

Pozdně glaciální termokrasové jevy na severním okraji vídeňské pánve

Late Glacial thermokarst phenomena on the northern margin of the Vienna Basin (Czech Republic)

JAN HOŠEK^{1, 2} – TOMÁŠ RADOMĚŘSKÝ¹ – MAREK KRÍŽEK³

¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 20, Praha 1;
jan.hosek@geology.cz

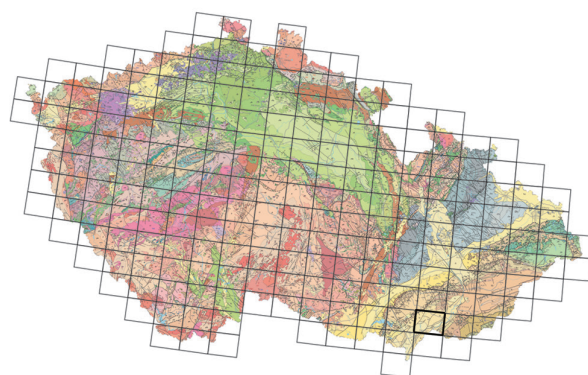
² Centrum pro teoretická studia, společné pracoviště Univerzity Karlovy a Akademie věd ČR, Jilská 1, 110 00, Praha 1

³ Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 01, Praha 2

Please cite this article as: Hošek, J. – Radoměřský, T. – Křížek, M. (2020): Late Glacial thermokarst phenomena on the northern margin of the Vienna Basin (Czech Republic). – *Geoscience Research Reports*, 53, 1, 65–72. (in Czech)

Keywords: Pleniglacial – Late Glacial, silica sinter, pingo/lithalsa, Vienna Basin, southern Moravia

Summary: The presented study deals with unusual geomorphological features discovered within the aeolian sand belt along the Morava River in southern Moravia (Czech Republic), situated on the northernmost margin of the Vienna Basin (Fig. 1). Geological substrate is represented by poorly permeable sandy clay belonging to the Upper Miocene (Bzenec and Dubňany formations). The studied structures include 178 circular ($n = 85$) to semi-oval ($n = 93$) depressions with diameters ranging from 38 to 324 meters. The majority of these depressions are rimmed by significant ramparts. In some cases the peat/swamp sedimentation occurred in the central part of these structures. Lithostratigraphic investigations carried out throughout the ramparts (Figs 1–3) revealed several distinct lithological units including (1) aeolian sand with thin Holocene soil on the top; (2) colluvial sediments (sand with layers of gravel), past thermal-contraction crack filled with aeolian sand has also been identified in this strata; (3) distinct layer of angular clasts with glassy surface lying on the boundary between colluvial deposits, and (4) Miocene substrate. Mineral composition of these basal clasts consists almost exclusively of quartz; accessories include



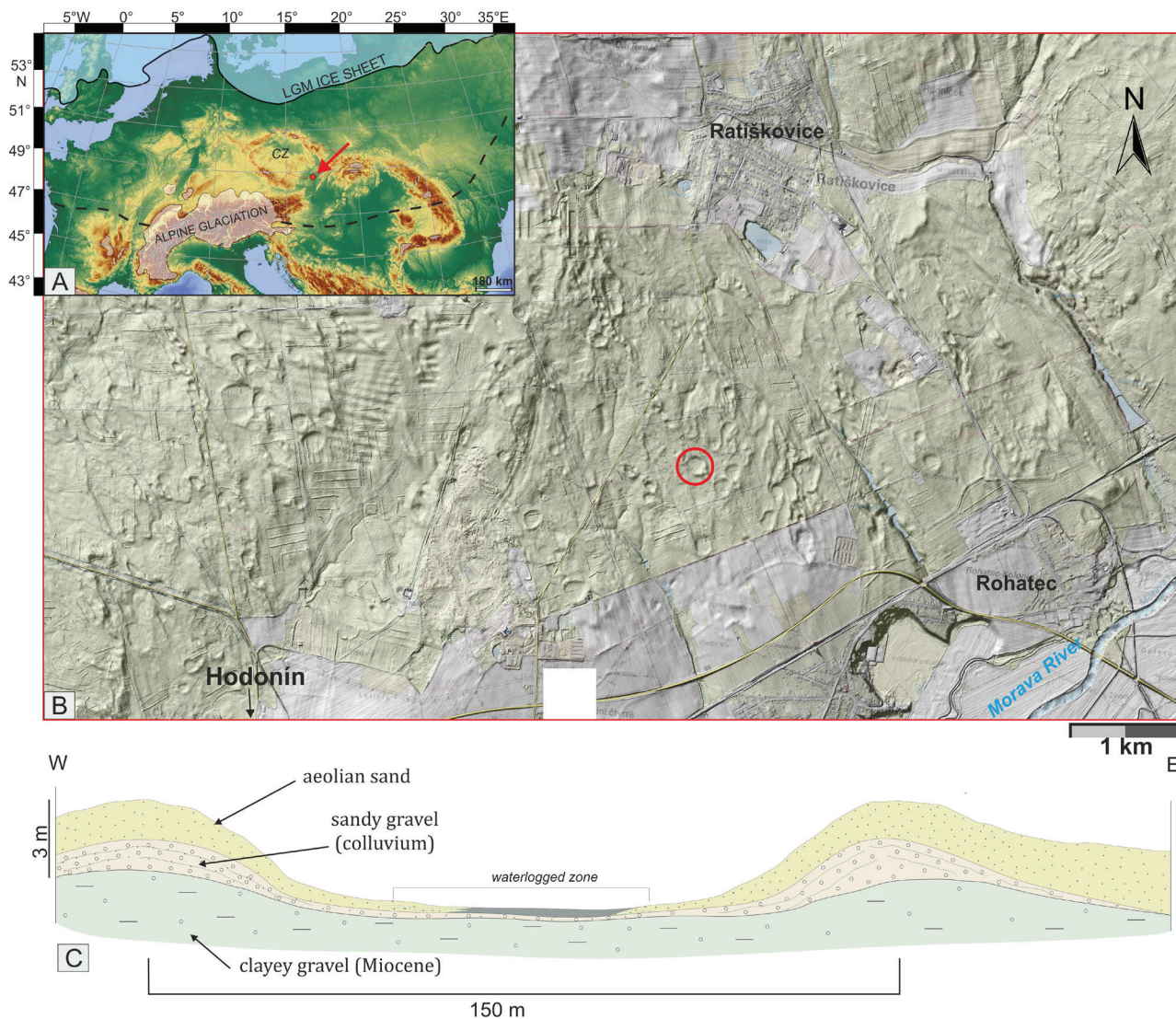
(34-22 Hodonín)

monazite, galena, clay minerals or K-feldspar. They are usually (micro)laminated and a lot of them comprise of organic remains (wood, stems, leaves, needles; Figs 4 and 5) radiocarbon dated to ~ 16.5 cal. kyr BP (Fig. 2). Based on petrographic and geochemical investigations, we consider these rocks to represent remnants of the silica sinter precipitated under possibly hydrothermal conditions. Taking into account the presence of permafrost table in the area during the Late Weichselian, the origin of the ramparted circular depressions would be related to thermokarst processes. We consider the studied landforms to represent remnants of the Late Pleniglacial/Late Glacial hydraulic pingos and/or lithalsas. Such assumption is supported by comparison of morphometric and sedimentological characteristics of the studied rounded objects with pingo and lithalsa scars documented in the northern and north-western Europe as well as elsewhere in recent arctic areas.

In general, this study provides the first evidence of a large-scale thermokarst activity in the Vienna Basin, and consequently brings up many further questions related to the Late Weichselian paleogeographic and paleoenvironmental development of this area.

Během nejmladší čtvrtiny posledního glaciálu, přibližně před 25–17 tisíci lety (25–17 ka BP, marinní izotopický stupeň 2 – MIS 2), dosáhl permafrost svého maximálního rozsahu (tzv. Last Permafrost Maximum). Tou dobou pokrýval zhruba polovinu nezaledněné části severní polokoule (Vandenberghé et al. 2014) včetně území České republiky (Žák et al. 2012, Křížek et al. 2018; Křížek et al. 2019, Hošek et al. 2019b). V následujícím období se vlivem průběžného oteplování a zvlhčování klimatu jeho rozsah více než dvakrát zmenšil. K redukci původního areálu permafrostu

docházelo na severní polokouli v několika fázích: na začátku pozdního glaciálu (~ 15 ka BP), počátkem holocénu (~ 11 ka BP), během holocenního klimatického optima (~ 8–5 ka BP) a v posledních dvou stoletích (Czudek 2005, Harris et al. 2009, Uxa et al. 2019). Degradace a hloubková termoeroze ledových komplexů permafrostu vede ke kolapsu povrchu a vzniku depresí různého tvaru a velikosti, souhrnně označovaných jako termokras. Termokrasové procesy jsou v současnosti spjaté výhradně s nížinami arktických oblastí. Reliktní formy termokrasového fenoménu



Obr. 1. A – Pozice lokality (červená šipka) v kontextu alpského a kontinentálního zalednění během posledního glaciálního maxima (LGM); přerušovaná linie znázorňuje přibližný rozsah permafrostu (podle Vandenberghe et al. 2014). B – DEM zkoumané oblasti s topografickým podkladem. C – Idealizovaný příčný řez jedné ze struktur (na mapě vyznačena červeným kolečkem). V této depresi byly kopány sondy KS2 a KS3 (obr. 2 a 3).

Fig. 1. A – Location of the study area (red arrow) between Scandinavian Ice Sheet and Alpine glaciation during the Last Glacial Maximum (LGM) and the maximum extent of the permafrost (dashed line) (after Vandenberghe et al. 2014). B – DEM-based map of the study area. C – Idealized cross-section of one of the studied landforms (marked by red circle on the map). Two trenches (KS2 and KS3) were dug within this depression (see Figs 2 and 3).

jsou nicméně doloženy i ze středních zeměpisných šířek, kde jsou interpretovány jako důsledek degradace permafrostu v období pozdního glaciálu a časného holocénu. V Evropě se jedná především o vlhčí oblasti s výrazným vlivem atlantického klimatu (severní Francie a Německo, Velká Británie, Dánsko, Nizozemí či Belgie; viz Ballantyne 2018). Doprovodným efektem degradace permafrostu mohlo pak být oživení cirkulace podzemní vody a její případný vývěr na povrch.

Předmětem tohoto příspěvku jsou nové geomorfologické a sedimentologické nálezy v oblasti Hodonínské a Bzenecké Důbravy (Dolnomoravský úval, jižní Morava), kde bylo v západní části pásu vátých písků identifikováno velké množství mělkých kruhových struktur s postranním valem. V článku se zabýváme původem a stářím těchto

útvárů a dáváme je do kontextu s výše zmíněnými termokarstovými procesy.

Charakteristika zkoumané oblasti

Zkoumaná oblast se nachází v dolním Pomoraví, zhruba mezi Hodonínem, Dubňany, Ratíškovice a Rohatcem. Jde o plochý, k JV mírně se svažující terén na pravém břehu Moravy, s povrchem 40–50 m nad současným tokem. Geologickým podložím jsou sedimenty vídeňské pánve, resp. dílčí depresní struktury moravské ústřední prohlubně, přesněji jejího západního úpatí. Litofaciálně se jedná o jíly a jílovité písky až štěrky dubňanského a bzeneckého souvrství (svrchní miocén, v členění kenozoika centrální Paratethys,

stupeň pannon), vápnité jílovce a písky lanžhotského a žižkovského souvrství (střední miocén, baden) a vápnité pískovce týneckých písků (spodní miocén, karpat; Buchta 1993). Ve svrchní části dubňanského a bzeneckého souvrství se hojně nacházejí polohy lignitu (dubňanské a kyjovské lignitové vrstvy), v minulosti podpovrchově těžného. Podkladem neogenních sedimentů, dosahujících v této části vídeňské pánve souhrnné mocnosti až 1300 m (Lee – Wagreich 2016), jsou jurské vápence ždánické jednotky, skupiny vnějších karpatských příkrovů.

Dominantními tektonickými strukturami jsou sv.-jz. zlomy lanžhotského a lužického zlomového systému, oddělující moravskou ústřední prohlubeň od hodonínsko-gbelské hráště s vertikální výškou skoku zhruba 500 m. Založeny byly ve spodním, resp. středním miocénu a pozdější neogenní pohyby do jejich uspořádání začlenily příčné strukturální jednotky (Kocák et al. 1986). Podél tektonických linií docházelo během svrchního pleistocénu k pohybům doprovázeným paleoseizmickými událostmi (Hintersberger et al. 2018), přičemž aktivita této oblasti přetrvává dodnes (Decker et al. 2005). Na tektonické struktury jsou vázány vývěry podzemní vody, které v kontextu špatně propustných jílovitých sedimentů umožňují existenci lokálních mokřadů.

Na konci pleniglaciálu, přibližně před 20–15 tis. lety, existovalo dle Kadlece et al. (2015) v údolí Moravy mezi Napajedly a Hodonínem rozsáhlé mělké jezero. Vzniklo zahrazením toku Moravy rozsáhlým dunovým polem vátých písků při soutoku s Kyjovkou. Maximální výška jeho hladiny je rekonstruována na 184 m n. m., tzn. že nezasahovalo do prostoru zkoumaného území, nicméně mohlo být v dosahu. Zkoumaná oblast leží na jižním okraji pásu vátých písků, táhnoucího se souvisle na pravém břehu řeky Moravy od Moravského Písku k Hodonínu.

Mocnost vátých písků narůstá od JZ k SV. Největšího rozsahu dosahují písky mezi Bzencem a Moravou (tzv. Moravská Sahara), kde v nadloží zmíněných fluvio-lakustrinních písčitých štěrků (viz Kadlec et al. 2015) tvoří až 30 m mocné akumulace s morfologicky výraznými dunami na povrchu (obr. 1B). Oproti tomu mocnost vátých písku zkoumané oblasti většinou nepřevyšuje 6 m a reliéf je členěn jen velmi nízkými dunami a mezidunovými sníženinami. Nejnápadnějšími morfologickými prvky zkoumaného úseku jsou mělké kruhové až oválné deprese s průměrem několika desítek až stovek metrů. Mocnost vátých písků uvnitř těchto struktur je značně redukována, případně zde na povrch vystupuje miocenní podloží. Vzhledem k vysoké hladině podzemní vody a špatně propustnosti jílovitopísčitých štěrků jsou tyto deprese často podmaččené a dochází v nich k tvorbě slatinných sedimentů. Zmíněné struktury byly předmětem výzkumu a jejich podrobná charakteristika je uvedena níže.

Metody

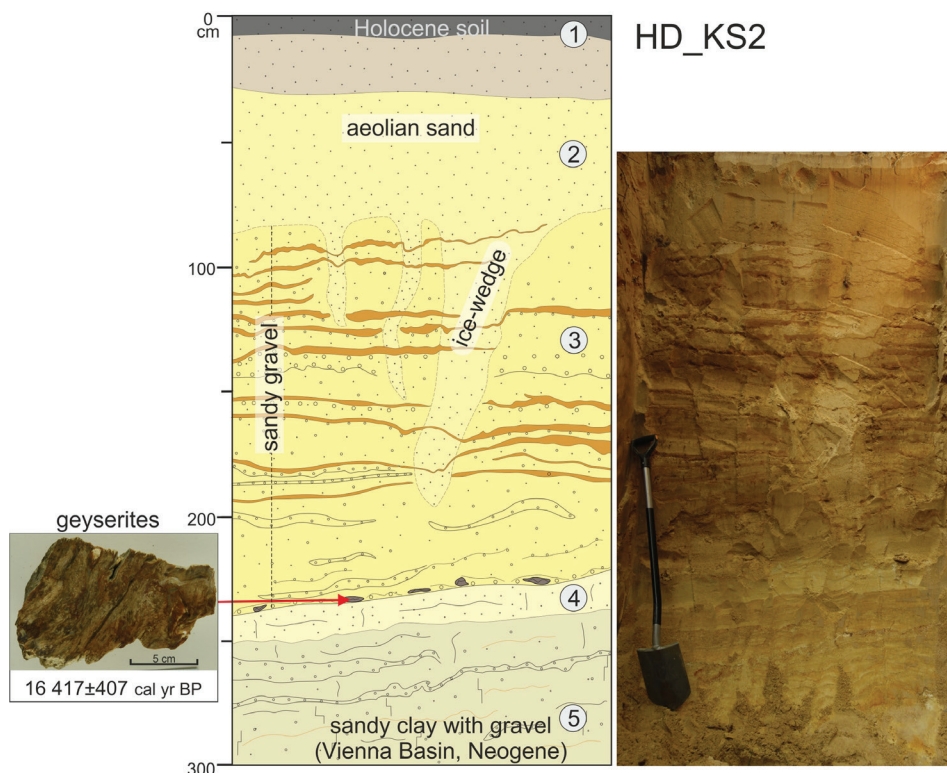
Zkoumané deprese byly vytipovány na základě digitálního modelu reliéfu 5. generace (dále DMR) z LIDARového snímkování. Mocnost kvartérního pokryvu byla zjišťována pomocí ručního vrtáku (přibližně 100 sond vedených

většinou v kolmých transektech deseti depresemi). Litostratigrafie postranních valů byla studována na profilech v kopaných sondách (celkem 3 sondy ve dvou depresích). Bazální klasty byly studovány pomocí elektronového skenovacího mikroskopu Tescan Mira3 GMU FEG-SEM, doplněného o mikroanalytické systémy EDS X-MaxN 80 a EBSD NordlysNano (Oxford Instruments). V jednom z bazálních klastů byl makroskopicky identifikován úlomek dřeva. Tento klast byl odeslán do radiokarbonové laboratoře University of Georgia v USA. Zde byl omyt v roztoku H_2O_2 a rozpuštěn v koncentrované HF. Reziduální organická hmota byla radiokarbonově datována a získané radiokarbonové stáří bylo kalibrováno pomocí kalibračního datasetu IntCal13 (Reimer et al. 2013).

Výsledky a diskuse

Morfologie a litostratigrafie depresí a postranních valů

Na DMR bylo ve zkoumané oblasti identifikováno celkem 178 depresí kruhového či oválného tvaru, obehnaných zčásti či zcela valy. Rozmístění depresí je spíše nahodilé a jejich průměr se pohybuje od 38 m do 324 m. Téměř polovina z nich ($n = 85$) má kruhový nebo téměř kruhový tvar (poměr délky osy y a osy x , tzv. index protaženosti, se pohybuje mezi 0,9–1,1), struktury oválného tvaru jsou často protaženy v sz.-jv. směru. Charakteristickým znakem struktur je přítomnost valu, který většinou lemuje celou depresi a vystupuje zřetelně nad úroveň okolního terénu. Výškový rozdíl mezi dnem deprese a vrcholem valu se pohybuje od 1 do 4 m. V centrální části depresí je mocnost vátých písků značně redukována, případně zcela chybí a na povrch vystupují podložní jílovitopísčité sedimenty (obr. 1C). Důležité informace o úložných poměrech a litostratigrafii valů poskytly sondy KS2 a KS3 (obr. 3 a 4), kopané na severním, resp. západním okraji studované deprese, lokalizované na obr. 1. Ve stěně sondy KS2, zachycující čelo valu z vnitřní strany deprese, vystupují ve svrchní části (0–100 cm) jemnozrnné světle žluté eolické písky (vrstva 2) s mělkým Ah horizontem na povrchu (vrstva 1). Váté písky leží na 1,5 m mocném souvrství středně až hrubě zrnitých, subhorizontálně uložených žlutých písků s čočkovitými vrstvami štěrků (vrstva 3). Jedná se o středně až dobře opracované valounky (0,35–1; *sensu* Powers 1953) křemene velikosti 2–7 mm, v menší míře jsou zastoupeny i valounky živce. Petrograficky odpovídá valounový materiál hrubozrnným klastům podložních sedimentů vídeňské pánve. Hojně vločky červenohnědého písčitého jílu, ležící na povrchu vrstev s hrubozrnnějšími klastiky, s největší pravděpodobností vznikly v důsledku postsedimentárních iluviačních procesů během holocenní pedogeneze (viz např. Lisá et al. 2019). Na profilu KS2 byla ve vrstvě 3, v hloubce 120 cm pod povrchem, dokumentována 1 m vysoká a 30 cm široká pseudomorfóza mrazového klínu vyplněného nadložním vátým pískem. Na bázi koluviálních sedimentů se nachází zhruba 20 cm mocná vrstva bílých jemnozrnných až prachovitých písků (vrstva 4), ležících

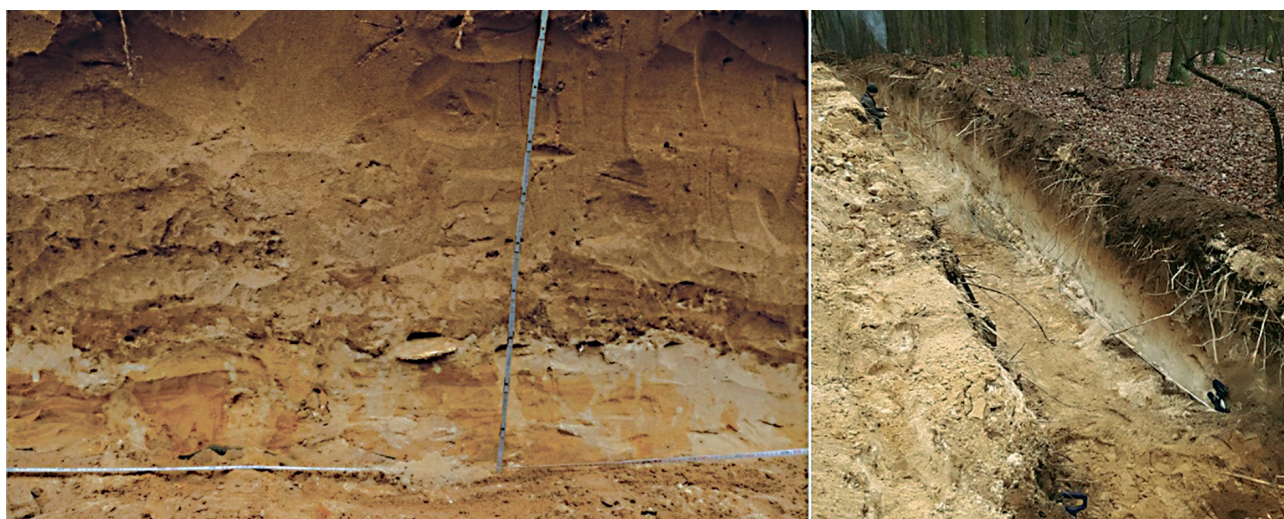


Obr. 2: Litostratigrafie postranního valu; čelní pohled, sonda KS2. 1 – holocenní půda, 2 – vátý písek, 3 – písek s ččkami šterku (koluvium) a vrstvami tmavě hnědého jílu (iluvialní horizonty), 4 – bílý prachovitý písek, 5 – písčité jíly se šterkem (neogenní podloží).
Fig. 2. Lithostratigraphy of the studied rampart; frontal view, trench KS2. 1 – Holocene soil, 2 – aeolian sand, 3 – sand with lenses of gravel (colluvial deposit) and layers of dark brown clay (illuvial horizons), 4 – whitish silty sand, 5 – sandy clay with gravel (Neogene bedrocks).

diskordantně na soliflukčně zdeformovaném jílovitopísčitém podloží (vrstva 5). V sondě KS3 (obr. 3) byla na povrchu prachovitých písků zastížena 2–4 cm mocná vrstva rezavohnědého písčitého jílu. Nápadným makroskopickým znakem tohoto horizontu, který jsme interpretovali jako relikv fosilní půdy, je intenzivní bioturbace, zasahující do nadloží i podloží. Jedná se o systém chodbiček 5–10 cm dlouhých, které mají na příčném řezu kruhový tvar o průměru 1–1,5 cm.

Petrografické a texturní charakteristiky bazálních klastů

Na povrchu vrstvy 4, resp. na bázi vrstvy 5, bylo v obou sondách nalezeno velké množství úlomků hornin (obr. 2 a 3), mezi nimiž převažují ploché středně opracované klasty o velikosti 2–10 cm. V menší míře jsou zastoupeny i balvany s průměrem až 35 cm. Na příčném řezu valem v sondě KS3 (obr. 3) je patrné, že tyto fragmenty jsou



Obr. 3: Příčný řez postranním valem (sonda KS3). Na levé fotografii je ve stěně vidět úlomek křemenného sintru ležící na světlém prachovitém písku. Tmavý jílovitopísčité horizont v nadloží je zbytek bioturbované fosilní půdy (pravděpodobně pozdně glaciálního stáří). Vpravo celkový pohled na sondě.

Fig. 3. Cross-section of the rampart (trench KS3). Left photo shows clast of silica sinters lying on the whitish silty sand. The dark sandy clayey horizon above represents a remnant of bioturbated fossil (probably Late Glacial aged) soil. Right photo shows a general view of the trench.

Tab. 1. Výsledky radiokarbonového datování organického materiálu vyseparovaného z křemenného sintru
 Tab. 1. Results of radiocarbon dating of the organic remains separated from the siliceous sinter

Lab. code	Sample ID	Material	¹⁴ C age BP	Calibrated age cal. kyr BP
UGAMS#44273	KS2A_wood	sinter	13460 ± 40	16417 ± 407

vázány pouze na jediný horizont, přičemž největší koncentrace byly nalezeny na vnější a vnitřní straně valu (> 3 úlomky na 1 m dokumentovaného povrchu). Z úložných poměrů a z faktu, že tyto úlomky netvoří souvislou vrstvu, usuzujeme, že byly sekundárně přemístěny.

Charakteristickým znakem těchto úlomků je hladký patinovaný povlak medové barvy, vytvořený sekundárním křemenem. Na příčných řezech (obr. 4) je vidět zřetelná mikrolaminace, v níž jsou zpravidla mocnější světlé vrstvy, tvořené mikrokrytalickým křemenem (obr. 5A), odděleny tmavšími mikroproplásky a vrstvičky v celé sekvenci mají nerovný průběh. Časté jsou rovněž čočkovité mikrostruktury vyplněné pískem. Z akcesorických minerálů byly na mikrosondě identifikovány monazit, galenit, jílové minerály a K-živce. Lokálně hojný je pyrit, který krystalizoval ve formě framboidů (obr. 5B), patrně v souvislosti se synsedimentární mikrobiální činností. Tmavé mikroproplásky jsou tvořeny především zbytky vegetace (pletiva, mechy, trávy) a náteky Fe-oxidů. Nežádka jsou v horninách zachovány i vybělené úlomky dřev, jejichž otisky jsou viditelné i na povrchu hornin (obr. 4).

Datování a geneze bazálních klastů

Radiokarbonové datování dřeva separovaného z úlomku horniny poskytlo datum ~ 16,5 cal. kyr BP (tab. 1), což

odpovídá závěru MIS 2 (konec pleniglaciálu). Toto stratigrafické zařazení koresponduje i s výsledkem orientační palynologické analýzy (P. Pokorný, ústní sdělení). V testovacím vzorku byly identifikovány pyly borovice (*Pinus*), trav (*Gramineae*), pelyňku (*Artemisia*), hvězdicovitých (*Asteraceae*) a merlíkovitých (*Chenopodiaceae*). I když byla koncentrace pylových zrn velmi malá, zachovalé spektrum, v němž zcela chybí zástupci listnatých dřevin a dominují elementy otevřené krajiny, plně odpovídá představám pleniglaciální krajiny střední Evropy (Pokorný 2011).

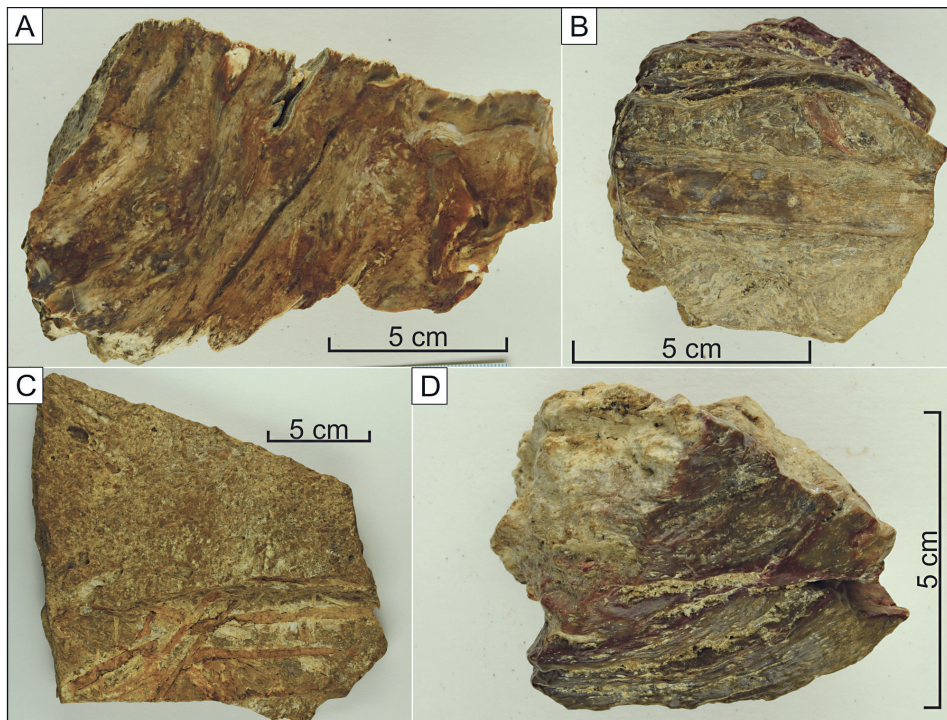
Na základě výše zmíněných texturních a petrografických charakteristik se domníváme, že bazální klasty vznikaly v okolí vývěrů alkalického roztoku vysoce obohaceného křemíkem a že je možné je označovat jako křemenné sintry (viz Campbell et al. 2015). Otázkou zůstává, za jakých teplotních podmínek se tyto sintry vysrážely a jak mohlo vypadat samotné sedimentační prostředí. Tato problematika bude úkolem navazujícího výzkumu, ve kterém je plánováno podrobit nalezené horniny detailní geochemické, mikromorfologické a paleontologické analýze.

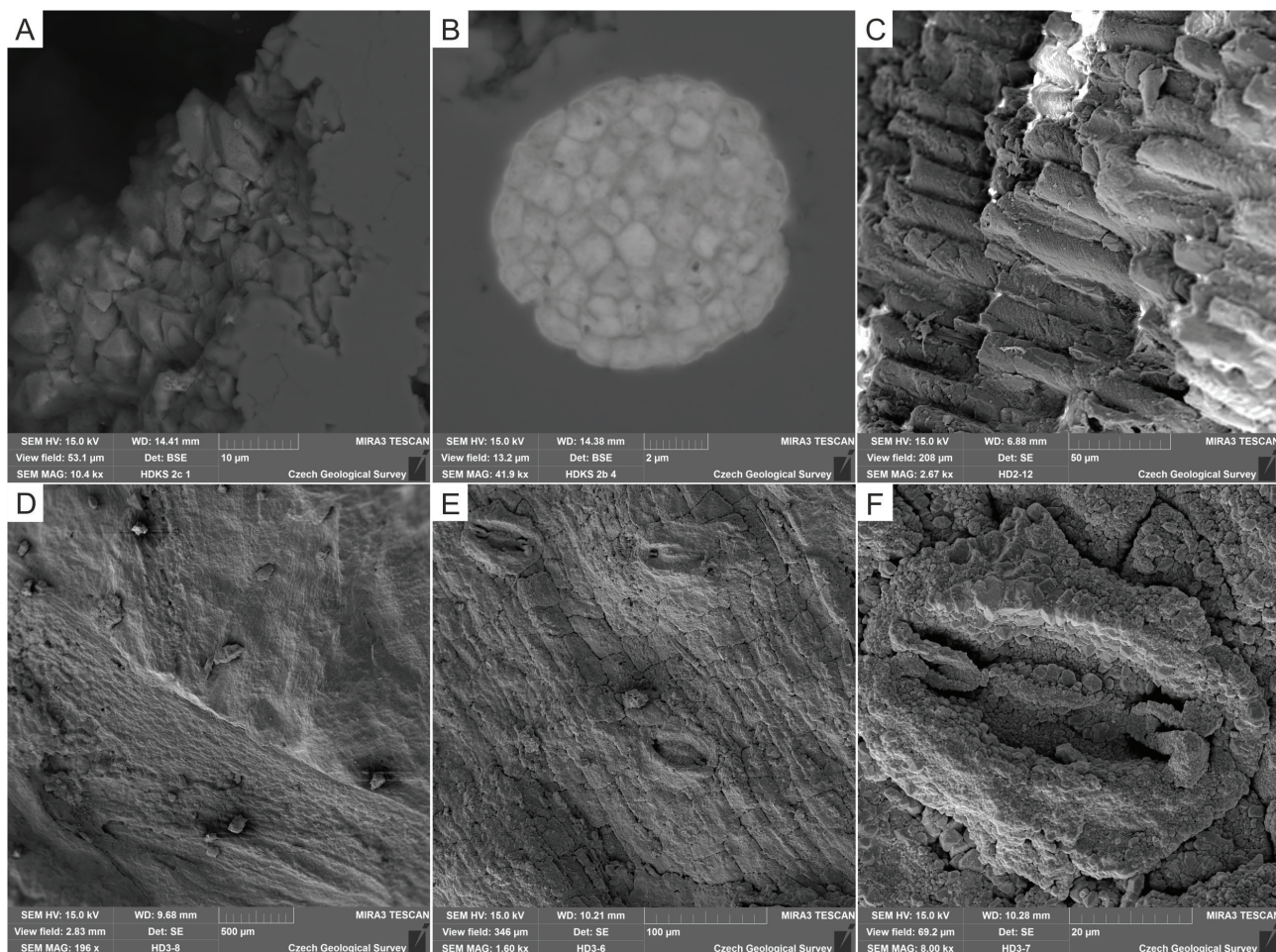
Geneze kruhových struktur a postranních valů – pinga/lithalsy

S jistotou lze nyní konstatovat, že v období minimálně před 16,5 tisíci let existovaly ve studovaném území aktivní

Obr. 4. Křemenné sintry nalezené v sondách KS2 a KS3. Na řezech (A) je často vidět střídání světlých pásků tvořených mikrokrytalickým křemenem a tmavých, organikou bohatých lamin. Hojně jsou otisky větví (B) či stonků (C, D) na povrchu sintrů.

Fig. 4. Siliceous sinters found in trenches KS2 and KS3 show alternation of light bands consisting of microcrystalline quartz, and dark layers rich in organic matter (A). Abundant imprints of twigs (B) and stems (C, D) are preserved on the surface of siliceous sinters.





Obr. 5. Mikromorfologie křemenných sintřů ve skenovacím elektronovém mikroskopu. Hornina je z většiny tvořena mikrokryalickým křemenem (A), hojně se vyskytují framboidy pyritu (B), které jsou pozůstatkem činnosti mikroorganismů. Na vnitřní stavbě se významně podílejí i prokřemenělé dřevní cévní svazky (C); identifikovat lze i zbytky vegetace, např. stonky (D) či listy trav včetně průduchů (E, F).
 Fig. 5. Micromorphology of siliceous sinters on SEM images. The rock is mostly composed of microcrystalline quartz (A); abundant framboids of pyrite (B) are remnants of microorganisms activity. Siliceous secondary xylem (C) participates significantly in the internal structure of sinters; there is also possible to identify remnants of vegetation such as stems (D) or grass leaves including stomata (E, F).

pramenné vývěry. V tomto období zde také s vysokou pravděpodobností přetrvával alespoň nesouvislý permafrost, jak indikuje např. rozsáhlá síť reliktních pseudomorfóz mrazových klínů v širší oblasti jižní Moravy (Czudek 1997; Křížek et al. 2018). Z recentních arktických oblastí s výskytem permafrostu je známo, že takovéto hydrogeologické podmínky vytvářejí ideální prostředí pro vznik specifických geomorfologických forem nazývaných pinga či lithalsy (viz např. Harris et al. 2018). Jsou to vyvýšeniny vysoké několik metrů (lithalsy) až několik desítek metrů (pinga), vznikající nad čoučkou ledu, která se formuje na rozhraní sezonně rozmrzající vrstvy (tavná vrstva) a trvale zmrzlého podkladu (permafrost). K segregaci ledu dochází za vhodných hydrogeologických a geologických podmínek, jakými jsou např. špatně prostupné podloží s vysokou hladinou podzemní vody (lithalsy) nebo artéské prameny se spodním tlakem vody na permafrost (tzv. hydraulická pinga). Při zvyšujících se průměrných ročních teplotách podléhá vyvýšenina termální degradaci a postupně dochází k jejímu úplnému kolapsu. Na místě původní elevace vzniká mělká kruhová

deprese s plochým dnem. Ta bývá zpravidla ohraničena valy koluviálních sedimentů s charakteristickou texturou (Ballantyne 2018). Intenzita celého popsaného procesu je přímo úměrná průměrným teplotám vzduchu.

S ohledem na výše popsaný hydrogeologický kontext, na morfometrické charakteristiky depresí (*sensu* Ballantyne 2018), na přítomnost pseudomorfozy mrazového klínu na valu (*sensu* Mackay 1985) a na sedimentární textury postranních valů se domníváme, že zkoumané struktury mohly vznikat analogicky popsanému procesu, resp. že jsou pozůstatkem po degradaci zmíněných periglaciálních forem.

Ke vzniku ledových čouček, resp. vyklenutí povrchu docházelo v době, kdy proces precipitace sintřů již nebyl aktivní. Naznačuje to pozice sekundárně přemístěných úlomků na bázi valu. Zatím není jasné, proč k segregaci podpovrchového ledu nedocházelo i v předchozích obdobích. V úvahu připadá i možnost vyšší teploty roztoku, ze kterého se sintry vysrážely. Vezmeme-li v úvahu výsledky radiokarbonového datování sintřů a nutnost existence

permafrostu, je pravděpodobné, že se ledové čočky formovaly během časového intervalu mezi 16,5–14,7 ka BP, v chladném výkyvu označovaném jako nejstarší dryas. K degradaci ping (lithals), následované vznikem depresí ohraničených postranními valy, docházelo s největší pravděpodobností během pozdního glaciálu. V některých případech mohl tento proces kulminovat až počátkem holocénu. Těto hypotéze nasvědčuje radiokarbonové datum 12,5 cal. kyr BP, získané z organické polohy sedimentární výplně jedné z depresí v oblasti Hodonínské Důbravy (Jamrichová et al. 2017). Erovaný materiál z povrchu vyvýšenin průběžně akumuloval po obvodu kolabující ledové čočky. V teplejších fázích se na povrchu koluvii vyvíjely iniciální půdy, intenzivně bioturbované. Tato fáze by mohla korespondovat s interstadiálem Alleröd a fosilní půda korelovat s tzv. Usselo soils – markerovým horizonty pozdního glaciálu severoevropského pásu vátých písků, které byly nedávno popsány i z našeho území (Hošek et al. 2017, 2019a). K akumulaci vátých písku a částečné deformaci původního tvaru ping eolickou činností došlo pravděpodobně v období stadiálu mladší dryas (12,7–11,7 ka BP). Přesnější časové zařazení vzniku a degradace zkoumaných periglaciálních tvarů by měly přinést výsledky OSL datování sedimentárních sekvencí z postranních valů.

Reliktní pinga a lithalsy pozdně glaciálního stáří jsou známy z mnoha lokalit severní a severozápadní Evropy (např. Pissart 2003). Nově byly doloženy i v třeboňské pánvi (Hošek et al. 2018, 2019b). Množství zachovaných struktur ve studované oblasti je nicméně unikátní a bezpochyby souvisí se specifickými (hydro)geologickými podmínkami území. Fakt, že výskyt popsáných forem je vázán pouze na západní okraj pásu vátého písku podél řeky Moravy, by mohl souviset s relativně malou mocností kvartérního pokryvu v této části. Nelze vyloučit, že termokrasový reliéf s obdobnou intenzitou vznikal i na jiných místech v širším okolí, např. v oblasti Moravské Sahary, a že je pohřben pod písčitémi fluvio-lakustrinními a eolickými akumulacemi pleniglaciálního stáří (viz Kadlec et al. 2015), které zde dosahují souhrnné mocnosti přes 40 m. Překvapující je také míra zachování původních struktur, resp. fakt, že deprese nebyly zahlazeny pozdější eolickou činností a dalšími geomorfologickými procesy. Tato skutečnost by mohla být zapříčiněna brzkou postglaciální expanzí temperátního lesa (s dominancí dubu), který zde vydržel po většinu holocénu (Jamrichová et al. 2017). Dřevinná vegetace snížila dynamiku eolických a jiných geomorfologických procesů a podílela se na celkové stabilizaci povrchu.

Poděkování. Děkujeme F. Lysákoví a J. Rolečkovi, kteří nás na existenci zkoumaných forem upozornili, a P. Pokornému za orientační palynologickou analýzu vzorku křemenného sintru. Díky patří i J. Prachovi a M. Hoškovi za pomoc v terénu a společnosti Lesy ČR, a. s., (Lesní správa Strážnice) za vstřícný přístup při realizaci geologických prací. Za důkladnou revizi a podnětné připomínky vděčíme recenzentům K. Žákovi, L. Lisé a J. Kadlecovi a editorovi P. Rojíkovi. Výzkum byl podpořen projektem GAČR (č. 17-21612S), projektem Univerzity Karlovy (UNCE 204069) a interním projektem ČGS (č. 310370), který je součástí DKRVO/ČGS (2018–2022).

Literatura

- BALLANTYNE, C. K. (2018): Periglacial geomorphology. – 454 str. Wiley-Blackwell. Chichester.
- BUCHTA, Š. (1993): Vídeňská pánve. In: PŘICHYSTAL, A. – OBSTOVÁ, V. – Suk, M., ed.: Geologie Moravy a Slezska, 129–132. – Morav. zem. muz. Brno.
- CAMPBELL, K. A. – GUIDO, D. M. – GAUTRET, P. – FOUCHER, F. – RAMBOZ, C. – WESTALL, F. (2015): Geyserite in siliceous hot spring sinter: window on Earth's hottest terrestrial (paleo) environment and its extreme life. – *Earth-Sci. Rev.* 148, 44–64.
- CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. – 213 str. Sursum. Tišnov.
- CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – 238 str. Sursum. Tišnov.
- DECKER, K. – PERESSON, H. – HINSCH, R. (2005): Active tectonics and Quaternary basin formation along the Vienna Basin Transform fault. – *Quat. Sci. Rev.* 24, 307–322.
- HARRIS, CH. – ARENSEN, L. U. – CHRISTIANSEN, H. H. – ETZELMÜLLER, B. – FRAUENFELDER, R. – GRUBER, S. – HAEBERLI W. – HAUCK, CH. – HÖLZLE, M. – HUMLUM, O. – ISAKSEN, K. – KÅÅB, A. – KERN-LÜTSCHG, M. A. – LEHNING, M. – MATSUOKA, N. – MURTON, J. B. – NÖTZLI, J. – PHILLIPS, M. – ROSS, N. – SEPPÄLÄ, M. – SPRINGMAN, S. M. – MÜHLL, D. V. (2009): Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. – *Earth-Sci. Rev.* 92, 117–171.
- HARRIS, S. A. – BROUCHKOV, A. – GUODONG, C. (2018): *Geocryology*. – 765 str. Taylor & Francis. London.
- HINTERSBERGER, E. – DECKER, K. – LOMAX, J. – LÜTHGENS, C. (2018): Implications from palaeoseismological investigations at the Markgrafneusiedl Fault (Vienna Basin, Austria) for seismic hazard assessment. – *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 18, 531–553.
- HOŠEK, J. – LISÁ, L. – BOBEK, P. – RADOMĚŘSKÝ, T. (2019a): “Usselo soils” – the Late Glacial marker horizon identified in the Labe River region (Central Bohemia, Czech Republic). – *Geosci. Res. Rep.* 52, 63–70.
- HOŠEK, J. – POKORNÝ, P. – PRACH, J. – LISÁ, L. – MATYS GRYGAR, T. – KNĚSL, I. – TRUBAČ, J. (2017): Late Glacial erosion and pedogenesis dynamics: Evidence from high-resolution lacustrine archives and paleosols in south Bohemia (Czech Republic). – *Catena* 150, 261–278.
- HOŠEK, J. – POKORNÝ, P. – PRACH, J. – ŠÍDA, P. – KRÍŽEK, M. (2018): Fossil thermokarst in South Bohemia (Czech Republic). – *Geosci. Res. Rep.* 51, 131–139.
- HOŠEK, J. – PRACH, J. – KRÍŽEK, M. – ŠÍDA, P. – MOSKA, P. – POKORNÝ, P. (2019b): Buried Late Weichselian thermokarst landscape discovered in the Czech Republic, central Europe. – *Boreas* 48, 988–1005.
- JAMRICHOVÁ, J. – HÉDL, R. – KOLÁŘ, J. – TÓTH, P. et al. (2017): Human impact on open temperate woodlands during the middle Holocene in Central Europe. – *Rev. Palaeobot. Palynol.* 245, 55–68.
- KADLEC, J. – KOCUREK, G. – MOHRIG, D. – SHINDE, D. P. – MURARI, M. K. – VARMA, V. – STEHLÍK, F. – BENEŠ, V. – SINGHVI, A. K. (2015): Response of fluvial, Aeolian and lacustrine systems to late Pleistocene to Holocene climate change, Lower Moravian Basin, Czech Republic. – *Geomorphology* 232, 193–208.

- KOCÁK, A. – MAYER, S. – KOLEJKA, V. – HROMEC, J. – ZBOŘIL, A. (1986): Zpráva o reflexně seismickém průzkumu v oblasti jihovýchodních svahů Českého masívu – úsek JIH a ve vídeňské pánvi v roce 1984. – 61 str. MS Geofyzika. Brno.
- KŘÍŽEK, M. – KRAUSE, D. – UXA, T. – ENGEL, Z. – TREML, V. – TRACZYK, A. (2019): Patterned ground above the alpine timberline in the Hih Sudetes, Central Europe. – *J. Maps* 15, 2, 563–569.
- KŘÍŽEK, M. – UXA, T. – KRAUSE, D. – VOHRADSKÝ, L. (2018): Spatial distribution of ice-wedge pseudomorphs in the Czech Republic. In: DELINE, P. – BODIN, X. – RAVANEL, L., eds.: 5th European Conference on Permafrost, Book of Abstracts, 103–104. – Chamonix Mont-Blanc. France.
- LEE, E. Y. – WAGREICH, M. (2016): 3D visualization of the sedimentary fill and subsidence evolution in the northern and central Vienna Basin (Miocene). – *Aust. J. Earth Sci.* 109, 241–251.
- LISÁ, L. – BAJER, A. – REJŠEK, K. – VRANOVÁ, V. – VEJROSTOVÁ, L. – WIŚNIEWSKI, A. – KŘÍŽEK, P. (2019): Review of Illuvial Bands Origin: What Might the Presence of Dark Brown Bands in Sandy Infillings of Archaeological Features or Cultural Layers Mean? – *Interdiscip. Archaeol. Nat. Sci. Archaeol.* X/1, 19–28.
- MACKAY, J. R. (1985): Pingo ice of the western Arctic coast, Canada. – *Can. J. Earth Sci.* 22, 1452–1464.
- PISSART, A. (2003): The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. – *Geomorphology* 52, 5–38.
- POKORNÝ, P. (2011): *Neklidné časy. Kapitoly ze společných dějin přírody a lidí.* – 370 str. Dokořán. Praha.
- POWERS, M.C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – *J. Sediment. Petrol.* 23, 117–119.
- REIMER, P. J. – BARD, E. – BAYLISS, A. et al. (2013): IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. – *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- UXA, T. – KŘÍŽEK, M. – KRAUSE, D. – HARTVICH, F. – TÁBOŘÍK, P. – KASPRZAK, M. (2019): Comment on “Geophysical approach to the study of a periglacial blockfield in a mountain area (Ztracené kameny, eastern Sudetes, Czech Republic)” by Stan et al. (2017). – *Geomorphology* 328, 231–237.
- VANDERBERGHE, J. – FRENCH, H. M. – GORBUNOV, A. – MARCHENKO, S. – VELICHKO, A. A. – JIN, H. – CUI, Z. – ZHANG, T. – WAN, X. (2014): The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: permafrost extent and mean annual air temperatures 25–17 ka BP. – *Boreas* 43, 652–666.
- ŽÁK, K. – RICHTER, D. K. – FILIPPI, M. – ŽIVOR, R. – DEININGER, M. – MANGINI, A. – SCHOLZ, D. (2012): Coarsely crystalline cryogenic cave carbonate – a new archive to estimate the Last Glacial minimum permafrost depth in Central Europe. – *Clim. Past* 8, 1821–1837.