlavnou lokalitou sa stal vrch neďaleko Horných Orešian – Komberek (Kfč), kde objavili jasky-

ňu, o ktorej si mysleli, že by mohla viesť do väčších jaskynných dutín. Okrem toho sa začali venovať aj okoliu Hornej a Dolnej Pariny, kde sa im podarilo lokalizovať väčšie množstvo jaskýň. Najviac sa venovali jaskyniam na Komberku, Mesačnej, jaskyni Sová, Vápenice, Pec a Husí stok.

Dá sa povedať, že vďaka nim vznikla prvá databáza jaskýň časti Kuchynsko-orešanského krasu, ktorú najskôr Mitter (1983) a Lačný (2007) bližšie opisali, doplnili a publikovali. Najviac, šesť jaskýň v tomto krase sa viaže práve na Dlhý vrch (obr. 1). Dôvodov je viacero, medzi tie primárne patria: porušenosť karbonátových hornín a prítomnosť vodného toku – potoka Parná. Nezanedbateľným činiteľom je aj fakt, že Parná pramení v miestach vystupovania z nekarbonátových hornín – bridlíc, pieskoviec a bazaltov ipolitickej skupiny chočského príkrovu. Tie sú ďalej unášané a strhávané potokom a napomáhajú mechanickým obrusovaním rozširovať krasové dutiny. Toky, ktoré prinášali do vápencového masívu vodu i nekarbonátový sediment, nachádzali zóny porušenia v krasových masívoch, a začali tak vytvárať prvé jaskyne. Postupným zarezávaním podzemného toku sa však z aktívnych častí jaskýň stali neaktívne a postupne sa zanášali sedimentmi. Krasovatenie kontinuálne prebieha dodnes, i keď nie už v takej miere ako v minulosti v nižšie položených častiach.



Obr. 1. Lokalizácia jaskýň v Dlhom vrchu. Kreslil: A. Lačný
 Fig. 1. Location of caves in the Dlhý vrch Hill. Drawn by: A. Lačný

Cieľom tejto práce je objasniť vznik krasových foriem v oblasti Dlhého vrchu, ako aj procesy, ktoré sa zúčastňovali na ich genéze.

METODIKA

Primárne terénne údaje a pozorovania sa spracovali a vyhodnotili geologickými, petrografickými, hydrogeologickými a geofyzikálnymi metódami. Pri hydrogeologickom meraní sa použil odber vody z vyvieráčiek, pričom sa merala teplota vody, pH a merná elektrická vodivosť digitálnym prístrojom. Meral sa aj orientačný prietok.

Pri geofyzikálnom meraní boli stanovené tri profily v okolí Orešanskej sondy, na ktorých sa realizovali dve metódy, a to metóda spontánnej polarizácie a metóda ERT (elektrická rezistivitná tomografia). Prvá pracuje na princípe polarizácie kladných a záporných iónov v dôsledku selektívneho zadržiavania záporných iónov skeletom horninového prostredia, druhá kombinuje metódy odporového profilovania a vertikálneho elektrického sondovania realizované pomocou systému série elektród, ktoré sú roziahnuté s hustým krokom (cca 2 m), a počítačom riadeného adresovania vysielania prúdu a prijímania napätia.

Na petrografickú analýzu sa odobrili viaceré vzorky hornín, z ktorých boli vyhotovené výbrusy a následne sa podrobili mikroskopickému skúmaniu.

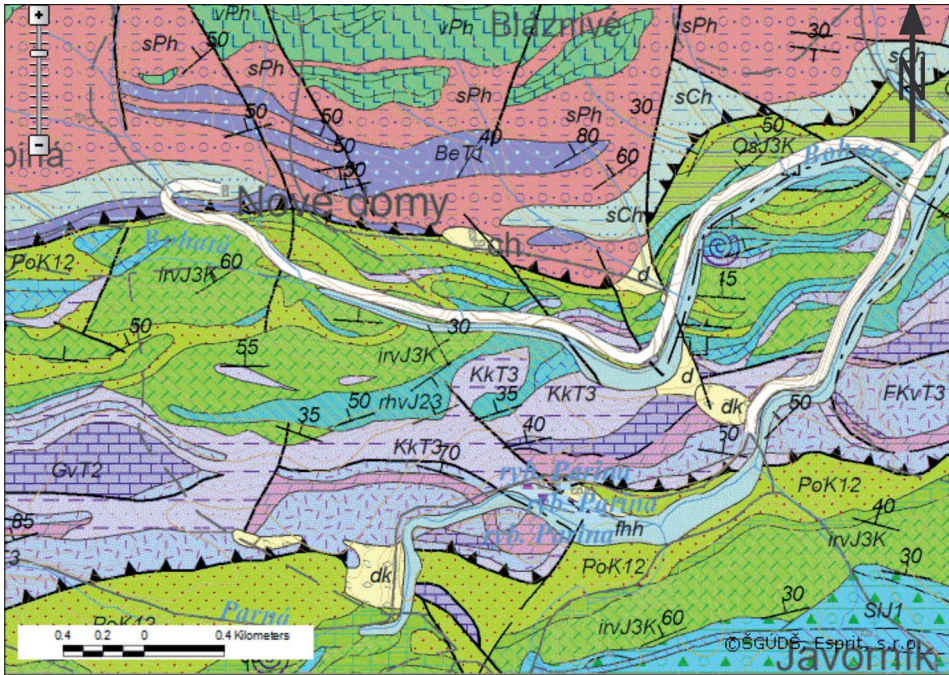
GEOLOGIA

Malé Karpaty patria k jadrovým pohoriam, kde jadro je budované kryštalinikom, ktoré je pokryté mezozoickým sedimentárnym obalom. Tvoria súčasť väčšieho geologického celku – Centrálnych západných Karpát. V ich severnej časti prišlo od vrchnej kriedy k nasunutiu príkrovov – krížňanského a chočského. Dnešnú podobu dostali Malé Karpaty v neogéne, kedy pohorie poznačili neogénne dislokácie, ktoré ich priečne rozdelili na jednotlivé skupiny. Celkový obraz Malých Karpát dotvárajú kvartérne sedimenty. Práve v kvartéri nastala významná fáza prehlbovania údolí a tvorba jaskýň. Kuchynsko-orešanský kras je vyvinutý vo vysokej jednotke krížňanského príkrovu a práve Dlhý vrch, ktorý je predmetom skúmania, je súčasťou tohto príkrovu a susedí zo severu s chočským príkrovom (obr. 2).

Krížňanský príkrov

Krížňanský príkrov budujú vysocká a zliechovská jednotka. Podľa Maheľa (1986) podstatnú časť krížňanského príkrovu v Malých Karpatoch buduje práve vysocká jednotka. Samotný príkrov je vo svojom zvyčajnom vývoji. Zliechovská jednotka tu vystupuje iba podradne v najvyšších štruktúrach, bez triasových členov. Tento fakt má za následok veľa osobitostí, ako veľký rozsah bunkovitých a svetlých triasových vápencov a menší podiel dolomitov, značnú obsahovú pestrosť a premenlivosť jurských členov vysokej jednotky a takisto celopríkrovovú štruktúrnu členitosť.

Vysocká jednotka. Vysocká jednotka je podľa Maheľa (1986) v určitom smere prototypom jednotiek s prevažným plytkovodným vývojom jurských súvrství. Práve vysocká jednotka v Malých Karpatoch poskytuje bližšie poznanie tohto faciálneho a tektonického typu a dokumentuje jeho značnú štruktúrnu členitosť. Maheľ (1986) tu vyčleňuje tieto štruktúrne členy: Hlavným zástupcom triasových členov sú tmavosivé masívne i hrubolavicovité vápence, ojedinele s hľuzami čiernych rohovcov, nazývané aj ako *vysocké vápence*. Slienitejšie polohy vápencov sú tenkodoskovité až zbrídlíčnené. V rozsahu



Obr. 2. Výrez z geologickej mapy okolia Dlhého vrchu (Maheľ, 1972). **Kvartér: Holocén** *fhh* fluvialne sedimenty: litofaciálne nečlenené nívne hliny, alebo piesčité až štrkovité hliny dolinných nív a nív horských potokov; **Kvartér: Pleistocén / holocén** *dk* deluviálne sedimenty: piesčito-kamenité a balvanovité blokoviská (sutinové kužele, prúdy, skalné zrútenia, kamenné moria, osypy); *d* deluviálne sedimenty vcelku: litofaciálne nerozlišené svahoviny a sutiny; **Mezozoikum** *FKvT3* fatranské vrstvy (kössenské vrstvy): sivé a čierne organodetritické, lumachelové a korálové vápence, oolitové vápence, slienité vápence a ílovce (rét); *Kkt3* karpatský keuper: pestré ílovité bridlice, sivé ílovité dolomity, kavernózne dolomity – rauvaky, kremité pieskovce a kremence (vrchný karn – norik); *Rdt2* ramsauské dolomity: sivé lavicovité dolomity, dolomity s vložkami vápencov (ladin); *Gvt2* gutensteinské súvrstvie: tmavosivé až čierne lavicovité a hrubolavicovité vápence (pelson-spodný íllyr); *SuT1* šuňavské súvrstvie: jemnozrné arkózy, svetlosivé a béžové slienité bridlice a karbonáty (spat); *BeT1* benkovské súvrstvie: svetločervené arkózy, subarkózy, svetlé kremence, pestré jemnozrné droby (griesbach – namal); *irvJ3K* sivé ílovité strevnaté vápence s čiernymi rohovcami (titón – berias); *OsJ3K* osnické súvrstvie: svetlosivé, slabo slienité kalpionelové vápence a slienité bridlice (titón); *rhwJ23* červené doskovité a hľuznaté vápence s rohovcami (kelovej – kimeridž); *SlJ1* slepianske súvrstvie: slieňovce s doskami klastických rohovcových vápencov (doger – malm); *PoK12* porubské súvrstvie: sivé ílovito-piesčité vápence, bridlice a vápnité pieskovce (alb – cenoman); **Paleozoikum** *sPh* červenofialové bridlice, pieskovce, zlepenca (perm); *vPh* maluzinské súvrstvie: tholeiitové bazalty a ich vulkanoklastiká (perm); *sCh* bocianske súvrstvie: sivé až čierne cyklicky usporiadané pieskovce, bridlice, sporadicky zlepenca, lokálne s tenkými telesami intermediárnych vulkanitov a ich vulkanoklastík

Fig. 2. Crop from the geological map of the surroundings of the Dlhý vrch Hill (Maheľ, 1972). **Quaternary: Holocene** *fhh* fluvial sediments: lithofacially undivided alluvial loams or sands to gravels loams of valley alluvial plains and mountain streams, **Pleistocene / Holocene** *dk* deluvial sediments: sandy-rocky and blocky boulders (debris cones, flows, rocks collapse, stone seas, taluses); *d* deluvial sediments en bloc: lithofacially undivided blocky sediments and debris. **Mesozoic** *FKvT3* Fatra Fm. (Kössen Fm.): grey and black organodetritic lumachelle and coral limestones, oolitic limestones, marly limestones and claystones (Rhaetian), *Kkt3*; Carpathian Keuper: variegated clayey shales, grey clayey dolomites, cavernous dolomites – rauhwackes, quartzly sandstones and

quartzstones (Upper Carnian – Norian), *RdT2* Ramsau Fm.: grey thick – bedded dolomites, dolomites with intercalations of limestones; *GvT2* Gutenstein Fm.: dark-grey to black thin and thick-bedded limestones (Pelsonian – Early Ilyrian), *SuT1* Šuňava Fm.: fine-grained arkoses, light-grey and beige marly shales and carbonates (Spathian), *BeT1* Benkovský potok Fm.: pale-red arkoses, subarkoses, pale quartzstones and variegated fine-grained greywackes (Griesbachian – Nammalian), *irvJ3K* gray clayey limestones with black cherts (Tithonian – Berriasian), *OsJ3K* Osnica Fm.: light-grey weakly marly calpionellid limestones and marly shales (Tithonian), *rhwJ23* red platy and nodular limestones with chertys (Callovian – Kimmerdgian), *SlJ1* Slepý Fm.: marlstones with beds of clastic cherty limestones (Dogger – Malm), *PoK12* Poruba Fm.: grey clayey-sandy limestones, shales and calcareous sandstones (Albian – Cenomanian), **Paleozoic** *sPh* reddish shales, sandstones, conglomerates (Permian), *vPh* Malužiná Fm.: tholeiitic basalts and volcanoclastics (Permian), *sCh* Nižná Boca Fm.: gray to black cyclically arranged sandstones, shales, conglomerates sporadically, locally with thin bodies intermediates volcanites and their volcanoclastics

od tenších (do 1 m) až do niekoľkých desiatok metrov mocnosti tu vystupujú dolomitické vápence, ktoré sú obyčajne sivé, často i bunkovité. *Svetlosivé vápence*, ktoré sa nachádzajú v nadložných časiach, sú častejšie krinoidové, dolomitické a bunkovité. Vyskytujú sa v nich lumachelové – lastúrnikové polohy s karnickou faunou. Dolomity sú tu zastúpené iba v malých hrúbkach tohto vápencovo-dolomitického komplexu. V súvrství dolomitov sa zistili vrstvy tmavosivých bridlíc, piesčitých bridlíc a pieskovcov – *lunzske vrstvy*. V ich nadloží je vyvinuté súvrstvie *karpatský keuper*, pre ktoré sú charakteristické polohy piesčitých bridlíc s polohami pieskovcov a dolomitov a častejšie hrubozrnných pieskovcov. Najvyšším členom triasových sedimentov sú *fatranské vrstvy*, v ktorých je z viacerých lokalít doložená fauna z obdobia najmladšieho triasu – rétu. Spodnoliasovým charakteristickým litotypom (hetanz-lotaring) sú *krinoidové vápence* s podielom rohovcov a detritickej terigénnej zložky, ktorá obsahuje čiastočne ostrohranné až angulárne zrná kremeňa a úlomky starších mikrokryštalických vápencov. Krinoidové lavicovité biomikrity, ktoré obsahujú terigénnu prímes, obyčajne do 11 %, sú sprevádzané preplástkami piesčitých bridlíc s prúdovými mechanoglyfmi. Stredný a vrchný lias je charakteristický krinoidovými biosparitmi hrubozrnnnej sivej a ružovej farby, kde sa nachádzajú nepravidelne rozložené spongolitové hľuzy a podradné množstvo klastického kremeňa. Toark je zastúpený 1 – 5 m hrubou polohou *červených hľuznatých vápencov* a brekciovitých vápencov. I pre dogerské členy vrstevného sledu je charakteristická faciálna kontrastnosť od plytkovodných ružových až červených krinoidových biosparitov až po hlbokovodné rádioláriové mikrity, ktoré sú príznačné pre členy dogeru vo vysokej jednotke. Častejším litotypom sú však vo vrchnejších šupinách príkrovu rohovcové sivé, žltkavé a aj červenkasté biomikrity – *rádioláriové a rohovcovo-krinoidové vápence*. Litotypy *malmských vápencov* sú takisto faciálne kontrastné, s pestrými rádiolaritmi a rádioláriovými vápencami s relatívne plytkovodnejšími tehlovočervenými, ružovými, viac-menej hľuznatými vápencami so šošovkami rohovcov. Pre *titón-neokómske súvrstvie* je vo vápencoch charakteristický väčší obsah hľúz čiernych rohovcov a výrazná bielosivá patina. Početné kalpionely dokladajú titónsko-valanžinský vek spodnej časti súvrstvia. Vyššiu časť tohto sledu (barémsko-aptskú) zastupujú tmavosivé až sivé jemnozrnité až celistvé lavicovité vápence s mocnosťou 10 – 40 m, biomikrity až biosparity, s poprerastanými hľuzami tmavosivých rohovcov. *Albsko-cenomanské súvrstvie* je najvyšším členom, kde sa uprostred tmavosivých slieňov a bridlíc nachádzajú hojné polohy vápencov a kalkkrenitov. Vyššie oddiely tohto súvrstvia ďalej siahajú do stredného a dokonca aj do vrchného cenomanu.

Zliechovská jednotka. Mocnejšie komplexy zliechovskej jednotky sa v skúmanom území nevyskytujú, nachádzajú sa iba v čelovej časti krížňanského príkrovu v príbradlovej časti medzi obcami Bzince a Drietoma v severozápadnom cípe Malých Karpát. Menšie šupiny sa vyskytujú aj v okolí Smoleníc. Na rozdiel od vysokej jednotky zastupuje relatívne hlbokovodnejšie členy.

Chočský príkrov

V skúmanej oblasti sa nachádza severne od Dlhého vrchu v okolí Nových domov, Babinej a Klokoča. Štruktúru možno rozdeliť na dva tektonické štýly. Prvým je ipolitic-ká skupina (predtým melafýrová séria). Tá v skúmanom území vytvára tzv. podstavec, ktorý sa nachádza na báze príkrovu. Podľa Maheľa (l. c.) sú v tomto pestrom permskom súvrství takisto zaujímavé polohy zlepcov a brekcií, ktoré obsahujú obliaky kremen-cov, sericiticko-kremenných bridlíc, chloriticko-sericitických pieskovcov, biotitických pararúl, granitových mylonitov a diaforizovaných granatických pararúl. Paleobazal-ty (melafýry) budujú medzivrstvové telesá (sily), s výraznými kontaktnými prejavmi v nadloží aj podloží, ale aj telesá, ktoré sprevádzajú tufy a tufity. Tie sa častejšie strieda-jú s pieskovecami. Vyšší veternický príkrov do skúmanej oblasti nezasahuje, a preto mu nevenujeme pozornosť.

HYDROLOGICKÉ A HYDROGEOLOGICKÉ POMERY SKÚMANÉHO ÚZEMIA

Charakter riečnej siete skúmanej oblasti je daný štruktúrnymi pomermi územia, ktoré má tvar amfiteátra s vysokými rozvodnými chrbtami. Celkový bazén je v tvare polovič-ného vejára. Malokarpatské rozvodie je zatlačené značne na západ (Novodomec, 1967).

Územie odvodňuje sústava potoka Parná. Je pre ňu charakteristická asymetrickosť, malá vyvinutosť a najmä rozdielna hustota, ktorá je verným odrazom geologicko-tekto-nických pomerov. Parná z pravej strany prijíma len tri menšie nerozvinuté prítoky, kým z ľavej strany prijíma všetky významnejšie potoky, vyvinuté na verfenských bridliciach a pieskovecoch (Novodomec, l. c.).

V skúmanej oblasti sú veľmi rozšírené pramene ako erózne formy. Zúčastňujú sa tu na modelovaní záverov dolín. Rozmanitosť tvaru pramenísk závisí od litologických vlastností hornín, na ktorých sú vytvorené. V kryštaliniku sa nachádzajú pramene pukli-nového, puklinovo-sutinového alebo sutinového charakteru, s veľmi malou výdatnosťou (Novodomec, l. c.). Novodomec ďalej podotýka, prameniská sú zabahnené, bez zreteľ-ného prameňa. Podobný charakter majú pramene, ktoré sa nachádzajú na bridličnatých súvrstviach karpatského keupru, albu a horninách melafýrovej série. Ich dná sú však menej zabahnené a viac-menej pokryté drobným ostrohranným štrkom, miestami sa vyskytujú vápencové balvany do veľkosti 50 cm. Pramenné výklenky majú veľkosť od 2 × 3 m až po 5 × 7 m, ich hĺbka však nepresahuje 1,5 m.

Hydrogeologická analýza krasových vyvieráčiek v okolí Dlhého vrchu

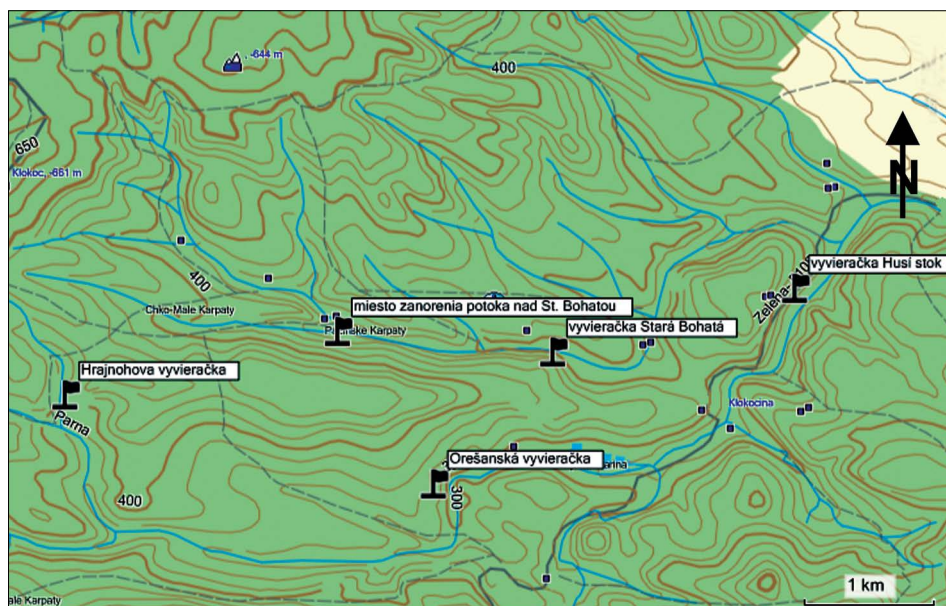
Cieľom hydrologickej analýzy vyvieráčiek v tejto oblasti je hlavne zistenie mernej elektrickej vodivosti, ktorá sa v hydrogeológii používa na orientačnú analýzu mineralizácie podzemných vôd. Existuje teda priama úmera – čím väčšia mineralizácia, tým dlhší pohyb vody krasovým územím. Na dotvorenie obrazu o týchto vodách sa sledo-vali aj parametre pH a teplota vody. Meranie prebiehalo v dvoch cykloch, v jesennom

s nízkymi prietokmi vody a v jarnom cykle s vysokými prietokmi. Dôvodom takéhoto merania bolo zistiť zmenu mineralizácie v čase vysokých a veľmi rýchlych prietokov cez krasové územie v jarných mesiacoch a naopak pri nízkych prietokoch v jesennom období. Keďže súčasťou tejto analýzy nebolo presné meranie prietokov, ale iba veľmi orientačné meranie, použili sa údaje zo SHMÚ, ktorý tu dlhodobo sleduje vyvierajúce Stará Bohatá a Husí stok (tab. 1). Okrem týchto vyvieráčiek sa sledovali Hrajnohova vyvieráčka a Orešanská vyvieráčka. Na porovnanie mineralizácie boli odobrané aj vzorky z povrchového vodného toku. Mapa na obr. 3 znázorňuje lokalizáciu vyvieráčiek.

Tab. 1. Výdatnosti sledovaných prameňov. Zdroj: SHMÚ

Tab. 1. Discharges of observed springs. Resource: SHMÚ

Kat. č.	Lokalita	Názov prameňa	Hydrologické číslo	Rok	Q max. [l.s ⁻¹]	Dátum	Q min. [l.s ⁻¹]	Dátum
241	Horné Orešany	Husí stok	42002066002	2002	18,2	14. 8.	1,54	31. 7.
				2003	17,00	1. 1.	1,32	27. 8.
				2004	15	17. 3.	1,52	1. 9.
				2005	11,9	23. 3.	2,02	5. 10.
				2006	19,2	3. 5.	2,08	9. 11.
				2007	11,6	21. 3.	1,03	15. 8.
242	Horné Orešany	Stará Bohatá	42002067001	2002	83,5	14. 8.	10,9	6. 8.
				2003	70,78	4. 1.	4,64	23. 9.
				2004	80,2	31. 3.	5,01	10. 9.
				2005	76,2	19. 3.	7,95	8. 11.
				2006	79,2	29. 3.	4,95	17. 10.
				2007	58	25. 3.	2,17	17. 8.



Obr. 3. Lokalizácia odberných miest na hydrogeologickú analýzu. Kreslil: A. Lačný
Fig. 3. Location of hydrogeological sampling points. Drawn by: A. Lačný

Jesenný cyklus hydrogeologickej analýzy

Jesenné meranie terénnych parametrov sa uskutočnilo 9. 10. 2009 pri teplote vzduchu 16,9 °C (tab. 2.). Výdatnosti prameňov a prietoky povrchových tokov boli veľmi nízke. Hrajnohova vyvieracia v západnom svahu Dlhého vrchu mala výdatnosť iba približne 1,5 l.s⁻¹ a Orešanská vyvieracia bola v tomto období neaktívna. Najvyššiu mernú elektrickú vodivosť dosahovala vyvieracia Husí stok (603 μS.cm⁻¹) a za ňou nasledovala Hrajnohova vyvieracia (548 μS.cm⁻¹). Najvyššia hodnota pH sa namerala v mieste zanorenia potoka nad Starou Bohatou (8,33) a najnižšie, paradoxne, vo vyvieracke Stará Bohatá (6,94), ostatné sledované miesta mali pH okolo 7.

Tab. 2. Terénne merania parametrov vody (jesenný cyklus) v okolí Dlhého vrchu

Tab. 2. Field measurements of water parameters (autumn cycle) in the vicinity of the Dlhý vrch

Lokalita	Lokalizácia		Teplota [°C]	Merná el. vodivosť [μS.cm ⁻¹]	pH	Q [l.s ⁻¹]
vyvieracia Stará Bohatá	N 48° 27' 39,245"	E 17° 21' 23,436"	8,5	530	6,94	5
miesto zanorenia potoka nad Starou Bohatou	N 48° 27' 44,350"	E 17° 20' 18,332"	13	494	8,33	1,5
Hrajnohova vyvieracia	N 48° 27' 28,598"	E 17° 18' 55,875"	10	548	7,34	0,3
Orešanská vyvieracia	N 48° 27' 06,566"	E 17° 20' 47,365"	neaktívna			
potok pri Orešanskej vyvieracke	N 48° 27' 06,566"	E 17° 20' 47,365"	10,1	546	7,9	
vyvieracia Husí stok	N 48° 27' 55,017"	E 17° 22' 36,666"	8,7	603	7,6	4

Jarný cyklus hydrogeologickej analýzy

Jarný cyklus meraní terénnych parametrov sa realizoval 4. 3. 2010 pri teplote vzduchu 6 °C (tab. 3). Všeobecne výdatnosti sledovaných vyvieraciek boli väčšie ako v jesenných mesiacoch. Rýchlejší podzemný odtok mal za následok nižšiu mineralizáciu vo všetkých sledovaných vyvierackách. Teplota vody v Hrajnohovej vyvieracke poukazuje

Tab. 3. Terénne merania parametrov vody (jarný cyklus) v okolí Dlhého vrchu

Tab. 3. Field measurements of water parameters (spring cycle) in the vicinity of the Dlhý vrch

Lokalita	Lokalizácia		Teplota [°C]	Merná el. vodivosť [μS.cm ⁻¹]	pH	Q [l.s ⁻¹]
vyvieracia Stará Bohatá	N 48° 27' 39,245"	E 17° 21' 23,436"	8,2	504	6,54	25
miesto zanorenia potoka nad Starou Bohatou	N 48° 27' 44,350"	E 17° 20' 18,332"	4	225	6,68	60
Hrajnohova vyvieracia	N 48° 27' 28,598"	E 17° 18' 55,875"	5	344	7,04	4
Orešanská vyvieracia	N 48° 27' 06,566"	E 17° 20' 47,365"	7,2	461	6,92	50
potok pri Orešanskej vyvieracke	N 48° 27' 06,566"	E 17° 20' 47,365"	4,5	350	7,32	90
vyvieracia Husí stok	N 48° 27' 55,017"	E 17° 22' 36,666"	7,6	481	6,77	15

na závislosť od teploty vzduchu (jesenný cyklus: 10 °C, jarný cyklus: 5 °C) a vyvieracia sa dá klasifikovať ako prameň, ktorý nepreteká významne väčšou časťou krasovej oblasti, kde by sa teplota stabilizovala. Merná el. vodivosť v jesennom cykle (548 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) síce nasvedčovala dlhší pohyb vody podzemím, jarný cyklus (344 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) však vyvrátil toto tvrdenie. Takúto vysokú mernú el. vodivosť v jesennom cykle mohol mať za následok veľmi pomalý pohyb krasovými puklinami, kde prichádzalo k väčšej nasýtenosti karbonátovými minerálmi. Naopak vyvieracky Stará Bohatá a Husí stok si udržiavali stabilnú teplotu vody aj mineralizáciu. Keďže Orešanská vyvieracka sa v jesennom cykle nemerala pre jej vyschnutie, nebolo možné exaktne porovnať jej parametre s jarným cyklom, v ktorom sa však svojou teplotou vody (7,2 °C), vodivosťou (461 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$), ako aj orientačne meraným prietokom (50 $\text{l}\cdot\text{s}^{-1}$) radí k významným krasovým vyvierackám skúmanej oblasti.

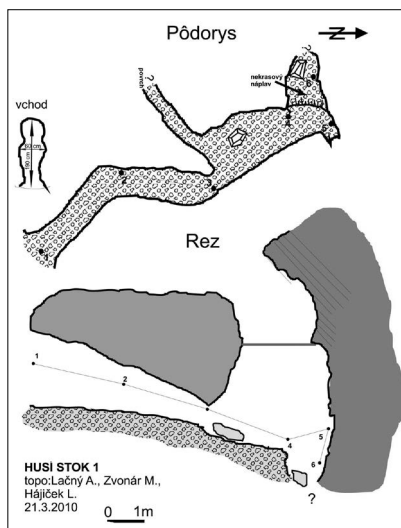
Záver hydrogeologickej analýzy

Z uvedeného vyplýva, že v skúmanej oblasti Dlhého vrchu sa nachádzajú tri významné vyvieracky, a to Stará Bohatá, Husí stok a Orešanská vyvieracka. Prvá z nich síce hydrogeologicky priamo nesúvisí so štruktúrami Dlhého vrchu, napriek tomu jej vody významne ovplyvňujú povrchový tok v bezprostrednej blízkosti Dlhého vrchu. Naopak vyvieracky Orešanská sonda a Husí stok vyvierajú priamo z Dlhého vrchu. Keďže cieľom tejto práce je hlavne dokázanie vplyvu podzemnej vody pri tvorbe jaskýň, potvrdilo sa, že práve nad vyvierackou Husí stok sa nachádzajú dve fluviokrasové jaskyne Husí stok 1 a 2. Takisto nad Orešanskou vyvierackou sa nachádza krasový závrť a aj voľnejšie priestory. Namerané parametre v oboch vyvierackách poukazujú na významné odvodnenie samotného Dlhého vrchu. V skúmanej oblasti je ešte jedna vyvieracka, ktorá zásobuje Rybáreň; tú však nebolo možné zmerať, keďže je v zastavanom objekte.

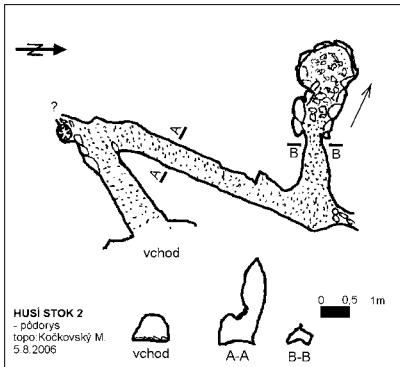
KRASOVÉ JAVY

Jaskyne v Dlhom vrchu

Husí stok 1 (342 m n. m., N 48° 27' 54,7"; E 17° 22' 29,9"). Postupujúc začiatkom doliny Dolnej Pariny od Majdánu (miestna časť Horných Orešian) po pravej strane uvidíme vyvieracku Husí stok. Šikmo poviše vyvieracky sa nachádza jaskyňa Husí stok 1. Ide o inaktívnu fluviokrasovú horizontálnu jaskyňu, odkrytú v dĺžke 9 metrov. Je vytvorená v kalpionelových vápencoch veku titón-berias. Jaskyňa ide smerom do masívu Dlhého vrchu v smere 300/120 a po 4 metroch od ústia sa stáča na sever (obr. 4). Na konci dnes známych priestorov sa na stope nachádzajú vymodelované erózne hrnce, čo svedčí o aktívnej účasti vody pri procesoch vzniku jaskyne. Sondážne práce tu v minulosti vykonávali jaskyniari z Dolných Orešian, ale aj mladí, vtedy začínajúci jaskyniari z Trnavy (Kapucian, Ágh, Griflík, s nimi neskôr aj Šmída) v polovici a ku koncu



Obr. 4. Mapa jaskyne Husí stok 1
Fig. 4. Plan of Husí stok 1 Cave



Obr. 5. Mapa jaskyne Husí stok 2
Fig. 5. Plan of Husí stok 2 Cave



Obr. 6. Ústie priepasti Priehyba.

Foto: A. Lačný
Fig. 6. Opening of the Priehyba Abyss.
Photo: A. Lačný



Obr. 7. Archívna mapa Priepasti Priehyba. Nemček (1967)
Fig. 7. The archive plan of Priehyba Shaft. Nemček (1967)

osemdesiatych rokov. V roku 2007 zabezpečili jaskyniari zo Speleoklubu Trnava zosuv, ktorý bránil postupu, a pri neskorších výkopových prácach sa tu našiel nekarbonátový klastický psefiticko-psamitický presintrený sediment, ktorý je súčasťou výskumu tejto práce. Po prekonaní tejto 5 cm hrubej „škrupiny“, resp. kôry sa v jej podloží nachádza už iba jemný náplavový piesčitý sediment. Erózne hrnce na strope a priebeh jaskyne naznačujú, že terajšie ukončenie jaskyne by mohol tvoriť sifón, za ktorým jaskyňa môže pokračovať voľnými priestormi.

Husí stok 2 (357 m n. m., N 48° 27' 54,6", E 17° 22' 29,2"). Približne 15 výškových metrov šikmo povyššie jaskyne Husí stok 1 po ľavej strane v skalnom masíve leží jaskyňa Husí stok 2. Tak ako v prípade jaskyne Husí stok 1 ide o horizontálnu fluviokrasovú jaskyňu s dĺžkou 11,5 metra (obr. 5). Túto jaskynku otvorili Kapucian, Ágh a spol. Jaskyňa je zakončená závalom, v ktorom roku 2006 zaznamenali členovia OS Dolné Orešany postup 5 metrov. Na plošine šikmo od jaskyň sa nachádza nevýrazný závrť, ktorý pravdepodobne súvisí s oboma jaskyňami.

Priepasť Priehyba (306 m n. m., N 48° 27' 31,5", E 17° 22' 8,8"). Postupujúc po ceste na Rybáreň zjaví sa nám po pravej strane občasný výver, aktívny iba v jarných mesiacoch, z ktorého sa tiež odobral náplav z úlomkov nekarbonátových hornín. Samotná jaskyňa je vlastne aktívny ponorový závrť na konci krasovej brázdy (obr. 6), ktorá sa tiahne naprieč Dlhým vrchom. Vytvorená je v strednotriasových karbonátoch. V jej blízkosti sa našli paleobazalty s veľkosťou niekoľko desiatok centimetrov z chočského príkrovu, čo nasvedčuje prepojenie a fluvialny transport sedimentov medzi Hornou a Dolnou Parinou povrchovým tokom v minulosti. Jaskyňa je stupňovitá a dosahuje dĺžku 25 metrov (obr. 7). Je charakteristická ostrými „britmi“ a nevýraznými nátekmi sintrov.

Orešanská sonda (370 m n. m., N 48° 27' 9,8", E 17° 20' 39,2"). Za Rybárňou sa na ľavej strane v zákrute nachádza krasová vyvierajúčka.

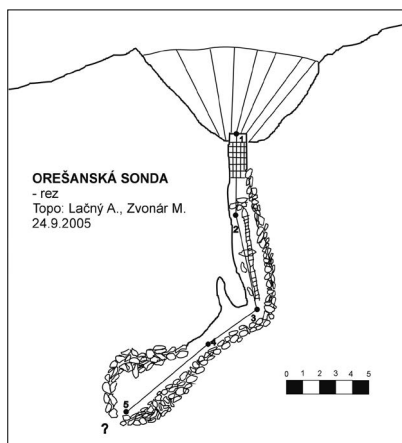
Od tejto vyvieracky treba postupovať napravo po žľabe na plošinu, kde leží korozívny závrť Orešanská sonda (obr. 8). V závrte začali jaskyniari pracovať v roku 2004 (Lačný, 2005). Na jeseň roku 2005 sa im tu podarilo objaviť prvých 15 metrov voľných priestorov smerujúcich na krasovú vyvieracku (obr. 9). Jaskyňa má momentálne dĺžku 25 metrov a je predpoklad, že závrť odvodňuje túto krasovú plošinu. Výškový rozdiel medzi koncom jaskyne a vyvierackou je asi 17 metrov. Geofyzikálny prieskum odporovou metódou VES, ktorý realizoval roku 2009 doc. RNDr. Vojtech Gajdoš, CSc., potvrdil porušenie masívu tektonickou poruchou a aj morfológicky výrazná dolinka tiahnuca sa povedľa závrťu napovedá, že by mohlo ísť o krasový závrť vzniknutý na tektonickej poruche prechádzajúcej Dlhým vrchom. Aj keď na Hornej Parine nie je žiaden viditeľný ponor, zreteľný úbytok vody nastáva práve na tomto úseku. Lokalita je zaujímavá najmä intenzitou vyvieracky v jar-ných mesiacoch. Závrť – vlastne už jaskyňa – sa nachádza v tmavých gutensteinských vápencoch stredného triasu, ktoré intenzívne krasovatejú.

Hornoparinská sonda (288 m n. m., N 48° 28' 3,4", E 17° 22' 1,7"). Po ceste od začiatku Hornej Pariny v smere na Starú Bohatú a odbočením cca 150 metrov pred mostom na ľavú stranu do skál sa dostaneme k vykopanej sonde. Ide o sondu, ktorú jaskyniari otvorili v roku 2006. Má dĺžku 3,5 metra a založená je na poruche v smere 178/358. Vytvorila sa v červených hľuznatých vápencoch vrchnej jury. Môže ísť o odtrhovú plochu z vystupujúceho masívu. Menšie erózne tvary však môžu naznačovať pokračovanie. Neboli v nej identifikované znaky, ktoré by umožňovali zaradiť ju medzi výverové, resp. korózne jaskyne. V minulosti v nej sondaovali jaskyniari Kapucian, Ágh a Griflík.

Stará Bohatá, Pec (314 m n. m., N 48° 27' 32,6", E 17° 21' 55,1"). Na moste pred Starou Bohatou po ľavej strane sa začína väčšia lúčka, hneď na začiatku tejto lúčky vystúpime nahor do kopca. Z jaskyne je veľmi dobre vidieť na túto lúčku. Ide o 8 metrov dlhú fluviokrasovú jaskyňu tiahnuca sa v smere 191/11 (obr. 10). Momentálne odkryté priestory ukazujú že jaskyňa vznikla v rauvakochoch (P. Mitter a niektorí ďalší autori tieto horniny nazývajú bunkovými vápencami). V 70. rokoch tu pracovali členovia OS Dolné Orešany. Jaskyňa sa ukladá do masívu. V minulosti šlo pravdepodobne o aktívny ponor. Dôkazom tohto tvrdenia sú erózne tvary na strope jaskyne, ktoré sú pretiahnuté v smere pokračovania jaskyne, ako aj už spomenutý úklon do masívu (obr. 11). Zatiaľ neevidované menšie jaskynky, ktoré sa nachádzajú aj na západnej strane Dlhého vrchu, vznikli tiež v rauvakochoch.



Obr. 8. Krasový závrť Orešanská sonda.
Foto: A. Lačný
Fig. 8. Karst sinkhole Orešanská sonda.
Photo: A. Lačný



Obr. 9. Mapový rez Orešanskej sondy
Fig. 9. Cross section of the Orešanská sonda Cave

Krasové závrtvy na Dlhom vrchu

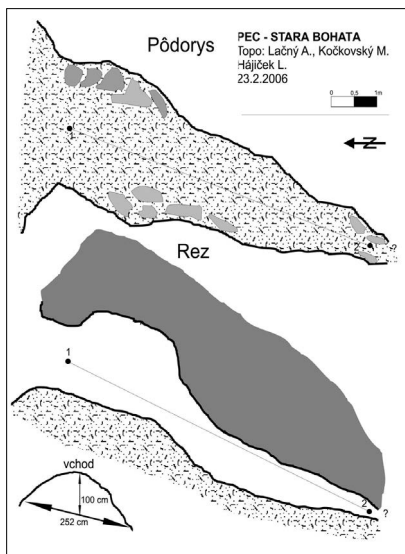
Okrem spomínaného závrtu Orešanská sonda, kde sa podarilo jaskyniarom preniknúť do voľných priestorov, sa na Dlhom vrchu vyskytuje ešte niekoľko desiatok závrtov. Vo väčšine sú viazané na litologickú hranicu styku vápencov, prípadne dolomitov s vrstvou karpatského keupru. Keďže horniny priamo v okolí závrtov nevychádzajú na povrch (vo väčšine prípadov ide o zalesnené časti s vrstvami mladších sedimentov), dá sa vrstvu karpatského keupru vymapovať iba podľa sfarbenia zeminy do červena, prípadne úlomkov hornín z krtincov.

Samotné krasové závrtvy sú z genetického hľadiska korozívne. Pri niektorých z nich sa nachádza tzv. stržka (menší jarok), ktorý poukazuje na dotovanie atmosférických zrážok z plošiny. Na dnách týchto závrtov možno pozorovať aktívny proces postupného odnášania splaveného materiálu do podzemia. Popri takomto type závrtov tu nachádzame aj závrtvy, v ktorých sa naopak drží voda; vytvárajú sa v nich bahníská a sú utesnené sedimentom.

Prvý nevýrazný závrt leží severne od jaskyne Husí stok na plošine a je viazaný práve na spomínanú litologickú hranicu.

Sám závrt Orešanská sonda vznikol v gutensteinských vápencoch a na základe výkopových prác do hĺbky 15 metrov ho možno zaradiť medzi korozívne závrtvy. V tomto prípade nemožno hovoriť o vzniku na litologickom rozhraní, ale bude mať pravdepodobne súvis s tektonickou poruchou SZ – JV, na ktorej sú situované Orešanská vyvieracka, Orešanská sonda a skupinka 3 plytkých závrtov nachádzajúcich sa 300 metrov na severozápad od Orešanskej sondy. Túto domnienku potvrdzuje aj morfológická zníženie medzi Orešanskou vyvierackou a Orešanskou sondou.

Až 20 krasových závrtov v jednej línii sa nachádza 1 kilometer na západ od Orešanskej sondy (obr. 12). Táto lúnia má akiste súvis s litologickým rozhraním medzi karpatským keuprom a karbonátmi. Potvrdzuje to aj vyhotovená geologická mapa z tejto oblasti (Káčer a kol., 2005). Závrtvy sú korozívne s hĺbkou od 0,5 až do 5 metrov a šírkou od 3 do 8 metrov (obr. 13). Keďže niektoré sú tesne pri sebe, spájajú sa do väčších oválnych foriem. Niektoré oválne závrtvy dosahujú šírku až 15 metrov.



Obr. 10. Mapa jaskyne Pec – Stará Bohatá

Fig. 10. Plan of the Pec – Stará Bohatá Cave



Obr. 11. Eróznio-korózne tvary v jaskyni. Foto: M. Jánošík

Fig. 11. Erosional-corrosional forms in the cave. Photo: M. Jánošík

logickým rozhraním medzi karpatským keuprom a karbonátmi. Potvrdzuje to aj vyhotovená geologická mapa z tejto oblasti (Káčer a kol., 2005). Závrtvy sú korozívne s hĺbkou od 0,5 až do 5 metrov a šírkou od 3 do 8 metrov (obr. 13). Keďže niektoré sú tesne pri sebe, spájajú sa do väčších oválnych foriem. Niektoré oválne závrtvy dosahujú šírku až 15 metrov.

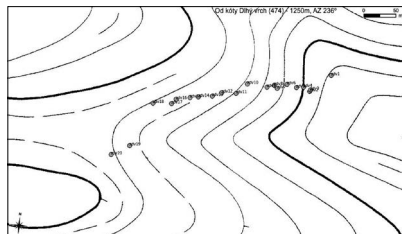
Pri prieskume tejto lokality sa v blízkosti, ako aj na dne závrtovej nachádzali horniny pochádzajúce z chočského príkrovu, ktoré sú veľmi odlišné od hornín krížňanského príkrovu. Išlo najmä o paleobazalty (melafýry, obr. 14) pochádzajúce z ipoltickej skupiny chočského príkrovu, ale napríklad aj o pieskovce. Niektoré bazalty na dne závrtovej dosahujú veľkosť vyše pol metra. Pestrá škála hornín naznačuje niekdajší povrchový tok. Kým väčšie kusy hornín sú opracované málo, menšie klasty (2 – 5 cm) sú zreteľne opracované fluviaálnym transportom.

Pri podrobnejšom prieskume Dlhého vrchu sa našli horniny chočského príkrovu roztrúsené po povrchu aj v okolí Orešanskej sondy a Priepasti Priehyba. Pestrosť hornín sa rozšírila i o paleorolyty a andezity v blízkosti Priehyby.

Zatiaľ nevedno, aké mali tieto paleotoky vplyv na krasové podložie. Za zmienku stojí fakt, že pri sondážnych prácach na Orešanskej sonde sa tieto horniny vo vyťaženom sedimente vôbec nenašli. Smer týchto tokov na základe nálezov hornín možno predpokladať od západu na východ paralelne so súčasným tokom Parná. Čo sa týka okolia Priehyby, tam je možné usudzovať na smer od severozápadu na juhovýchod a prepojenie tokov Hornej a Dolnej Pariny v minulosti. Na lepšiu orientáciu týchto paleotokov navrhujeme názov *Paleoparnas* podľa súčasného potoka Parná. Tento paleotok bude v budúcnosti predmetom hlbšieho výskumu a jeho závery možno poodhaliť ďalšie súvislosti vzniku jaskýň v tejto oblasti.

GEOFYZIKÁLNY PRIESKUM NA LOKALITE OREŠANSKÁ SONDA

Na ploche v okolí Orešanskej sondy bolo vykonané geofyzikálne meranie, ktoré malo za cieľ zistiť možné severozápadné pokračovanie jaskynného systému. Na základe rekognoskácie záujmovej plochy pred vlastným meraním sa zostavil projekt realizácie geofyzikálnych meraní. Projekt obsahoval výber vhodnej geofyzikálnej metódy (SP a ERT) a výber optimálnej meracej siete, zohľadňujúcej potreby prieskumu, ako aj prítomnosť terénnych predmetov a stavebných objektov v okolí pozemku, ktoré obmedzovali optimálne rozloženie meracej siete (Gajdoš, 2009).



Obr. 12. Línia závrtovej na Dlhom vrchu. Kreslil: A. Lačný
Fig. 12. Sinkhole line on Dlhý vrch Hill. Drawn by: A. Lačný



Obr. 13. Závrty v línii na Dlhom vrchu. Foto: A. Lačný
Fig. 13. Line-ranked sinkholes on Dlhý vrch Hill. Photo: A. Lačný



Obr. 14. Paleobazalt nájdený v jednom zo závrtovej na Dlhom vrchu
Fig. 14. Palaeobasalt found in one of the sinkholes on the Dlhý vrch

Metodika merania

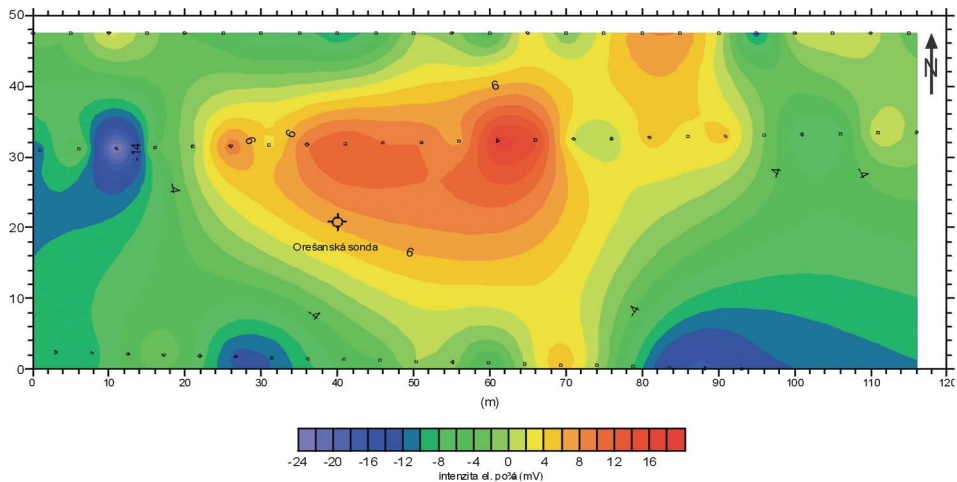
Metóda spontánnej polarizácie (SP) umožňuje získať informácie o pohybe podzemnej vody, pretože v podzemnej vode filtrujúcej cez pórový priestor horninového prostredia nastáva rozdelenie kladných a záporných iónov v dôsledku selektívneho zadržania záporných iónov skeletom horninového prostredia. Tým sa elektrický náboj v horninovom prostredí rozdelí a ak sa na povrchu meria elektrické pole vytvorené týmto rozdelením elektrického náboja, z tvaru pozorovaného elektrického poľa je možné posúdiť plošné rozdelenie pohybu podzemnej vody. V tomto prípade sa meranie vykonalo v sieti troch profilov dlhých 115 m s krokom 5 m. Orientácia profilov bola zhruba paralelne s líniou profilu ERT severozápadne a juhozápadne okolo sondy. Použil sa potenciálový spôsob merania. Z nameraných údajov po spracovaní a zavedení príslušných opráv bola zostavená mapa elektrického poľa, ktorá je zobrazená na obr. 15. (Gajdoš, l. c.).

Metóda ERT (elektrická rezistivná tomografia) ako základná metóda na geofyzikálne monitorovanie je kombináciou metód odporového profilovania a vertikálneho elektrického sondovania. Vzhľadom na to, že meranie sa realizuje pomocou systému série elektród, ktoré sú roziahnuté s hustým krokom (cca 2 m), a počítačom riadeného adresovania vysielať prúdu a prijímania napätia, je možné z výsledku merania získať pomerne detailný obraz o rozložení zdanlivej rezistivity vo vertikálnom reze vedenom pozdĺž meraného profilu. Následné spracovanie pomocou počítača umožňuje namerané dáta transformovať na súbor skutočných hodnôt rezistivity a cez ne získať obraz o reálnej štruktúre analyzovaného horninového prostredia. Opakovaným meraním je možné potom zachytiť aj drobné zmeny v skúmanom horninovom prostredí, a posúdiť tak vývoj vplyvu rôznych faktorov na toto horninové prostredie. V tomto prípade bolo meranie metódou ERT vykonané na jednom profile, totožnom so stredným profilom merania metódou SP, s krokom elektród 5 m (obr. 16), použili sa dva druhy usporiadania elektród: Wenner – Schlumberger a dipól-dipól (Gajdoš, l. c.).

Výsledky geofyzikálneho prieskumu

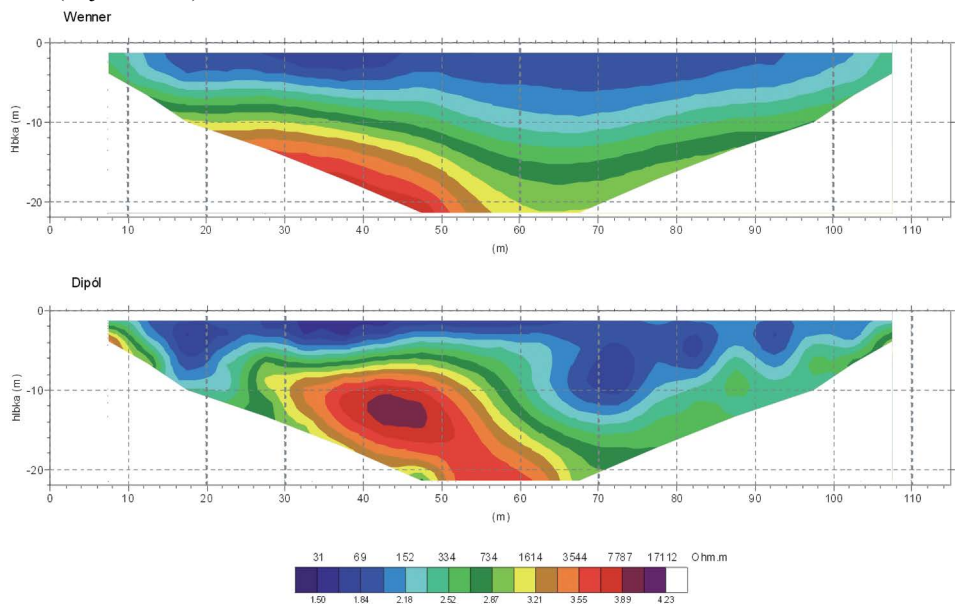
Podľa digitálnej geologickej mapy (obr. 2) horninové prostredie na predmetnej lokalite tvoria rôzne druhy vápencov a tmavé slieňovce mladšieho triasu (Gajdoš, l. c.). Tvar zisteného elektrického poľa na tomto geologickom prostredí ukazuje oblasť vyšších hodnôt severozápadne od sondy a pás relatívne nižších hodnôt západne od sondy. Podobný pás nižších hodnôt je aj v pravej časti meranej plochy. Oba pásy súvisia akiste s rozvoľnením skalného masívu, kde sa prejavuje drenážny efekt atmosférickej vody do horninového prostredia a je tu teda možné očakávať prítomnosť jaskynných útvarov (Gajdoš, l. c.).

Vertikálny rez rezistivity zostavený z výsledkov merania metódou ERT (obr. 16) ukazuje stratifikáciu horninových prostredí v ploche rezu. Na obrázku sú znázornené výsledky merania s oboma usporiadaniami elektród (Wenner – Schlumberger a dipól-dipól). Z ich porovnania je zrejmé, že usporiadanie dipól-dipól lepšie diferencuje lokálne objekty v reze a pri riešení úlohy nás orientuje na oblasť znížených hodnôt rezistivity v ľavej časti rezu (v pravej časti je šírka oblasti nižších hodnôt rezistivity väčšia a predstavuje skôr hrubšiu zvetraninovú zónu v skalnej depresii). Prítomnosť pásma znížených hodnôt rezistivity v ľavej časti rezu (okolo metráže 20 m a lokálna poloha oblasti s vysokými hodnotami rezistivity v okolí metráže 44 m naznačuje prítomnosť štruktúry s prítomnosťou jaskynných priestorov (Gajdoš, l. c.).



Obr. 15. Tvar prírodného stacionárneho elektrického poľa zisteného metódou SP na skúmanej ploche (Gajdoš, 2009)

Fig. 15. Natural shape of stationary electric field detected by the method of SP on investigated area (Gajdoš, 2009)



Obr. 16. Vertikálny rez elektrickej rezistivity na meranom profile (Gajdoš, 2009)

Fig. 16. Vertical section of electrical resistivity of the measured profile (Gajdoš, 2009)

Vyhodnotenie geofyzikálneho prieskumu

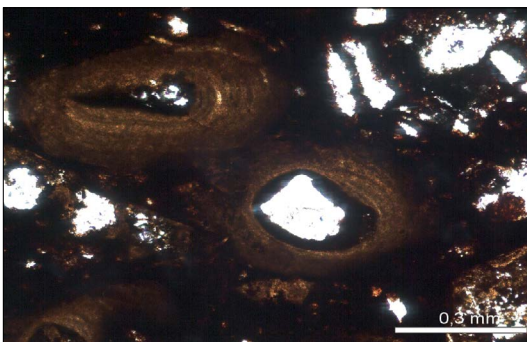
Na základe uvedených výsledkov geofyzikálneho merania predpokladáme, že podmienky vhodné na vznik jaskynných priestorov a ich pokračovanie z priestoru Orešanskej sondy sú v severozápadnom smere od sondy. Naznačuje to tak pásmo znížených hodnôt elektrického poľa, ako aj pásmo nízkych hodnôt rezistivity v týchto miestach. Podobné štruktúry v pravej časti meranej plochy majú skôr charakter litologickej ako tektonickej zmeny v horninovom prostredí. Keďže ide o prvé orientačné meranie, odpo-



Obr. 17. Presintrená kôra s nekarbonátovým náplavom (jaskyňa Husí stok 1). Foto: A. Lačný
 Fig. 17. Sinter crust with noncarbonated sediment (Husí stok 1 Cave). Photo: A. Lačný



Obr. 18. Porovnanie nekarbonátového sedimentu. Foto: A. Lačný
 Fig. 18. Comparison of noncarbonated sediment. Photo: A. Lačný



Obr. 19. IIN, obj. 10, ooidy okolo kremeňa (krížňanský príkrov, réť), jaskyňa Husí stok 1. Foto: A. Lačný
 Fig. 19. IIN, focus 10, ooids around quartz (Křížna nappe, Rhetian), Husí stok 1 Cave. Photo: A. Lačný

chočského príkrovu. Zároveň sa odobrali aj bazalty, ktoré tvoria melafýrovú sériu chočského príkrovu. Tieto horniny boli napohľad podobné s nekrasovými obliakmi (obr. 18) a bol teda predpoklad, že sa do jaskyne dostali podzemným tokom pretekajúcim Dlhým

rúčame predĺžiť meranie metódou ERT západným smerom na zistenie charakteru pásma znížených hodnôt rezistivity vo väčšej hĺbke pod povrchom zeme (Gajdoš, l. c.).

PETROGRAFICKÝ ROZBOR NEKARBONÁTOVÝCH OBLIAČIKOV A KLASTOV Z JASKYNE HUSÍ STOK

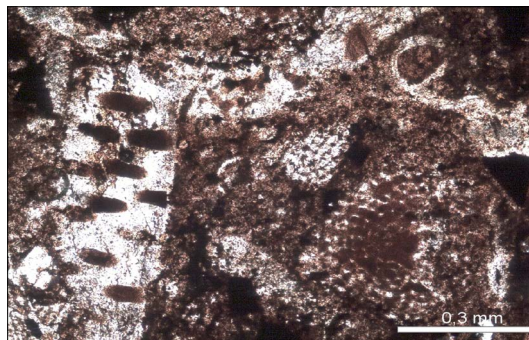
Pri sondážnych prácach v jaskyni Husí stok 1 sa podarilo nájsť presintrenú kôru hrubú 5 cm, v ktorej sa vyskytoval nekarbonátový psefiticko-psamitický až aleuritický sediment (obr. 17). Pod touto kôrou bol tento sediment, resp. náplav nespevnený. Náplav okrem jemnozrnejšej frakcie tvoria pomerne dobre opracované obliaky s veľkosťou 0,5 – 1,5 cm. Jaskyňa je fluviokrasového pôvodu. Eróziu rozšírená chodba a na strope sa nachádzajúce erózne hrnce potvrdzujú tento pôvod. Ku genéze jaskyne treba dodať, že ide pravdepodobne o starú vyvieracku, keďže 40 výškových metrov pod ňou je aktívna vyvieracka Husí stok. Stiahnutie vody do aktívnej vyvieracky mohlo mať za následok zahľbovanie doliny. Vznikla tu teda otázka, odkiaľ mohol byť tento náplav nekarbonátových klastov prinesený? Po odobratí sedimentu z jaskyne sa začal tento sediment porovnávať s okolitými horninami mimo krasového územia.

Analýza hornín

Napohľad podobná hornina bola odobraná na lokalite Nové domy. Išlo o piesčité bridlice mladopaleozoického veku, ktoré sú súčasťou

vrchom. Preto sa z asociácie psefitických úlomkov vybralo viacero základných petrografických typov hornín určených na mikroskopické štúdium.

Vlastnú analýzu výbrusov som realizoval za pomoci doc. RNDr. Milana Sýkoru, CSc., a prof. RNDr. Anny Vozárovej, DrSc. Celkovo bolo vyhotovených 13 výbrusov, z toho 2 kusy presintrenej kôry, 1 kus karbonátu, v ktorom vznikla jaskyňa Husí stok 1, a zvyšné tvorili nekrasové obliaky z jaskyne. V prípade obliakov išlo vo väčšine prípadov o pieskovec a ílovec. Obliaky mali na povrchu čierny oxidačný povlak. Počas tohto výskumu sa ukázal problém, pretože súčasťou križňanského príkrovu je aj vrstva karpatského keupru, ktorý obsahuje vrstvy pieskorcov a bridlíc. Pri mikroskopickej analýze sa zistilo, že obsahujú veľa hematitu a niektoré vzorky obsahovali aj sludy. V jednej zo vzoriek sa nachádzali ooidy s jadrami zrn kremeňa (obr. 19). Túto vzorku doc. Sýkora zaradil k fatranským vrstvám, veku rét. Ďalšia zo vzoriek piesčitého vápenca obsahovala fosílie ramenonožca a ostnatokožca (obr. 20) a doc. Sýkora ju zaradil k spodnej jure križňanského príkrovu. Vo výbruse presintrenej kôry (obr. 21) sa nachádzali klasty karbonátov, pieskorcov a rohovcov. Obsahovala aj zrná kremeňa vo veľkosti 2 – 3 mm. Medzi obliakmi boli identifikované aj litoklasty acidného (ryolitového) vulkanického skla. Podľa analýzy prof. Vozárovej by mohlo ísť o súčasť sedimentov chočského príkrovu. Obsahujú ho pieskovec mladšieho karbónu.



Obr. 20. IIN, obj. 10, úlomky schránok ramenonožca a ostnatokožca v pieskovec (križňanský príkrov, spodná jura), Husí stok 1. Foto: A. Lačný

Fig. 20. IIN, focus 10, fragments of shells brachiopods and echinoderms in sandstone (Križna nappe, Lower Jurassic), Husí stok 1. Photo: A. Lačný



Obr. 21. XN, obj. 2, kremenné zrnó z presintrenej kôry, Husí stok 1. Foto: A. Lačný

Fig. 21. XN, focus 2, quartz grain of sinter crust, Husí stok 1. Photo: A. Lačný

Vyhodnotenie vzoriek

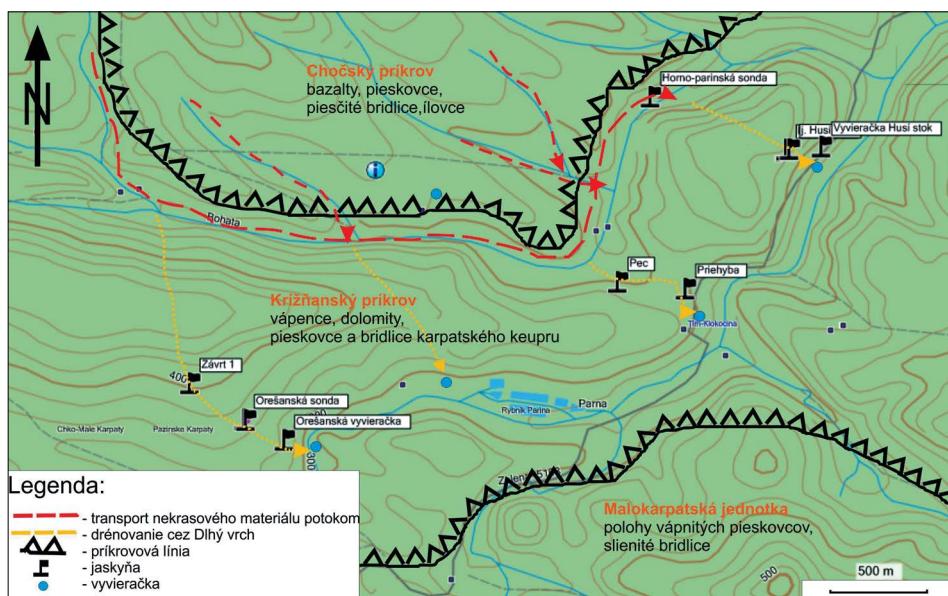
Exaktnejší dôkaz napr. v podobe bazaltu medzi obliakmi sa však v jaskyni nepodarilo nájsť, a preto z petrografického hľadiska môže časť materiálu pochádzať aj z karpatského keupru. Je tu však potom problém opracovanosti obliakov, pretože vrstvy karpatského keupru sa nachádzajú len niekoľko stoviek metrov od jaskyne, a pritom opracovanosť je pomerne dokonalá; obliaky mohli prekonať dlhší transport možno povrchovým a neskôr podzemným tokom. Opracovanosť či neopracovanosť klastov však v trubiciach a krasových kanáloch, niekedy s turbulentným tlakovým hydroprostredím, nie je až taká závislá

od dĺžky transportu ako v povrchovom prostredí. Vzorka karbonátu, v ktorom je jaskyňa vytvorená, obsahuje časti fosílií aptychov a kalpionelíd, čo ju zaraďuje ku karbonátu križňanského prikrovu veku titón – berias.

DISKUSIA

Na základe vyššie uvedených metód a výsledkov je možné si utvoriť aspoň čiastočný obraz fungovania krasových procesov. Jednotlivé čiastkové výsledky sú opísané pri každej z metód. Hlavnou myšlienkou je drénovanie Dlhého vrchu medzi Hornou a Dolnou Parinou. Vrstva karpatského keupru (vrchný trias), ktorý obsahuje zväčša pieskovce a bridlice, môže robiť ešte jeden problém – a to ten, ak by prechádzala naprieč masívom do hĺbky, tak by systémy jaskýň (iba západná časť Dlhého vrchu) nemohli byť prepojené. Preto napríklad Šmída (ústna informácia; Šmída, 2011) nepredpokladá subteránnu hydrogeologickú previazanosť bazénov dnešnej Parnej a jej prítoku v severnejšie ležiacom údolí okolo Nových domov. Je však možné, že v tejto časti môže mať karpatský keuper tzv. šupinovitý vývoj a nezasahuje hlbšie (ústna informácia; Plašienka, 2010).

V severovýchodnej časti, kde sa nachádzajú jaskyne Husí stok 1 a 2, Priepasť Priehyba, Pec a Hornoparinská sonda, však aj Šmída pripúšťa bifurkáciu vôd v tejto oblasti – dokonca aj paleovôd (ústna informácia; Šmída, 2011). Zároveň predpokladá, že prítomnosť nekarbonátových hornín vo výplni jaskyne Husí stok 1 neznačí, že by materiál bol do nej prepravený z oblasti bočného prítoku Parnej z údolia od Nových domov. Husí stok 1 je pravdepodobne len denudáciou odhaleným ramenom zložitej, dnes už fosílnkej „ponorovo-výverovej“ siete dutín a kanálov powyše vyvieracky, poniže Husieho stoku 2. Predpokladá, že fluviálny náplav v ňom pochádza oveľa pravdepodobnejšie len z predchodcu samotného toku Parnej a transportovaný do dnešného výskytu bol až z pramen-



Obr. 22. Schematický náčrt možného transportu nekarbonátového materiálu a možného odvodnenia Dlhého vrchu. Kreslil: A. Lačný

Fig. 22. Schematic sketch of a supposed transport of noncarbonated material and the possible drainage Dlhý vrch Hill. Drawn by: A. Lačný

nej oblasti okolo Jelenca či Mesačnej, ale stále zhruba v priestore osi dnešného zberného „koryta“ údolia Parnej.

ZÁVER

Na lepšie poznanie vzniku jaskýň v Dlhom vrchu bolo použitých viacero vedeckých disciplín, ktoré aspoň čiastočne potvrdili prvotné predstavy o ich funkcii v minulosti (obr. 22). Sama morfológia, smery a sklony jaskýň boli azda prvým bodom v tomto bádání. Ide hlavne o jaskyne v južnom svahu Dlhého vrchu (Husí stok 1 a 2, Priepasť Priehyba a Orešanská sonda), pod ktorými sa nachádzajú aktívne krasové vyvieracky (Husí stok, občasný výver pod Priehybou, Orešanská vyvieracka). Dá sa teda predpokladať, že tieto jaskyne sú alebo v minulosti boli jaskyňami výverovými. Opačný pohľad je na jaskyne Pec – Stará Bohatá a Hornoparinská sonda, ktoré majú znaky ponorových jaskýň. Najmä jaskyňa Pec je charakteristická miernym úklonom do kopca a aj erózne tvary na strope jaskyne nasvedčujú prúdeniu vody do masívu.

Hydrogeologickou analýzou na základe mineralizácie sledovaných vyvieraciek sa potvrdilo, že podzemné vody prechádzajú krasom, kde sa nasycujú prvkami z karbonátov.

Petrografický rozbor nekarbonátových obliakov z jaskyne potvrdil, že ide o pieskovce a ílovce. Problémom však bolo, že tieto horniny sa môžu vyskytovať aj v súvrství karpatského keupru, ktorý je súčasťou vrstiev Dlhého vrchu. Jedna vzorka však obsahovala časti acidného – ryolitového vulkanizmu a mohla by pochádzať z chočského príkrovu, čo by nasvedčovalo, že nekarbonátový materiál nesený podzemným vodným tokom sa zúčastňoval na mechanickom rozrušovaní podzemných puklín.

Geofyzikálny prieskum realizovaný na Orešanskej sonde potvrdil porušenosť masívu a možnosť, že sa tu môžu vyskytovať jaskynné priestory, ktoré budú akiste súvisieť s podzemnými vodami Orešanskej vyvieracky.

Dá sa teda predpokladať, že najexaktnejším dôkazom a potvrdením tohto výskumu by bolo objavenie jaskyne s aktívnym vodným tokom. A preto sa v budúcnosti treba upriamiť na krasový závrť Orešanská sonda, ktorý ma potenciál takúto jaskyňu v sebe skrývať.

PodĎakovanie. Príspevok bol vypracovaný s podporou projektu VEGA č. 1/0747/11 „Geoevidencia krasových foriem a objasnenie genézy závrťov na vybraných plošinách Malých Karpát“.

LITERATÚRA

- BELLA, P. – HLAVÁČOVÁ, I. – HOLÚBEK, P. 2007. Zoznam jaskýň Slovenskej republiky (stav k 30. 6. 2007). Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva – Správa slovenských jaskýň – Slovenská speleologická spoločnosť, Liptovský Mikuláš, 1–364.
- Digitálna geologická mapa Slovenskej republiky 1 : 50 000, www.geology.sk, podklad: M. Mahel'; 1972; Geologická mapa Malých Karpát; <http://mapserver.geology.sk:8080/gm50>.
- GAJDOŠ, V. 2009. Geofyzikálny prieskum na lokalite Orešanská sonda. Manuskript, katedra aplikovanej a environmentálnej geofyziky Príř UK, Bratislava, 1–4.
- JAKÁL, J. 1982. Praktická speleológia. Vydavateľstvo Osveta, Martin, 1–377.
- LAČNÝ, A. 2005. Orešanská sonda. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, Liptovský Mikuláš, 36, 4, 34–35.
- LAČNÝ, A. 2007. Kuchynsko-orešanský kras v rajóne OS Dolné Orešany. Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, Liptovský Mikuláš, 38, 1, 53–57.

- MAHEL, M. 1986. Geologická stavba československých Karpát – Palealpínske jednotky 1, Veda, Bratislava, 1–503.
- MITTER, P. 1983. Geomorfologická rajonizácia krasu Malých Karpát. Slovenský kras, Martin, 21, 3–34.
- NEMČEK, P. 1967. Pracovný denník skupiny Strapek. Manuskript, archív SMOPaJ, Liptovský Mikuláš, nestránkovaný dokument.
- NOVODOMEC, R. 1967. Geomorfologické pomery povodia Parnej v Malých Karpatoch. Geografický časopis, Bratislava, 19, 3, 212–223.
- STANKOVIANSKY, M. 1974. Príspevok k poznaniu krasu Bielych hôr v Malých Karpatoch. Geografický časopis, Bratislava, 26, 3, 241–257.

CONTRIBUTION TO THE GENESIS OF THE KARST AND CAVES
IN THE DLHÝ VRCH HILL (KUCHYŇA – OREŠANY KARST, MALÉ KARPATY MTS.)

S u m m a r y

Few scientific disciplines were used for a better understanding of the genesis of caves in the Dlhý vrch Hill. They partly confirmed the initial idea of karst development in the past. The first point in research was the morphology, direction and trend of caves measuring. The main localities represented the caves, located in the southern slope of the Dlhý vrch Hill (Husí stok 1 and 2, Priepest' Priehyba Shaft, Orešanská sonda), with active springs in the bellow (Husí stok spring, Občasný výver pod Priehybou spring, Orešanská vyvieracia resurgence). Therefore it can be assumed, that these caves are inactive outlet caves, probably hydrologically active as fluviokarst outlet caves in the past. Different situation occurs in the cause of caves Pec – Stará Bohatá and Hornoparinská sonda. They represent the fossil inlet caves. The Pec Cave is characterized by a slight dip up the hill and the erosion forms in the top parts of cave indicate the water flow into the hill in the past.

The hydrogeological analysis of the mineralization of selected springs confirmed, that the subterranean streams passes through the karst area, where are saturated by the chemical elements from carbonates.

The petrographic analysis of noncarbonate pebbles from the cave spaces showed that they belong to sandstone and claystone rocks. However, these rocks may also originate from the "Carpathian keuper" formation, which represents a part of the top layers in geological structure of Dlhý vrch Hill. One of samples, contained a section of acid-rhyolitic volcanism, which probably came from Choč nappe, suggests, that the noncarbonate material transported by subterranean stream was involved in the mechanical destruction of underground fissures and caverns. The treathment rate of spheric pebbles supports this theory very well. Another question is, if the layer of Carpathian keuper passes across the massif in depth uninterruptedly, because in this case the cave system in the western part of Dlhý vrch Hill could not be physically connected. However, it is possible that in this part of massif the Carpathian keuper may be developed individually as tectonic slices.

The geophysical survey, which was realized in the Orešanská sonda and adjacent area confirm the fault-break of Dlhý vrch massif and it is possible that there may exist caves here, which are associated with subterranean stream of Orešanská vyvieracia resurgence. There is the possibility of discovering of active fluviokarst outlet cave behind the resurgence. The results of geophysical survey shows, that if we can discover the significant underground spaces in the Dlhý vrch Hill, it is needed to focus on karst sinkhole with Orešanská sonda Cave by the speleological exploration. This locality seems to be the cave with a substantial potential for following discoveries in the future.

SLOVENSKÝ KRAS ACTA CARSOLOGICA SLOVACA	49/1	77 – 92	LIPTOVSKÝ MIKULÁŠ 2011
--	------	---------	------------------------

CHORICKÉ GEOEKOLOGICKÉ JEDNOTKY BRESTOVSKÉJ JASKYNE

ŠTEFAN RATKOVSKÝ^{1,2}

¹ Prírodovedecká fakulta UK, Katedra fyzickej geografie a geoekológie, Mlynská dolina,
842 15 Bratislava 4; ratkovsky@fns.uniba.sk

² Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš;

Š. Ratkovský: Choric geocological units of the Brestovská Cave

Abstract: Choric units of the cave environment, consisting of speleotopes which have geocologically similar contents are those sections of the cave in which direction of the same natural processes prevails, in particular geomorphological and hydrological one. Delimited speleochores in the cave allow to illustrate the space and better understand each other's spatial linkages between lithological, geomorphological, hydrological, microclimatic and biospeleological natural phenomena and processes in the cave.

Key words: geocology, karst, cave, choric units, speleochores, speleotopes, Brestovská Cave

ÚVOD

Výskum jaskýň zameraný najmä na ich ochranu je účelné ponímať v širších priestorových súvislostiach. Zachytenie všetkých prírodných prvkov jaskýň prostredníctvom terénneho speleologického a geoekologického výskumu dáva dobrý predpoklad postihnúť všetky hlavné prírodné väzby a procesy prebiehajúce v celom jaskynnóm prostredí. Prostriedkom na súhrnné, syntetické vyjadrenie skúmaného jaskynného prostredia je zobrazenie prírodných prvkov jaskyne (litologických, geomorfologických, hydrologických, mikroklimatických, biospeleologických) do mapy prostredníctvom topických jednotiek (obsah speleotopov v zvislom smere) a následne ich zlučovanie do vyšších chorických jednotiek (mozaika príbuzných speleotopov na vodorovnej úrovni) na základe súčasných hlavných prírodných procesov a geoekologického obsahu speleotopov, priestorovo sa viažucich na pomerne rovnomeré úseky jaskýň.

Priestorové usporiadanie prírodných prvkov jaskynného prostredia je výhodné vnímať na základe vymedzenia takmer rovnomerých priestorových jednotiek a znakov jaskynného prostredia zachytávajújúcich vlastnosti prírodných prvkov jaskyne. Na základe systémového prístupu k výskumu jaskýň možno tieto znaky jaskynného prostredia vzťahovať na topické (speleotopy) a chorické (speleochory) geoekologické jednotky, ktoré tvoria vodorovnú a zvislú priestorovú štruktúru jaskýň (Bella, 1998, 2008a). Spájanie topických geoekologických jednotiek speleotopov (geotopov, fyziotopov) do rádo-vo vyšších jednotiek, speleochor (geochor), umožňuje vnímať jaskynné prostredie komplexne, a to na základe poznania všetkých prírodných prvkov vyskytujúcich sa v jaskyni a čo je najdôležitejšie, aj na základe prírodných procesov, ktoré nám umožňujú poznanie veľkosti, smeru a frekvencie pôsobenia prírodných procesov v jaskynnóm prostredí.

Cieľom práce je vyčlenenie chorických jednotiek v Brestovskej jaskyni nadväzujúc na predchádzajúcu prácu, zaoberajúcu sa vymedzovaním základných geoeekologických jednotiek – speleotopov (Ratkovský, 2009a) v nadväznosti na teoreticko-metodologické východiská priestorového a časového usporiadania prvkov jaskynného prostredia (Bella, 1998, 2008a).

VŠEOBECNÉ ZÁSADY A VLASTNOSTI JEDNOTIEK CHORICKEJ ÚROVNE

Chorická jednotka, geochora, predstavuje podľa Mičiana (2008) pomerne malý prírodný územný celok zložený zo zákonite usporiadanej skupiny alebo skupín jednotiek topického rozmeru, geotopov. Geotopy sú z hľadiska vnútorného geoeekologického obsahu takmer rovnorodé, kým jednotky vyššej hierarchickej úrovne – geochory sú už vnútorné a priestorovo odlišné, vzhľadom na skutočnosť, že ich tvoria rôzne mozaikovito usporiadané typy geotopov. Geochory môžeme označiť za pomerne rovnorodé, avšak táto ich vlastnosť platí len z hľadiska zvoleného kritéria. Chorické jednotky možno začleniť do rôznych stupňov vzhľadom na ich mieru vnútornej zložitosti. Obsahovo najjednoduchšie sa javí geochora zložená z dvoch geotopov, pričom zložitejšie geochory sa môžu skladať z viacerých typov geotopov usporiadaných do rôznych geochor nižších stupňov. V rámci chorických jednotiek môžeme z hľadiska ich plošnej veľkosti rozlišovať nanochory, mikrochory, mezochory i makrochory (napr. Neef a kol., 1973; Billwitz, 1997 a iní). Z hľadiska výskytu prírodných procesov a prvkov opisujúcich ich vlastnosti môžeme vyčleňovať súhrnne geochory. V prípade jaskýň uvažujeme o speleochorách a súboroch speleochor (Bella, 1998, 2008a).

V krajine a zvlášť v prípade krasu medzi najdôležitejšie prírodné procesy z hľadiska vzájomných vzťahov medzi prvkami krajiny patria geomorfologické a hydrologické procesy (Jakál, 1986), ktoré možno vnímať ako pohyb a zmenu skupenstva vody vplyvom pôsobenia slnečnej energie a gravitačnej sily Zeme vo fyzikogeografickej sfére (Hanušin, 1983). Vo všeobecnosti v rámci krajinej štruktúry na základe prebiehajúcich procesov vyčleňuje hydrochory (tamtiež, 1983), ktoré definuje ako logický sled hydrotopov rovnakého typu navzájom prepojených jednosmerným prenosom energie a hmoty prostredníctvom vody. Hydrochory pritom označuje ako katény hydrotopov na základe malej kontrastnosti jednotlivých typov hydrotopov. V hydrochore sa nevylučuje dominancia iného procesu v obmedzenom počte hydrotopov, ktoré však neovplyvňujú dominantný hydrologický proces. Typologicky hydrochory člení na: a) súbor hydrochor vyklenutých foriem s procesmi infiltrácie, tranzitu a odtoku; b) súbor hydrochor depresných foriem s procesmi akumulácie.

Na základe geoeekologického usporiadania základných chorických krajinných systémov Drgoňa (1983) analyzuje vzájomné pôsobenie a funkčné prepojenie tzv. fyziotopov (obdoba geotopov), v ktorých vyhodnocuje rovnaké, ale aj rozdielne znaky na príklade časti Žitavskej a Pohronskej pahorkatiny. Vzťahy medzi fyziotopmi sa dajú vyjadriť väzbami. Väzby sa utvárajú na základe genézy, formy funkcie, synergického obsahu a dynamických procesov vo fyziotopoch, najmä geomorfologických, hydrologických a mikroklimatických. Súčinnosť vo väzbách medzi fyziotopmi je podmienená priestorovou kombináciou, prípadne mozaikou rôznych typov fyziotopov, pričom autor medzi nimi rozlišuje neutrálne, korešpondujúce, konkurujúce a podmieňujúce typy väzieb.

Vytváranie chorických jednotiek je založené na porovnávaní obsahu a priestorovej mozaiky fyziotopov. Samotnému postupu vyčleňovania základných chorických štruktúr predchádza výber hlavných diagnostických kritérií, medzi ktoré patria: a) obsa-

hová kombinácia typov fyziostémov; b) najpevnejšie väzby medzi fyziostémami; c) kontrastnosť synergetických kvalít fyziotopov; d) geometrické znaky – veľkosť a tvar; e) priestorová heterogenita vyjadrená podielom počtu susedských vzťahov k počtu fyziotopov; f) stabilita alebo pevnosť väzieb; g) kombinácia kvalitatívne rôznych foriem využívania krajiny. Spôsob vyčleňovania je založený na predbežnej analýze metódou toposekvencie (zobrazenie vertikálnych a horizontálnych pomerov v smere najsilnejšieho pôsobenia obehu hmoty a energie), ďalej na korekcii, overovaní, spresňovaní hraníc v teréne a zovšeobecňujúcej interpretácii do výslednej mapy (Drgoňa, 1983). Vyčlenené jednotky by mali odrážať vzťahové priestorovo-polohové vlastnosti a pôsobenie historických (genetických) i súčasných (morfodynamických) činiteľov (Minár, 2000).

Pri výskume a vymedzovaní chorických jednotiek sa zameriavame najmä na odhalenie a zaznamenávanie vodorovných susedských vzťahov a väzieb medzi geotopmi. Väzby možno zväčša vnímať ako pohyb látky, hmoty a energie v smere pôsobenia gravitačnej sily Zeme, pričom tento pohyb sa dá vnímať ako určitý stav v geoekologickom poli, ktorého jestvovanie možno predvídať na základe významných priestorových väzieb medzi jednotlivými prirodzene členenými geografickými poliami (Minár, 1999) a kvantitatívne ho vyjadriť aj vo fyzikálnych jednotkách (napr. $\text{kg}\cdot\text{m}^2\cdot\text{s}^{-2}$) v určitom azimute a pod určitým sklonom (Minár a kol., 2001). Väzby medzi geoekologickým obsahom susedných speleotopov možno najjednoduchšie (alebo pomerne jednoducho) zistiť prostredníctvom porovnania štatistických ukazovateľov vypočítaných pre predbežne vyčlenené viaceré variácie chorických jednotiek, pričom za základ porovnávania berieme hodnoty váženého priemeru normalizovaných stavových veličín (X_j), ktoré sú vypočítané pre každý speleotop zvlášť z hodnôt faktorového skóre prostredníctvom faktorovej analýzy (Ratkovský, 2009a).

TEORETICKÉ A METODOLOGICKÉ VÝCHODISKÁ VYČLEŇOVANIA CHORICKÝCH JEDNOTIEK V JASKYNIACH

Jaskyne vnímané ako geosystém si možno predstaviť ako podzemné priestory ohraničené speleoreliéfom, pričom ohraničenie jaskyne môže byť úplné alebo čiastočné. Hranica oddeľujúca jaskyňu od povrchu sa stanovuje na základe nespojitosti vo fyzickogeografických prvkoch (Bella, 1989). Podstatnými črtami jaskynných geosystémov sú fyziognomické rysy, priestorové usporiadanie a tok hmoty a energie vnímaný ako priebeh prírodných procesov. Jaskynné geosystémy sa vyznačujú priestorovým usporiadaním a vývojom v čase. Priestorová skladba jaskýň pozostáva zo zvislého (speleotopy) a vodorovného (speleochory) usporiadania prvkov jaskyne. Priestorové usporiadanie jaskynných geosystémov vyjadruje hierarchické usporiadanie priestoru jaskýň vymedzené na základe ich takmer rovnorodých a pomerne rovnorodých znakov. Podrobnému rozboru priestorového usporiadania jaskýň sa venuje najmä práca Bellu (1998).

Vodorovnému usporiadaniu jaskýň zodpovedá vymedzovanie chorických jednotiek jaskynných geosystémov, speleochor a súboru speleochor, čím sa jaskyne rozčleňujú na logické celky niekoľkých hierarchických úrovní ako zákonitý prejav rôznorodosti vo fyzickogeografických prvkoch (Bella, 2008a). Jaskyne sa skladajú z viacerých pomerne rovnorodých úsekov, speleotopov, priestorovo usporiadaných na základe vodorovných vzťahov a pôsobenia súčasných alebo bývalých prírodných procesov, pričom tieto úseky jaskýň sú obyčajne značne rozdielne.

Speleochory podľa Bellu (1998, 2008a) predstavujú pomerne rovnomeré fyzickogeografické jednotky, vyčlenené podľa určitého kritéria. Speleochory sú zložené zo zákonite usporiadanej skupiny jednotiek topickej dimenzie ako dôsledok horizontálnych vzťahov. Speleochora pozostáva z vývojovo príbuzných speleotopov jaskyne, ktoré sú vzájomne prepojené jednosmerným tokom energie a hmoty a sú vyčlenené na základe príbuznosti prebiehajúcich prírodných procesov. Ide o logický sled príbuzných typov speleotopov predstavujúcich paradynamický rad, prípadne katénu. V jednej speleochore je dominantný jeden geomorfologický, hydrologický alebo klimatický proces.

V literatúre sa len v ojedinele vyskytujú príklady vymedzenia topických a chorických jednotiek v jaskyniach, celkovo i geoekologický prístup k výskumu jaskýň vnímaných ako podzemné geosystémy (Bella, 2000, 2004). Praktické rozčlenenia jaskynného prostredia na speleomorfotopy i speleomorfochory uvádza Bella (2004) na príklade Ochtinskej aragonitovej jaskyne, kde vyčlenil speleomorfotopy usporiadané do dvoch speleomorfochor. Obdobne Bella (2000) uvádza príklady geoekologického prístupu pri vyčleňovaní základných chorických jednotiek a súborov speleochor na príklade Demänovskej jaskyne slobody v Nízkych Tatrách (Demänovská dolina).

HLAVNÉ KROKY VYČLEŇOVANIA SPELOCHOR V JASKYNNOM PROSTREDÍ

Z teoretického a metodologického hľadiska postup vyčleňovania speleochor je založený na geoekologickom prístupe k štúdiu jaskýň. Základné chorické jednotky pozostávajú zo zákonite usporiadanej skupiny topických jednotiek jaskynného prostredia, speleotopov, zlúčených na základe najsilnejších väzieb vyskytujúcich sa v danom úseku jaskyne. Jednotlivé speleotopy sú pospájané najmä na základe ich obsahovej náplne a výskytu hlavných v súčasnosti prebiehajúcich prírodných procesov medzi nimi, pričom poznanie ich veľkosti, sily a opakovateľnosti vytvára predpoklad vyčleňovania chorických jednotiek v jaskynnom prostredí.

Všeobecný princíp vymedzovania základných chorických jednotiek v jaskyni vychádza z určenia geoekologickej typovej a obsahovej podobnosti speleotopov a priestorovej nadväznosti prírodných procesov v jednotlivých úsekoch jaskyne. Kroky vymedzovania chorických jednotiek v jaskyniach (speleochor) vychádzajú z terénneho výskumu geoekologického obsahu speleotopov (Ratkovský, 2009a) a sú takéto:

1. Určenie hlavného prírodného procesu (procesov) v speleotope na základe jeho smeru pôsobenia, sily prejavu, frekvencie výskytu a podobnosti v historickom a súčasnom pôsobení.
2. Začleňovanie speleotopov do speleochory sa uskutočňuje na základe logických podmienok a predpokladov, ktoré platia súčasne a súbežne:
 - a) najvyššia možná geoekologická obsahová zhoda speleotopov (x_j – Ratkovský, 2009a),
 - b) najvyššia možná typová zhoda hlavných prírodných procesov prebiehajúcich v speleotopoch,
 - c) priama priestorová nadväznosť (susedstvo) speleotopov.

Priestorovú a obsahovú vhodnosť vyčlenených speleochor je následne nutné štatisticky overiť na základe porovnania základných štatistických parametrov vypočítaných pre vzniknuté speleochory s hodnotami platnými pre celú jaskyňu.

ZÁKLADNÉ ÚDAJE O SKÚMANEJ BRESTOVSKEJ JASKYNI

Fluviokrasová Brestovská jaskyňa s výrazným erózne a korózne premodelovaným speleoreliéfom a s celkovou preskúmanou dĺžkou chodieb okolo 1890 m (Bella, 2008b) sa nachádza neďaleko vyústenia Studeného potoka z Roháčov (Západné Tatry) do Podtatranskej brázd. Jaskyňa patrí medzi najpozoruhodnejšie geomorfologické krasové lokality a je vytvorená v úzkom, tektonicky silne porušenom páse karbonátových hornín, v dolomitoch a vápencoch gutensteinského typu, tesne pod horizontálnym litologickým rozhraním s nadložnými paleogénnymi brekciami borovského súvrstvia (Vlček a Psotka, 2008). V Brestovskej jaskyni cez dolné poschodie preteká podzemný tok s prietokom $133 \text{ l}\cdot\text{s}^{-1}$ (Haviarová, 2008) s výskytom desiatich vodných sifónov (Hochmuth, 2008) a prietočných jazier, ktoré sa vytvárajú v závislosti od výšky hladiny vody. Horné poschodie jaskyne (6 až 10 m nad súčasným riečiskom) tvoria pomerne úzke chodby s ojedinelou sintrovou výzdobou a s jemnými, aj vyše 2,7 m hlbokými, viacvrstvovými povodňovými podlahovými sedimentmi. Pozdĺžny profil jaskynných priestorov vypovedá o viacfázovom vývoji jaskyne v závislosti od mladopleistocénnych fáz zahlbovania doliny Studeného potoka kombinovaného s akumuláciou glacifluviálneho kužeľa na okraji Podtatranskej brázd (Bella, 2008b; Hercman et al., 2008).

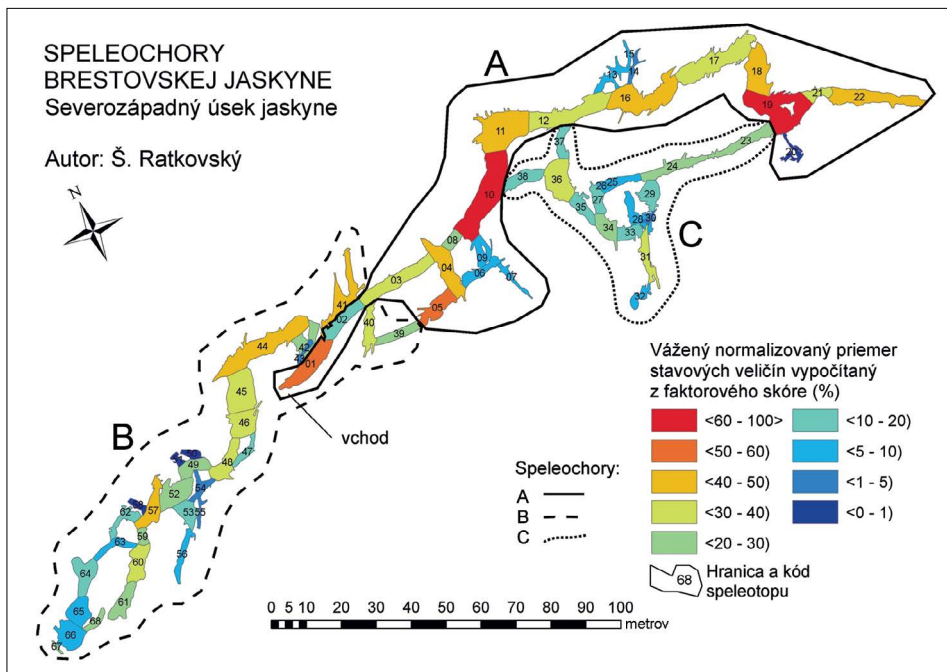
VYMEDZENIE ZÁKLADNÝCH CHORICKÝCH JEDNOTIEK V BRESTOVSKEJ JASKYNI

V Brestovskej jaskyni sme na základe uplatnenia teoreticko-metodologických východísk a krokov uvedeného postupu vymedzili základné chorické jednotky. Za základné kritériá vyčlenenia speleochor v súlade s prácou Bellu (2000) sme stanovili najmä kritériá prvotnosti, následnosti a pôsobenia procesov, morfofenetický typ a etapovitosť vývoja jaskynných priestorov. Na základe týchto kritérií sme vymedzili tri nižšie uvedené základné chorické jednotky, usporiadané v smere horizontálneho toku látky, hmoty a energie (obr. 1).

A – aktívna epifreatická fluvialna speleochora s viacfázovým vývojom

Speleochora sa rozprestiera v úseku jaskyne Vstupná sieň – Zuberecká chodba – Brodňanského riečisko – Sieň potápačov (speleotopy 1 až 22). Hlavným v súčasnosti prebiehajúcim prírodným procesom v speleochore je tečenie alochtónnej vody v jaskynnom riečisku, spojené s transportom riečnych povodňových sedimentov, najmä pieskov a zaoblených štrkov, prejavujúce sa eróznymi a akumuláčnymi korytovými tvarmi (štrkové pozdĺžne lavice, zákrutové nánosy, sihote, okrajové agradačné valy). Vstupnú časť speleochory tvorí Vstupná sieň (speleotop 1) a Zuberecká chodba (speleotopy 2 a 3). Dve hlavné vývojové fázy tejto vstupnej časti jaskyne zodpovedajú vyššej a nižšej pozícii odtoku podzemných vôd na povrch. Hornou časťou chodby odtekali vody z jaskyne v staršej fáze vývoja. Po zahĺbení z pôvodného pozdĺžneho profilu chodby zostali len dva horné úseky, popod ktoré tečie riečisko v sifóne. Zvyšky riečnej modelácie možno vidieť v podobe erózneho podlahového žľabu a podlahových dier a klastickej, prevažne hrubozrnnej výplne podlahy jaskynných chodieb. Výrazne tektonicky podmienená Vstupná sieň (speleotop 1) je remodelovaná rútením a mrazovým zvetrávaním.

Riečna časť speleochory s presakujúcimi infiltračnými vodami (v objeme okolo 40 až 1000 l. deň⁻¹) najmä na križovatkách tektonických porúch je zložená so speleotopov (4, 5, 8, 10, 11, 12 a 19) nachádzajúcich sa v Brodňanského riečisku, ktoré viackrát



Obr. 1. Speleochory vyčlenené v severozápadnej časti Brestovskej jaskyne. A – aktívna epifreatická fluviálna speleochora s viacfázovým vývojom; B – aktívna epifreatická fluviálna speleochora s jednofázovým vývojom; C – inaktívna freatická fluviálna speleochora s jednofázovým vývojom. Mapový podklad: P. Gažík, ŠOP SR – SSJ Liptovský Mikuláš

Fig. 1. Delimited speleochores in northwestern part of Brestovská Cave. A – active epiphreatic fluvial speleochore with a multi-phase development; B – active epiphreatic fluvial speleochore with one-phase development; C – inactive phreatic fluvial speleochore with one-phase development. Map: P. Gažík, ŠOP SR, SSJ Liptovský Mikuláš

v ostrouhlých zalomeniach mení smer v závislosti od križovania sa tektonických porúch. V miestach zalomenia riečnej chodby vodný tok vytvára meandre s nárazovými eróznymi brehmi a s nánosovými brehmi pokrytými alochtónnymi štrkovými lavicami. V priestoroch križovania sa tektonických porúch (Gotická brána, Sieň potápačov) sa vytvorili sieňové priestory (speleotopy 10 a 19) s výrazným skvapom infiltračných vôd okolo 250 a 1000 l. deň⁻¹. Najobjemnejšia bodová infiltrácia vôd (okolo 1100 l. deň⁻¹) sa nachádza v speleotopu 5, v mieste križovania sa dvoch hlavných smerov tektonických porúch (približne S – J a Z – V). V Brodňanského sieni (speleotop 10) sú do riečiska zrútené mohutné skalné bloky, ktoré pravdepodobne v skoršej fáze vývoja siene tvorili skalný most. Vodný tok postupne nabera na sklone riečiska (speleotopy 11, 10, 4 a 5) a zrýchľuje tok vody smerom k odtokovému sifónu. V tomto úseku riečiska vodný tok divočí, vetví sa pomedzi sihote a vytvára agradačné valy. Kolísanie prietokov vody s meniacimi sa prúdnicami spôsobuje zmeny tvarov nánosov riečnych sedimentov v riečisku.

Visutá (okolo 0,8 m nad súčasným riečiskom) bočná, viackrát zalomená prepojovacia Blatistá chodba (speleotopy 6, 7 a 9) je vyplnená takmer po strop jemnými piesčitými povodňovými sedimentmi a v súčasnosti býva zaplavovaná pravdepodobne len počas extrémnych prietokov, ktoré dosahujú podľa Haviarovej (2008) okolo 1000 l.s⁻¹.

Prietokové jazero (speleotopy 12, 16, 17, 18 a 21) sa nachádza pod prvým prítokovým sifónom (spelotop 22). Chodba prietokového jazera sa v strede pravouhlo zalomí, čím vytvorí zúžené miesto (okolo 0,5 m), kde dochádza k akumulácii jemnozrnných sedimentov, ktoré znižujú hĺbku jazera na 0,4 m. Ďalej jazero pokračuje smerom na Brodňanského riečisko. Spodná hranica prietokového jazera je na rozhraní speleotopov 16 a 12, kde je dno koryta už pokryté hrubozrnnými okrúhlymi štrkami a hĺbka vody sa pomerne prudko mení približne z 1,5 m na 0,3 m. Niektoré úseky jaskynných chodieb sú v tejto časti speleochory úplne zaplavené vodou (speleotopy 22). V Brestovskej jaskyni sa nachádza doteraz desať známych, opísaných, prípadne preskúmaných sifónov (Hochmuth, 2008). Ich výskum nie je vzhľadom na naše technické vybavenie a schopnosti možný (speleopotápanie), preto hodnoty stavových veličín pre dané speleotopy preberáme z iných zdrojov, prípadne odhadujeme na základe náznakov a vzájomných priestorových súvislostí medzi prírodnými javmi a procesmi.

B – aktívna epifreatická fluvialná speleochora s jednofázovým vývojom

Speleochora sa nachádza v Jazernej chodbe spolu so sústavou bočných plaziviek (speleotopy 39 až 68). Hlavným prírodným procesom v speleochore je prúdenie vody cez prietochné jazero a riečne koryto, pričom obe oddeľuje skalný prah, na ktorom sa vytvárajú vodné kaskády s vírivým prúdením dravého prúdu. Do jaskynného vodného toku sa z úzkych komínov miestami (speleotop 44) vysypáva glacifluviálny materiál v tvare úsypiskového kužela. Speleochora sa začína krátkym, dosiaľ neprekonaným sifónom (speleotop 39). Ďalej pokračuje prietochným jazerom (speleotopy 40, 41, 42 a 44), ktoré vzniklo prehradením jaskynného vodného toku priečnym skalným prahom a vysypanou ostrohrannou dolomitickou sutinou (speleotop 45); tá sa vysypala z komína v podobe úsypiskového glacifluviálneho kužela, tvorených žulovými okruhliakmi s priemerom okolo 30 cm až 1 m. Vzniknutú kaskádu podzemný vodný tok prekonáva dravým prúdom, ktorý následne hĺbkovou eróziou dno prietochného jazera zahĺbil do dolomitického podlažia približne až o 2 m (speleotop 46). Zníženú spodnú prepojovaciu časť Jazernej chodby od Vstupnej siene vyplňuje polosifón (spelotop 42) s hĺbkou 1,5 m.

Stred prietokovej Jazernej chodby (speleotop 44) tvorí druhé nižšie položené jazero v Brestovskej jaskyni. Okrem akumulačnej výplne jej dna klastickými jemnozrnnými sedimentmi sa tu nachádza aj mohutný akumulačný kužeľ (objem okolo 5 m³), vytvorený so žulových balvanov a okruhliakov vysypaných s komína ústiaceho takmer na povrch do závrtnu. Veľké žulové glacifluviálne balvany (priemer okolo 0,3 až 0,7 m) sa zrútili alebo vysypali na západný okraj jazera, pričom najväčšie balvany sú zakliesnené v stropnom komíne tesne nad hornou časťou kužela. Päť kužela na vonkajšom oblúku bočne eroduje prúd prietochného jazera.

Výrazný skalný prah s kaskádami v strede Jazernej chodby (speleotop 46) oddeľuje prietochné jazero a podzemný vodný tok. Rozdiel hladiny vody jazera je oproti rieke približne 1 m. Skalný prah čiastočne vznikol aj v dôsledku gravitačného rútenia sa dolomitovej sutiny z ľavostrannej stropnej dutiny, ktorá vytvára strmý úsypiskový kužeľ. Dravý prúd podzemného vodného toku tvorí kaskády, výrazne eroduje materskú horninu v podlahe jaskynnej chodby a na stenách vytvára skalné hladinové výčnelky.

Pod skalným prahom tečie pomalý vodný tok v riečisku s fluvialnými zákrutovými nánosmi (speleotopy 49 až 52), pričom jaskynná chodba sa viackrát v ostrou uhle zalomí pozdĺž tektonických porúch. Vodný tok tu tvorí meandre s nárazovými eróznymi brehmi a s nánosovými brehmi pokrytými alochtónnymi štrkovými lavicami. Vodný tok divočí, vetví sa pomedzi sihote a miestami vytvára agradačné valy. Kolísanie prietokov

vody s meniacami sa prúdnicami spôsobuje zmeny tvarov nánosov riečnych sedimentov v riečisku.

Nižšie položený vodorovný úsek riečiska (speleotopy 57 až 60) je pokrytý množstvom alochtónnych štrkovito-piesčitých sedimentov, ktoré sú miestami prekryté nánosmi jemných povodňových sedimentov. Hlavná chodba sa šoškovito zužuje (speleotop 61) a končí sa odtokovým sifónom. Na viacerých miestach riečnej chodby vidieť komíny, ktoré tvoria spojnice so závrtni na povrchu. Riečna časť speleochory bez priesakov infiltračných vôd (speleotopy 52, 59, 61) sa nachádza v koncovej časti jaskyne smerom k výtokovému sifónu, ktorý sa tiahne popod závrty k vyvierajúcej Števkovského potoka.

Sústava chodieb, nachádzajúca sa najmä v koncovej časti Jazernej chodby (speleotopy 62 až 68), je zložená prevažne z plaziviek, ktoré sú takmer úplne zaplnené jemnými povodňovými sedimentmi značnej hrúbky, predpokladáme 1 až 3 m. V zvislom smere sú tieto časti speleochory približne 2 m nad súčasným riečiskom. Vlastná výška speleotopov sa najčastejšie pohybuje od 0,30 do 0,70 m. Tieto bočné plazivky boli pravdepodobne v skoršej fáze vývoja jaskyne pomerne priestrannými chodbami, čomu napovedá aj pomerne široký (okolo 4 m) a zahladený strop (speleotop 63). Počas extrémnych prietokov prívalové vody z topiaceho sa snehu a ľadovcov v dôsledku čiastočného upchania a zúženia odtokového sifónu zatopili priestory jaskyne, hladina podzemného toku sa vzdula a nasledovalo usadzovanie naplavenín a vyplňanie jaskynných chodieb jemnými sedimentmi. V neskorších fázach vývoja jaskyne viackrát nastalo čiastočné vypláchnutie priestorov nachádzajúcich sa na hlavnom smere toku vody, prípadne opätovné vyplňanie priestorov usadeninami. Stojaté malé jazierka zo značnou hĺbkou, okolo 1,5 až 2 m, sa zachovali v niektorých častiach jaskyne (speleotopy 64 a 68). Koncová komínovitá priepasť (speleotop 67), vysoká okolo 9 m, ústi takmer na povrch. V jej strope sú zaklínené žulové balvany a prebieha v nej silné prúdenie vzduchu. Objemom menšie a pomerne úzke prepojujacie plazivky (speleotopy 47, 54, 55 a 56) sa vytvorili na výrazných tektonických poruchách.

C – inaktívna freatická fluvialná speleochora s jednofázovým vývojom

Speleochora sa nachádza v úseku jaskyne Jazierková sieň – Krbová chodba – Bivaková sieň – Kopečného chodba (speleotopy 23 až 38). Hlavným procesom v speleochore je bodové presakovanie povrchových vôd v tektonicky porušených miestach do jaskynných chodieb s usadenými hrubými viacvrstevnatými pokrovmi jemných riečnych sedimentov. Miestami sa v speleochore tvorí drobná sintrová výzdoba (sintrové kôry, stalagnáty, sintrové závesy a rebrá). V zvislom smere je speleochora položená o 6 až 12 m vyššie oproti spodnému aktívnemu riečisku a skladá sa z visutých, rozvetvených a vzájomne prepojených speleotopov. Tieto visuté chodby majú nevyrovnaný pozdĺžny profil s mnohými zväčša nepravidelnými stropnými i podlahovými vyhlbeninami. Puklinová priepasť (speleotop 26) je hlboká okolo 8 m. Oválne priepasťovité diery a úžiny sa vytvorili pozdĺž hlavných tektonických porúch prostredníctvom korózneho modelácie vo freatických podmienkach (Bella, 2008b). Kopečného chodba v tejto časti jaskyne (speleotopy 24 až 25) má pomerne vodorovný a v pôdoryse priamy smer a je výrazne podmienená tektonickými poruchami. Rútením a bočným odvalením skalných blokov zo západnej steny vzniklo najvyššie položené miesto podlahy v jaskyni (874 m n. m., speleotop 24), ktoré je v súčasnosti zakryté jemnozrnnými sedimentmi. Koncová časť Kopečného chodby (speleotop 23) je výrazne šikmo uklonená (okolo 40°). V pôdoryse má priamy smer, vyznačuje sa slabším skvapom infiltračných vôd a drobnou sintrovou výplňou. Do stredovo položenej Bivakovej siene (speleotopy 33 a 35) s bohatšou sintro-

vou výzdobou (sintrové závesy, stalaktity, stalagmity) z troch strán ústia pomerne úzke speleotopy (27, 28, 30, 31 a 35).

Výrazné litologické rozhranie medzi mezozoickými horninami stien a nekrasovým stropom tvoreným paleogénnymi brekciami borovského súvrstvia (Vlček a Psoška, 2008) sa nachádza v speleotopoch 27 a 29. Litologicky výrazne odlišná časť jaskyne, Zlepencová chodba (speleotop 29), sa nachádza v hornej staršej jaskynnej úrovni medzi Kopečného chodbou a Bivakovou sieňou. Malá sieň je výrazne tvarovaná stropným rútením. Strop siene tvoria paleogénne zlepence borovského súvrstvia a steny a podlaha sú tvorené mezozoickými horninami. V strope sa nachádza aj tenká vrstva bazálnych paleogénnych ílov sivej farby.

Jaskynné priestory s trvalým a pomerne silným priesakom povrchových vôd sa vyskytujú v Jazierkovej sieni (speleotop 36). Na podlahe sa nachádza antropogénne poškodená sintrová misa, do ktorej nepretržite kvapká voda so skvapom $12,5 \text{ ml} \cdot \text{min}^{-1}$ v zimnom období a $250 \text{ ml} \cdot \text{min}^{-1}$ počas topenia snehu (Haviarová, 2008). V tejto sieni sú šikmo uložené (okolo 35°) jemné povodňové piesčité sedimenty a silty s viacnásobným zvrstvením ich vrstiev a s celkovou hrúbkou presahujúcou aj viac ako 2 m. Najvyššia sústava chodieb bola pravdepodobne zaplavovaná inváznymi povodňovými vodami, keď zúžený profil spodného riečiska nestačil odvádzať nadmerný prietok vody. Tieto časti jaskyne sú s riečiskom visuto prepojené kolmým prevýšením 3 m prostredníctvom rozvetvenej chodby (speleotop 37).

VYMEDZENIE SÚBORU SPELEOCHOR V BRESTOVSKÉJ JASKYNI

Základné speleochory možno podľa Bellu (1998, 2008a) v rozsiahlejších jaskyniach zlúčiť do viacprvkových súborov speleochor. Vytváranie hlavných alebo samostatných prepojených vetiev jaskyne môže prebiehať v jednom časovom úseku (synchronne) alebo vo viacerých časových úsekoch (asynchronne). Vývoj súboru speleochor môže prebiehať pôsobením rovnakých (harmonických) alebo odlišných (disharmonických) morfogenetických prírodných procesov. Priestorové usporiadanie súboru speleochor možno v pôdoryse členiť z hľadiska prúdenia vody, prípadne vzduchu na spájajúce sa (konjunktívne), rozpájajúce sa (disjunktívne), postranné (kolaterálne) a rovnobežné (paralelné). V Brestovskej jaskyni možno na základe priestorového usporiadania chodieb, morfogenetických procesov a časového vývoja jaskynných priestorov vymedziť jeden súbor speleochor.

Asynchronný harmonický konvergentno-divergentný súbor speleochor

Súbor troch speleochor Brestovskej jaskyne možno na základe vytvárania sa chodieb vo viacerých rozličných časových obdobiach označiť za asynchronný (nesúdobý, časovo nesúhlasný), vzhľadom na jednofázovo vzniknuté horné (v súčasnosti visuté) jaskynné poschodie a viacfázové dolné poschodie (najmä Vstupná sieň – Zuberecká chodba). Priebeh vývoja tvarov jaskynných priestorov všetkých troch speleochor možno považovať za harmonický, lebo prebiehal rovnakými morfogenetickými procesmi (najmä koróznou remodeláciou puklín a zlomov s následnou viacfázovou hlbkovou fluvialnou eróziou a akumuláciou sedimentov). Priestorové usporiadanie jaskynných chodieb a siení vo všetkých troch speleochorách je konvergentno-divergentné (zbiehavé – rozbiehajúce sa). Na viacerých miestach sa jaskynné priestory zbiehajú, prípadne rozbiehajú do okružných v ostrých uhloch zalomených chodbách, ktoré vytvárajú vodorovné alebo zvislé priestorové slučky.

Spoločným hlavným spojovacím znakom vyčleneného súboru troch speleochor sú v zvislom smere epifreaticky a vadózne remodelované pôvodne freatické chodby vo vrchnej aj spodnej časti jaskyne, kde v súčasnosti preteká alochtónny vodný tok, miestami rozčlenený menšími skalnými prahmi a prerušený sífónmi. Jaskynný vodný tok je na povrchu riečiska vyplneného plytkými hrubozrnnými štrkami a v podloží hlbokými jemnozrnnými riečnymi sedimentmi. Hlavným spoločným znakom medzi vyššie položenými neaktívnymi freatickými chodbami zväčša s nevyrovnaným pozdĺžnym profilom (Kopečného chodba, Bivaková sieň, Krbová sieň) a spodným aktívnym riečiskom sú niekoľko metrov hlboké povodňové viacvrstevné riečne jemnozrnné sedimenty, ale aj bodový skvap alebo vcedzovanie autochtónnych vôd v mieste križovania tektonických porúch a drobná sintrová výplň (sintrové kvaple, brčká, náteky, kôry).

ŠTATISTICKÉ POROVNANIE OBSAHOVEJ NÁPLNE A GEOEKOLOGICKÉHO ROZPTYLU SPELEOCHOR VYČLEENÝCH V BRESTOVSKÉJ JASKYNI

Po vymedzení základných speleochor je vhodné štatisticky vyjadriť vnútornú obsahovú odlišnosť medzi vymedzenými speleochorami. Určenie miery vzájomnej odlišnosti speleochor možno uskutočniť kvalitatívne na základe opisu hlavných a podružných typov prírodných javov a prebiehajúcich prírodných procesov a kvantitatívne na základe využitia vnútornej obsahovej náplne speleotopov ako základných stavebných prvkov speleochor.

Vzájomná vnútorná odlišnosť speleochor medzi sebou je z kvalitatívneho hľadiska daná prebiehajúcimi prírodnými procesmi, čo sa následne odráža aj v miere rôznorodosti usporiadania príbuzných typov speleotopov v rámci danej speleochory. Speleotopy sú v speleochore usporiadané zvyčajne mozaikovito, pričom miera mozaikovitosti je určená vývojovou príbuznosťou speleotopov. Priestorové usporiadanie speleotopov v speleochore sa prejavuje striedaním pomerne rovnorodých typov speleotopov. Obsah speleochor je tvorený súborom obsahov jednotlivých speleotopov. Napĺňanie obsahu speleochory sa dá uskutočniť terénymi speleologickými meraniami pomerne stálych geologických a tektonických stavových veličín (Vlček a Psoťka, 2008), morfometrických, morfologických a genetických stavových veličín (Bella, 2008b; Hercman et al., 2008), monitoringu premenlivých hydrologických (Haviarová, 2008) i mikroklimatických stavových veličín (Zelinka, 2008) a experimentálnym zisťovaním geoeologických stavových veličín v speleotopoch prostredníctvom speleologického a súhrnného geoeologického terénneho výskumu jaskyne (Ratkovský, 2009a, 2009b).

Význam meraných stavových veličín rastie s predlžujúcim sa obdobím a rastom priestorovej hustoty zaznamenávania prírodných javov a procesov. Účelom meraní stavových veličín pri vymedzovaní speleotopov a následne speleochor je zachytenie platnosti priestorového rozsahu a veľkosti priebehu prírodných javov a procesov v jaskyni. Namerané údaje slúžia na vymedzenie základných geoeologických jednotiek jaskyne, speleotopov s ich následným zlúčením do speleochor.

Kvantitatívne možno vnútornú obsahovú rôznorodosť, prípadne jednodielnosť speleochory vyjadriť viacerými štatistickými ukazovateľmi vyjadrujúcimi obsah a vlastnosti vymedzených speleochor. Na štatistické porovnanie obsahu speleochor bolo pre každú speleochoru vypočítaných trinásť štatistických veličín (tab. 1). Zo získaných výsledkov štatistických rozborov považujeme za dôležité uviesť, že z hľadiska porovnania geoeologického obsahu vytvorených speleochor možno za hlavné a smerodajné pokladať najmä ukazovatele variačný koeficient a koeficient rozptylu (disperzie), ktoré sú vypo-

čítané z hodnôt váženého normalizovaného priemeru ortogonálnych stavových veličín jednotlivých speleotopov (X_j) podľa postupu uvedeného v práci Ratkovský (2009a).

Tab. 1. Základné štatistické ukazovatele pre Brestovskú jaskyňu a tri vymedzené speleochory (obr. 1). Hodnoty sú vypočítané z „váženého priemeru normalizovaných stavových veličín speleotopov“ (X_j)

Tab. 1. Basic statistical parameters of Brestovská Cave and three delimited speleochores (Fig. 1). Values are calculated from the “weighted average of the standardized state variables of speleotopes” (X_j)

Štatistické ukazovatele hodnôt X_j	speleochora A	speleochora B	speleochora C	Celkovo Brestovská jaskyňa
aritmeticky priemer	34,047	16,875	20,521	24,039
minimum	0,743	3,471	0	0
1. kvartil (25-percentil)	9,127	9,016	6,171	8,776
medián (50-percentil)	37,233	13,769	21,004	20,994
3. kvartil (75-percentil)	47,189	21,606	30,142	37,346
maximum	100,000	37,394	48,084	100
rozpätie	99,257	33,923	48,084	100
rozptyl	675,197	106,353	199,939	381,618
štandardná odchýlka	25,985	10,313	14,140	19,535
variačný koeficient (k)	0,763	0,611	0,689	0,813
koeficient disperzie (d)	0,595	0,594	0,577	0,719
šikmosť	0,828	0,808	0,170	1,382
špicatosť	0,635	-0,203	-1,104	3,031

Variačný koeficient (k) predstavuje pomernú mieru variability speleochory, vyjadruje premenlivosť či rozkolísanosť hodnôt X_j medzi rôznymi speleotopmi v uvažovanej speleochore a určuje podiel z priemernej hodnoty X_j , pričom jeho hodnota môže nadobúdať rozpätie v intervale $<0, 1>$. Používa sa na porovnávanie variability medzi súbormi dát s odlišnými priemermi. Variačný koeficient (k) sa vypočíta ako podiel štandardnej odchýlky (s) a priemeru (\bar{x}) podľa vzťahov uvedených nižšie. Koeficient rozptylu (hodnoty sa pohybujú na intervale $<0, \infty>$) predstavuje pomernú mieru variability, ktorá je iba málo ovplyvnená extrémnymi hodnotami. Variačný koeficient (k) a koeficienty rozptylu (d) nám umožňujú navzájom porovnať geokologický obsah speleochor, presne určiť mieru vnútornej obsahovej geokologickej rôznorodosti speleochory a kvantitatívne vyjadriť, ako široko sú rozložené geokologické hodnoty speleotopov (X_j) patriacich do množiny vytvárajúcej speleochory. Nižšie hodnoty (k) aj (d) v rámci speleochor – v po-

rovnani s hodnotami platnými pre celú Brestovskú jaskyňu (tab. 1) – poukazujú na nižšiu geoeologickú variabilitu vyčlenených speleochor a naopak vyššie hodnoty na vyššiu variabilitu geoeologických hodnôt v rámci Brestovskej jaskyne ako celku. Uvedené štatistické hodnoty (tab. 1) potvrdzujú vhodnosť spôsobu vymedzených speleochor v Brestovskej jaskyni.

Postup výpočtu jednotlivých kľúčových koeficientov, variačného koeficientu (k) a koeficientu rozptylu (d), vychádza zo známych štatistických vzťahov:

$$k = \frac{s}{\bar{x}} \qquad s = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \qquad d = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - \tilde{x}|}{\tilde{x}}$$

k = variačný koeficient vo vymedzenej speleochore

s = štandardná odchýlka vo vymedzenej speleochore

\bar{x} = aritmetický priemer zo súboru hodnôt x_j vo vymedzenej speleochore

d = koeficient geoeologického rozptylu (disperzie) vo vymedzenej speleochore

n = počet speleotopov vo vymedzenej speleochore

x_j = „vážený normalizovaný priemer ortogonálnych stavových veličín“ speleotopu j vo vymedzenej speleochore

\tilde{x} = medián (stredová hodnota) zo súboru hodnôt x_j vo vymedzenej speleochore

Z viacerých uvažovaných možností vymedzenia speleochor na základe postupného zlučovania speleotopov sa ako najpriateľnejšia javí taká možnosť, kde súčasne všetky koeficienty geoeologického rozptylu dosahujú najnižšie hodnoty pre všetky uvažované speleochory a zároveň v nich prebieha jeden spoločný hlavný prírodný proces. Pre Brestovskú jaskyňu sme vybrali také usporiadanie speleochor, kde tri koeficienty geoeologického rozptylu dosahujú súbežne čo najnižšie hodnoty (tab. 2). Všetky tieto hodnoty sú bezrozmerné a vypovedajú o pomerne veľmi nízkom rozptyle geoeologických hodnôt vo všetkých troch speleochorách. Uvedená skutočnosť naznačuje na pomerne veľmi vysokú vnútornú geoeologickú homogenitu vo všetkých troch vyčlenených speleochorách.

ZÁVER

Súhrnný fyzickogeografický (geoeologický) prístup k výskumu jaskýň je výhodný najmä z hľadiska zachytenia všetkých hlavných väzieb a prírodných procesov prebiehajúcich v jaskyni a príľahlej krasovej krajine. Pri súhrnnom skúmaní všetkých prírodných prvkov jaskýň možno na základe systémového prístupu zreteľne rozoznávať vodorovné (speleotopy) a zvislé (speleochory) usporiadanie prvkov jaskynného geosystému (Bella, 1998). Výhodou geosystémového prístupu k výskumu jaskýň je najmä odhalenie hlavných a najdôležitejších väzieb medzi prírodnými prvkami, čo nám umožní predchádzať (ne)vedomému antropickému poškodzovaniu jaskýň i príľahlej krasovej krajiny hospodárskou činnosťou.

Speleotop		Speleochoira		Speleotop		Speleochoira	
Kód speleotopu	Geo-ekologická hodnota (X_j) v speleotope [%]	Variačný koeficient (k) Koeficient rozptylu (d)	Typ speleochoiry	Kód speleotopu	Geo-ekologická hodnota (X_j) v speleotope [%]	Variačný koeficient (k) Koeficient rozptylu (d)	Typ speleochoiry
1	56,5	k = 0,763 d = 0,595	A – aktívna epifreatická fluviaálna speleochoira s viacfázovým vývojom	39	28,2	k = 0,611 d = 0,577	B – aktívna epifreatická fluviaálna speleochoira s jednofázovým vývojom
2	14,9			40	31,4		
3	37,1			41	40,2		
4	46,3			42	25,4		
5	50,6			43	3,7		
6	9,1			44	43,7		
7	9,3			45	37,8		
8	22,2			46	38,3		
9	9,0			47	18,6		
10	100			48	39,8		
11	43,8			49	20,8		
12	39,5			50	0,2		
13	5,0			51	0,0		
14	3,5			52	27,1		
15	5,2			53	13,3		
16	41,5			54	4,5		
17	37,3			55	3,7		
18	47,5			56	5,7		
19	87,7			57	48,1		
20	0,7			58	0,8		
21	33,1			59	27,5		
22	49,0			60	30,8		
23	21,2	k = 0,689 d = 0,594	C – inaktívna freatická fluviaálna speleochoira s jednofázovým vývojom	61	23,4		
24	30,0			62	15,4		
25	9,3			63	7,7		
26	5,2			64	16,7		
27	14,3			65	5,5		
28	8,1			66	9,4		
29	12,4			67	26,7		
30	3,5			68	21,2		
31	37,4						
32	5,9						
33	19,7						
34	22,8						
35	11,9						
36	37,1						
37	13,3						
38	18,0						

Tab. 2. Geoekologické hodnoty v speleotopoch (X_j – Ratkovský, 2009a), variačný koeficient (k) a koeficient rozptylu (d) vypočítaný pre tri speleochoiry (A, B, C), ktoré sú vyčlenené v severozápadnej časti Brestovskej jaskyne (obr. 1)

Tab. 2. Geocological values in speleotopes (X_j – Ratkovský, 2009a), coefficient of variation (k) and coefficient of dispersion (d) calculated for three speleochores (A, B, C), which are delimited in northwestern part of Brestovská Cave (Fig. 1)

Všeobecne chorická jednotka, geochora, predstavuje prírodný územný celok v krajine zložený zo zákonite usporiadanej skupiny geotopov. Geochora je obsahovo rovnorodá len z hľadiska zvoleného kritéria. Chorické jednotky možno začleniť do rôznych stupňov podľa vnútornej zložitosti. V jaskyniach podľa Bellu (1998, 2008a) hovoríme o speleochorách a súboroch speleochor zložených zo speleotopov, medzi ktorými jestvujú rôzne silné väzby. Priestorové usporiadanie jaskýň pozostáva zo zvislého (speleotopy) a vodorovného (speleochory) usporiadania prírodných prvkov jaskyne. Speleochory sú zložené zo zákonite usporiadanej skupiny jednotiek topickej dimenzie ako dôsledok horizontálnych vzťahov. Speleochora pozostáva z vývojovo príbuzných speleotopov, ktoré sú vzájomne prepojené jednosmerným tokom energie a hmoty. Speleochory vyčleníme na základe príbuznosti prebiehajúcich prírodných procesov. Logický sled príbuzných typov speleotopov predstavuje paradynamický rad, prípadne katénu. V jednej speleochore je dominantný jeden geomorfologický, hydrologický alebo klimatický proces.

Postup vyčleňovania speleochor je založený na geoeologickom prístupe k štúdiu jaskýň. Pri vymedzovaní chorických jednotiek sa zameriavame najmä na odhalenie vodorovných susedských vzťahov a väzieb medzi speleotopmi. Vytváranie chorických jednotiek sa uskutočňuje na porovnávaní obsahu a priestorovej mozaiky speleotopov a výskytu hlavných v súčasnosti prebiehajúcich prírodných procesov. Postup vymedzovania speleochor v jaskyniach pozostáva z určenia hlavného prírodného procesu (procesov) v speleotopoch na základe jeho smeru pôsobenia, sily prejavu, frekvencie výskytu a podobnosti v historickom a súčasnom pôsobení. Následne speleotopy začleníme do speleochor na základe troch logických podmienok, ako sú najvyššia možná geoeologická obsahová zhoda speleotopov (x_j – Ratkovský, 2009a), najvyššia možná typová zhoda hlavných prírodných procesov prebiehajúcich v speleotopoch a priama priestorová nadväznosť (susedstvo) speleotopov.

V Brestovskej jaskyni (Západné Tatry, Zuberec) sme na základe krokov uvedeného postupu vymedzili tri chorické geoeologické jednotky: A – aktívna epifreatická fluvialná speleochora s viacfázovým vývojom, B – aktívna epifreatická fluvialná speleochora s jednofázovým vývojom, C – inaktívna freatická fluvialná speleochora s jednofázovým vývojom. Základné speleochory možno podľa Bellu (1998, 2008a) v jaskyniach zlúčiť do súborov speleochor. V Brestovskej jaskyni možno na základe priestorového usporiadania chodieb, morfogenetických procesov a časového vývoja jaskynných priestorov vymedziť asynchrónny harmonický konvergentno-divergentný súbor speleochor.

Štatistické vyhodnotenie a porovnanie speleochor vykonáme na základe variačného koeficientu (k) a koeficientu rozptylu (d). Koeficienty kvantitatívne vyjadrujú vnútornú obsahovú odlišnosť a obsahovú rôznorodosť, prípadne jednodielnosť medzi vymedzenými speleochorami. Hodnoty koeficientu (d) sa pohybujú v intervale $<0, \infty$) a predstavujú pomernú mieru variability, ktorá je iba málo ovplyvnená extrémnymi hodnotami. V Brestovskej jaskyni sme vyčlenili speleochory tak, aby ich koeficienty geoeologického rozptylu dosiahli súbežne čo najnižšie hodnoty [A – 0,595; B – 0,594; C – 0,577; tab. 1]. Všetky tri veľmi nízke hodnoty (d) poukazujú na veľmi nízku geoeologickú variabilitu vyčlenených speleochor.

Príspevok vznikol v rámci riešenia vedeckého grantového projektu Ministerstva školstva SR VEGA č. 1/0468/09 „Diverzita, variabilita a geoeologická stabilita jaskynných geosystémov“.

LITERATÚRA

- BILLWITZ, K. 1997. Allgemeine Geoökologie. In Mičian, L.: Všeobecná geoeológia. Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava 2008, 88 s.
- BELLA, P. 1989. Teoretické aspekty stanovenia hraníc medzi povrchovými a podzemnými formami reliéfu. Slovenský kras, 27, 153–165.
- BELLA, P. 1998. Priestorová a chronologická štruktúra jaskynných geosystémov – základné teoreticko-metodologické aspekty. Slovenský kras, 36, 7–34.
- BELLA, P. 2000. Geoeologický výskum jaskynných geosystémov – príklady priestorovej a chronologickej štruktúry geosystémov vybraných jaskýň na Slovensku. Slovenský kras, 38, 67–92.
- BELLA, P. 2004. Geomorfológické pomery Ochtinskej aragonitovej jaskyne. Slovenský kras, 42, 57–88.
- BELLA, P. 2008a. Jaskyne ako prírodné geosystémy – geoeologický výskum a environmentálna ochrana. ŠOP SR – SSJ Liptovský Mikuláš, 166 s.
- BELLA, P. 2008b. Geomorfológická charakteristika a genéza Brestovskej jaskyne. Slovenský kras, 46, 1, 25–54.
- DRGOŇA, V. 1983. Formovanie základných chorických krajinných štruktúr: geoeologické prístupy. Geografický časopis, 35, 4, 353–373.
- HANUŠIN, J. 1983. Hydrogeografická diferenciácia krajiny ako výsledok vzťahu krajinná štruktúra – hydrologický proces. Geografický časopis, 35, 1, 65–77.
- HAVIAROVÁ, D. 2008. Základné hydrochemické pomery a charakteristika režimu vôd Brestovskej jaskyne. Slovenský kras, 46, suppl. 1, 67–80.
- HERCMAN, H. – GRADZIŇSKI, M. – BELLA, P. 2008. Evolution of Brestovská Cave based on U-series dating of speleothems. Geochronometria, 32, 1–12.
- HOCHMUTH, Z. 2008. Morfológia a genéza freatickej časti Brestovskej jaskyne. Slovenský kras, 46, suppl. 1, 55–66.
- JAKÁL, J. 1986. Krasová krajina ako špecifický prírodný geosystém. Slovenský kras, 24, 3–22.
- MIČIAN, L. 2008. Všeobecná geoeológia. Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava, 88 s.
- MINÁR J. 1999. Morfometrická analýza polí a jej využitie v geoeológii. Geografický časopis, 51, 261–277.
- MINÁR, J. 2000. Tvorba komplexnej geomorfologickej mapy Devínskej Kobyly (metodické poznámky). In Lacika, J. (Ed.): Zborník referátov z 1. konferencie Asociácie slovenských geomorfológov pri SAV, Liptovský Ján 21. – 23. 9. 2000. Bratislava, 87–90.
- MINÁR J. et al. 2001. Geoeologický (komplexný fyzikogeografický) výskum a mapovanie vo veľkých mierkach. Geografické spektrum, 3, Geo-grafika, Bratislava, 209 s.
- NEEF, E. – RICHTER, H. – BARSCH, H. – HAASE, G. 1973. Beiträge zur Klärung der Terminologie in der Landschaftsforschung. Geogr. Inst. Der DDR, Leipzig, 28 s.
- RATKOVSKÝ, Š. 2009a. Vyčleňovanie a typizácia topických geoeologických jednotiek v Brestovskej jaskyni. Slovenský kras, 47, 2, 231–257.
- RATKOVSKÝ, Š. 2009b. Hodnotenie geoeologickej stability Brestovskej jaskyne. Acta Geographica Universitatis Comenianae, 53, 61–73.
- VLČEK, L. – PSOTKA, J. 2008. Geológia Brestovskej jaskyne. Slovenský kras, 46, suppl. 1, 5–24.
- ZELINKA, J. 2008. Prvé výsledky mikroklimatického monitoringu v Brestovskej jaskyni. Slovenský kras, 46, suppl. 1, 87–95.

CHORIC GEOECOLOGICAL UNITS OF THE BRESTOVSKÁ CAVE

S u m m a r y

Choric unit (geochore) is a spatial geoeological unit of the landscape consisting of organized set of geotopes. Choric units can be assembled into various degrees according to internal complexity. Bella (1998, 2008a) identifies vertical and horizontal spatial structure of natural geosystems in caves. From the geoeological viewpoint, caves are divided into speleotopes

and speleochores on the basis of arrangement of natural cave elements. Speleochores consist of developmentally related speleotopes that are interconnected with one-directional flow of energy and mass. Ordinarily one geomorphological, hydrological or microclimatic process is dominant in one speleochore.

The procedure of speleochore delimitation is based on geoecological approach to cave study. In defining the choric units we are focused mainly on the detection of horizontal relations and relations between speleotopes. Delimitation of choric units is done by comparing the contents and spatial mosaic of speleotopes and the presence of major currently ongoing natural processes. Steps of space delimitation of speleochores in caves are the following:

1. Determination of the main natural process (processes) in a speleotope on the basis of the direction of its activity, strength of manifestation, frequency of occurrence and similarity in historical and recent activity.
2. Integration of speleotopes into speleochores is done on the basis of logical conditions and presumptions, which are valid concurrently and in parallel:
 - a) the highest possible geoecological contents conformity of speleotopes (X_j),
 - b) the highest possible type conformity of major natural processes running in speleotopes,
 - c) direct spatial contiguity (neighbourhood) of speleotopes.

Three choric geoecological units were distinguished according to above given steps in the Brestovská Cave (Western Tatras, Zuberec): A – active epiphreatic fluvial speleochore with a multi-phase development, B – active epiphreatic fluvial speleochore with a one-phase development, C – inactive phreatic fluvial speleochore with a one-phase development. According to Bella (1998, 2008a) we may assemble the speleochores in the Brestovská Cave into one asynchronous harmonic convergent-divergent set of speleochores.

Statistical evaluation and comparison of speleochores was realized by using the coefficient of a geoecological variance (d). The coefficient quantifies the internal contents variation and contents variation of speleochores. Coefficient varies in the interval $<0, \infty$) which represents the relative degree of variability, which is only slightly affected by extreme values. We delimited the speleochores in the Brestovská Cave so that coefficients of geoecological variance achieved simultaneously the lowest values (A – 0.5951; B – 0.5943; C – 0.5774; tab. 1). All three very low values (d) show a very low geoecological variability of delimited speleochores.

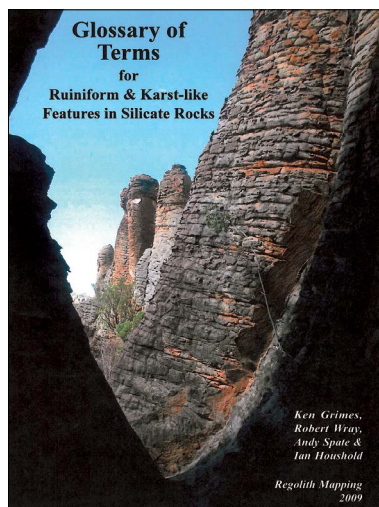
RECENZIE – REVIEWS

KEN GRIMES, ROBERT WRAY, ANDY SPATE, IAN HOUSHOLD: GLOSSARY OF TERMS FOR RUINIFORM & KARST-LIKE FEATURES IN SILICATE ROCKS
Regolith Mapping, Hamilton, Victoria, Australia, 2009, 28 strán

Austrálsky kontinent je známy mnohými prírodnými pozoruhodnosťami, medzi ktoré patria aj niektoré krasové a pseudokrasové javy. S cieľom získať súborné poznatky o výskyte krasových a pseudokrasových javov v severnej Austrálii *Optimal Karst Management* (Hall, ACT, Australia) na základe poverenia celoaustrálskou zväzovou sekciou na hodnotenie prírodného dedičstva zabezpečil v roku 2009 ich prieskum a dokumentáciu. Autormi výslednej sumarizujúcej správy sú K. Grimes, R. Wray, A. Spate a I. Houshold, známi austrálsky odborníci na kras, pseudokras a jaskyne. Následne ako dodatok k tejto správe zostavili terminologický slovník vysvetľujúci a definujúci odborné pojmy vzťahujúce sa na morfológické tvary georeliéfu na silikátových horninách (pieskovcoch, granitoch a lateritoch), ktoré sa podobajú krasovým formám. Z hľadiska obsahového zamerania a celistvosti podania tejto špecifickej problematiky ide o viac-menej ojedinelý a prospešný slovník, ktorý prispieva k spresneniu a zjednoteniu viacerých terminologických problémov geomorfológie, najmä vo vzťahu k pseudokrasu a parakrasu, resp. bradykrasu.

Slovník obsahuje viac ako 160 termínov, ktoré sa stručne a výstižne definujú. Týkajú sa povrchových foriem georeliéfu, ako aj foriem pod zemským povrchom. Okrem hlavných termínov sú v slovníku aj niektoré základné pojmy, ktoré treba vedieť na pochopenie definícií komplexnejších termínov. Nechýbajú ani nové definície niektorých termínov, ktoré sa týkajú najmä jednotlivých častí skalných miest (*streets, avenues, lanes, plazas, barrier walls, city blocks, villas* a iné). Nové termíny sú osobitne označené, aby sa v texte ľahko identifikovali. Termín *stone forest* sa zavádza aj pre pieskovcové útvary, ktoré sa morfológicky podobajú pozoruhodným čínskym škrapovým útvarom zv. *shi-lin*. Osobitná pozornosť sa venuje stĺpovitým i kužeľovitým skalným útvarom, ktoré majú rozličné morfológické tvary (úľovitý, pagodovitý, kónický, cylindrický, „v páse“ zúžený, čiapkovitý, zložitý, zavalitý alebo dómovitý tvar). Keďže predstavujú nahor vyčnievajúce (vrcholkovité), zväčša bizarné skalné útvary, zostavovatelia ich označujú ako *pinnacles*. Doplňujú speleogeomorfologickú terminológiu pojem *bollard* označuje zväčša zavalitý, nahor stúpajúci výčnelok z jaskynnej podlahy – skalný „stojak“ ako zvyšok skalného piliera alebo skalnej priečky medzi susediacimi chodbami či sieňami (opak skalného pendantu, resp. „visiaku“).

V doterajšej literatúre sa sutinové a medzibalvanové jaskyne považujú prevažne za synonymné termíny. V uvedenom terminologickom slovníku sa však sutinové a medzibalvanové jaskyne rozlišujú na základe miesta vzniku a redepozície balvanov ako produktov zvetrávania alebo rútenia. *Talus caves* považujú za subtyp *boulder caves*, ktoré sa vytvorili v hrubej sutine, gravitačným zosúvaním alebo rútením nahromadenej na svahoch alebo v spodných častiach dolín. Ďalšie subtypy *boulder caves* sa vzťahujú na medzibalvanové jaskyne, ktoré „in situ“ ohraničujú odvetrané a nepremiestnené balvanly.



Viaceré uvádzané termíny analogicky súvisia s krasovou hydrologiou a hydrografiou, pretože novšie poznatky poukazujú a dokladujú podzemnú drenáž s ponormi a vyvieračkami aj v územiach budovaných niektorými silikátovými horninami. Morfológia niektorých jaskýň poukazuje na mechanickú a sčasti aj chemickú činnosť prúdiacej vody vo vadóznych i freatických podmienkach. Za jaskyne sa považujú dutiny prirodzeného pôvodu, ktoré sú širšie ako 30 cm (musia byť dlhšie alebo hlbšie ako sú rozmery otvoru na zemský povrch). V tomto slovníku sa drenážne trubice s priemerom menej ako 30 cm nazývajú *pipes*; najmenším trubiciam s priemerom menej ako 2 cm prislúcha termín *tubelets* (ekvivalenty *proto-conduits* vo vápencovom krase; v lateritovom krase môžu nadväzovať na termitové diery).

Lateritový kras, ktorý preukazuje viaceré analógie so syngenetickým krasom v nespevnených poróznych kalkarenitoch (súčasné rozpúšťanie a cementácia hornín, vplyv nadložných scementovaných kôr na vývoj jaskýň), považujú za osobitný typ silikátového krasu. Podotýkajú, že lateritový kras na hrubom plášti reziduálnych produktov tropického zvetrávania (tzv. *deep weathering profiles* zväčša hrubé 20 až 40 m, miesta až do 100 m) sa vytvára kombináciou rozpúšťania a iné chemického zvetrávania, ako aj niektorých fyzikálnych procesov (napr. vyplavovanie uvoľnených horninových častíc občasným vodnými prúdmi). Termín epikras, vzťahujúci sa na intenzívne krasovanie a krasové javy v najvrchnejšej časti vadóznej zóny pod pôdnou pokrývkou, zostavovatelia aplikujú aj na podobné prírodné procesy a javy v lateritovom krase.

V slovníku nechýba ani problematika definovania krasu, parakrasu a pseudokrasu, ktorá doteraz nie je jednoznačne doriešená. Krasové povrchové i podzemné formy vznikajú primárne rozpúšťaním dobre rozpustných hornín, najmä karbonátov. Za parakras zostavovatelia slovníka považujú formy, ktoré vznikajú prevažne rozpúšťaním nekarbonátových hornín alebo rozpúšťanie nekarbonátových hornín je kritickým, resp. nevyhnutným „spúšťačím“ procesom ich vytvárania, najmä v prvotnej fáze ich vývoja (napr. rozpúšťanie nekarbonátového tmelu klastických hornín, po ktorom sa uvoľnené časti súfózne vyplávajú). Pseudokras zahrnuje formy, ktoré nevznikajú rozpúšťaním, ale mechanickými prírodnými procesmi (avšak minoritné rozpúšťanie hornín môže byť súčasťou morfo-genetických procesov vzniku pseudokrasu).

Keďže v doterajšej literatúre sa niektoré termíny nechápu jednotne a nie sú jednoznačne vymedzené (napr. *tafoni* označujúce malé i pomerne veľké kavernózne dutiny), zostavovatelia slovníka sa snažia spresniť ich definovanie. Kým sa tieto terminologické problémy nedoriešia, s cieľom predchádzať nezrovnalostiam odporúčajú v textoch špecifikovať, v akom zmysle sa neustálené termíny používajú.

Prehľadne spracovanú textovú časť slovníka vhodne ilustruje množstvo kreslených obrázkov a fotografií, čo výrazne prispieva k názornejšiemu vysvetleniu jednotlivých termínov. V závere slovníka je index termínov, bibliografia, ako aj index kreslených obrázkov a fotografií. V bibliografii sú uvedené mnohé publikácie, ktoré sa týkajú problematiky definovania krasu, parakrasu a pseudokrasu.

Terminologický slovník uvítajú najmä odborníci, ktorí sa z geologického a geomorfologického hľadiska zaoberajú problematikou pseudokrasu a parakrasu, resp. diskutabilnou problematikou chemickej korózne modelácie silikátových hornín. Definovaním rozličných skalných tvarov na zemskom povrchu je slovník dôležitý aj z hľadiska všeobecnej geomorfológie. Keďže slovník nevyšiel v tlačenej podobe, jeho elektronickú verziu poskytujú pre odbornú verejnosť prevažne iba samotní zostavovatelia. Na Správu slovenských jaskýň v Liptovskom Mikuláši slovník zaslal A. Spate, ktorý naposledy navštívil Slovensko v októbri 2010 počas 6. kongresu Medzinárodnej asociácie sprístupnených jaskýň (ISCA).

Pavel Bella

Slovenský kras, ročník 49, číslo 1
Acta Carsologica Slovaca

Rok vydania:	2011
Vydavateľ:	Štátna ochrana prírody Slovenskej republiky Správa slovenských jaskýň a Slovenské múzeum ochrany prírody jaskyniarstva, Liptovský Mikuláš
Evidenčné číslo:	EV 3878/09
Adresa redakcie:	Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva Školská 4, 031 01 Liptovský Mikuláš
Jazyková korektúra:	Mgr. Bohuslav Kortman (slovenský jazyk)
Anglické preklady:	Autori príspevkov
Grafika:	Ing. Jiří Goralski
Tlač:	Tlačiareň RVPRINT, s. r. o., Uhorská Ves 84, 032 03 Liptovský Ján
Náklad:	600 ks
Na obálke:	Jaskyňa pri Lúčkach, vytvorená vyvetraním kmeňa stromu obaleným travertínom. Foto: P. Staník
ISSN 0560-3137	