

Datování sedimentární výplně ve Velkolomu Čertovy schody

Dating of sedimentary fill in the Velkolom Čertovy schody

Pavel Bosák¹, Petr Pruner¹, Karel Žák¹, Martin Šťastný¹, Ivan Horáček², Stanislav Čermák¹, Šimon Kdýr¹, Petr Mikysek¹

Abstract

A highly fractured and karstified zone up to 40 m broad at the western end of the 8th level of the Velkolom Čertovy schody (Giant Quarry of Devil Steps; cadaster of the Koněprusy village, Bohemian Karst, Czech Republic) is developed in Pragian grainstones (Lower Devonian Koněprusy Limestone). The studied canyon-like cavity was about 90–100 m long, over 15 m high and some 8 m wide. It was produced by dissolution and corrosion of a thick vein of coarse-crystalline hydrothermal calcite. It was uncovered successively by the quarry operation between 2009 and 2011. The lower part of the cavity was filled with a sequence of flowstones over 2 m thick with clayey and sandy intercalations, highly impregnated by goethite. Above, a series of well-bedded, laminated and banded light brown clays and silts were interbedded by light-colored sands. The sediments were impregnated by Fe- and Mn-rich compounds with thin ferricretes in places. Color and lithological differences were distinct here, and so were erosional boundaries of strata. The upper part was richer in sand and sand-containing beds in a thickness of ca. 2–2.5 m. An interval with tiny bone and enamel fragments was lying about 2 m below the top of the section.

Paleomagnetic analysis, due to the high goethite content, did not yield reliable results. Demagnetization results of only 12 samples (of a total of 45) indicated prevailing normal magnetic polarity in siliciclastics, and reverse magnetic polarity was recorded in one flowstone sample. Paleontological analysis, owing to the poor preservation and high fragmentation of the bones and teeth, did not contribute to a more precise dating of the sediments either. The heavy mineral assemblage, composed mostly of chemically stable minerals (like zircon or rutile), is close to the assemblages derived from weathered sediments of Upper Cretaceous cover of the area and shows similarities to those typical of Miocene terrace and cave sediments in a broader area. High anatase contents indicate a possible correlation with anatase-rich silcretes and ferricretes of the Labe type, which are usually dated to the Oligocene/Miocene boundary or to the lowermost Miocene (so-called Sulava or Klíneč Terrace Stage). This correlation is supported by similar altitudes of the studied paleocave and relicts of this stage in the closest vicinity. The cave was filled most probably at the Oligocene/Miocene boundary after the erosion of the overlying Upper Cretaceous sediments.

1. Úvod

Datování krasových sedimentů (*sensu* ZUPAN HAJNA et al. 2008) paleomagnetickou metodou a magnetostratigrafií přináší cenné výsledky týkající se stáří jeskynních sedimentů, přestože jde o metodu srovnávací (založenou na korelaci), která neposkytuje absolutní numerické údaje. Získaný magnetostratigrafický profil je nutno srovnat se standardní škálou (Geomagnetic Polarity Timescales GPTS; CANDE a KENT 1995; GRADSTEIN et al. 2012). Nicméně i toto srovnání nemusí být vždy spolehlivé (např. BOSÁK, PRUNER a KADLEC 2003). Při použití dalších metod datování, ať již přímých nebo nepřímých (viz přehledy BOSÁKA 2002, 2003), se často podaří korelovat získaný magnetostratigrafický obraz s GPTS přímo nebo s alternativami (viz

např. ZUPAN HAJNA et al. 2008, 2010, 2019). Jeskynní sedimenty tak slouží jako zdroj informací pro rekonstrukci karstogeneze, speleogeneze a paleoprostředí (např. KADLEC et al. 2000, 2001; SASOWSKY a MYLROIE, Eds. 2004; KRAJCARZ et al. 2014; HÄUSELMANN et al. 2015; PLAN et al. 2019; BELLA et al. 2019).

V Českém krasu byla metoda použita při výzkumu terasového komplexu Beroun – dálnice (Kočí 1991), dále sedimentárních výplní Aragonitové jeskyně v oblasti Stydlých vod u Svatého Jana pod Skalou (KADLEC et al. 1992, 1995), jeskyně Nad Kačákem u Hostimi, Koněpruských jeskyní a Portálové jeskyně (KADLEC a kol. 2003). V Koněpruských jeskyních byla doplněna o radiometrické datování speleotém metodou U-series (in BOSÁK a kol. 2006).

Od roku 1994 probíhá ve Velkolomu Čertovy schody (VLČS) pravidelná grafická a fotografická dokumentace postupu těžby na všech těžných etážích s cílem zaznamenat strukturní a další geologické prvky (např. neptunické a kalcitové žíly) a hlavně projevy a intenzitu zkrasování. V září roku 2009 byly při rutinní prohlídce výplavových kuželů pod úsekem postiženým zkrasováním v jz. konci 8. etáže lomu Východ (VLČS–V; obr. 1 a 2; souřadnice S-JTSK 770 900, 1 058 965, 351–365 m n. m.) nalezeny drobné zbytky velmi tenkých a vybělených kostí. Nalézaly se pod vertikální jeskynní dutinou, zcela vyplněnou sedimenty (BOSÁK 2010). Výplň byla tvořena dobře zvrstvenými, páskovanými a laminovanými světle hnědými jílovitými sedimenty ve svrchní části s vložkami bílých a okrových písků, žlutohnědými kompaktními, kostičkovitě rozpadavými jíly, s polohami prozelezněnými a obohacenými o Mn-sloučeniny. Ve spodní části byla zhruba 2 m mocná poloha podlahových sintrů silně okrově zabarvených sloučeninami Fe (obr. 3). Ve výplni byly zřetelné barevné a litologické rozdíly i erozní hranice (obr. 4). Ve stropě profilu, asi 2 m pod stropem etáže, byla nalezena poloha s kostmi (úlomky dekalcifikovaných kostí a zubní skloviny). Šířka výplně je asi 8 m. Profil byl ověřován pro paleomagnetické a magnetostratigrafické studium, výzkum magnetomineralogie, paleontologickou analýzu (obratlovci) a zjištění obsahu těžkých minerálů.

¹ Geologický ústav AV ČR, v. v. i., Rozvojová 269, 165 00 Praha 6, bosak@gli.cas.cz

² Katedra zoologie, Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy v Praze, Viničná 4, 128 44 Praha 2

Poděkování: Pracovníkům GLÚ AV ČR (Stanislav Šlechta, Ondřej Marek, Jiří Petráček a Václav Sedláček) děkujeme za technickou spolupráci při vzorkování, separaci minerálů, měření, vyhodnocování dat a přípravě rukopisu. Za umožnění prací ve Velkolomu Čertovy schody, a. s., děkujeme Ing. Igoru Novákovi. Práce byly financovány z grantu Grantové agentury AV ČR č. IAA3013001 (Paleomagnetický výzkum krasových sedimentů: paleotektonické a geomorfologické využití) a ze zakázky hlavní činnosti GLÚ AV ČR č. 7302, dále podpořeny výzkumným záměrem č. AV0Z30130516 a institucionálním financováním GLÚ AV ČR č. RVO6798531.

Český kras (Beroun), 45 (2019), 29–38, 2 tab., 9 obr.

© Muzeum Českého krasu

ISSN 1211-1643

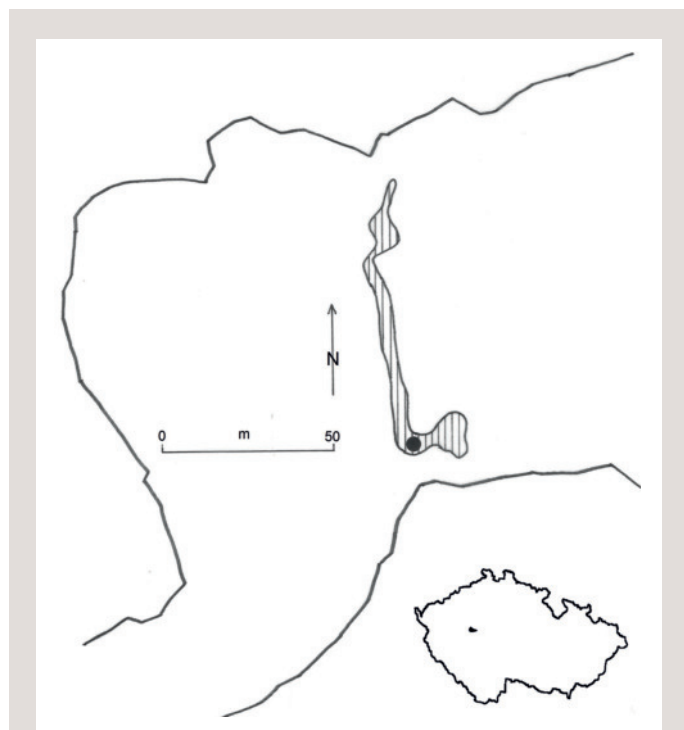
ISBN 978-80-87708-13-2

Jeskynní dutina byla situována v intenzivně krasověním postiženém a zahliněném zlomovém pásmu v koněpruských vápencích. Konepruské vápence (stupeň prag, spodní devon) zde byly organodetritické (hrubě zrnité kalkarenity), s jemnou i hrubější drtí fauny různého typu, s většími lilijicemi, místy s tenkými neptunickými žilkami a žilami hydrotermálního kalcitu. Zlomové/puklinové pásmo mělo směr S–J až SSV–JJZ, a v jeho profilu se střídaly plotny vápence s korodovanými stěnami o mocnosti prvních decimetrů až metrů s krasovými sedimenty okrové až červenohnědé barvy o obdobné mocnosti. Celé pásmo v mocnosti asi 30–40 m je sledovatelné od jv. konce VLČS – lom Západ (VLČS–Z, etáže 345 a 338 m) až na 7. a 6. etáž VLČS–V. Je vázáno na širší rozpukané okolí mocnější žíly hydrotermálního kalcitu (mocnost až přes 1 m) doprovázené žilníky tenkých kalcitových žil a žilek (ty pokračují, ale s výrazně slabším až žádným zkrasověním, přes celou hloubku VLČS–Z do jeho s. stěny). V této zóně, ale na vyšší 7. etáži VLČS–V a poněkud k S, byly popsány křemen-goethitové agregáty, které téměř neobsahují jílové minerály, původně vzniklé ve volné krasové dutině (CÍLEK a BOSÁK 2001).

Pokračujícími odstřely mezi roky 2009 a 2018 jeskyně zanikla, ale v s. stěně 8. etáže bylo postupně obnaženo její pokračování k S až SV, které se stupňovitě zvedalo (obr. 1). Pokračování k J nebylo následnými odstřely zastíženo, dutina nejspíše končila vertikálním komínem ústícím do dnešní počvy 7. etáže. Celková obnažená délka sedimenty zaplněné jeskynní dutiny byla 90–100 m.

2. Profil

Strop etáže byl v tomto segmentu 8. etáže ve výšce asi 365 m n. m. a počva pak mezi 351 a 352 m n. m. (měřická dokumentace VLČS).



Obr. 1. Obrys z. části 8. etáže Velkolomu Čertova schody – východ (stav z konce roku 2018, podle GMS VLČS, a. s.) s pozicí studované dutiny zcela vyplněné sedimenty (vertikální šrafování). Pozice popsaného profilu je znázorněna plným kroužkem.

Fig. 1. An outline of the 8th level of the Velkolom Čertovy schody – East (as of the end of 2018, after GMS VLČS, a. s.) with the position of the studied sediment-filled cavity (vertical shading). The position of the described section is marked by a full circle.

Dokumentace a paleomagnetické vzorkování probíhalo ve dnech 22. 9. 2009 (Pavel Bosák, Petr Pruner, Stanislav Šlechta), 23. 9. 2009 (Pavel Bosák, Stanislav Šlechta, Ondřej Marek) a po vybagrování báze profilu 6. 10. 2009 (Pavel Bosák). Paleontologické vzorkování se uskutečnilo 5. 11. 2009 (Ivan Horáček, Jan Wagner). Vzorky byly označeny zkratkou K.

Profil byl měřen pásmem zdola nahoru a metráže byly přepočteny na kolmici. Strop měřeného profilu v 1 480 cm:

- 1 480–1 469 Jíl, prachovitý, jemně písčité, okrový detailně zvrstvený, laminovaný.
- 1 469–1 457 Písek, středně až hrubě zrnitý, okrový, křížově zvrstvený.
- 1 457–1 445 Jíl, prachovitý, jemně písčité, okrový, detailně zvrstvený, laminovaný.
- 1 445–1 433 Jíl, prachovitý, jemně písčité v laminách, tmavěji okrový, laminovaný.
- 1 433–1 426 Písek, jemně až hrubě zrnitý, okrový, minimum matrix, páskovaný a vnitřně laminovaný, gradační zvrstvení, vzhůru zjemňující, planární šikmé zvrstvení, mírně zpevněný (vzorek, těžké minerály K1). Přejchod ostrý, erozní.
- 1 426–1 383 Jíl, prachovito-písčité, okrový až světle hnědý, kolem 1 397 cm rezavě okrový, u báze silně písčité až silně jílovitý písek, mezi 1 400 a 1 397 cm písek, jemně zrnitý, silně jílovito-prachovitý, laminovaný.
- 1 383–1 368 Písek, křemenný, převážně jemně až středně zrnitý, slabě kaolinitický, bílý, mírně zpevněný (vzorek, těžké minerály K2; obr. 4). Přejchod ostrý, erozní.
- 1 368–1 316 Písek, různá zrnitost, okrový, místy světlejší pásy a laminy, místy pásy a laminy až prachovitých jílu, dynamické křížové a šikmé zvrstvení, gradace.
- 1 316–1 303 Jíl, prachovitý, světle okrový, laminovaný a páskovaný.
- 1 303–1 292 Jíl, prachovitý, u báze jemně písčité v laminách, okrový až světle hnědý, laminovaný.
- 1 292–1 289 Písek, jemně zrnitý, slabě kaolinitický, bílý.
- 1 289–1 251 Jíl až prach, okrový, u báze až světle hnědý, páskovaný až laminovaný, s výrazným planárním šikmým zvrstvením.
- 1 251–1 246 Písek, velmi slabě jílovito-prachovitý, jemně až středně zrnitý, žlutý až okrový.
- 1 246–1 233 Jíl, světle čokoládově hnědý, laminovaný, u báze se šmouhami Mn-sloučenin.
- 1 233–1 220 Písek, okrový, jemně až středně zrnitý, laminovaný, v laminách silně jílovitý až jíl.
- 1 220–1 002 Střídání jílu a prachovitých jílu různých barev (okrové, světle hnědé, světle čokoládově a čokoládově hnědé, nařafověle hnědé), místy silná prachovitá příměs, jemně písčité příměs v laminách, interlaminace různých barev, barevné pakety o mocnosti 8–13 cm mají jednu základní barvu s laminami až tenkými pásy odlišné barvy (tmavá ve světlé a naopak), místy zřetelné šikmo zvrstvené pakety menší mocnosti (mocnější mezi 1 090 a 1 080 cm), kolem 1 061 cm Liesegangovy proužky (oscilační koncentrační zonalita), s laminami a tenkými pásy pevných železovic kovově fialové až tmavě šedé barvy 0,5–1 cm v 1 150–1 141 cm, kolem 1 117 cm a od 1 022 cm k bázi, nařafověle hnědé až tmavě hnědé polohy silně prosyceny sloučeninami Mn, nad bází spíše tmavěji hnědé jíly s prosycením Mn-sloučeninami a vložkami a laminami hnědými, na bázi 5 mm prosyceno sloučeninami Fe a Mn, sypká poloha drobtovitě textury. Přejchod ostrý (obr. 5).
- 1 002–996 Zpevněná poloha, laminovaná, hnědá a okrové laminy, hnědé laminy původně pravděpodobně prachovité jíly, okrové laminy původně písčité, dynamické sedimentární textury. Přejchod ostrý.

996–986 Jíl, oranžově až narezle hnědý, u stropu hnědofialové pásy a prosycení, drobtovitý.

986–966 Jíly, prachovité, barevné střídání (světle hnědé a hnědé, nafialověle hnědé, místy tmavší šmouhování) po 3–8 cm, jen místy laminované, u báze 5 mm pevný železivec. Přechod ostrý.

966–953 Jíly, prachovité, jemně písčité, hnědé, k bázi přibývání žlutých a světle okrových lamin a tenkých pásků velmi jemně písčitých až písků, čočkovitá poloha k Z vyklíňující na několik cm. Přechod ostrý.

953–938 Jíl, světle hnědý, místy až okrový, laminovaný, u báze 5 cm šikmo laminovaný s železivci a prohnětením, s prosycením karbonátem v 948–938 cm, s polohou laminovaného podlahového sintru světle hnědé barvy v 948–950 cm. Přechod ostrý, erozní, korytovitý.

938–906 Jíl, střídání barevných pásků světle hnědých a nafialověle (tmavě) hnědých, nad 912 cm pak 3 cm nafialověle hnědých, pod 912 cm těleso načervenalé hnědé, drobtovité s bází středně písčitých prachovitých jílu, u báze s fialovými laminami, prosycení karbonátem 2–3 cm kolem 914 a 910 cm, klínovitá poloha se korytovitě vyklíňuje k Z. Přechod ostrý, erozní (obr. 6).



Obr. 2. Celkový pohled na profil výplně dutiny po odklizení zbytkových hald rubaniny a sutě (foto P. Bosák).

Fig. 2. A general view of the sediment-filled cavity after a removal of relicts of heaps of blasted material and scree (photo by P. Bosák).

Obr. 3. Horní část profilu výplně dutiny po částečném očištění profilu (S. Šlechta vlevo, O. Marek vpravo; foto P. Bosák).

Fig. 3. Upper part of the sedimentary section after its partial cleaning (left – S. Šlechta, right – O. Marek; photo by P. Bosák).





Obr. 4. Bílé dynamicky zvrstvené slabě kaolinické písky v horní části profilu kolem metráže 1 383–1 368 cm (foto P. Bosák).

Fig. 4. White kaolinitic sands with dynamic bedding in the upper part of the section at 1,383–1,368 cm (photo by P. Bosák).



Obr. 5. Střední část profilu výplně paleojeskyně nad podlahovými sintry (od pevného vzorku 822 do vzorek 1010 nahore; foto P. Bosák).

Fig. 5. Middle part of the sedimentary section above the flowstone layers (from the sample 822 to sample 1010; photo by P. Bosák).

906–789 Podlahové sintry, v polohách a laminách 0,5–12 cm mocných, proložených silně nebo slabě prosycenými jíly a písky, jíly převládají nahoře (prachovité až velmi jemně písčité, rezavě hnědé a hnědé), písky dole (žluté až okrové, velmi jemně zrnité), dole rovněž místy polohy světlých jílu.

789–689 Sintry, pokračování, báze zvlněná ostrá.

689–587 Jíl, okrový až žlutý, páskovaný a laminovaný, s pásy nařezaně tmavě hnědými hlinitými až rozpadavými s Mn, s prořezanými horizonty v 683–680 cm, s tenkým železivecem v 655–653 cm, u stropu 6 cm jílovitá hlína okrová, drobtovitá, jemně laminovaná, pod 637 cm střídání jílu a tmavých poloh s bohatým Mn v páscích, u báze tři bloky korodovaných hydrotermálních kalcitů ze stěn dutiny. Pod sintry jde o výplň prostoru centra korodované žíly hydrotermálního kalcitu (šíře dole 115 cm; obr. 3).

3. Metodika

Profily sedimenty byly dokumentovány klasickými metodami sedimentárně-petrografického výzkumu.

3.1. Paleomagnetická analýza

Orientované vzorky pro paleomagnetickou analýzu byly odebrány z dokumentovaného profilu. Nezpevněné sedimenty (43 vzorků) byly vzorkovány do nemagnetických plastových pouzder o objemu 6,7 cm³, zatlačovaných do nezpevněných sedimentárních hornin (obr. 5). Byla použita metoda s vysokým rozlišením (Bosák et

al. 2002; ZUPAN HAJNA et al. 2008) s odlehlostí pouzder 5–6 cm ve vertikálním profilu. Kusové pevné vzorky (2 ks) podlahových sintrů byly v terénu kompasem zorientovány a odebrány (uraženy kladivem). V laboratoři byly z kusových vzorků nařezány orientované kostičky 2 × 2 × 2 cm.

Laboratorní zpracování vzorků (paleomagnetická analýza) bylo provedeno v paleomagnetické laboratoři GLÚ AV ČR v Průhonici. Přírozená remanentní magnetizace (NRM) byla měřena s použitím Superconducting Rock Magnetometru (755 4K SRM) nebo na rotačním magnetometru JR-6A (JELÍNEK 1966). Magnetická susceptibilita (MS) byla měřena na přístroji Magnetic Susceptibility Meter KLF-4 (AGICO, s. r. o., Brno). Z celkového počtu 47 vzorků bylo 21 nezpevněných vzorků demagnetováno střídavým polem (AF) o intenzitě 2, 5, 10, 15, 20, 25, 30, 40, 50, 65, 80, 100 mT s použitím přístroje LDA 3A (AGICO, s. r. o.) nebo Superconducting Rock Magnetometer (755 4K SRM). Tři pilotní pevné vzorky byly podrobeny postupnému tepelnému demagnetování (TD) s použitím aparatury MAVACS (PŘÍHODA et al. 1989) při teplotách 80, 120, 150, 180, 200, 240, 280, 320, 360, 400 °C, případně 450 °C.

Pro každý měřený vzorek byl sestaven graf normalizovaných hodnot remanentní magnetické polarizace v závislosti na teplotě nebo střídavém poli $M/M_0 = f(t)$ a odpovídající Zijderveldův diagram a zároveň stereografická projekce směrů remanentní magnetické polarizace při střídavém i tepelném demagnetování z přírodního stavu. Směry složek remanentní magnetické polarizace byly odvozeny s použitím multikomponentní analýzy (KIRSCHVINK 1980) v programu



Obr. 6. Spodní část profilu výplně dutiny s polohou podlahových sintrů, stěnami korodované žíly kalcitu a jejími zbytky u počvy (foto P. Bosák).

Fig. 6. Lower part of the cavity fill with a sequence of flowstones, corroded walls of the calcite vein and its rest at the base of the section (photo by P. Bosák).

Remasoft 3 (CHADIMA a HROUDA 2006). Střední směry příslušných složek remanence vztažených k horizontální poloze hornin nemohly být s použitím FISHEROVY (1953) statistiky vypočteny pro celý soubor vzorků – profil, pouze pro malý počet vhodných vzorků.

Velikost přirozené remanentní magnetizace a interpretace záznamu magnetické polarity závisí na koncentraci a typu magnetických minerálů, přítomných v sedimentu a zaznamenávajících vlastnosti magnetického pole v době sedimentace.

Po interpretaci AF demagnetizace nepevněných vzorků bylo zjištěno, že se vzorky demagnetují na 70–90% původní NRM, nebo částečně se i magnetují (obr. 7A – vz. 1290K), a proto ne-

lze spolehlivě určit polaritu původní magnetizace. U jednoho ze tří pilotních vzorků po demagnetizaci TD bylo možné určit polaritu primární složky magnetizace, ale pouze v nízkých teplotních polích (obr. 7B – vz. 822B), ostatní se ve vyšších teplotách magnetovaly. Na základě těchto údajů bylo zjištěno, že nositelem magnetizace je goethit s vysokou koercivitou. Proto jsme zvolili kombinované demagnetování vzorků, ale pouze zpevněných hornin. Touto metodou, kde se nejdříve vzorky tepelně demagnetují do 120 °C a následně demagnetují střídavým polem, lze částečně eliminovat negativní vliv goethitu (obr. 7C – vz. 720A). Celkem u devíti vzorků se v tomto případě spolehlivě podařilo určit polaritu i deklinaci a inklinaci původní složky magnetizace.

3.2. Těžké minerály

Vzorky pro analýzu těžkých minerálů byly odebrány z metrů: 1433–1426 cm (okrový písek; K 1) a 1 383–1 368 cm (bílý křemenný písek; K 2; obr. 4).

Pro analýzu těžkých minerálů byl materiál vyplaven a rozsítován. Těžké minerály byly studovány ve frakci 0,5–0,125 mm. V elektromagnetickém separátoru byly rozděleny na magnetickou a nemagnetickou frakci a poté byly separovány v těžkých kapalinách (bromoform, methylenjodid). Separace proběhla v laboratoři přípravy vzorků a separace Oddělení geologických procesů GLÚ AV ČR (analytici: Václav Sedláček, 2009; Martin Šťastný, 2019).

Mineralogické složení bylo stanoveno na základě rentgenografických analýz práškového přírodního vzorku. Analýzy byly provedeny na rentgenovém difraktografu Bruker D8 Discover (Oddělení analytických metod GLÚ AV ČR; analytik: Petr Mikysek, 2019) za následujících podmínek: záření Cu K_α, napětí 40 kV, proud 40, 55 mA, posun goniometru 1° min⁻¹, rozsah analýz 3–70° 2θ. Záznamy byly kvalitativně vyhodnoceny pomocí software Diffac EVA 2015 a databáze PDF 2 (2002). Semikvantitativní výpočet byl proveden metodou podle Melky z ploch píků a koeficientů příslušných minerálů.

4. Výsledky

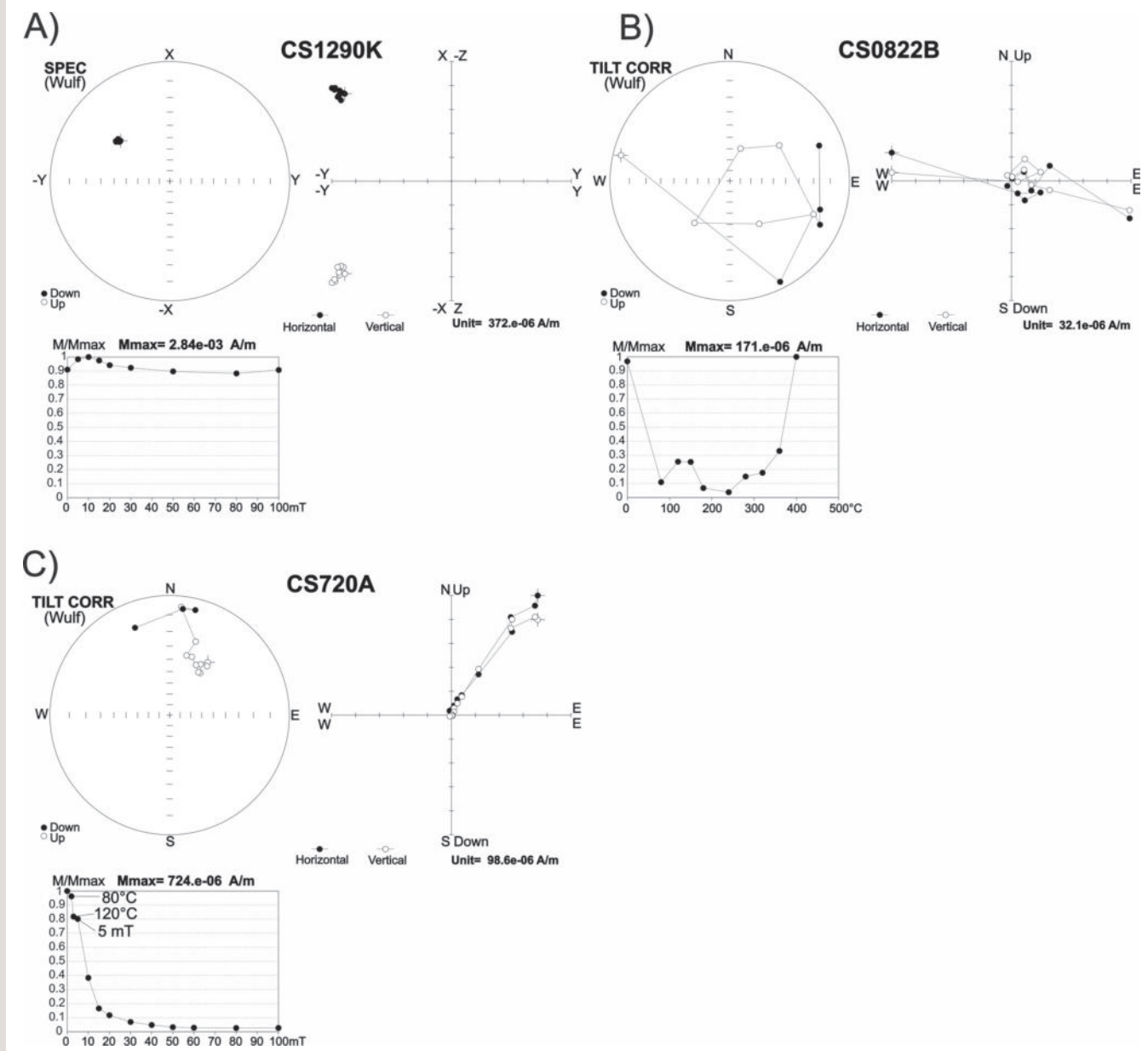
4.1. Paleomagnetismus a magnetostratigrafie

Z celkového množství 47 vzorků nepevněných sedimentů a speleotémů připravených pro paleomagnetickou analýzu jich bylo demagnetováno jen 27, z nichž pouze 12 poskytlo interpretovatelné výsledky. Základní magnetické parametry nepevněných sedimentů (40 vzorků) vykazují poměrně značný rozptyl hodnot. Remanentní magnetizace v přirozeném stavu je v rozmezí 0,11 až 1,05 mA.m⁻¹ a hodnoty objemové magnetické susceptibility pak mezi 25 a 297 x10⁻⁶ SI. Základní magnetické parametry speleotémů (3 vzorky) rovněž vykazují značný rozptyl hodnot. Remanentní magnetizace speleotémů v přirozeném stavu vzorků je v rozmezí 0,04 až 16,02 mA.m⁻¹ a hodnoty objemové magnetické susceptibility pak mezi 21 a 214 x10⁻⁶ SI. Celý profil je znázorněn na obrázku 8. Většina interpretovatelných výsledků z nepevněných sedimentů ukazuje na normální

Tab. 1. Střední paleomagnetické směry. Vysvětlivky: D – paleomagnetická deklinace; I – paleomagnetická inklinace; α_{95} – poloměr kružnice spolehlivosti pro 95% hladinu spolehlivosti; k – parametr těsnosti určení středních směrů podle R. Fischera (1953); n – počet vzorků.

Tab. 1. Mean paleomagnetic directions.

Lokalita	Polarita	Střední paleomagnetické směry		α_{95} [°]	k	n
		D [°]	I [°]			
Velkolom Čertovy schody	N	11,3	68,7	16,4	8,8	11
Velkolom Čertovy schody	R	168,1	-49,2	-	-	1



Obr. 7. Příklady demagnetizace: A – střídavým polem vzorku 1290K s normální polaritou; B – tepelným polem vzorku 822B s inverzní(?) polaritou; C – kombinovaným způsobem tepelným a střídavým polem vzorku 720A s normální polaritou. Vlevo nahoře: stereografická projekce remanentní magnetizace; Vpravo nahoře: Zijderveldův diagram; Vlevo dole: graf závislosti remanentního magnetického momentu na velikosti střídavého pole (mT).
Fig. 7. Examples of demagnetization: A – alternating-field demagnetization of sample 1290K with normal polarity; B – thermal demagnetization of sample 822B with reverse (?) polarity; C – combined demagnetization by thermal and alternating-field methods of sample 720A with normal polarity. Top left: A stereographic projection of the natural remanent magnetization; Top right: Zijderveld diagram; Bottom left: A diagram of normalized values of the remanent magnetic moments versus demagnetizing fields; M – modulus of the remanent magnetic moment of a sample subjected to AF demagnetization; M_{max} – maximum value of the remanent magnetic moment of a sample.

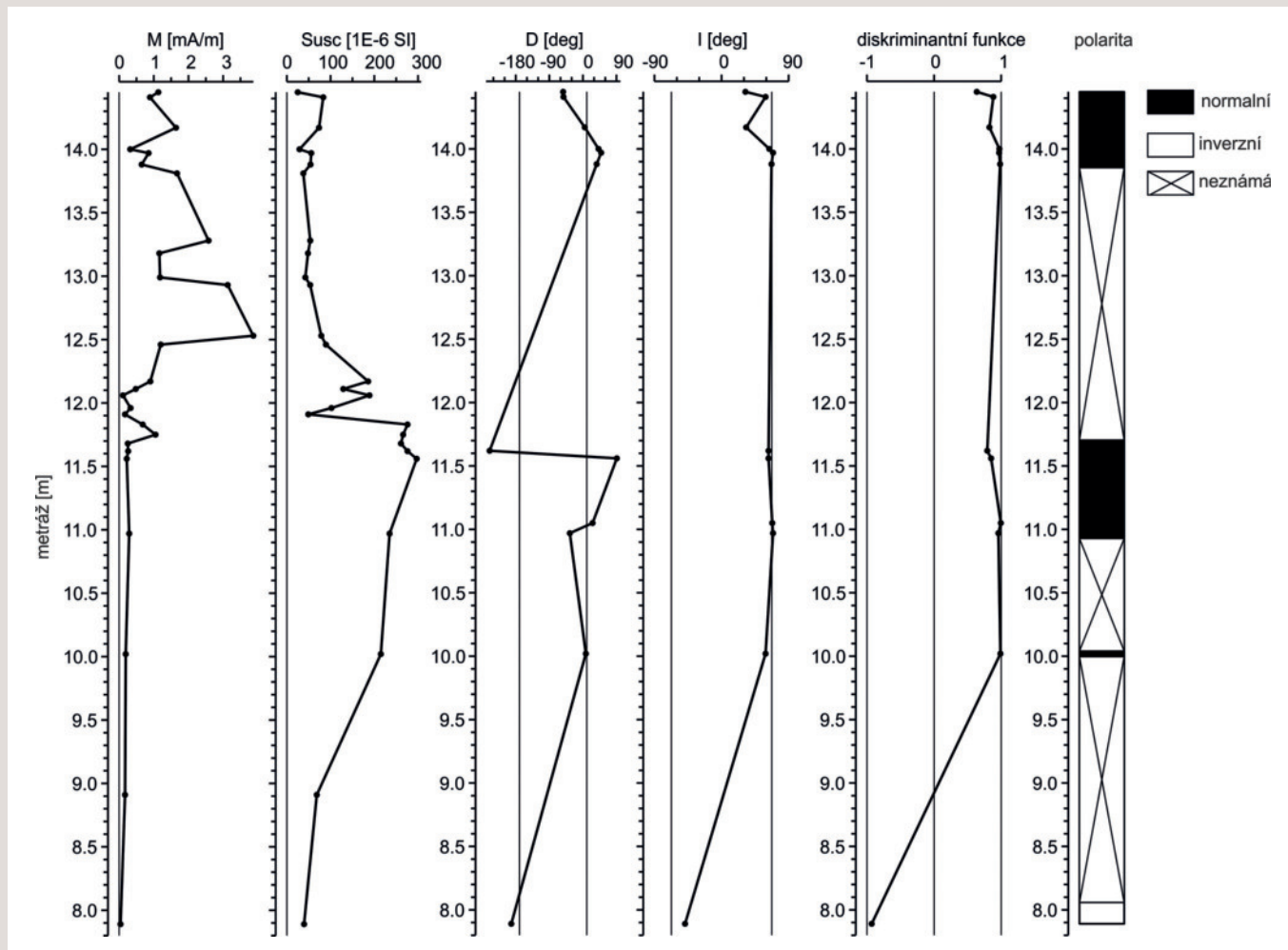
magnetickou polaritu vzorků. Jeden vzorek z podlahových sintrů nad bázi profilu měl reverzní magnetickou polaritu.

Střední hodnoty paleomagnetických směrů výsledných složek NRM s normální magnetickou polaritou jsou na obrázku 9 a výsledné hodnoty jsou uvedené v tabulce 1, hodnoty deklinace ($D = 11,3^\circ$) a inklinace ($I = 68,7^\circ$) s poměrně velkým rozptylem ($\alpha = 16,4^\circ$) jsou dány malým počtem demagnetovaných vzorků.

4.2. Těžké minerály

Výsledky analýzy těžkých minerálů jsou uvedeny v tabulce 2.

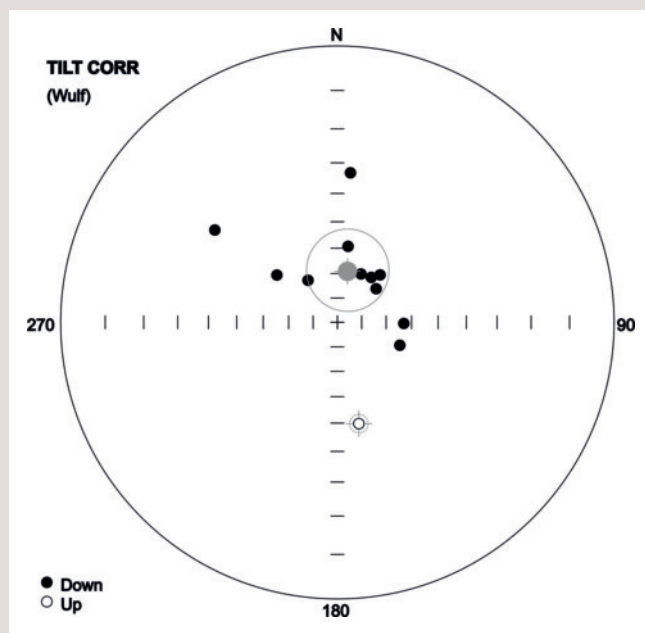
Zjištěné spektrum těžkých minerálů (dále TM) se skládá ze skupiny minerálů vzniklých na místě po uložení sedimentu nebo transportovaných z blízkého krasového okolí při ukládání sedimentu a z odolných TM minerálů transportovaných z velkých vzdáleností. TM první skupiny nejsou pro určení původu klastického sedimentu využitelné. K nim patří zejména různé sekundární minerály železa shrnuté v tabulkách pod minerál goethit. Ten dominuje ve vzorku K1 (89 % všech přítomných těžkých minerálů), naopak ve vzorku K2 představuje goethit jen 1 %. K sekundárním minerálům můžeme přiřadit i anatas, vznikající přeměnou jiných minerálů.



Obr. 8. Základní magnetické a magnetostratigrafické parametry.
Fig. 8. Principal magnetic and magnetostratigraphic parameters.

Tab. 2 Těžké minerály.
Tab. 2. Heavy minerals.

Vzorek/metráž	Litologie	Těžké minerály	
		Minerál	Obsah [%]
K1/1433–1426 cm	okrový písek	goethit	89
		rutil	6
		anatas	4
		zirkon	1
K2/1383–1368 cm	bílý křemenný písek	anatas	42
		turmalín	21
		rutil	14
		zirkon	8
		kyanit	7
		ilmenorutil	3
		staurolit	1
		goethit	1
		magnetit	1
		topaz	1
		apatit	1



Obr. 9. Stereografická projekce směrů remanentní magnetizace, vše normální polarita.
Fig. 9. Stereographic projection of directions of the remanent magnetization, normal polarity.

Pro určení původu klastického písčitého sedimentu jsou naopak dobře využitelné odolné TM přinesené vodním tokem zdaleka, které pocházejí z prostředí mimo kras. Ty mohou vytvářet typické minerální asociace, které odrážejí jednak petrografické složení zdrojové oblasti vodního toku, jednak klimatické podmínky během zvětrávání a přenosu minerálních zrn. Klimatické podmínky určují, které z minerálů se zachovají a které se rozloží. V podmínkách kvartérních glaciálů převládalo fyzikální zvětrávání nad chemickým a ve vodních tocích byly proto v podobě klastických zrn přenášeny i takové těžké minerály, které intenzivnímu chemickému zvětrávání nedokáží vzdorovat (pyroxeny, amfiboly, některé granáty, biotit, atd.). Během intenzivního chemického zvětrávání v subtropickém vlhkém klimatu, které u nás převažovalo během křídý a většiny paleogénu a neogénu, se zachovaly jen ty nejodolnější minerály.

Problematické asociace TM v klastických jeskynních a povrchových fluviálních sedimentech Českého krasu se věnovali ŽÁK et al. (2001), TÁBORSKÝ et al. (2002) a ŽÁK et al. (2004). Dospěli k závěru, že v Českém krasu lze pomocí asociací TM jednoznačně oddělit klastické sedimenty kvartérního stáří a sedimenty předkvartérní. V rámci předkvartérních sedimentů lze vyčlenit dvě odlišné asociace TM. Hlavní závěry těchto studií lze shrnout do následujících bodů:

- kvartérní fluviální písky a písčité šterky lze jak na povrchových lokalitách, tak i v jeskyních vcelku jednoduše odlišit, podle typické hnědé barvy, velké přítomnosti nekřemenného materiálu v lehké frakci a podle pravidelné přítomnosti granátů, pyroxenů a amfibolů mezi TM, akcesoricky bývá přítomna i tmavá slída;
- povrchové lokality písků předkvartérního stáří jsou charakterizovány dominancí křemene a absencí nestabilních minerálů a nestabilních úlomků hornin; v rámci těchto povrchových terciérních lokalit lze vyčlenit dva petrograficky a geochemicky odlišné typy, jeden z nich (lokality Sulava, Karlštejn-U ručiček, Běleč, Hýskov) je charakterizován vysokou přítomností turmalínu, druhý typ (lokality Klínek, pískovna Skočová u Karlovy Vsi, Koda) převahou minerálů skupiny andalusit-silimanit-kyanit nad turmalínem;
- předkvartérní fluviální sedimenty v jeskyních, s přítomností minerálů skupiny andalusit-silimanit-kyanit, s hojností zirkonu a rutilu, pravděpodobně představují stádium vysoké vodnatosti a rychlého zařezávání řek při plošné erozi sedimentů křídového stáří (odtud zirkon a rutil).

Výše uvedené studie byly zaměřeny na okolí řeky Berounky a předkvartérní předchůdce této řeky, koněpruské oblasti se prakticky netýkaly. Která z asociací předkvartérních TM je starší, citovaní autoři jednoznačně neinterpretovali. První typ povrchových sedimentů bohatých turmalínem odpovídá podle otiskové flóry zřejmě zhruba hranici oligocén/miocén (ŽÁK et al. 2003).

Asociace TM ve dvou vzorcích ze studované výplně ve VČS-V je jednoznačně předkvartérní, neobsahuje TM typické pro kvartérní klastika. Odpovídá tedy klimatu se silným chemickým zvětráváním (chemostabilní TM *sensu* BURKHARDT 1978). K výše uvedeným asociacím TM má nevyhraněnou afinitu. Jedná se o sedimenty s velkým podílem rutilu a zirkonu, což by mohlo naznačovat zdroj klastického materiálu v erodovaných sedimentech křídý. Podrobnější časové zařazení sedimentace v krasové dutině na základě asociací těžkých minerálů bohužel není možné.

4.3. Paleontologie

Paleontologický materiál obsahoval jen neidentifikovatelné zbytky (úlomek řezáku hlodavce a drť kostí).

5. Diskuse

Úzká kaňonovitá dutina s litologicky pestrá sedimentární výplň o mocnosti nad 15 m a šířce kolem 8 m byla vytvořena korozí podél mocné žíly hydrotermálního kalcitu směru S–J. Žíla byla doprovázena paralelními tenčími žilami a žilníky a až 40 m širokým tektonizovaným pásmem, které bylo následně silně postiženo krasověním a zahliněno.

Litologický charakter siliciklastické výplně odpovídá převládající rytmičké až cyklické sedimentaci fluviálního typu v jeskyních. Nicméně bazální část jeskyně, nad reziduálními žlutými jíly s reliktů kalcitové výplně žíly, je vyplněna zřetelně vrstevnatými podlahovými sintry (flowstones) proloženými různě silně kalcitem spojenými jíly (převládají výše) a písky (převládají dole) v celkové mocnosti nad 215 cm. To jasně dokládá sedimentaci a krystalizaci sintrů ve vadózní zóně. Střídání jílu a prachů v sekvenci nad podlahovými sintry pak indikuje sedimentaci ze suspenze při záplavách (tzv. slackwater facies BOSCHOVÉ a WHITEA 2004) v epifreatické zóně (často zaplavovaná část jeskynního systému nad hladinou podzemní vody) či ve spodní části zóny vadózní. Vyšší zastoupení písčité frakce ve vyšších částech profilu (nad 10 m) jasně naznačuje, že sedimentace probíhala spíše ve vadózní zóně. Písčité polohy často s dynamickými proudovými texturami proložené jíly a prachy sedimentovaly v prostředí korytové facie (channel facies *sensu* BOSCH a WHITE 2004), ale s nepříliš vysokou energií (chybí hrubě zrnité frakce). Vodní tok, který sedimenty přinášel, měl již přímé volné spojení s ponory pravděpodobně bez výrazných a hlubokých sifonů.

Není možné odhadnout, zda studovaný profil představuje výsledek souvislé sedimentace, či zda se jedná o polycyklickou stavbu výplně s cykly oddělenými hiáty a případnými erozemi předchozích výplní nebo jejích částí. Výsledky paleomagnetické ani paleontologické analýzy totiž nepřinesly očekávané výsledky. Mnoho podobných jeskyní však obsahuje výplně sedimentované v oddělených fázích, často s delšími hiáty s intenzivními alteracemi sedimentů, jejich redepozicemi nebo dílčími erozemi (viz např. MYLROIE a SADOWSKY 2004; ZUPAN HAJNA et al. 2008, 2019).

Kaňonovitá povaha dutiny by mohla snadno naznačovat, že jde o paragenetickou chodbu, když sedimentární výplň agrační cele vyplnila dosavadní dutinu a kombinací eroze a koroze její strop tlačila směrem vzhůru. S ohledem na skutečnost, že vlastní skalní strop jeskyně nebyl zastižen (odtěžen blízko počvy vyšší lomové etáže), nelze tento předpoklad přímo doložit, jakkoli celková situace odpovídá podobným chodbám s paragenetickým stádiem vývoje v jiných krasových oblastech (např. ZUPAN HAJNA et al. 2008; BELLA et al. 2019). Mohlo by to rovněž odpovídat kolísáním hladiny podzemní vody při agrační říčních sedimentů v blízkém okolí. Tomu rovněž odpovídá přechod z vadózní zóny ve spodní části výplně do zóny epifreatické výše.

Četné polohy a pásy až krusty a prosycení Fe sloučeninami v úrovni pod 11,5 m profilu jsou pravděpodobně navázány na intenzivní fázi zvětrávání a feritizace v Českém krasu a okolí v paleogénu až spodním miocénu (souhrn viz: BOSÁK, CÍLEK a TÍPKOVÁ 1992; BOSÁK, CÍLEK a BEDNÁŘOVÁ 1993; CÍLEK a BOSÁK 2001). Nález křemen-goethitových agregátů ve stejném zkrasovělém pásmu, ale poněkud výše v nadložní 7. etáži (CÍLEK a BOSÁK 2001), na to spolehlivě ukazují. Protože tyto agregáty se srážely ve volné jeskynní dutině, není vyloučeno, že jde o stejný nebo paralelní systém paleodutin.

Profil sedimenty vyplňujícími jeskynní dutinu v silně zkrasovělém pásmu ve VLČS–V poskytl relativně málo informací, které by blíže určily stáří výplně. Všeobecně vysoké prosycení goethitem, jak v nepevných sedimentech, tak ve speleotémách, neumožnilo

provést detailní analýzu základních paleomagnetických parametrů, protože většina vzorků se demagnetizovala neúplně. Rovněž paleontologický rozbor nalezených kosterních zbytků (drobné fragmenty špatně zachovaných kostí a zubní skloviny) nevedl k žádoucím výsledkům, neumožnil ani hrubější rodová určení. Jde o další z lokalit, které ani přes detailní vzorkování neposkytly dostatek informací k spolehlivým závěrům (srv. ZUPAN HAJNA et al. 2008).

Asociace těžkých minerálů obsahuje převážně chemostabilní prvky derivované z křídových sedimentů. Minerály typické pro miocenní fluvialní sedimenty studované v terasách a jeskyních kolem řeky Berounky (ŽÁK et al. 2001, 2003, 2004; TÁBORSKÝ et al. 2002) jsou zde v malé míře také přítomné, vzorky se ale od výše uvedených autory vyčleněných asociací svým zastoupením těžkých minerálů liší. Složení těžkých minerálů se dosti blíží asociaci z kaolinických písků obnažených rýhou ve svahu mezi Měňanskou vyvěračkou a vodojemem u Tobolky a interpretovaných jako těžké minerály derivované ze svrchnokřídových peruckých vrstev (ČÁP et al. 2009). Asociace se však podstatně liší od složení těžkých minerálů z blízké lokality Suchomasty III v Červeném lomu (kromě chemostabilních minerálů obsahuje ve vyšších množstvích kyanit, epidot a staurolit; A. Szynkiewicz, úst. sděl. 1981) jejíž stáří je nejvyšší miocén (KADLECOVÁ 2000). Složení asociace těžkých minerálů tak naznačuje období sedimentace studované jeskynní výplně na období od zvětrávání a odnosu svrchnokřídového platformního pokryvu do hranice oligocén/miocén nebo nejvýše do nejnižšího miocénu. Vysoká množství anatasu v asociaci, zejména ve spodním vzorku K2 (téměř polovina těžkých minerálů), mohou odpovídat výskytu silkret typu Labe s anatasovým tmelem nalezených na svazích údolí v okolí Měňan v nadmořských výškách kolem 410–405 m (CÍLEK 1997; BOSÁK, CÍLEK a TIPKOVÁ 1992; BOSÁK, CÍLEK a BEDNÁŘOVÁ 1993). Ty jsou nejspíše pozůstatkem říčního transportu a sedimentace v dílčím rameni řeky mezi Měňany, Bacínem a přímým předpolím VLČS–V v nejvyšším oligocénu až nejnižším miocénu, které můžeme řadit k sulavskému (klíneckému) terasovému stupni (BOSÁK, CÍLEK a TIPKOVÁ 1992; BOSÁK, CÍLEK a BEDNÁŘOVÁ 1993; CÍLEK a BOSÁK 2001). CÍLEK (1997) tento výskyt považuje za výplň paleoúdlolí na styku krasových a nekrasových hornin či za výplň ponorového údolí. Výšková úroveň odpovídá sečnému paleopovrchu v nadmořské výšce kolem 405 m n. m. považovaného BOSÁKEM (1997) za obnaženou bazální plochu paleogenního (oligocenního) etchplénu.

Výšková pozice studovaného profilu s bází kolem 350 m n. m. a stropem nad 365 m n. m. by mohla odpovídat terasovému stupni ve výšce kolem 375 (360–380) m n. m., který byl jen mírně zařazen do oligocenního etchplénu a kryt sedimenty sulavského (klíneckého) terasového stupně (BOSÁK 1997).

6. Závěr

Kaňonovitá dutina zcela zaplněná sedimenty mezi počvou 7. (asi 365 m n. m.) a dnem 8. etáže (asi 351/352 m n. m.) ve Velkolomu Čertovy schody – východ dosahovala délky kolem 100 m s výškou překračující 15 m a šířkou vesměs do 8 m. Na J končila nejspíše vertikální komínovitou spojkou na vyšší 7. etáž. Na S přecházela do stupňovitě stoupající a spíše protáhlé rourovité chodby do úrovně dna 7. etáže. Ve spodní části nad jílovitými rezidui se zbytkovými bloky žíly kalcitu byla zhruba 2,15 m mocná poloha podlahových sintrů silně okrově zbarvených sloučeninami Fe s vložkami jílu a písků. Výplň byla tvořena dobře zvrstvenými, páskovanými a laminovanými světle hnědými jílovitými sedimenty ve svrchní části s vložkami bílých a okrových písků, žlutohnědými kompaktními, kostičkovitě rozpadavými jíly, s polohami prozelezňnými a oboha-

cenými o Mn-sloučeniny. Ve výplni byly zřetelné barevné a litologické rozdíly i erozní hranice. Ve stropě profilu, asi 2 m pod stropem etáže, byla nalezena poloha s kostmi (úlomky dekalifikovaných kostí a enamelů).

Paleomagnetická analýza sedimentů i podlahových sintrů, zčásti silně prosycených Fe sloučeninami (hlavně goethit), ani paleontologická analýza špatně zachovaných drobných kostních úlomků nedovolila časově zařadit studované sedimenty. Asociace těžkých minerálů ukázala blízkost k minerální asociaci vzniklé rozrušením svrchnokřídového sedimentárního pokryvu, ale částečně se lišila od asociací těžkých minerálů z miocenních teras a jeskynních výplní v oblasti údolí Berounky. Vysoký obsah anatasu může být korelován jeho hojností v silkretách typu Labe s anatasovým tmelem, které se ve druhotné pozici nalézají v blízkém Měňanském údolí. Silkrety typu Labe jsou spojovány s fluvialními sedimenty sulavského (klíneckého) terasového stupně řazeného k hranici oligocén/miocén či do nejnižšího miocénu. Výškové pozice těchto reliktů i studované jeskyně tomu odpovídají.

Literatura:

- BELLA P., BOSÁK P., BRAUCHER R., PRUNER P., HERCMAN H., MINÁR J., VESELSKÝ J., HOLEC J., LÉANNI L. (2019): Multi-level Domica–Baradla cave system (Slovakia, Hungary): Middle Pliocene–Pleistocene evolution and implications for the denudation chronology of the Western Carpathians. – *Geomorphology*, 327: 62–79.
- BOSÁK P. (1997): Poznámky k morfologii širšího okolí Koněprus (Český kras, Česká republika). – *Český kras*, XXIII: 19–32. Beroun.
- 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: 191–223, Založba ZRC. Postojna-Ljubljana.
- BOSÁK P. (2003): Karst processes from the beginning to the end: how can they be dated? – *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 1, 3: 24 pp.
- BOSÁK P. (2010): *Postup těžebních stěn Velkolomu Čertovy schody-východ. Posudek. Období: leden až prosinec 2009.* – Nepublikovaná zpráva, archiv Velkolomu Čertovy schody, a. s.: 1–260 + 1–28. Praha.
- BOSÁK P., CÍLEK V., BEDNÁŘOVÁ J. (1993): Tertiary morphogeny and karstogenesis of the Bohemian Karst. – *Knihovna České speleologické společnosti*, 21 (*Karst Sediments. The fossil record of climate oscillations and environmental changes*): 10–19. Praha.
- BOSÁK P., CÍLEK V., TIPKOVÁ J. (1992): Le Karst de Bohême au Tertiaire. – in Salomon J.-N. et Maire R. (Eds.): *Karsts et évolutions climatiques*: 401–410. Presses Universitaires de Bordeaux. Talence.
- BOSÁK P., HERCMAN H., KADLEC J., PRUNER P., SCHNABL P. (2006): *Paleomagnetický výzkum sedimentárních výplní vybraných jeskyní v České republice. Závěrečná zpráva k výjimce MŽP ČR.* – Nepublikovaná zpráva, Geologický ústav AV ČR pro Správu jeskyní ČR: 1–64. Praha.
- BOSÁK P., HERCMAN H., MIHEVC A., PRUNER P. (2002): High resolution magnetostratigraphy of speleothems from Snežna Jama, Kamniške-Savinja Alps, Slovenia. – *Acta carsologica*, 31, 3: 15–32.
- BOSÁK P., PRUNER P., KADLEC J. (2003): Magnetostratigraphy of cave sediments: application and limits. – *Studia Geophysica et Geodetica*, 47, 2: 301–330.

- BOSCH R. F., WHITE W. B. (2004): Lithofacies and transport of clastic sediments in karst aquifers. – In: SASOWSKY I. D., MYLROIE J. (Eds.): *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*: 1–22. Kluwer Academic Publishers / Plenum Publishers. New York.
- BURKHARDT R. (1978): Minerály těžké jako ukazatel podmínek strukturalních oblastí sedimentačních. – *Kras i speleologia*, 2 (XI): 17–22.
- 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.
- CÍLEK V., BOSÁK P. (2001): Křemen-goethitové akumulace v krasových výplních Českého krasu se zvláštním zřetelem na koněpruskou oblast. – *Český kras*, XXVII: 15–20. Beroun.
- ČÁP P., ZELENKA P., BOSÁK P., ŽÁK K. (2009): Písky a pískovce ve výkopu u Tobolky (Český kras, Česká republika) – Sands and sandstones in excavation at Tobolka (Czech Karst, central Bohemia, Czech Republic). – *Český kras*, XXXV: 37–41. Beroun.
- FISHER R. (1953): Dispersion on a sphere. – *Proceedings of the Royal Society, A* 217: 295–305.
- GRADSTEIN F. M., OGG J. G., SCHMITZ M. D., OGG G. M. (Eds.; 2012): *The geologic time scale 2012*. – Elsevier: 1–1144.
- HÄUSELMANN PH., MIHEVC A., PRUNER P., HORÁČEK I., ČERMÁK S., HERCMAN H., SAHY D., FIEBIG M., ZUPAN HAJNA N., BOSÁK P. (2015): Snežna jama (Slovenia): interdisciplinary dating of cave sediments and implication for landscape evolution. – *Geomorphology*, 247: 10–24.
- CHADIMA M., HROUDA F. (2006): Remasoft 3.0 – A user-friendly paleomagnetic data browser and analyser. – *Travaux Géophysiques*, XXVII: 20–21.
- JELÍNEK V. (1966): A high sensitivity spinner magnetometer. – *Studia geophysica et geodetica*, 10: 58–78.
- KADLEC J., HERCMAN H., BENEŠ V., ŠROUBEK P., DIEHL J. F., GRANGER D. (2001): Cenozoic history of the Moravian Karst (northern segment): Cave sediments and karst morphology (in Czech, Engl. sum.). – *Acta Mus. Moraviae, Scientiae geologicae*, LXXXVII: 111–160. Beroun.
- KADLEC J., HERCMAN H., NOWICKI T., GLÁZEK J., VÍT J., ŠROUBEK P., DIEHL J. F., GRANGER D. (2000): Dating of the Holštejnská Cave deposits and their role in the reconstruction of semi-blind Holštejn Valley Cenozoic history (Czech Republic). – *Geologos*, 5: 57–64.
- KADLEC J., JÄGER, O., KOČÍ A., MINAŘÍKOVÁ D. (1992): Stáří sedimentární výplně v Aragonitové jeskyni. – *Český kras*, XVII: 16–23.
- KADLEC J., JÄGER, O., KOČÍ A., MINAŘÍKOVÁ D. (1995): The age of sedimentary fill in the Aragonitová Cave. – *Studia Carsologica*, 6: 20–31.
- KADLEC J., SCHNABL P., PRUNER P., LISÁ L., ŽÁK K., HLAVÁČ J. (2003): Paleomagnetické datování jeskynních sedimentů v Českém krasu. – *Český kras*, XXIX: 21–25. Beroun.
- KADLECOVÁ E. (2000): Nové nálezy malých savců z krasových dutin Červeného lomu u Suchomast. – *Speleo (Praha)*, 32: 36–38. Praha.
- KIRSCHVINK J. L. (1980): The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. – *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 62: 699–718.
- KOČÍ A. (1991): Paleomagnetic investigation of the Beroun highway section. – *Sborník geologických věd, Antropozoikum*, 20: 103–109.
- KRAJCARZ M. T., BOSÁK P., ŠLECHTA S., PRUNER P., KOMAR M., DRESLER J., MADEYSKA T. (2014): Sediments of the Biśnik Cave (Poland): lithology and stratigraphy of the Middle Palaeolithic site. – *Quaternary International*, 326–327: 9–15.
- PLAN L., SCHÖBER A., SCHULZ D., SPÖTL CH., PRUNER P., BOSÁK P. (2015): Speleogenesis of the Hermannshöhle cave system (Austria): Constraints from ²³⁰Th/U-dating and palaeomagnetic analysis. – *International Journal of Speleology*, 44, 3: 315–326.
- PŘÍHODA K., KRS M., PEŠINA B., BLÁHA J. (1989): MAVACS – a new system of creating a non-magnetic environment for palaeomagnetic studies. – *Cuaderna Geologica Ibérica*, 12: 223–250.
- SASOWSKY I. D., MYLROIE J. (Eds.; 2004): *Studies of Cave Sediments. Physical and Chemical Records of Paleoclimate*. – Kluwer Academic / Plenum Publishers: 1–329. New York.
- TÁBORSKÝ Z., ŽÁK K., NEŠPOROVÁ M., PUDILOVÁ M. (2002): Asociace těžkých minerálů v klastických jeskynních sedimentech Českého krasu. – *Sborník referátů ze semináře „Mineralogie Českého masívu a Západních Karpat 2002“*: 83–88. Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.
- ZUPAN HAJNA N., BOSÁK P., PRUNER P., MIHEVC A., HERCMAN H., HORÁČEK I. (2019, in press): Karst sediments in Slovenia: Plio-Quaternary multi-proxy records. – *Quaternary International*, on-line December 2019.
- ZUPAN HAJNA N., MIHEVC A., PRUNER P., BOSÁK P. (2008): *Palaeomagnetism and Magnetostratigraphy of Karst Sediments in Slovenia*. – *Carsologica*, 8: 1–266. Založba ZRC SAZU. Postojna–Ljubljana.
- ZUPAN HAJNA N., MIHEVC A., PRUNER P., BOSÁK P. (2010): Palaeomagnetic research on karst sediments in Slovenia. – *International Journal of Speleology*, 39, 2: 47–60.
- ŽÁK K., TÁBORSKÝ Z., KADLEC J., CÍLEK V. (2004): *Závěrečná zpráva a dokumentace provedených prací projektu Grantové agentury ČR č. 205/02/0449. Jeskynní sedimenty a vývoj krasových jevů v údolí řeky Berounky v Českém krasu*. – Nepublikovaná zpráva, archiv České geologické služby a Geologického ústavu AV ČR, v. v. i.: 1–16 + 95 str. příloh. Praha.
- ŽÁK K., TÁBORSKÝ Z., LACHMANOVÁ M., PUDILOVÁ M. (2001): Využití těžkých minerálů při studiu alochtonních klastických jeskynních sedimentů Českého krasu. – *Český kras*, XXVII: 5–14. Beroun.
- ŽÁK K., TEODORIDIS V., SAKALA J. (2003): Nález flóry v terciálních sedimentech u Karlštejna. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*: 47–49.