

VÝVOJ DOLINY BIELEJ VO VZŤAHU KU GENÉZE BELIANSKEJ JASKYNE

Pavel Bella*, Pavel Bosák, Petr Pruner***, Jerzy Głazek[†],
Helena Hercman******

* Štátna ochrana prírody SR, Správa slovenských jaskýň, Hodžova 11, 031 01 Liptovský Mikuláš,
bella@ssj.sk; Katolícka univerzita v Ružomberku, Pedagogická fakulta, Katedra geografie,
Hrabovská cesta 1, 034 01 Ružomberok, bella@ku.sk

** Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 135, 165 00 Praha 6, Česká republika; bosak@gli.cas.cz,
Inštitút za raziskovanje krasa, ŽRC SAZU, Titov trg 2, 6230 Postojna, Slovenia

*** Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 135, 165 00 Praha 6, Česká republika, pruner@gli.cas.cz

**** Institute of Geological Sciences, Polish Academy of Sciences, Twarda 51/55, 00-818 Warszawa,
Poland, hhercman@twarda.pan.pl

The development of the River Biela Valley in relation to the genesis of the Belianska Cave

Geological and geomorphological research in the Belianska Cave conducted during the last decade has gradually revealed its complicated multi-phased genesis especially during the pre-Quaternary period. The origins and evolutionary phases of the cave were formulated on the basis of detailed studies of the geological structures, cave morphology, composition and dating of sediments. The primary phreatic morphology with voluminous cupolas was sculptured by the deep phreatic waters ascending along a steep fault between the central and the edge of the eastern parts of the Belianske Tatry Mts. Fine-grained cave sediments as residues from dissolved carbonate rocks can be dated to ca 4.18–6.15 Ma. Some morphogenetic features of the cave give evidence of the hydrographical connection with the evolution of landforms in the eastern part of the Belianske Tatry Mts. and the adjacent area. On the basis of relicts of planation surfaces, the cave morphology and dating of cave sediments the multiple-phased development of the Biela River Valley in relation to the development of the subhorizontal epiphreatic passages in the upper (Pontian?) and the lower parts (Upper Pliocene, Lower Pleistocene) of the Belianska Cave were reconstructed.

Key words: geomorphology, denudation chronology, planation surface, river valley, cave morphology, speleogenesis, paleomagnetisms, U-series dating, pollen analysis, Belianske Tatry Mts., Slovakia

ÚVOD

Skúmanie morfológie, sedimentov a genézy jaskýň, ktorých vývoj súvisel s planáciou alebo fázami zahľbovania zemského povrchu, umožňuje súbornejšie rekonštruovať geomorfologický vývoj okolitých území. Preto sa v týchto prípadoch výskum jaskýň stáva integrálnou súčasťou geomorfologického výskumu územia ako celku. V mnohých jaskyniach sa zachovali morfológické tvary a sedimenty zodpovedajúce určitým vývojovým fázam georeliéfu. Na zemskom povrchu sa takéto sedimenty zväčša odstránili mladšími geomorfologickými procesmi.

V príspevku predkladáme najnovšie poznatky z geomorfologického a sedimentologického výskumu Belianskej jaskyne, vrátane magnetostratigrafie, rádioizotopového datovania a peľovej analýzy sedimentov, ktoré sa využili na

rekonštrukciu vývoja doliny Bielej vo východnej časti Belianskych Tatier medzi Ždiarom a Tatranskou Kotlinou.

Belianska jaskyňa, ktorej genéza doteraz nie je úplne objasnená, patrí v poslednom desaťročí medzi najviac vedecky skúmané jaskyne na slovenskej a poľskej strane Tatier (Gradziński et al. 2009). Doplnujúci výskum, ktorý umožnil sformulovať nový pohľad na jej genézu, sa postupne vykonával od konca 90. rokov minulého storočia (Pruner et al. 2000, Bella a Pavlarčík 2002, Pavlarčík 2002, Bosák et al. 2004, Głazek et al. 2004, Bella et al. 2005, 2007, 2009 a 2010, Kicińska a Głazek 2005, Bella a Osborne 2008, Kučera 2008 a iní).

ZÁKLADNÁ CHARAKTERISTIKA ÚZEMIA A BELIANSKEJ JASKYNE

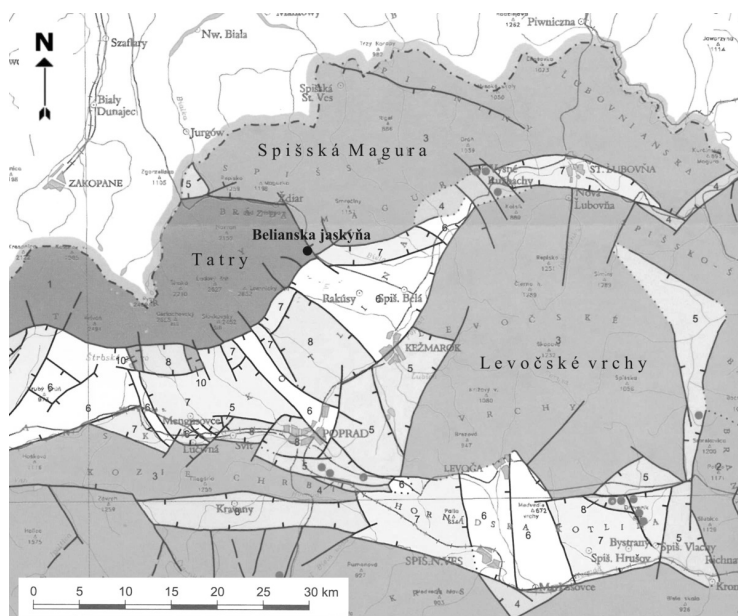
Dolný úsek doliny Bielej rozčleňuje najvýchodnejšiu stredohorskú časť Belianskych Tatier (obr. 1), ktorá sa morfológicky i hypsometricky výrazne odlišuje od vysokohorského monoklinálneho hrebeňa tiahnuceho sa v dĺžke asi 14 km na západ k Tatranskej Javorine. Medzi Tatranskou Kotlinou a východným okrajom Ždiaru prebieha zlom sklonený na SV (Maglay et al. 1999). Severný okraj Belianskych Tatier, ktorý doteraz sčasti pokrývajú paleogénne horniny, na povrchu pripomína flexúru, kým v hlbších polohách pravdepodobne prechádza do zlomu (Bezák et al. 1993). Pavlarčík (2002) poukazuje na flexúrovitý charakter svahu medzi Faixovou poľanou (1 488 m) a Kobylím vrchom (1 109 m) nad Belianskou jaskyňou. Kobylí vrch z juhovýchodnej strany tektonicky hraničí so severozápadným okrajom Popradskej kotliny.

Popaleogénne tektonické pohyby na severnom okraji Belianskych Tatier spôsobili rozrušenie pôvodnej konzekventnej riečnej siete a naklonenie Spišskej Magury na sever (Košťálík 1999). Horná časť doliny Bielej prechádza eróznou Podtatranskou brázdou medzi Belianskymi Tatrami a Spišskou Magurou, ktorá sa zahĺbila v menej odolných ílovcach. Prelomová časť doliny Bielej poniže Ždiaru je vrezaná do mezozoických karbonátových súvrství čiastkového príkrovu Bujačieho vrchu, ktorý je vrchnou jednotkou krížňanského príkrovu (Mello a Wiczorek 1993 a Pavlarčík 2002). Lukniš (1973) považuje časť doliny Bielej v Podtatranskej brázde za subsekventnú, jej nižšiu časť od ústia Bachledovej doliny JV Ždiaru po Tatranskú Kotlinu za epigenetickú.

Dolina Bielej sa zahĺbila do zarovnaného povrchu tzv. panónskej stredohorskej rovne, ktorej fragmenty sa zachovali najmä na centrálnom chrbte Spišskej Magury vo výške 1 100 až 1 200 m n. m. (Lukniš 1973 a Košťálík 1999). Na zarovnávanie terénu pozdĺž terajšej doliny Bielej poukazujú chrbty s kótami vo výškach okolo 1 000 m n. m. (Vitásek 1929 a 1931a Sekyra 1954). Vitásek (1931) pokladá plošinku vo výške 1 080 m n. m. v podvrcholovej časti Kobylieho vrchu (1 109 m) nad Belianskou jaskyňou za zvyšok neogénnej paroviny. V úseku doliny Bielej pri Tatranskej Kotline sa vytvorili kvartérne riečne terasy, ktoré sú v relatívnych výškach 18 m, 13 m a 4 m nad terajším riečiskom Bielej (Droppa 1959 a Lukniš 1973).

Vo svahu na pravej strane doliny Bielej, na severnom svahu Kobylieho vrchu, sa nachádza Belianska jaskyňa dosahujúca dĺžku 3 829 m a hĺbku 168 m (Fudalý 2008). Túto oblasť budujú strednotriasové gutensteinské vápence

(anis), nad ktorými je súvrstvie ramsauských dolomitov (ladin – Nemčok et al. 1994 a Pavlarčík 2002). Michalík (2009) považuje tieto hrubodostkovité vápence za plytkomorské vápence typu Annaberg (anis), ktoré obsahujú aj minerálne pseudomorfózy po evaporitoch.



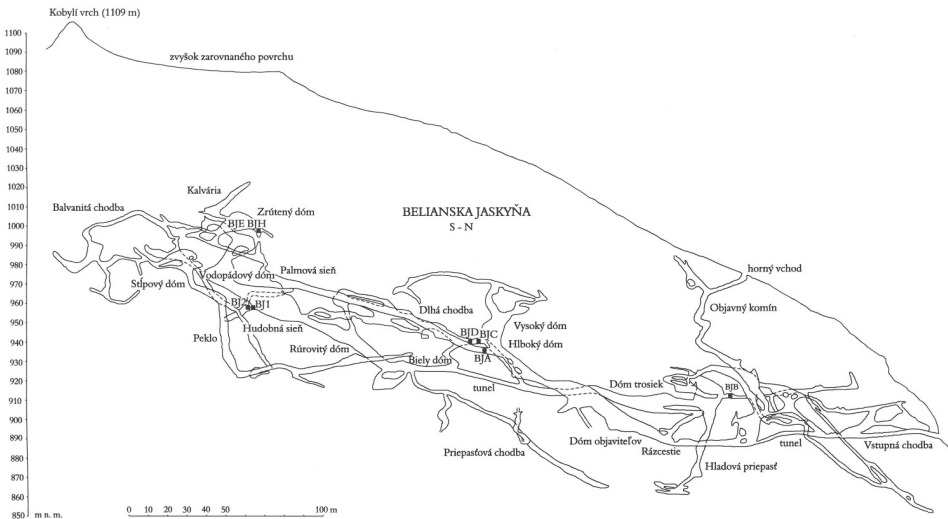
Obr. 1. Poloha Belianskej jaskyne a skúmanej časti doliny Bielej (výrez neotektonickej mapy od Maglaja et al. 1999)

Relatívne vertikálne pohybové tendencie tektonických blokov, podsústava Západných Karpát:
a) pozitívne jednotky (pohoria): 1 – zdvih veľmi veľký, 2 – zdvih veľký, 3 – zdvih stredný, 4 – zdvih malý, 5 – zdvih veľmi malý; b) negatívne jednotky (medzihradské kotliny): 6 – pokles veľmi malý, 7 – pokles malý, 8 – pokles stredný, 9 – pokles veľký, 10 – pokles veľmi veľký

Belianska jaskyňa morfológicky pozostáva z dvoch hlavných, na sever klesajúcich vetví, ktoré sa spájajú v jej hornej subhorizontálnej časti, čiastočne aj v dolnej, takisto prevažne subhorizontálnej časti (obr. 2). Východná vetva je vo vyššej pozícii ako západná. Strmé rúrovité chodby sa vytvorili najmä pozdĺž medzivrstvových plôch. Vertikálnu členitosť jaskyne dotvára niekoľko priepastí a komínov (Hladová priepasť hlboká 34 m a priepasť Peklo hlboká 30 m). Jaskynné priestory sú vo výške 865 až 1 025 m n. m. Do dolnej subhorizontálnej časti jaskyne, ktorá je prístupná vyrazeným tunelom s povrchovým otvorom vo výške 890 m n. m., ústi komín vedúci od objavného vchodu situovaného 82 m nad terajším vchodom pre návštevníkov.

Podľa starších názorov jaskyňu vytvoril podzemný vodný tok (Roth 1882), resp. predstavuje výtvor staropleistocénneho výmoľu Bielej (Vitásek 1931). Droppa (1959) predpokladá, že jaskyňu vytvorila voda presakujúca z povrchu, keď pôvodne rozsiahlejšia plošina Kobyliho vrchu nad jaskyňou sa rozčleňovala zahlbovaním doliny Bielej (obr. 2 a 3). Na základe relatívnej výšky nad

terajším dnom doliny Wójcik (1968) usudzuje, že hlavné časti jaskyne sa vytvárali v strednom pliocéne, kým chodby v jej spodnej časti vo vrchnom pliocéne. Pavlarčík (2002 a 2004) uvažuje o koróznno-eróznej modelácii jaskyne autochtónnymi vodami pochádzajúcimi z topiacich sa snehových alebo firnových splazov pokrývajúcich priľahlú časť Belianskych Tatier v pleistocéne. Studené vody z topiaceho sa snehu a ľadu majú vysoký obsah CO_2 a sú schopné intenzívne rozpúšťať vápence.



Obr. 2. Pozdĺžny priemet Belianskou jaskyňou (Droppa 1959, Plučinský et al. 2006-2007 in Fundaly 2008) s vyznačením polohy skúmaných profilov sedimentov



Obr. 3. Podvrcholová plošina Kobylieho vrchu (1109 m), Belianske Tatry (foto: P. Bella)

Na základe existencie mohutných stropných kupol Bella a Pavlarčík (2002) naznačujú, že hlavné časti Belianskej jaskyne pravdepodobne vznikli aj pôsobením vôd hlbšej cirkulácie, ktoré sa miešali s vodami prenikajúcimi z povrchu.

Na viacerých miestach jaskyne sa zachovali jemné klastické sedimenty, najmä ílovité a menej piesčité. Väčšinou predstavujú nepremiestnené alebo preplavené reziduá, ktoré sú produktom selektívneho rozpúšťania karbonátových hornín radu vápenec-dolomit (dominantne až 90 % tvorené dolomitom s 9 % prímiesou muskovitu) a usadili sa v stagnujúcom vodnom prostredí (Zimák et al. 2003, Głazek et al. 2004, Hlaváč et al. 2004 a Kicińska a Głazek 2005). Preto počas freatickej fázy vývoja jaskyne neprevládalo jej spojenie s povrchom ako sa domnieval Droppa (1959), ktorý takmer výlučne spomína iba sedimenty splavené z povrchu. Tieto jemné sedimenty pôvodne do veľkej miery vyplňovali podzemné priestory, na čo miestami poukazujú ich zvyšky zosponované na fragmentoch visutých sintrových kôr.

Tektonickú predispozíciu i genézu jaskyne predurčil zlom pridružený k podtatransko-ružbašského zlomu. Počiatky a hlavná fáza freatického vývoja jaskyne pravdepodobne súvisia s výstupom hlbinných vôd (Głazek et al. 2004, Bella et al. 2005 a 2007), ktoré prenikali nahor aj pozdĺž strmých medzivrstvových plôch preseknutých zlomom. Na rozdiel od hypogénnych jaskýň v artézskych panvách Osborne (2009) zaraďuje Beliansku jaskyňu medzi hypogénne jaskyne vytvorené v deformovaných súvrstviach rozpustných hornín. V jej hornej i dolnej časti sú subhorizontálne epifreatické úseky (obr. 2), ktoré sa vytvárali, resp. remodelovali v nadväznosti na dlhodobšie fázy stagnácie hladiny podzemných vôd v čase etapovitého zahlbovania doliny Bielej (Bella et al. 2010).

NÁČRT PROBLEMATIKY

V mnohých krasových územiach sa preukázali súvislosti vývoja jaskýň s vývojom georeliéfu zemského povrchu, najmä na príklade korelácie jaskynných úrovní a riečnych terás. V prípade Belianskej jaskyne sa predpokladajú hydrografické súvislosti vývoja spomenutých subhorizontálnych častí jaskyne s fázovitým zahlbovaním doliny Bielej. Ich mierne sklonený, prevažne oscilujúci a miestami až takmer vodorovný pozdĺžny profil nepodmieňujú štruktúrno-tektonické, resp. úložné pomery karbonátového súvrstvia.

Droppa (1959), Wójcik (1968), Lukniš (1973), ako aj Pavlarčík (2002) uvažujú, že vytváranie podzemných priestorov Belianskej jaskyne sa udialo súčasne s postupným, resp. fázovitým zarezávaním a prehlbovaním povrchového toku Bielej v pleistocéne. Na základe našich výskumov predpokladáme starší vek jaskyne. V súvislosti so zahlbovaním doliny Bielej sa staršie šikmé freatické priestory tvorené koróznymi dómami a sieňami pravdepodobne iba remodelovali (dôkazom sú epifreatické hladinové zářezy) a vytvárali sa mladšie časti jaskyne v podobe subhorizontálnych chodieb hydrograficky inklinujúcich k vtedajšiemu dnu doliny. Datovanie sedimentov, ktoré sa zachovali v týchto chodbách, umožňuje sčasti rekonštruovať geochronológiu zahlbovania doliny Bielej.

Poznatky o geochronológii vývoja jaskyne možno využiť aj pri zaradení podvrcholovej plošiny Kobylieho vrchu ako zvyšku pôvodne rozsiahlejšej plošiny do denudačnej chronológie vývoja zarovnaných povrchov. Nižšia výšková pozícia podvrcholovej plošiny Kobylieho vrchu (1 080 m n. m.) v porovnaní so stredohorským zarovnaným povrchom na centrálnom chrbte

Spišskej Magury (1 100 až 1 200 m n. m.) nabáda priradiť ju k podstredohorskej rovine (Bella a Pavlarčík 2002), ktorá má charakter svahového pedimentu (pozri Bizubová a Minár 1992, Dzurovčin 1994 a iní). Jej ekvivalentom v poľskej časti Tatier je tzv. podhorský zarovnaný povrch (pozri Klimaszewski 1996). Výškovú diferenciáciu zarovnaných povrchov mladšími tektonickými pohybmi však treba posudzovať na základe komplexnejších a kombinovaných metód výskumu. Lukniš (1973) predpokladá tektonické rozčlenenie pôvodne jednotného stredohorského zarovnaného povrchu medzi Spišskou Magurou a vyzdvihnutou vrcholovou časťou Belianskych Tatier v rozsahu 700 až 800 m.

METODICKÉ PRÍSTUPY

Vývojové hydrografické súvislosti medzi subhorizontálnymi časťami Belianskej jaskyne a zahlbovaním doliny Bielej sa posudzovali na základe hypsografickej polohy a morfogenetickéj analýzy jaskynných priestorov. Na základe skúmania morfológie väčších i menších korózných tvarov sa rekonštruovali smery prúdenia vody, stagnácie hladiny podzemných vôd a charakter procesov ich freatickej modelácie, resp. epifreatickej remodelácie starších tvarov. Analýza morfostratigrafických vzťahov medzi jednotlivými formami umožňuje rekonštruovať následnosť ich vytvárania. Skúmaním povrchovej morfológie územia sa identifikovali zvyšky zarovnaných povrchov v okolí jaskyne a pozdĺž doliny Bielej.

V rozdielnych výškových pozíciách sa na piatich miestach jaskyne, vrátane subhorizontálnych častí v jej hornej a spodnej časti, vybrali profily sedimentov na paleomagnetický výskum (obr. 2), ktorý sa realizoval v laboratóriu paleomagnetizmu Geologického ústavu AV ČR, v. v. i. v Prahe (Pruner et al. 2000, 2001 a 2004, Pruner a Bosák 2001 a Bosák et al. 2004). Skúmané profily sa nachádzajú v Zrútenom dome (profily BJE a BJH, 995 m n. m.), pri Hudobnej sieni (profily BJ1 a BJ2, 955 m n. m.), pri hornej časti Hlbokého dómu (profily BJC a BJD, 940 m n. m.), na spodnom okraji Dlhej chodby (profil BJA, 935 m n. m.) a v Nánosovej chodbe (profil BJD, 915 m n. m.). V jednotlivých profiloch sa skúmali fázové zmeny magnetických minerálov meraním magnetickej susceptability. Jednotlivé zložky remanentnej magnetickej polarizácie sa po demagnetovaní tepelným a striedavým poľom podrobili multikomponentnej analýze (Kirschvink 1980). Zmerané magnetostratigrafické profily sa korelovali so štandardnou magnetostratigrafickou škálou (Cande a Kent 1995).

Sintrové kôry alebo stalagmitové útvary vytvorené na povrchu klastických sedimentov sa datovali rádioizotopovými „U-series“ metódami v laboratóriu Ústavu geologických vied Poľskej akadémie vied vo Varšave. Keďže α -spektrometrickou metódou $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ sa v skúmaných profiloch určil vek sintrov starší ako 350-tisíc rokov, následne sa metódou RUBE (Regional Uranium Best Estimator) založenou na pomere $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ určoval ich vek mladší alebo starší ako 1,25 mil. rokov (Ivanovich a Harmon, eds. 1982). Paleomagnetizmus sintrov starších ako 350-tisíc rokov, ako aj starších ako 1,25 mil. rokov sa využil na testovanie ich normálnej alebo reverznej polarity (Latham et al. 1979 a 1986 a Bosák 2002).

S cieľom potvrdiť predkvartérny vek skúmaných jaskynných sedimentov viacerými geochronologickými metódami sa navyše zabezpečila peľová analýza sintrových kôr, ktorú vykonala dr. Marina Komar z Ústavu geologických vied NASU v Kyjeve v roku 2007. Z palynologického hľadiska sa výsledky konzultovali s RNDr. Jiřinou Daškovou, PhD., z Geologického ústavu AV ČR v Prahe.

VÝSLEDKY

Morfogenetické znaky vývoja Belianskej jaskyne

Podzemné priestory jaskyne tvoria najmä korózne dómy a siene (Dóm objaviteľov, Vodopádový dóm, Hudobná sieň, Rúrovitý a Biely dóm), resp. šikmé priestranné chodby nadobúdajúce rozmery dómovitých a sieňovitých priestorov (Dlhá chodba). Ich stropy sú rozčlenené vysoko zahĺbenými koróznymi kupolami (obr. 4), ktoré sa koncentrujú najmä v dvoch úsekoch jaskyne: časť Vstupnej chodby pri Rázcestí – Dóm objaviteľov – sieňovitý priestor pod Dlhou chodbou (východná, vyššia vetva), Biely dóm – Rúrovitý dóm (západná, nižšia vetva). Výrazné stropné kupoly sú aj vo Vstupnej chodbe a v príľahlom dome pod komínom vedúcim od Objavného vchodu (Bella a Pavlarčík 2002).



Obr. 4. Mohutná korózna stropná kupola v Dóme objaviteľov, Belianska jaskyňa (foto: P. Bella)

Mohutné korózne stropné kupoly sa vytvárajú intenzívnou konvekciou vody, resp. pomalou cirkuláciou vody odspodu nahor (Curl 1966, Quinif 1973, Rudnicki 1978 a iní – pozri Osborne 2004). Patria medzi hlavné morfológické znaky hypogénnych a iných jaskýň vytváraných vodami vystupujúcimi pozdĺž tektonických porúch (Klimchouk 2007, Audra et al. 2009, Osborne 2009 a iní). Miestami v strmých úsekoch Belianskej jaskyne vidieť aj asymetrické lastúrovité vyhlbeniny (*scallops*), ktoré vytvorila nahor prúdiaca voda. Väčšie lastúrovité vyhlbeniny (*large scallops*), zreteľne indikujúce výstupné prúdenie vody, rozčleňujú strop šikmej komínovitej vetvy v hornej časti Prieipasťovej chodby.

Korózne šikmé facety (*Facetten, planes of repose* – pozri Lange 1963 a Kempe et al. 1975) sa vyskytujú pod mohutnými stropnými kupolami v spodných častiach kupulovitých siení alebo šikmých oválnych chodiab bez výrazných laterálnych zárezov medzi facetami a vyššími nefacetovanými skalnými povrchmi. Vytvorili sa koróziou vo freatických podmienkach pomaly cirkulujúcej až stagnujúcej vody, pravdepodobne už v čase modelácie dominujúcich kupulovitých tvarov, keď podzemné priestory boli úplne vyplnené vodou (Bella a Osborne 2008).

Od hlavných šikmých vetiev jaskyne sa morfológicky odlišujú subhorizontálne úseky, ktoré sa vytvorili v hornej (kanálovitá chodba medzi Balvanitou chodbou a Zrúteným dómom) i dolnej časti jaskyne (Nánosová chodba a Vstupná chodba). Horné subhorizontálne časti jaskyne vo výške okolo 1 000 až 1 015 m n. m. siahajú 65 až 80 m pod vrcholovú plošinu Kobylieho vrchu. Mierne šikmé až subhorizontálne úseky jaskyne v okolí dolného vchodu sú vo výške 890 až 915 m n. m. Subhorizontálne úseky v hornej i dolnej časti jaskyne, ktoré viac-menej zodpovedajú epifreatickej modelácii, sa vytvorili v nadväznosti na dlhodobjšie fázy stagnácie piezometrického povrchu podzemných vôd, ktoré sa viazali na fázy spomaleného, resp. prerušovaného zahlbovania doliny Bielej.

V súvislosti s fázovitým zahlbovaním doliny hladina podzemnej vody v jaskyni postupne klesávala, čím sa sčasti remodelovali pôvodné freatické tvary a vytvárali odvodňovacie kanály hydraulicky inklinujúce k vtedajšiemu dnu doliny. Stredná a spodná časť Hlbokého dómu má charakter strmej rúrovej odvodňovacej chodby (za freatickou slučkou, resp. za „nadslučkovou“ prepojovacou chodbou medzi Hudobnou sieňou a Hlbokým dómom) vedúcej do hornej časti Dómu trosiek, kde drobné lastúrovité vyhlbeniny potvrdzujú prúdenie vody šikmo nadol smerom k Hladovej priepasti, ktorej horná časť nadväzuje na vrchnú vetvu subhorizontálneho úseku chodiab v spodnej časti jaskyne. Avšak v chodbe medzi Šikmým dómom a Sutinovou sieňou, ako aj v chodbe pred Nánosovou chodbou za Šikmým dómom lastúrovité vyhlbeniny poukazujú na opačné prúdenie vody smerom k Hladovej priepasti, ktorá dovnútra jaskyne prenikala z vtedajšieho povrchového riečiska. Cez Hladovú priepasť a okolité strmé chodby sa vody dostávali do najhlbšej časti jaskyne.

Medzi subhorizontálnymi úsekmi v hornej a dolnej časti jaskyne sa na viacerých miestach rôznej výškovej pozície vytvorili stenové pozdĺžne vyhlbeniny zodpovedajúce fázam stagnácie vodnej hladiny počas zaplavenia časti jaskynných priestorov (Bella a Pavlarčík 2002). Pod stenovým hladinovým pozdĺžnym zárezom v Hlinenej chodbe (vedľa Bieleho dómu), ktorý prechádza do korózne zarovnaného stropu, sú korózne šikmé facety (*Facetten, planes of repose*). Výskyt koróznych šikmých faciet pod horizontálnymi bočnými hladinovými zárezmi poukazuje na epifreatické podmienky ich koróznej modelácie v mladších fázach vývoja jaskyne, keď sa v nej vyskytovala voľná hladina podzemnej vody (Bella a Osborne 2008). V miestach turbulencie vody pod jej oscilujúcou hladinou sa niektoré stropné kupoly renovovali a mierne rozčlenili mladšími oválnymi miskovitými až hrncovitými vyhlbeninami, napr. v sieni pod Bielym dómom (Osborne 2009).

Na kontakte jemných sedimentov s materskou horninou, ktoré pôvodne vyplňovali podstatne väčšiu časť jaskyne, sa vytvorili drobné podnaplaveninové

jamkovité vyhlbeniny a anastomózne kanáliky, ktoré ostro kontrastujú s väčšími miskovitými vyhlbeninami vytvorenými nad povrchom bývalých sedimentov.

Datovanie jaskynných sedimentov

Vo všetkých skúmaných profiloch (vrátane profilu BJB v spodnej časti jaskyne – obr. 2) výsledky rádioizotopového datovania potvrdzujú, že sintrové kôry vytvorené na povrchu jemných sedimentov sú staršie ako 1,25 mil. rokov (Bosák et al. 2004 a Bella et al. 2007). Sintrová kôra tohto veku pokrýva aj staršie štrkovité sedimenty z ostrohranných a málo zaoblených úlomkov vápencov, dolomitov, slienitých vápencov a slieňovcov uložené pri hornom okraji Hlbokého domu (opisuje ich Droppa 1959 – profil BJD na obr. 2), ktoré sa pravdepodobne redeponovali z vyššie situovaných dutín, resp. komínov.

Podľa výsledkov paleomagnetického výskumu a magnetostratigrafickej analýzy jemné klastické sedimenty pod uvedenými sintrovými kôrami sú staršie ako 1,77 mil. rokov (horná hranica paleomagnetической epochy Olduvai). V stredných a horných častiach jaskyne (profily BJA, BJC, BJD, BJ1, BJ2, BJE a BJH – obr. 2) veľmi pravdepodobne prislúchajú epoche Gilbert – 3,85 až 6,14 mil. rokov (Pruner et al. 2000, 2001 a 2004, Pruner a Bosák 2001).



Obr. 5. Skúmaný profil sedimentov BJB v Nánosovej chodbe, Belianska jaskyňa (foto: P. Bella)

V subaerickej sintrovej kôre zo spodnej časti Dlhej chodby (profil BJA, 935 m n. m.) sa zistili fosílné peľové zrnká druhu *Nyssa* sp., ktorý je typický pre miocén a spodný pliocén (Thomson a Pflug 1953, Planderová 1990 a iní). Podložné jemné klastické sedimenty pod touto spodnopliocénnou sintrovou kôrou sú staršie, najpravdepodobnejšie vrchnomiocénneho veku, čo zodpovedá predbežnej interpretácii paleomagnetických dát (Głazek et al. 2004, Bella et al.

2005 a 2007). Palynologická analýza subaerickéj sintrovej kôry zo subhorizontálneho úseku jaskyne vo výške 915 m n. m. (Nánosová chodba, profil BJB – obr. 2 a 5) poukázala na jej pliocénny, resp. spodnopleistocénny vek (gelasian – Bella et al. 2010).

INTERPRETÁCIA VÝSLEDKOV A DISKUSIA

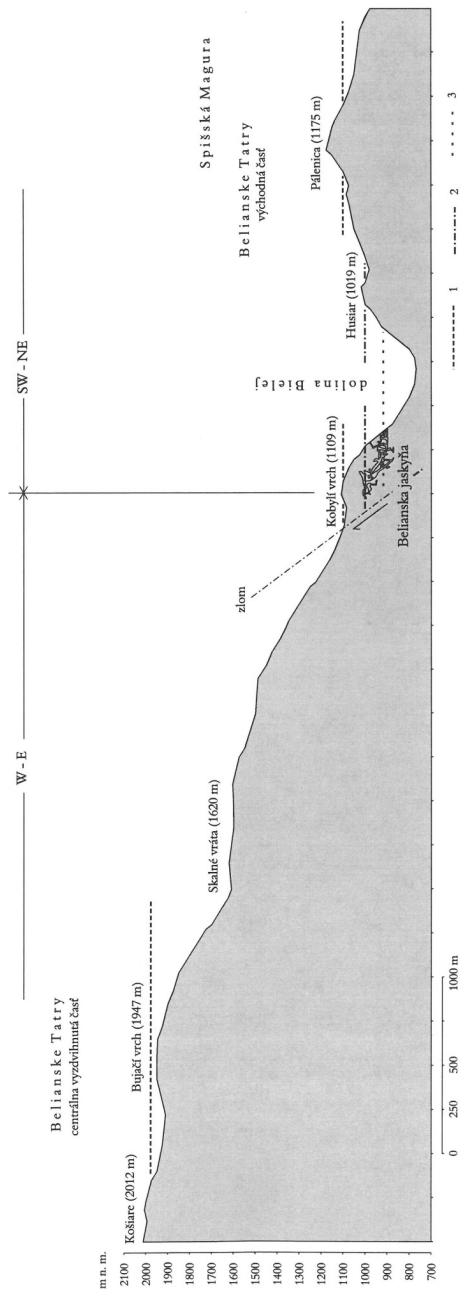
Na základe poznatkov o prvotnom freatickom vývoji jaskyne a neskoršej hydrografickej spojitosti vytvárania subhorizontálnych epifreatických úsekov v jej hornej a spodnej časti s postupnými fázami zahľbovania doliny Bielej, doložených datovaním jaskynných sedimentov, možno doplniť a detailnejšie načrtnúť základné súvislosti a geochronológiu geologicko-geomorfologického vývoja východnej časti Tatier, príľahlej časti Spišskej Magury a Belianskej jaskyne (obr. 6, tab. 1).

Vytvoreniu stredohorskej rovne prechádzal spodno- až strednomiocénny tektonický výzdvih územia, ktorý sa predpokladá pred 19 až 10 mil. rokov (Král 1977 a Kováč et al. 1994), resp. 20 až 12 mil. rokov (Burchart 1972, Struzik et al. 2002a, 2002b, Lefeld 2009), najnovšie pred 15 až 10 mil. rokov (Danišík et al. 2010). Podmienil denudáciu hrubého súvrstvia zlepencov, pieskovcov a ílovcov, ktoré pokrývali oblasť Tatier. Tieto sedimenty sa usadili v kolapsových panvách za čelom západokarpatského orogénu počas eocénu, oligocénu i raného miocénu (Soták a Starek 1999). Žulové jadro odkryté vo vrcholovej časti Tatier sa počas 10 až 15 mil. rokov vyzdvihlo z hĺbky 5 km (Baumgart-Kotarba a Král 2002).

Podľa Minára et al. (2011) sa stredohorská roveň vytvorila medzi koncom extenznej tektonickej fázy západokarpatského orogénu, keď prehriata litosféra Panónskej panvy nadobudla elastický charakter (sarmat – skorý panón), a jej relatívnym zosilnením v postriftovom, tektonicky inverznom štádiu (pont – skorý pliocén). Zarovnaný povrch stredohorskej rovne sa v strednom miocéne následkom extenzie rozlámал na kryhy, čím sa v Západných Karpatoch začala bloková diferenciácia pohorí a medzihorských kotlín.

Podvrcholová plošina Kobylieho vrchu vo výške 1 080 m n. m., ktorá morfológicky kontrastuje so strmým východným svahom Faixovej poľany (1 488 m), predstavuje tektonicky nevyzdvižený a denudáciou sčasti znížený povrch stredohorskej rovne (výškovou pozíciou zodpovedá rozsiahlejším zvyškom stredohorskej rovne v Spišskej Magure). Hypogénna freatická fáza vývoja Belianskej jaskyne najpravdepodobnejšie zodpovedá vrchnému miocénu, pretože jemné sedimenty v stredných a horných častiach jaskyne (profily BJA, BJC, BJD, BJ1, BJ2, BJE a BJH) veľmi pravdepodobne prislúchajú paleomagnetickému epoche Gilbert – 3,85 až 6,14 mil. rokov (Pruner et al. 2000, 2001 a 2004, Pruner a Bosák 2001) a subaerická sintrová kôra v spodnej časti Dlhej chodby (profil BJA) je spodnoplIOCénneho veku (Bella et al. 2007).

Vody hlbšej cirkulácie v najstaršej fáze vývoja jaskyne vystupovali k povrchu v pásme zlomu, pozdĺž ktorého sa tektonicky rozčleňoval zarovnaný povrch stredohorskej rovne. Vzhľadom na viac vyzdvižované mezozoické súvrstvia karbonátov v tatranskej oblasti, ktoré boli odkryté a umožňovali infiltráciu meteorických vôd do podzemia, vo vrchnom miocéne bol terén v príľahlej



Obr. 6. Morfológický rez východnou časťou Belianskych Tatier

1 – tektonicky rozčlenené zvyšky stredohorskej rovne (sarmat – skôrý panón), 2 – zvyšky podstredohorského pedimentu (pont), 3 – zvyšky poriečnej rovne, resp. pedimentu (vrchný pliocén – spodný pleistocén)

Tab. 1. Základné súvislosti a geochronológia geologicko-geomorfologického vývoja východnej časti Tatier, príľahlej časti Spišskej Magury a Belianskej jaskyne

Geologické obdoby	Geologický a geomorfologický vývoj územia	Vývoj Belianskej jaskyne
eoocén – oligocén – raný miocén	v kolapsových panvách za celom karpatiského orogénu sedimentovali hrubé súvrstvia zlepcov, pieskovcov a ílovcov (Soják a Starek 1999)	–
spodný miocén – stredný miocén	tektonický výzdvih a demudácia paleogénnych súvrství, rozčlenenieodhaleného vápencového povrchu	–
sarmat – skorý panón	vytvorenie stredohorskej rovne (Lukniš 1973 a Minár et al. 2011)	–
vrchný panón – spodný pont	tektonické rozčleňovanie zarovnaného povrchu v oblasti dnešných Tatier a Spišskej Magury, pradolina Bielej sa zahlbila asi 80 m pod úroveň stredohorskej rovne	počiatky freatického vývoja jaskyne ? – výstup hlbinných vôd pozdĺž zlomu, ktorý podmienil vývoj doliny Bielej
pont	fáza spomaleného zahlbovania až stabilizácie riečiska pradoliny Bielej	hlavná fáza freatického vývoja jaskyne – vysupujúca voda sa dostávala do úrovně bývalého výveru v úrovni podstredohorského pedimentu epifreatický vývoj subhorizontálnej časti jaskyne v okolí Zrúteného domu, freatický vývoj nižších častí jaskyne
	vytvorenie podhorského pedimentu	poklesávanie hladiny podzemných vôd – vadózne odvodňovanie horných častí a featický vývoj nižších častí jaskyne
vrchný pont – spodný pliocén	hlavný klenbovitý výzdvih Tatier, zahlbenie pradoliny Bielej asi 80 m pod úroveň podhorského pedimentu	remodelácia prvotných podzemných dutín a vývoj nových drenážnych rúrovitých chodieb inklinujúcich k zahlbujúcemu sa riečisku doliny Bielej, upchávajúce odtokových kanálov splavovanými sedimentmi a lokálne zaplavene niektorých častí jaskyne
vrchný pliocén	fáza spomaleného zahlbovania až stabilizácie riečiska Bielej, vytvorenie vyššieho stupňa poriečnej rovne	epifreatický vývoj subhorizontálnej časti jaskyne v úrovni Nánosovej chodby
vrchný pliocén – spodný pleistocén	zahlbenie doliny Bielej asi 20 až 25 m	aerické podmienky v úrovni Nánosovej chodby, freatický vývoj nižších častí jaskyne
spodný pleistocén (gelasian)	vytvorenie nižšieho stupňa poriečnej rovne	epifreatický vývoj v úrovni Vstupnej chodby a freatický vývoj najnižších častí jaskyne
spodný pleistocén – holocén	zahlbenie doliny Bielej asi 135 až 140 m, vytváranie riečnych terás (známe sú iba stredné a nížke terasy)	vadózny vývoj celej jaskyne – rútenie stropov podporené prenatízaním nadložia, vody presakujúce z povrchu najmä v čase ústupu glaciálov sčasti remodelovali a lokálne zaplavovali niektoré časti jaskyne

spišsko-magurskej oblasti menej členitý a paleogénne flyšové súvrstvia úplne pokrývali súvrstvia karbonátov (pôvodný nerozčlenený stredohorský zarovnaný povrch prechádzal z karbonátov Belianskych Tatier na flyšové súvrstvia Spišskej Magury). Preto podzemné vody formujúcej sa hlbšej cirkulácie vtedy iba sčasti prenikali pod paleogénne flyšové súvrstvia a vystupovali pozdĺž zlomu oddeľujúceho intenzívnejšie dvíhajúcu sa tatranskú oblasť od spišsko-magurskej oblasti a východnej okrajovej časti Belianskych Tatier.

Horné subhorizontálne časti Belianskej jaskyne vo výške 240 až 255 m nad súčasným dnom doliny viac-menej oscilujú okolo bývalého piezometrického povrchu podzemných vôd, ktorý sa sformoval v čase laterálnej planácie, resp. podrezávania svahov na vtedajšej úrovni zahĺbenia doliny Bielej (pontský podstredohorský pediment? – podobne sa v poľských Tatrách vyčleňuje podhorská úroveň planácie, pozri Klimaszewski 1996). Vody hlbšej cirkulácie, ktoré prenikali nahor pozdĺž strmých medzivrstvových plôch preseknutých zlomom, sa dostávali do úrovne vtedajšieho výveru na povrch. Možno predpokladať, že Objavný komín je zvyškom výtokovej vetvy, ktorej najhornejšia časť sa zdenudovala pri neskoršom zahľbovaní doliny Bielej (Bella et al. 2010).

Klenbovitému výzdvihu Tatier, ktorý sa začal pred 4 až 6 mil. rokov (Minár et al. 2011), predchádzal tektonický výzdvih s počiatočným rozčlenením stredohorskej rovne vrátane prvotných fáz zahľbovania doliny Bielej. Dôkazom je spomenutá spodnopliocénna subaerická sintrová kôra v Belianskej jaskyni (profil BJA) asi 145 m pod úrovňou podvrcholovej plošiny Kobylieho vrchu. Už vtedy bola horná časť jaskyne vo vadóznej zóne a piezometrický povrch podzemných vôd hydrograficky viac-menej zodpovedal vtedajšej úrovni dna doliny.

Počas neskoršieho tektonického výzdvihu klenby Západných Karpát sa prvotne rozčlenené kryhy stredohorského zarovnaného povrchu dostali do vyšších polôh. Vo vrcholovej časti Belianskych Tatier sú zvyšky tohto zarovnaného povrchu vyzdvižené do výšky 1 850 až 2 000 m n. m. (Lukniš 1973). V rámci morfoštruktúrnych regiónov Západných Karpát najvýchodnejšia časť Belianskych Tatier (dolina Bielej a chrbát Pálenice) s príľahlou Spišskou Magurou patrí do tatranského subregiónu centrálného regiónu, ktorý postihol podstatne menší tektonický výzdvih ako najviac dvíhajúci sa tatranský región (pozri Minár et al. 2011).

Epifreatickú remodeláciu freatickej morfológie v strednej a najmä spodnej časti jaskyne, ako aj vytváranie odvodňovacích chodieb podmienilo pokračujúce fázovité zahľbovanie doliny Bielej (Bella a Pavlarčík 2002). Na základe pliocénneho, resp. spodnopleistocénneho veku (gelasian) subaerickej sintrovej kôry v Nánosovej chodbe (profil BJB) usudzujeme, že vytváranie subhorizontálnych chodieb v spodnej časti jaskyne vo výške 915 m a 890 m n. m. (130 až 155 m nad terajším dnom doliny) hydrograficky zodpovedá formovaniu (dvoch stupňov?) poriečnej rovne vo vrchnom pliocénne a spodnom pleistocéne. V epigenetickom úseku doliny Bielej tomu štádiu jej zahľbovania zodpovedajú miernejšie časti svahu, tzv. svahové odpočinky vo výške okolo 900 m n. m. (Košťálik 1999 a Bella a Pavlarčík 2002). V poľských Tatrách sa na rozhraní pliocénu a pleistocénu v nadväznosti na pridolinovú úroveň planácie

(Klimaszewski 1996, zodpovedá poriečnej rovní) vytvorili riečne jaskyne, ktoré sú v relatívnych výškach 80 až 120 m nad súčasnými riečiskami dolín (Rudnicki 1967, Wójcik 1968 a Głazek a Grodzicki 1996).

Najnižšie známe časti Belianskej jaskyne sú vo vyššej pozícii ako sústava stredných a nízkych riečnych terás v dolnej časti svahov doliny Bielej, ktoré sa pozorujú vo výškach do 18 m nad terajším riečiskom; vyššie terasy nie sú známe (Droppa 1959, Lukniš 1973 a Košťálik 1999). Zahĺbenie doliny Bielej (v jej ústí do Popradskej kotliny) sa predpokladá v kvartéri 135 až 140 m, kým v predkvartérnom období 165 až 190 m.

V súčasnosti sa priesakové vody zo zrážok sústreďujú na dne priepastí v najnižších častiach jaskyne, kde vytvárajú občasné potôčiky. Na základe meraní z rokov 1974-1981 sa v riečisku Bielej, ktoré tvorí eróznú bázu skrasovatennej štruktúry Bujačieho vrchu, zistil výron podzemných vôd v rozsahu 41,5 až 502 l.s⁻¹ (Hanzel 1992). Keďže dobre priepustné mezozoické karbonáty štruktúry Bujačieho vrchu sa ponárajú pod paleogénne flyšové súvrstvia Spišskej Magury a Popradskej kotliny, východná časť Belianskych Tatier zrejme predstavuje infiltračnú oblasť pre minerálne vody ružbašskej žriedlovej štruktúry v odkrytých karbonátoch na úpätí Spišskej Magury, asi 20 km severovýchodne od Belianskej jaskyne (Maheľ 1952 a Hanzel 1987 a 1992). Vysokú priepustnosť poruchového pásma podtatranského zlomu vo východnej časti štruktúry karbonátov Bujačieho vrchu dokumentuje hydrogeologický vrt BTH-1 (hlboký 150 m) pri Tatranskej Kotline, v ktorom sa zistil výrazný prítok vody v hĺbke 13,5 až 44 m s prúdením smerom nadol (Hanzel 1992).

ZÁVER

Belianska jaskyňa je pozoruhodnou krasovou lokalitou nielen z hľadiska svojráznej genézy, ale tiež preto, že poukazuje aj na určité zákonitosti vývoja jej subhorizontálnych častí súvisiacich s vývojom doliny Bielej. Interdisciplinárnou spoluprácou pri výskume sa získali poznatky, ktoré oprávňujú podvrcholovú plošinu Kobylieho vrchu nad jaskyňou zaradiť k stredohorskému zarovnanému povrchu, umožňujú poukázať na rozsah tektonického výzdvihu s počiatočným rozčlenením stredohorského zarovnaného povrchu pred hlavným klenbovým výzdvihom Tatier, ako aj určiť rozsah zahĺbenia doliny v predkvartérnom a kvartérnom období.

Na základe odlišnej hypsometrie, morfológie povrchového terénu, neotektonického vývoja i charakteru speleogenézy treba pri prehodnocovaní regionálneho geomorfologického členenia Slovenska (Mazúr a Lukniš 1978) rozčleniť Belianske Tatry na menšie, navzájom odlišné územné jednotky vrátane ich najvýchodnejšej časti zahrňujúcej dolinu Bielej a chrbát Pálenice (1 175 m). Na potrebu podrobnejšieho geomorfologického členenia krasových území na Slovensku poukazuje Jakál (2007).

Úloha sa riešila v rámci vedeckého projektu podporeného grantovou agentúrou VEGA č. 1/0161/09 „Morfológia a genéza predkvartérnych jaskynných systémov v Západných Karpatoch“, projektu financovaného Grantovou agentúrou Akadémie vied Českej republiky č. IAA300130701 „Paleomagnetický výskum krasových sedimentov: paleotektonické a geomorfo-

logické využitie“ a výskumného zámeru Geologického ústavu AV ČR, v. v. i., č. CEZ AV0Z30130516.

LITERATÚRA

- AUDRA, PH., MOCOCHAIN, L., BIGOT, J.-Y., NOBÉCOURT, J.-C. (2009). Morphological indicators of speleogenesis: hypogenic speleogens. In Klimchouk, A. B., Ford, D. C., eds. *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Special Paper, 1. Simferopol (Ukrainian Institute of Speleology and Karstology), pp. 23-32.
- BAUMGART-KOTARBA, M., KRÁL, J. (2002). Young tectonic uplift of the Tatra Mts (fission track data and geomorphological arguments). *Geologica Carpathica*, 53, Special Issue on CD.
- BELLA, P., BOSÁK, P., GLÁZEK, J., HERCMAN, H., KADLEC, J., KICIŇSKA, D., KOMAR, M., KUČERA, M., PRUNER, P. (2007). Datovanie výplní Belianskej jaskyne: geochronologické záznamy jej genézy. Abstrakty, 6. vedecká konferencia „Výskum, využívanie a ochrana jaskýň“, Ždiar 1.-5. 10. 2007. *Aragonit*, 12, 127-128.
- BELLA, P., BOSÁK, P., GLÁZEK, J., HERCMAN, H., KICIŇSKA, D., PAVLARČÍK, S. (2005). The antiquity of the famous Belianska Cave (Slovakia). In *Proceedings of the 14th International Congress of Speleology*, 2, Kalamos 21 – 28 August 2005. Athens (Hellenic Speleological Society), p. 437.
- BELLA, P., BOSÁK, P., PRUNER, P., GLÁZEK, J. (2010). Vývoj doliny Bielej vo východnej časti Belianskych Tatier: implikácie z morfológie a veku sedimentov v Belianskej jaskyni. In Hochmuth, Z., Kulla, M., Csachová, S., eds. *Zborník abstraktov z 15. kongresu Slovenskej geografickej spoločnosti a 6. konferencie Asociácie slovenských geomorfológov, Košice 8.-11. 9. 2010*. Košice (UPJŠ), pp. 79-82.
- BELLA, P., GAÁL, L., BOSÁK, P. (2009). Predpoklady a indície vývoja hypogénnych jaskýň na Slovensku. Abstrakty, 7. vedecká konferencia „Výskum, využívanie a ochrana jaskýň“, Smolenice 10.-13. 11. 2009. *Aragonit*, 14, 159-161.
- BELLA, P., OSBORNE, A. (2008). Korózne šikmé facety a ich morfogenetické znaky vo vzťahu ku genéze Belianskej jaskyne. *Slovenský kras*, 46, 75-86.
- BELLA, P., PAVLARČÍK, S. (2002). Morfológia a problémy genézy Belianskej jaskyne. In Bella, P., ed. *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň: Zborník referátov z 3. vedeckej konferencie, Stará Lesná 14.-16. 11. 2001*. Liptovský Mikuláš (Správa slovenských jaskýň), pp. 22-35.
- BEZÁK, V., MELLO, J., NEMČOK, J., REICHWALDER, P. (1993). Tektonika. In Nemčok, J., ed. *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1:50 000*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 99-146.
- BIZUBOVA, M., MINÁR, J. (1992). Some new aspects of denudation chronology of the West Carpathians. In *Abstract of papers. International symposium "Time, Frequency and Dating in Geomorphology"*, Tatranská Lomnica – Stará Lesná 16. - 21. 6. 1992. Bratislava (Institute of Geography of the Slovak Academy of Sciences), p.10.
- BOSÁK, P., PRUNER, P., KADLEC, J., HERCMAN, H., SCHNABL, P. (2004). *Paleomagnetický výskum sedimentárných výplní vybraných jaskýní na Slovensku*. Etapová zpráva č. 4. MS. Praha (Geologický ústav AV ČR).
- BOSÁK P. (2002). Karst processes from the beginning to the end: how can they be dated? In Gabrovšek, F., ed. *Evolution of karst: from prekarst to cessation*. Carsologica. Postojna – Ljubljana (Založba ZRC), pp. 191-223.
- BURCHART, J. (1972). Fission-track age determination of accessory apatite from Tatra Mountains, Poland. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 15, 418-422.

- CANDE, S. C., KENT, D. V. (1995). Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100, B4, 6093-6095.
- CURL, R. L. (1966). Cave conduit enlargement by natural convention. *Cave Notes*, 8, 2-6.
- DANIŠÍK, M., KOHÚT, M., BROSKA, I., FRISCH, W. (2010). Thermal evolution of the Malá Fatra Mountains (Central Western Carpathians): insight from zircon and apatite fission track thermochronology. *Geologica Carpathica*, 61, 19-27.
- DROPPA, A. (1959). *Belanská jaskyňa a jej kras*. Bratislava (Šport).
- DZUROVČIN, L. (1994). Príspevok k poznaniu procesov a časového priebehu zarovnávania v slovenských Karpatoch – ich vzťah k neotektonickým fázam a paleogeografickému vývoju v Paratethýde. *Mineralia Slovaca*, 26, 126-143.
- FUDALÝ, V. (2008). Speleologický prieskum a dokumentácia Belianskej jaskyne. *Aragonit*, 13(2), 29-32.
- GŁĄZEK, J., BELLA, P., BOSÁK, P., HERCMAN, H., PRUNER, P. (2004). Geneza i wiek Jaskini Bielskiej. In Gradziński, M., Szelerewicz, M., eds. *Materiały 38. Sympozjum Speleologicznego, Zakopane 7.-10. 10. 2004*. Kraków (Sekcja Speleologiczna PTP), pp. 41-42.
- GŁĄZEK, J., GRODZICKI, J. (1996). Kras i jaskinie. In Mirek, Z., ed. *Przyroda Tatrzańskiego parku narodowego. Tatry i Podtatrze*, 3. Kraków – Zakopane (Tatrzański Park Narodowy), pp. 139-168.
- GRADZIŃSKI, M., HERCMAN, H., KICINSKA, D., BARCZYK, G., BELLA, P., HOLUBEK, P. (2009). Kras tatrzański – rozwój wiedzy w ostatnich trzydziestu latach. *Przegląd Geologiczny*, 57, 674-684.
- HANZEL, V. (1987). Puklinovo-krasové vody Belianskych Tatier a Vysokých Tatier. *Slovenský kras*, 25, 65-82.
- HANZEL, V. (1992). Hydrogeológia Belianskych Tatier a severných svahov Vysokých Tatier. *Západné Karpaty, séria hydrogeológia a inžinierska geológia*, 10, 7-51.
- HLAVÁČ, J., ZIMÁK, J., ŠTELCL, J. (2004). „Jeskyňní hlíny“ zpřístupněných jeskyní Nízkých a Belianských Tater. In Bella, P., ed. *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň. Zborník referátov zo 4. vedeckej konferencie, Táto 5. - 8. 10. 2003*. Liptovský Mikuláš (Správa slovenských jaskýň), pp. 89-94.
- IVANOVICH, M., HARMON, R. S., eds. (1982). *Uranium series disequilibrium: applications to environmental problems*. Oxford (Clarendon).
- JAKÁL, J. (2007). Úloha krasového reliéfu pri vyčleňovaní geomorfologických jednotiek Slovenska. *Geografický časopis*, 59, 293-303.
- KICINSKA, D., GŁĄZEK, J. (2005). Minerality ciezkie w osadach Jaskini Bielskiej. In Gradziński, M., Szelerewicz, M., eds. *Materiały 39. Sympozjum Speleologicznego, Starbienino 7. - 9. 10. 2005*. Kraków (Sekcja Speleologiczna PTP), p. 34.
- KEMPE, S., BRANDT, A., SEEGER, M., VLADI, F. (1975). “Facetten” and “Laugdecken”, the typical morphology of caves developing in standing water. *Annales de Spéléologie*, 30, 705-708.
- KIRSCHVINK, J. L. (1980). The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62, 699-718.
- KLIMASZEWSKI, M. (1996). Geomorfologia. In Mirek, Z., ed. *Przyroda Tatrzańskiego parku narodowego. Tatry i Podtatrze*, 3. Kraków – Zakopane (Tatrzański Park Narodowy), pp. 97-124.
- KLIMCHOUK, A. (2007). *Hypogene speleogenesis: hydrological and morphogenetic perspective*. Special Paper, 1. Carlsbad (NCKRI).
- KOVÁČ, M., KRÁL, J., MÁRTON, E., PLAŠIENKA, D., UHER, P. (1994). Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *Geologica Carpathica*, 45, 83-96.

- KOŠŤÁLIK, J. (1999). *Spišská Magura. Geológia, reliéf, geoekológia*. Košice (Prírodovedecká fakulta UPJŠ).
- KRÁL, J. (1977). Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. *Geologica Carpathica*, 28, 267-276.
- KUČERA, M. (2008). Distribúcia diskontinuit v procese formovania Belianskej jaskyne. *Slovenský kras*, 46, 227-231.
- LANGE, A. (1963). Planes of repose in caves. *Cave Notes*, 5(6), 41-48.
- LATHAM, A. G., SCHWARTZ, H. P., FORD, D. C. (1979). Paleomagnetism of stalagmite deposits. *Nature*, 280, 383-385.
- LATHAM, A. G., SCHWARTZ, H. P., FORD, D. C. (1986). The paleomagnetism and U-Th dating of Mexican stalagmite, DAS2. *Earth and Planetary Science Letters*, 79, 195-207.
- LEFELD, J. (2009). Alpejskie fazy orogeniczne w Tatrach. *Przegląd Geologiczny*, 57, 669-673.
- LUKNIŠ, M. (1973). *Reliéf Vysokých Tatier a ich predpolia*. Bratislava (SAV).
- MAGLAY, J., HALOUZKA, R., BAŇACKÝ, V., PRISTAŠ, J., JANOČKO, J., HÓK, J. (1999). *Neotektonická mapa Slovenska 1:500 000*. Bratislava (Geologická služba SR).
- MAHEL, M. (1952). Minerálne pramene Slovenska so zreteľom na geologickú stavbu. *Práce Štátneho geologického ústavu*, 27, 114-147.
- MAZÚR, E., LUKNIŠ, M. (1978). Regionálne geomorfologické členenie Slovenskej socialistickej republiky. *Geografický časopis*, 30, 101-125.
- MELLO, J., WIECZOREK, J. (1993). Krížňanský príkrov (veporikum). In Nemčok, J., ed. *Vysvetlivky ku geologickej mape Tatier 1:50 000*. Bratislava (GÚDŠ), pp. 36-49.
- MICHALÍK, J. (2009). Tatranská Kotlina, kamieniolom: wapienie typu Annaberg, trias šrodkowy (anizyk). In Uchman, A., Chowaniec, J., eds. *Budowa geologiczna Tatr i Podhala ze szczególnym uwzględnieniem zjawisk geotermalnych na Podhalu. LXXIX Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Materiały konferencyjne. Bukowinka Tatrzańska, 27-30 września 2009 r.* Warszawa (PIG).
- MINÁR, J., BIELIK, M., KOVÁČ, M., PLAŠIENKA, D., BARKA, I., STANKOVIANSKY, M., ZEYEN, H. (2011). New morphostructural subdivision of the Western Carpathians: an approach integrating geodynamics into targeted morphometric analysis. *Tectonophysics*, 502 (1-2), 158-174.
- NEMČOK, J., ed., BEZÁK, V., BIELY, A., GOREK, A., GROSS, P., HALOUZKA, R., JANÁK, M., KAHAN, Š., KOTAŇSKI, Z., LEFELD, J., MELLO, J., REICHWALDER, P., RACZKOWSKI, W., RONIEWICZ, P., RYKA, W., WIECZOREK, J., ZELMAN, J. (1994). *Geologická mapa Tatier 1:50 000*. Bratislava (GÚDŠ).
- OSBORNE, R. A. L. (2004). The troubles with cupolas. *Acta Carsologica*, 33(2), 9-36.
- OSBORNE, R. A. L. (2009). Hypogene caves in deformed (fold belt) strata: observations from Eastern Australia and Central Europe. In Klimchouk, A. B., Ford, D. C., eds. *Hypogene speleogenesis and karst hydrogeology of artesian basins*. Special Paper, 1. Simferopol (Ukrainian Institute of Speleology and Karstology), pp. 33-43.
- QUINIF, Y. (1973). Contribution à l'étude morphologique des coupoles. *Annales de Spéléologie*, 28(4), 5654-573.
- PAVLARČÍK, S. (2002). Geologické pomery východnej časti Belianskych Tatier a ich vplyv na vývoj Belianskej jaskyne. In Bella, P., ed. *Výskum, využívanie a ochrana jaskýň: Zborník referátov z 3. vedeckej konferencie, Stará Lesná 14.-16. 11. 2001*. Liptovský Mikuláš (Správa slovenských jaskýň), pp. 15-21.
- PAVLARČÍK, S. (2004). Výsledky speleologickej činnosti v Tatrách. *Štúdie o Tatranskom národnom parku*, 7(40), 191-202.
- PLANDEROVÁ, E. (1990). *Miocene microflora of Slovak Central Paratethys and its biostratigraphical significance*. Bratislava (GÚDŠ).

- PRUNER, P., BOSÁK, P., KADLEC, J., VENHODOVÁ, D., BELLA, P. (2000). Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku. In Bella, P., ed. *Výskum, ochrana a využívanie jaskýň: Zborník referátov z 2. vedeckej konferencie, Demänovská Dolina 16.-19. 11. 1999*. Liptovský Mikuláš (Správa slovenských jaskýň), pp. 13-25.
- PRUNER, P., BOSÁK, P. (2001). Palaeomagnetic and magnetostratigraphic research of cave sediments: theoretical approach, and examples from Slovenia and Slovakia. *Proceedings, 13th International Congress of Speleology, 1*. Brasilia (SBdE), pp. 94-97.
- PRUNER, P., BOSÁK, P., KADLEC, J., VENHODOVÁ, D. (2001). *Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku*. Praha (GÚ AVČR).
- PRUNER, P., BOSÁK, P., KADLEC, J. (2004). *Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní na Slovensku*. Praha (GÚ AVČR).
- ROTH, S. (1882). Die Höhlen der Hohen Tatra und Umgebung. *Jahrbuch des Ungarischen Karpathen-Vereines*, 9, 333-356.
- RUDNICKI, J. (1967). Geneza i wiek jaskiń Tatr Zachodnich. *Acta Geologica Polonica*, 17, 521-591.
- RUDNICKI, J. (1978). Role of convection in shaping subterranean karst forms. *Kras i speleologia*, 2(11), 92-100.
- SEKYRA, J. (1954). *Velehorský kras Bělských Tater*. Praha (ČSAV).
- SOTÁK, J., STAREK, G. (1999). Depositional stacking of the Central Carpathian Paleogene Basin: sequences and cycles. *Geologica Carpathica*, 50, special issue, 69-72.
- STRUZIK, A. A., ZATTIN, M., ANCZKIEWICZ, R. (2002a). Timing of uplift and exhumation of the Polish Western Carpathians. *Geotemas*, 4, 151-154.
- STRUZIK, A. A., ZATTIN, M., ANCZKIEWICZ, R. (2002b). Apatite fission track analyses from the Polish Western Carpathians. *GeoLines*, 14, 87-89.
- THOMSON, P. W., PFLUG, H. (1953). Pollen und Sporen der mittel-europäischen Tertiärs. *Palaeontographica*, Abt. B, 94, 138.
- VITÁSEK, F. (1929). Stopy starých ledovců v Bělských Tatrách. *Spisy Tatrské komise odboru Československé společnosti zeměpisné*, A/3, 3-16.
- VITÁSEK, F. (1931). Fysický zeměpis Tater. *Sbírka „Naše Tatry“*, Praha, 15-215.
- WÓJCIK, Z. (1968). Rozwój geomorfologiczny wapiennych obszarów Tatr i innych masywów krasowych Karpat Zachodnich. *Prace Muzeum Ziemi*, 13, 3-169.
- ZIMÁK, J., ŠTELCL, J., ZELINKA, J., HLAVÁČ, J. (2003). Přirozená radioaktivita horninového prostředí Belianské jeskyně. *Aragonit*, 8, 26-29.

*Pavel Bella, Pavel Bosák, Petr Pruner, Jerzy Głazek,
Helena Hercman*

THE DEVELOPMENT OF THE RIVER BIELA VALLEY IN RELATION TO THE GENESIS OF THE BELIANSKA CAVE

The reconstruction of the multi-phased genesis of Belianska Cave, based on cave morphology and its spatial relations, paleomagnetism, U-series dating and pollen analyses of cave sediments, provides some implications for the denudation chronology of landforms in the eastern part of the Belianske Tatry Mts. (northern Slovakia) including the developmental phases of the fluviokarst River Biela Valley entrenched in the nappe structure composed of Mesozoic carbonates.

The vertical-horizontal multiple branched cave, with a length of 3,504 m and a depth range of 160 m, consists of two irregularly north-south trending inclined branches. They are joined at the lower, northern part of the cave (Fig. 2). Phreatic oval corrosion domes,

halls and large inclined passages, with ceilings dissected by high cupolas, present the dominant morphological features sculptured by the ascending deep phreatic waters (Głazek et al. 2004, Bella et al. 2007 and 2010). Downward-inclined smooth facets (planes of repose), developed in the lower parts of the walls of halls and inclined passages, are additional morphological indicators for the genesis of major segments of the cave in calm and stagnant water conditions with an accumulation of insoluble fine-grained clastic sediments (Bella and Osborne 2008) as residues from dissolution of carbonate rocks (Zimák et al. 2003, Głazek et al. 2004, Hlaváč et al. 2004, Kicińska and Głazek 2005). Several vertical and steeply sloping chimneys and shafts vertically dissect the main inclined cave branches. Subhorizontal segments in the upper and lower parts of the cave developed during the long-lasting phases of water table lowering in the cave related to phases of entrenchment of the River Biela Valley (Bella and Pavlarčík 2002). Facets developed below the lateral water-level notches reflect younger epiphreatic phases of cave development (Bella and Osborne 2008). Later meteoric water inflows into the cave partially remodelled the primary phreatic morphologies or formed some conduits hydrographically inclined to the paleovalley of the River Biela. At present, meteoric waters seeping into the cave are accumulating into occasional streamlets mostly at the bottom of shafts in the lower parts of the cave.

The cave was significantly filled with fine-grained clastic sediments, mainly during the phreatic phase of its development. These deposits were largely washed out during the younger epiphreatic and vadose phases. Normal and reverse magnetized zones alternate in remnants of the sediments (Pruner et al. 2000, 2001 and 2004, Pruner and Bosák 2001). Their magnetostratigraphy indicates an age older than 1.77 Ma (the upper boundary of the Olduvai epoch), but the sediments can be related to the Gilbert epoch (ca 4.18–6.15 Ma). Speleothem crusts on the surface of some profiles are older than 1.25 Ma (Bosák et al. 2004). Palynospectra of Miocene and Lower Pliocene age are included in these speleothems (depositional profiles BJA and BJB, Fig. 2). The age of the subaerial speleothems deposited on the eroded surface of the fine-grained clastic sediments is approximately 4–5 Ma (Bella et al. 2007).

Some implications from the morphology and the age of deposits in the Belianska Cave are relevant for determination of tectonically dissected residues of planation surfaces in the eastern part of the Belianske Tatry Mts. and development of the River Biela Valley (Fig. 6 and Tab. 1). The upper cave parts of phreatic origin reach 65–80 m below the small plateau below the top of the Kobyľí Hill at 1,080 m a.s.l., which presents a residue of a mid-mountain planation surface (Sarmatian–Early Pannonian). In the central crest of the Belianske Tatry Mts., residues of this planation surface have been tectonically uplifted to 1,850–2,000 m a.s.l. (Lukniš 1973) during the basic dome-like morphostructural formation of the Western Carpathians, which began 4–6 Ma ago (Minár et al. 2011). Before the main tectonic uplift of the Tatra Region, subhorizontal epiphreatic segments in the upper part of the cave oscillated at 1,000–1,015 m a.s.l. (240–255 m above the recent river bed). They originated along a piesometric surface and the spring level of deep phreatic waters ascending along a steep fault between the central and edge of the eastern part of the Belianske Tatry Mts., probably during the formation of a submountain pediment (Pontian?). The development of the younger phreatic and subhorizontal epiphreatic conduits in the lower part of the cave at 915 m a.s.l. (Upper Pliocene) and 890 m a.s.l. (Lower Pleistocene) is correlated with the developmental phases of the River Biela Valley. These outflow conduits, developed during phases of slight or interrupted entrenchment of the valley, occur 155 m and 130 m above the recent riverbed of the River Biela.

