

Fosilní termokras v jižních Čechách

Fossil thermokarst in South Bohemia (Czech Republic)

JAN HOŠEK¹ – PETR POKORNÝ² – JINDŘICH PRACH^{2,3} –
PETR ŠÍDA⁴ – MAREK KRÍŽEK⁵

¹ Česká geologická služba, Klárov 3, 118 21 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 botaniky, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Benátská 2, 128 43 Praha 2

⁴ Archeologický ústav AV ČR, v. v. i., Čechyňská 19, 602 00 Brno

⁵ Katedra fyzické geografie a geoekologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Karlova, Albertov 6, 128 43 Praha 2

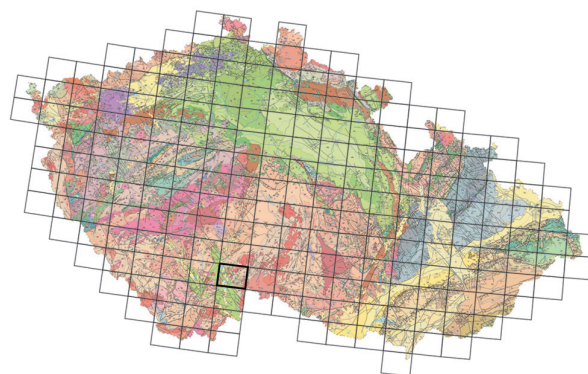
Please cite this article as: Hošek, J. – Pokorný, P. – Prach, J. – Šída, P. – Krížek, M. (2018): Fossil thermokarst in South Bohemia (Czech Republic). – *Geoscience Research Reports*, 51, 2, 131–139. (in Czech)

Key words: lake sediments, thermokarst basins, permafrost, thermal erosion, Late Glacial

Summary: Thermokarst is a geomorphologic/genetic designation for areas where thawing of permafrost leads to local or widespread collapse, subsidence, erosion, and instability of the ground surface. Although thermokarst processes are recently peculiar to regions underlain by permafrost, i.e. in particular to lowlands of high latitudes Arctic areas (Alaska, Canada, northern and eastern Siberia), geomorphology and sediments reflecting former thermokarst presence can also be found in middle latitudes, far from the recent permafrost areas. The so-called “fossil thermokarst” features, including thermokarst gullies, lakes and other kind of depressions, have been documented from many areas of northern and northwestern Europe as well as from Northern America. In contrast to those areas, the knowledge on the thermokarst processes and landscapes along the southern margin of the Last Glacial permafrost zone (i.e. ~ 44–47°N) is still relatively fragmental.

The presented paper deals with the Late Pleistocene geomorphological and sedimentological evolution of the Třeboň region in South Bohemia (49.1°N, 14.7°E; 400–430 m asl) located during the Last Glacial Maximum ~ 110 km north of the Alpine piedmont glaciers and ~ 420 km from the southern edge of the North European Ice Sheet.

The geological basement of the flat landscape of the Třeboň region consists of Cretaceous sandstones and Miocene sandy/



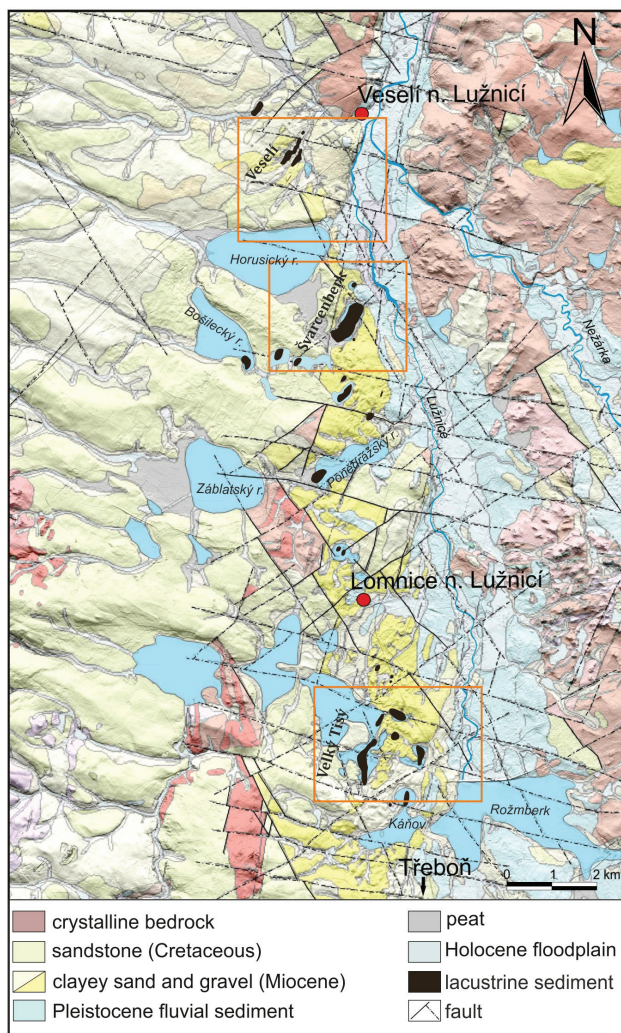
(23-33 Veselí nad Lužnicí)

clayey fluvio-lacustrine sediments. Periglacial features like fossil polygons, nets or ice-wedge pseudomorphs documented in the study area prove the presence of permafrost in the region during the Late Pleistocene. We have also observed involution features (ball-and-pillow structures, injection tongues, and festoons) formed in unpaved sandy sediment, which testify permafrost degradation processes, probably during the Late Weichselian.

Moreover, besides these periglacial features, we have discovered a total of 27 depressions filled with lacustrine sediments and peat (Figs 1 and 2). Most of them are covered by artificial fishponds of Medieval and Modern origin and thus hardly recognized in the landscape. These basins vary in size (tens up to hundreds of meters in diameter) in the depth of their infilling (1–12 m). Nevertheless, they share several common features such as their location on Miocene sedimentary bedrock, elongated shape, and the presence of tectonic faults that often run along their major axis. According to radiocarbon and relative palynological dating, the largest basins (Figs 2 and 3) were formed along the Pleniglacial/Late Glacial transition (~ 16–15 ka), whereas the smaller depressions originated during the Late/ Glacial/Early Holocene. Based on detail geomorphological investigations (approx. 300 hand drilling) and comparison of the geological and hydrogeological setting of the study area with the classic thermokarst landscape of Central Yakutia (Fig. 5), we assume that these basins are the result of the complex of thermokarst processes, including formation and collapse of alases and consequent surface degradation of the permafrost, which occurred here during periglacial conditions of the Late Weichselian (Fig. 6).

Termokrasem je označováno území, jehož morfologie je výsledkem tání podpovrchového ledu spojeného s degradací permafrostu (Yershov 2004, French 2007). Intenzita termokrasových procesů je ovlivněna řadou lokálních i regionálních faktorů zahrnujících topografické a hydrogeologické poměry, hustotu vegetačního pokryvu či požárovou dynamiku. Zásadním faktorem ovlivňujícím agradaci či naopak degradaci permafrostu je však teplota vzduchu/po-

vrchu – pokud je nad bodem mrazu, pak voda v kapalném skupenství narušuje teplotní rovnováhu mezi permafrostem a okolním prostředím. To přispívá ke zvyšování mocnosti činné vrstvy (*active layer*) a hloubkové termooerozi ledem saturovaného permafrostu (v nezpevněných jemnozrnných sedimentech může led tvořit okolo 50–80 % objemu permafrostu; French 2007). Celý proces vede ke kolapsu povrchu a vzniku depresí různého tvaru a velikosti, do



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa zkoumané oblasti (z podkladů Malechy et al. 1991). Černě vyznačen přibližný rozsah pleistocenních jezerních pánví, v oranžových čtvercích rozsah území zobrazený na detailní mapě v obr. 2.

Fig. 1. Simplified geological map of the study area (according to Malecha et al. 1991). Approximate extent of the former Pleistocene lake basins is marked in brown.

kterých je posléze koluviálními, případně deluvio-fluviálními procesy redeponován materiál z okolí.

Současné (holocenní) termokrasové procesy jsou spjaty především s nížinami arktických oblastí Aljašky, Kanady, severní a východní Sibíře (např. Czudek – Demek 1970, Ulrich et al. 2017). Nicméně fosilní termokrasové reliéfy byly popsány i ve středních zeměpisných šířkách, kde se v současnosti permafrost nenachází a kde se dochovaly jako relikt po degradaci pleistocenního permafrostu. V Evropě byly nálezy těchto fosilních termokrasových tvarů popsány např. ze severní Francie, Německa, Polska, Dánska, Nizozemí, Belgie či evropské části Ruska (Pissart 1983, Vandenberghe – van den Broek 1982, Makkaveyev et al. 2015). K degradaci permafrostu a vzniku termokrasových forem zde došlo již s prvním globálním oteplením, tj. na počátku pozdního glaciálu, ~ 15 ka BP (Hoek 1997).

Z mnoha přímých sedimentologických a geomorfologických dokladů je zřejmé, že permafrost se během viselského

glaciálu nacházel i na našem území (např. Czudek 1986, Vandenberghe 2001, Žák et al. 2012). V geomorfologicky a hydrogeologicky příhodných oblastech byl patrně souvislý, s mocností desítek až stovek metrů (Czudek 2005, Žák et al. 2012). Z toho vyplývá, že i na našem území mohly vznikat specifické termokrasové tvary doprovázející degradaci pleistocenního permafrostu. Jednoznačné doklady však doposud chyběly.

V posledních letech bylo na Třeboňsku objeveno velké množství jezerních depresí, podobných morfologií a stavbou těm z aktivních periglaciálních zón východní Sibíře, či reliktním pleistocenním tvarům popsaným ze severní a severozápadní Evropy. Cílem této práce je diskutovat genezi těchto depresí v kontextu periglaciálních procesů odehrávajících se na konci posledního glaciálu, resp. předložit důkazy o existenci fosilních termokrasových forem na našem území.

Charakteristika zkoumané oblasti a metodika výzkumu

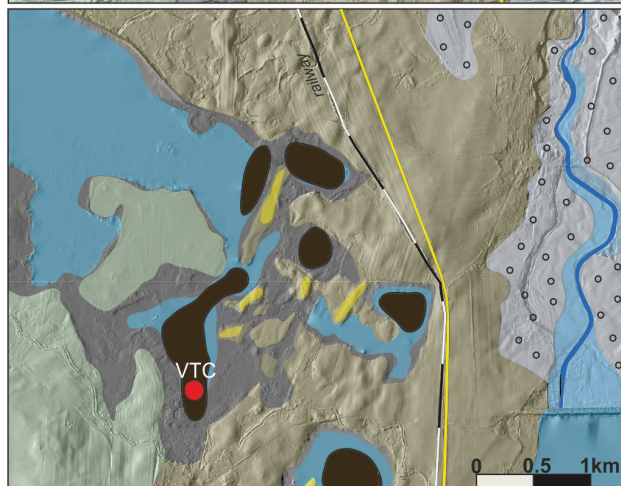
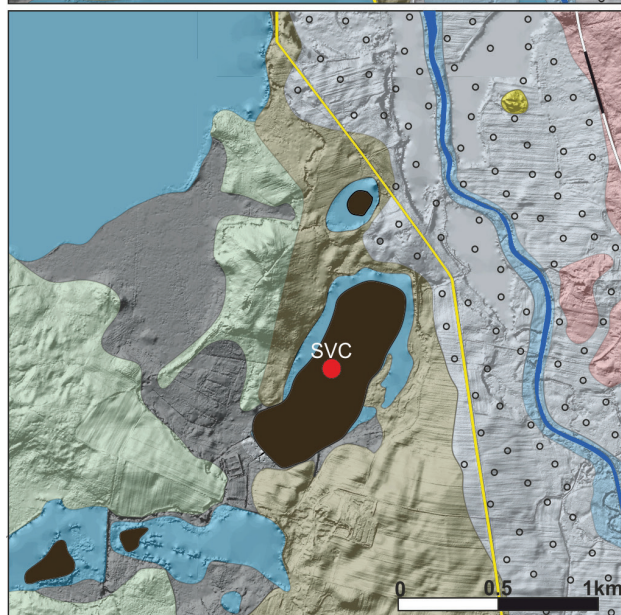
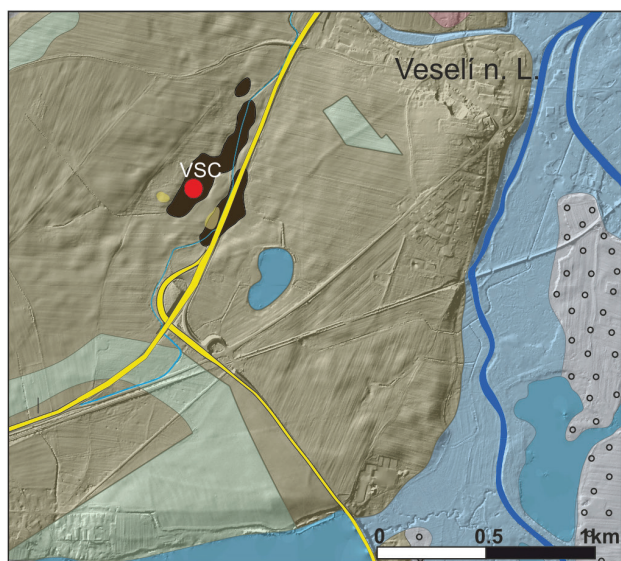
Zkoumaná oblast se nachází na severním okraji Třeboňské pánve (~ 400–430 m n. m.), zhruba mezi Třeboní a Veselím nad Lužnicí (obr. 1). Předkvartérní výplň pánve zde tvoří svrchněkřídové písky a písčité jíly klikovského souvrství a pestrá sekvence svrchněmiocenního mydlovarského souvrství (jíly až jílovitopísčité štěrky s hojnými vložkami lignitu a diatomitu). Z kvartérních sedimentů převládají sedimenty Lužnice (holocenní nivní hlíny a pleistocenní fluviální štěrky a písky), dále váté písky, svahoviny a mokřadní uloženiny pramenných depresí – rašeliny a slatiny (Malecha et al. 1991).

Dominantní tektonickou strukturou je šalmanovicko-soběslavský příkop směru SSV-JJZ (směr blanické brázdny). Na tuto strukturu, vyplněnou miocenními sedimenty, je vázán i tok Lužnice. Významnými tektonickými poruchami systému blanické brázdny jsou i zlomy drahotěšický a mažický. Hranice mezi křídovými sedimenty Třeboňské pánve a miocenní výplní šalmanovicko-soběslavského příkopu je charakteristická systémem zlomů kolmých na hlavní zlomové struktury (Malecha et al. 1991).

Podzemní voda v této části Třeboňské pánve – tj. území od Třeboně po mažický zlom, procházející severně od Veselí nad Lužnicí – proudí generelně od SV a je drenována do úvalovitých depresí s rozsáhlými rašelinšti (Krásný et al. 2012). Při východním okraji je na styku s krystalinikem a málo propustnými jílovitými miocenními sedimenty vytlačována podél zlomů k povrchu.

Současný reliéf má charakter plošiny s maximálním převýšením okolo 30 m. Nad okolní plochý terén vyčnívají nevelké elevace vázané na ostrůvky krystalinika, případně duny vátých písků a reliktů středněpleistocenních teras Lužnice (Malecha et al. 1991).

Zkoumané deprese byly vytipovány na základě kvartérně geologického mapování, leteckých ortofotomap a digitálního modelu reliéfu z LIDARového snímkování (podrobněji viz Šída a Pokorný 2011). Tvar a hloubka těchto depresí byly zjišťovány pomocí ručního zarážecího



vrtáku (celkem přibližně 300 sond) v kolmých transektech (minimálně 2 transekty v každé vytipované depresi). V tomto článku využíváme výsledků AMS radiokarbonových datování publikovaných Hoškem et al. (2014, 2016, 2017). Datována byla báze sedimentární výplně tří největších pánví (Velký Tisý, Švarcenberk, Veselí n. L.). Data byla kalibrována pomocí kalibračního datasetu IntCal13 (Reimer et al. 2013).

Odhad stáří ostatních pánví je založen na relativním palynostratigrafickém datování báze jezerních sedimentů a vizuální litologické korelaci (sensu Hošek et al. 2013, 2014).

Výsledky a diskuse

Morfologie, sedimentární výplň a stáří pánví

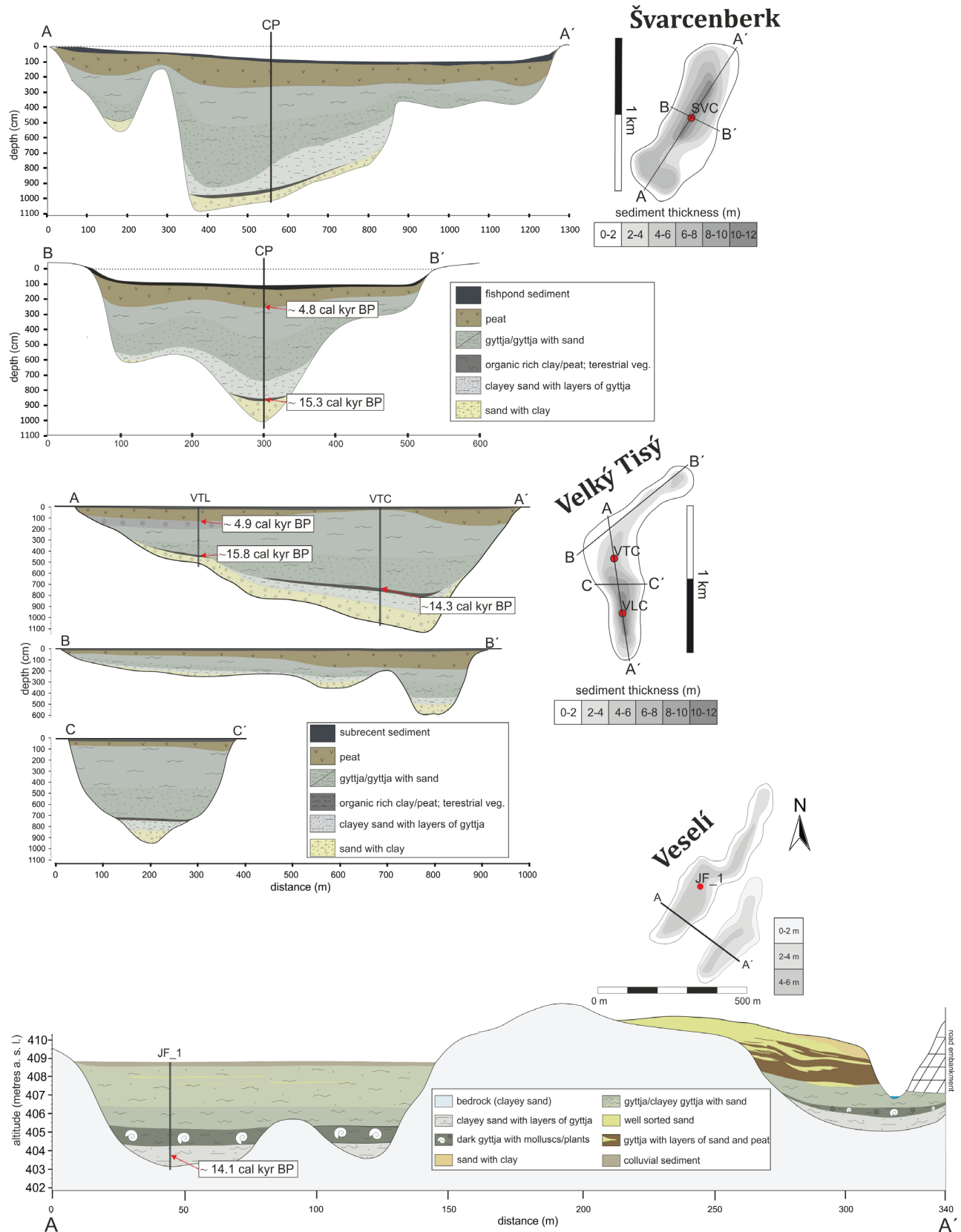
Ve zkoumané oblasti bylo doposud zdokumentováno celkem 27 depresí kruhového, oválného a korytovitého tvaru, z nichž téměř všechny se nacházejí pod hladinou současných rybníků (obr. 1). Průměr těchto depresí se pohybuje od několika desítek až do několika stovek metrů a jejich hloubka dosahuje od 1 m do 12 m. Na základě velikostních a tvarových charakteristik je lze rozdělit do několika skupin.

První skupina zahrnuje největší deprese s průměrem větším než 250 m a hloubkou přesahující 6 m. Tyto deprese mají většinou oválný, ledvinovitý až korytovitý tvar. Delší osa je zpravidla orientována směrem SSV-JJZ až SV-JZ; většinou členitá morfologie se vyznačuje plochým dnem a relativně strmě upadajícími postranními svahy (~ 15–30°). Některé z těchto depresí mají několik dílčích pánví oddělených od sebe více či méně zřetelnými hřbety dosahujícími výšky až 3 m. Nejpodrobněji byla zpracována morfologie tří největších pánví v oblasti – Švarcenberk, Velký Tisý a Veselí n. L. (obr. 2 a 3). Na bázi těchto pánví se nachází v mocnosti od několika decimetrů až do několika metrů siliciklastický písčito-jílovitý sediment, v některých případech s vrstvami rostlinných terestrických makrozbytků (větvičky arktických keříkových vrb a břízy trpasličí, větve a kmeny borovice). V nadloží leží organominerální jezerní sediment typu *gyttja* s proměnlivým obsahem organického podílu. Jezerní sediment většinou překrývájí řádově metrové polohy rašeliny a slatiny. Stáří bazálních sedimentů se podle výsledků radiokarbonového datování a palynostratigrafického určení pohybuje od 16 do 14 ka BP (obr. 3).

Do druhé skupiny lze zahrnout deprese střední velikosti s průměrem mezi 10–250 m a hloubkou 2–6 m. Tyto deprese jsou charakteristické spíše miskovitým tvarem dna a mírnějším úklonem bočních stěn. Bazální sediment, obdobně jako u největších depresí, tvoří špatně vytríděný jílovito-písčitý až šterkovitý materiál; mocnost jezerního

Obr. 2. Detailní geologická mapa okolí tří největších pleistocenních jezer ve zkoumané oblasti (Veselí n. L., Švarcenberk a Velký Tisý) a pozice referenčních vrtů VSC, SVC a VTC.

Fig. 2. Detailed geological map of the surroundings of the largest Pleistocene paleolakes in the study area (Veselí n. L., Švarcenberk a Velký Tisý) together with the location of the reference cores VSC, SVC and VTC.



Obr. 3. Geologický řez třemi největšími jezerními pánevmi, Švarcenberk, Velký Tisý a Veselí n. L. společně s výsledky radiokarbonového datování bazálních sedimentů (kalibrovaná radiokarbonová data Hošek et al. 2014 a 2017).

Fig. 3. Geological cross-sections through three largest lake basins, Švarcenberk, Velký Tisý, and Veselí n. L. together with the results of radiocarbon dating of the basal sediment (calibrated radiocarbon ages taken from Hošek et al. 2014 and 2017).

(někdy spíše telmatického) sedimentu je však velmi malá (max. decimetry), případně úplně chybí a výplň tvoří především organogenní sediment. Palynostratigrafické analýzy jezerního sedimentu (viz Šída et al. 2009, Hošek et al. 2013) kladou počátek sedimentace v těchto depresích na konec pozdního glaciálu, popř. do spodního holocénu.

Třetí skupinu tvoří sníženiny připomínající svým tvarem kotlík (*kettle-like holes*; French 2003). Průměr těchto pánviček (či sedimentárních kapes) je v řádu metrů, maximálně prvních desítek metrů a hloubka okolo 1–3 m. Na jejich dně se obvykle nacházejí siliciklastické splachy překryté slatinou či rašelinou, která se podle orientačních pylových analýz ukládala v průběhu staršího až středního holocénu (Šída et al. 2010).

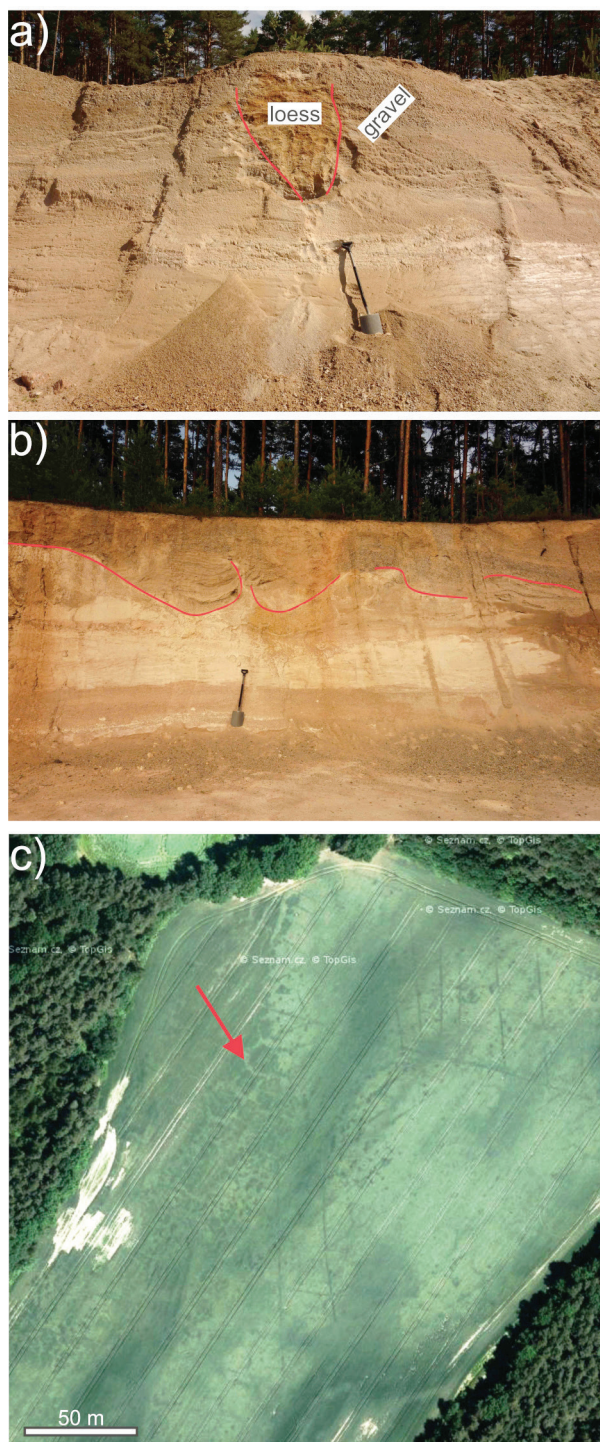
Specifickou skupinou jsou pak rozsáhlé úvaly vyplněné rašelinou a slatinou (Borkovická blata, okolí Třeboně). Přestože zmíněné oblasti nebyly zatím podrobněji studovány, na základě průzkumných sond a archivních vrtů (Dohnal 1958) usuzujeme, že na dně těchto rozsáhlých pánví se nachází řada dílčích depresí s přítomností jezerního či telmatického sedimentu při bázi.

Doklady existence a degradace pleistocenního permafrostu ve studované oblasti

V oblasti jihočeských pánví byla popsána řada periglaciálních fenoménů zahrnujících pseudomorfózy po mrazových a ledových klínech (Kunský 1946), mrazové hrnce (Chábera a Mach 1977) a pukliny či různé typy kryoturbace (Chábera 1975). K těmto popsaným periglaciálním tvarům lze přidat i námi nalezenou pseudomorfózu (120 × 153 cm) ve stěně místní písčiny jižně od Záblatského rybníka (obr. 4a). Je vyvinuta v částečně zpevněných štěrkopiscích klikovského souvrství a vyplněna písčito-prachovitým materiálem, z něhož byl odebrán vzorek na mikromorfologickou analýzu. Vzhledem k vysokému podílu velmi dobře opracovaných křemenných zrn frakce 20–50 µm se domníváme, že jde o spraš (sprašovou hlínu) redeponovanou koluviálními procesy do pseudomorfózy společně s okol-

ním písčitým materiálem. Důležitým důkazem plošného rozsahu permafrostu v tomto území jsou vyvinuté fosilní polygonální sítě tvořené pseudomorfózami ledových klínů, viditelné na dně písčiny a na mnoha dalších místech mezi Lomnicí a Veselím nad Lužnicí (obr. 4c) i v severním okolí této oblasti (Křížek et al., in review).

S ústupem kontinentálního ledovce na sever (~ 18 ka BP) se tehdejší periglaciální oblasti střední Evropy postupně dostávaly více pod vliv vlhčího a teplejšího oceánického klimatu (Walker 1995). V humidnějších podmínkách došlo ke zvyšování mocnosti činné vrstvy (*active layer*) a celkové intenzifikaci degradačních procesů permafrostu



Obr. 4. Periglaciální jevy ve zkoumané oblasti. a – pseudomorfóza po ledovém (?) klínu vyvinutá v nezpevněných píscích klikovského souvrství, výplň tvoří písčito-prachovitý sediment (spraš), místní písčivina jižně od Záblatského rybníka (49,09664°S, 14,66678°V, WGS84); b – involuce (balónovité, polštářovité a jazykovité tvary) vzniklé v nezpevněných píscích klikovského souvrství při degradaci permafrostu, místní písčivina jižně od Záblatského rybníka, foto J. Hošek; c – výplně po pseudomorfózách ledových klínů vytvářejí síť polygonů s rozměry až 15 m, pole mezi Ponědrážkovským a Švarcenberským (letecký snímek z mapy.cz).

Fig. 4. Periglacial features in the study area. a – ice-wedge (?) pseudomorph developed in unconsolidated sands of the Klikov Formation and filled by silty sand (loess), local sandpit south of the Záblatský fishpond; b – involutions (ball-and-pillow structure, injection tongues, festoons) formed in unconsolidated sands of the Klikov Formation during permafrost degradation; local sandpit south of the Záblatský fishpond, photo by J. Hošek; c – ice wedges pseudomorphs infillings form polygonal nets with polygons up to 15 m in diameter, a field between the Ponědrážkovský and Švarcenberk fishponds (aerial photo taken from mapy.cz).

(Vandeberghe 2001). Ve zkoumané oblasti může být dokladem tání permafrostu komplex deformačních textur v již zmíněné pískovně u Záblatského rybníka (obr. 4b). Balónovité, polštářovité a jazykovité tvary patrně vznikly v důsledku zvyšování mocnosti činné vrstvy a v souvisejících rozdílech v hustotním gradientu trvale zmrzlého podkladu a ve vodou nasycené a ledem bohaté svrchní vrstvě permafrostu – *supragelisolu*. Ve zvodnělé činné vrstvě postupně klastická složka (písek a štěrk) klesala, zatímco podložní, ledem zpevněný sediment o nižší hustotě byl hydrostatickým vztlakem vytlačován do nadloží. Voda nacházející se na hranici dvou hustotně odlišných prostředí neměla kudy unikát a byla skrze póry vytlačována k povrchu a při tom deformovala okolní prostředí. Analogické procesy byly popsány ze současných arktických oblastí (French 1986) a v podobě reliktických projevů byly zaznamenány na řadě lokalit v severní části střední a západní Evropy, které se během posledního glaciálu nacházely v periglaciální zóně (např. Eissmann 1994).

Geneze jezerních pánví na Třeboňsku – pánve typu alas a jejich sibiřské analogie

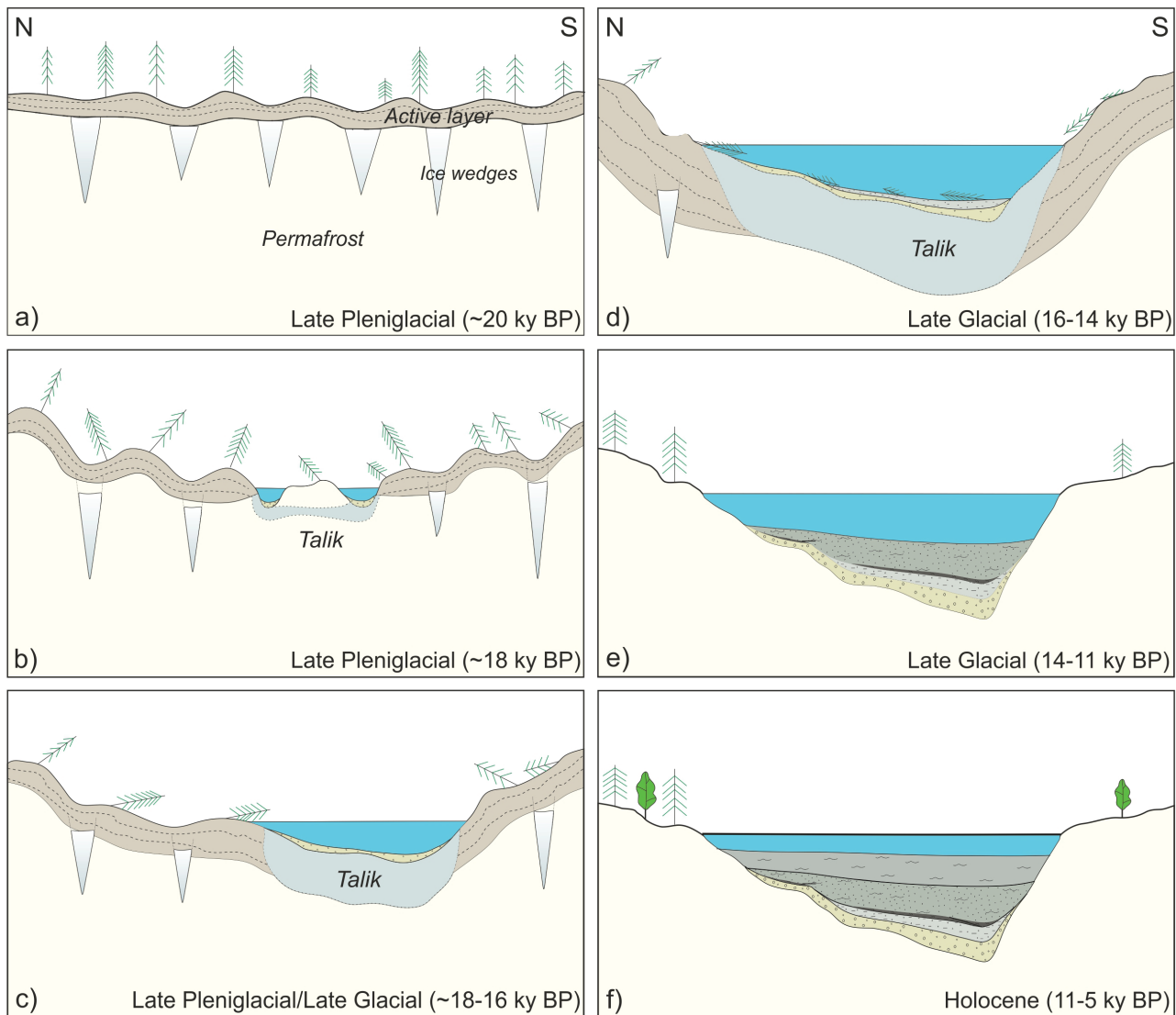
V současnosti termokrasové jevy probíhají převážně v nezpevněných, vodou saturovaných sedimentech v krajinách

s plochým reliéfem; typickými oblastmi jsou rozsáhlé nížiny podél velkých (sub)arktických toků, jako např. Lena, Aldan, Mackenzie a další (French 2007). Klasickou oblastí, kde lze pozorovat recentní hloubkovou termální erozi permafrostu je centrální část Jakutska (65°S; 125°V), kde je termokrasovými procesy postiženo více než 40% území (Soloviev 1962, Czudek – Demek 1970, Romanovskii et al. 2000). Nápadnými geomorfologickými prvky jsou tam oválné deprese se strmými stěnami a plochým či mírně se svažujícím dnem. Průměr těchto pánví, nazývaných *alas*, se pohybuje od 0,1 km do 15 km a hloubka od 3 m do 40 m (Soloviev 1962). Mechanismus vzniku alasů je vysvětlován následovně (viz Soloviev 1973): Vlivem zvyšování teploty, vegetačními změnami, požáry, či lidským působením dochází ke změně teplotní rovnováhy mezi povrchem a trvale zmrzlým podkladem a k následnému tání podpovrchového ledu. V místech, kde je led segregován v polygonálních sítích syngenetických mrazových klínů, vznikají kopečkovité struktury (tzv. *bajdžararchy*) oddělené od sebe sníženinami (tzv. *d'ujody*; obr. 5a), v nichž se po určitou část roku udržuje voda v kapalném skupenství (Czudek – Demek 1970). Tepelný účinek povrchové vody způsobuje intenzivnější hloubkovou termální erozi, která časem vede ke kolapsu povrchu a vzniku deprese (obr. 5b). Její velikost závisí na konfiguraci terénu, mocnosti nadložní vrstvy permafrostu (*suprapermafrost layer*) a hustotě polygonální sítě



Obr. 5. Jednotlivé fáze vzniku termokrasové deprese typu alas dokumentované v centrálním Jakutsku (východní Sibiř, Rusko, foto J. Hošek). Popis v textu.

Fig. 5. Development stages of thermokarst (alas) depression formation documented in the Central Yakutia (Eastern Siberia, Russia). Photo by J. Hošek.



Obr. 6. Idealizované schéma vzniku a vývoje jezera Velký Tisý. a – vrcholná fáze pleniglaciálu, hluboký permafrost s množstvím syngenetických mrazových klínů vytvářející polygonální síť; b, c – oteplení na konci pleniglaciálu a počátkem pozdního glaciálu způsobuje termální degradaci podpovrchového ledu a následnou subsidenci povrchu. Inciální deprese je zaplňována klastickým materiálem. Voda v kapalném skupenství zároveň ohřívá okolí pánve (vzniká nezamrzající zóna v rámci permafrostu, tzv. *talik*), což přispívá k jejímu prohlubování a rozšiřování; d – do pánve jsou společně s klastickým materiálem redeponovány i zbytky terestrické vegetace; e, f – v průběhu pozdního glaciálu a holocénu akumuluje organominerální sediment typu *gyttja*.

Fig. 6. Idealized scheme of the evolution of the Velký Tisý paleolake. a – Late Pleniglacial. Deep permafrost with numerous syngenetic ice wedges forming polygonal net; b, c, –warming at the end of Pleniglacial/beginning of the Late Glacial caused thermal degradation of subsurface ice and consequent subsidence of the surface. Initial depression is filled by clastic sediment. Water body heats up the surroundings of the basin (unfrozen ground zone, the so called *talik*, occurs below the basin) that contributes to further deepening and lateral expansion of the basin; d – mineralogenic sediments together with remains of terrestrial vegetation are deposited into the lake basin; e, f – organomineral lacustrine sediment (*gyttja*) accumulated during the Late Glacial and Holocene.

mrazových klínů. Voda, která se udržuje v nejhlubší části vzniklé pánve, díky své tepelné vodivosti prohřívá zmrzlé podloží a přispívá ke zvyšování mocnosti nezamrzlé části permafrostu (tzv. *talik*) a tím k prohlubování deprese (Soloviev 1973). Laterální erozi může být pánev rozšiřována a prodlužována. Vzniklé jezero (obr. 5d) je vyplňováno minero-organickým sedimentem, zpravidla překrytým rašelinou. Na bázi jezera se často nacházejí kmeny stromů, napadaných při kolapsu povrchu a/nebo zaplavení břehů (obr. 5c).

Domníváme se, že geneze mnohých pánví dokumentovaných na Třeboňsku může být analogická načrtnutému schématu (viz obr. 6, kde jsou popsány jednotlivé fáze vzniku jezera na příkladu lokality Velký Tisý). K tomuto názoru nás vede nejen morfológická podobnost sibiřských alasů (viz Czudek – Demek 1970) a zkoumaných jezerních pánví, ale rovněž geomorfologické a geologické charakteristiky porovnávaných oblastí. V obou případech deprese vznikaly ve vodou saturovaných píscích a štěrčích – v případě Jakutska jsou to pleistocenní fluvialní sedimenty Leny

a jejich přítoků, překryté částečně sprašemi (sprašovými hlínami) a eolickými písky (tato specifická, ledem bohatá sedimentární sekvence je místně nazývána *yedoma*, Czudek – Demek 1970), na Třeboňsku jsou to písčito-jílovité šterky nejsvrchnější části mydlovarského souvrství. I když se v současnosti ve zkoumané oblasti spraše nenacházejí, s ohledem na výplň popsané pseudomorfózy sprašovým materiálem lze jejich přítomnost v období vrcholného glaciálu očekávat. Dokladem redepozice eolického, resp. sprašového materiálu do vznikajících depresí by mohl být i vysoký podíl vápnatého siltu v bazálních sedimentech jezer (Hošek et al. 2017). Součástí této sedimentární sekvence jsou i polohy se zbytky terestrické vegetace, deponované sem pravděpodobně z tajícího permafrostu a erozí (či zaplavením) břehů (viz např. kmeny borovic objevené na bázi jezera u Veselí n. L., obr. 7). Z výsledků radiokarbonového datování těchto organických poloh (obr. 3) je zřejmé, že nejintenzivnější degradace permafrostu a následné subsidenční procesy probíhaly na konci pleniglaciálu, resp. začátkem böllingu, a to zjevně v souvislosti s výrazným zvýšením teplot a srážek, ke kterému v tomto období na Třeboňsku došlo (Pokorný 2002, Hošek et al. 2014, 2017).

Termokrasové procesy se s různou intenzitou mohly uplatňovat i v průběhu pozdního glaciálu, o čemž svědčí palynostratigrafické datování bazálních sedimentů menších depresí. V případě nejmenších depresních struktur by mohlo jít o tvary vzniklé v důsledku roztávání dvou a více sdružených mrazových klínů. Tímto způsobem je popisována geneze pozdněglaciálních/časně holocenních termokrasových depresí (*kettle-like holes*) podobných parametrů např. v okolí New Jersey v USA (39° S; French 2007).

Nápadným znakem mnoha pánví je protažení jejich delší osy ssv.-jjz. směrem (obr. 1). Příčinu této přednostní orientace je třeba hledat v tektonické predispozici oblasti. Většina pánví je situována na zlomových strukturách paralelních s generálním směrem blanické brázdy, tj. SSV-JJZ. V současnosti dochází podél těchto struktur k drenáži napjaté hladiny podzemní vody, proudící generálně od SV. Lze předpokládat, že v těchto vodou saturovaných zónách se nacházelo nejvíce podpovrchového ledu a probíhaly zde nejintenzivnější termálně degradační procesy. Důležitým aspektem, podílejícím se na modelaci iniciálních termokrasových depresí, mohla být i erozivní činnost povrchové vody. Infiltrace povrchové vody je v permafrostu, podobně jako v aridních oblastech, značně limitovaná (French 2007). Výrazné zvýšení množství srážek, ke kterému na Třeboňsku došlo během pozdního glaciálu (Hošek et al. 2017), mohlo – v součinnosti s působením tavné vody na povrchové vrstvy permafrostu – značně zintenzivnit laterální i hloubkovou erozi alasů a dalších termokrasových depresí (zvláště nápadné je to v případě jezer u Veselí nad Lužnicí, obr. 1 a 2).

Závěr

V severní části Třeboňské pánve bylo doposud zdokumentováno 27 jezerních depresí s průměrem od několika



Obr. 7. Fosilní kmen borovice na bázi jezerní pánve u Veselí nad Lužnicí. Foto J. Hošek.

Fig. 7. Fossil pine trunk at the base of lake basin near the Veselí nad Lužnicí town. Photo by J. Hošek.

desítek až do několika stovek metrů a hloubkou až 12 m. Největší pánve vznikaly na konci pleniglaciálu, menší v průběhu pozdního glaciálu a na počátku holocénu, a to patrně v důsledku degradace permafrostu. Zkoumané deprese s největší pravděpodobností představují reliktní pánve typu alas, které recentně vznikají v aktivních termokrasových oblastech, jakou je např. centrální Jakutsko. Na základě dlouhodobého kvartérně geologického a paleoekologického výzkumu lze konstatovat, že nehluboko pod povrchem současné, zemědělsky a rybníkářsky intenzivně využívané krajiny Třeboňska se nachází fosilní termokras – fenomén popsáný v Evropě doposud pouze ze severních a severozápadních oblastí.

Poděkování. Za významnou pomoc při sondování jezerních depresí děkujeme Jiřímu Bumerlovi, Petře Houfkové, Báře Koutské, Martinovi Prachovi, Otovi Rauchovi a Danu Vondrákovi. Za důkladnou revizi a podnětné připomínky vděčíme recenzentům Danielu Nývltovi a Karlu Žákovi a editorovi Jaroslavu Kadlecovi. Výzkum byl podpořen projektem GAČR č. 17-21612S a interním projektem ČGS č. 322500.

Literatura

- CZUDEK, T. (1986): Pleistocenní permafrost na území Československa. – Geogr. Čas. 38, 2–3, 245–252.
- CZUDEK, T. – DEMEK, J. (1970): Thermokarst in Siberia and its influence on the development of lowland relief. – Quat. Res. 1, 103–120.
- DOHNAL, Z. (1958): Borkovická blata. – Antropozoikum 7, 91–108.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. – Altenburger Naturwiss. Forsch. 1, 1–171.
- FRENCH, H. M. (1986): Periglacial involutions and mass displacement structures, Banks Island, Canada. – Geogr. Annaler, 68A(3), 167–174.
- FRENCH, H. M. (2007): The Periglacial Environment. Third Edition. – 472 str. Wiley, Chichester.
- GUO, W. – LIU, H. – ANENKHONOV, O.A. – SHANGGUAN, H. – SAN-

- DANOV, D.V. – KOROLYUK, A.YU – HU, G. – WU, X. (2018): Vegetation can strongly regulate permafrost degradation at its southern edge through changing surface freeze-thaw processes. – *Agricult. Forest Meteorol.* 252, 10–17.
- HOEK, W. (1997): Palaeogeography of Lateglacial vegetations. Aspects of Lateglacial and Early Holocene vegetation, abiotic landscape, and climate in The Netherlands. – 191 str. Netherlandse.
- HOŠEK, J. – POKORNÝ, P. – KUBOVČÍK, V. – HORÁČEK, I. – ŽÁČKOVÁ, P. – KADLEC, J. – ROJIK, F. – LISÁ, L. – BUČKULIAKOVÁ, S. (2014): Late glacial climatic and environmental changes in eastern-central Europe: Correlation of multiple biotic and abiotic proxies from the Lake Švarcenberk, Czech Republic. – *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.* 396, 155–172.
- 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. – ŠÍDA, P. – PRACH, J. (2013): Nově objevená pozdně glaciální jezera na Třeboňsku. – *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2012.* 125–131.
- HOŠEK, J. – PRACH, J. – ŠÍDA, P. – HOUFKOVÁ, P. – VONDRÁK, D. – LISÁ, L. – POKORNÝ, P. – CHVOJKA, O. – DOHNAL, J. (2016): Sedimentární vývoj pozdně glaciálních jezer u Veselí nad Lužnicí. – *Zpr. geol. Výzk. – Geoscience Research Reports* 49, 157–164.
- CHÁBERA, S. (1973): Příspěvek k poznání kryogenních forem reliéfu v jižních Čechách. – *Přírodověd. Čas. jihočes.* 13, 63–67.
- CHÁBERA, S. – MACH, V. (1977): Mrazové hrnce a klíny severně od Plané n. Lužnicí. – *Sbor. Jihočes. Muz. v Čes. Budějovicích, přír. Vědy* 17, 3–9.
- KRÁSNÝ, J. – CÍSLEROVÁ, M. – ČURDA, S. – DATEL, J. V. – DVORÁK, J. – GRMELA, A. – HRKAL, Z. – KRÍŤ, H. – MARSZALEK, H. – ŠANTRŮČEK, J. – ŠILAR, J. (2012): Podzemní vody České republiky. Regionální hydrogeologie prostých a minerálních vod. – 1144 str. Čes. geol. služba. Praha.
- KRÍŽEK, M. – UXA, T. – KRAUSE, D. – VOHRADSKÝ, L. (in review): Spatial distribution of ice-wedge pseudomorphs in the Czech Republic. – *Journal of Maps.*
- KUNSKÝ, J. (1946): Mrazové klíny v jižních Čechách. – *Sbor. ČSSZ* 50, 25–27.
- MAKKAVEYEV, A. N. – BRONGULEEV, V.V. – KARAVAEV, V. A. (2015): Pleistocene Pingo in the Central Part of the East European Plain. – *Permafrost Periglac. Process.* 26, 360–367.
- MALECHA, A. – HOLÁSEK, O. – MAŠTERA, L. (1991): Geologická mapa ČR 1 : 50 000, list 23-33 Veselí nad Lužnicí. – Čes. geol. úst. Praha.
- PISSART, A. (1983): Pingos et palses: Un essai de synthese des connaissances actuelles. In: POSER, H. – SCHUNKE, E., ed: *Mesoformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Abhandlung. Akad. Wiss. Gottingen. Math.-Phys. Klasse. Vandenhoeck and Ruprecht* 3 Folge. 35, 48–69.
- POKORNÝ, P. (2002): A high-resolution record of Late-Glacial and Early-Holocene climatic and environmental change in Czech Republic. – *Quat. Int.* 91, 101–122.
- POKORNÝ, P. – ŠÍDA, P. – CHVOJKA, O. – ŽÁČKOVÁ, P. – KUNEŠ, P. – SVĚTLÍK, I. – VESELÝ, J. (2010): Palaeoenvironmental research of the Schwarzenberg Lake, southern Bohemia, and exploratory excavations of this key Mesolithic archaeological area. – *Památ. archeol.* 101, 5–38.
- 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.
- SOLOVIEV, P. A. (1973): Thermokarst phenomena and landforms due to frost heaving in central Yakutia. – *Biul. Peryglac* 23, 135–155.
- ŠÍDA, P. – POKORNÝ, P. (2011): Zjišťování archeologického potenciálu krajiny pomocí kvartérně geologického mapování na příkladu Třeboňska. – *Archeol. Rozhl.* 63, 485–500.
- ŠÍDA, P. – POKORNÝ, P. – CHVOJKA, O. – KUNEŠ, P. (2010): Výzkum okolí jezera Švarcenberk v letech 2005–2008. In: KRÍŠTUF, P. – VĚŘKA, P.: *Opomíjená archeologie 2007–2008*, 36–45. – *Kat. archeol. Filozof. fak. Západočes. univ. Plzeň.*
- ULRICH, M. – WETTERICH, S. – RUDAYA, N. – FROLOVA, L. – SCHMIDT, J. – SIEGERT, C. – FEDOROV, A. N. – ZIELHOFER, C. (2017): Rapid thermokarst evolution during the mid-Holocene in Central Yakutia, Russia. – *Holocene* 27, 1899–1913.
- VANDENBERGHE, J. (2001): Permafrost during the Pleistocene in north-west and central Europe. In: PAEPE, R. – MELNIKOV, V. – VAN OVERLOOP, E. – GOROKHOV, V. D.: *Permafrost Response on Economic Development, Environmental Security and Natural Resources.* 185–194. – *Kluwer Acad. Publ.*
- WALKER, M.J.C. (1995): Climatic changes in Europe during the last glacial/interglacial transition. – *Quat. Int.* 28, 63–76.
- YERSHOV, E.D. (2004): *General Geocryology.* – 580 str. Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- 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.