

ZANIKLÝ ODKRYV KVARTERNÍCH SEDIMENTŮ U BUKOVÉ NA SEVERNÍM OKRAJI ŽULOVSKÉ PAHORKATINY

VANISHED OUTCROP OF QUATERNARY DEPOSITS NEAR BUKOVÁ VILLAGE
ON NORTHERN MARGIN OF ŽULOVÁ HILLY LAND

MARTIN HANÁČEK, JAKUB HOLUŠA

Abstract

Hanáček, M., Holuša, J., 2019: Zaniklý odkryv kvaterních sedimentů u Bukové na severním okraji Žulovské pahorkatiny. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol., 104, 2, 241–253 (with English summary).

Vanished outcrop of Quaternary deposits near Buková village on northern margin of Žulová Hilly Land

The article contains the description of the locality of the Elsterian glaciofluvial sediments (Buková sandpit), which no longer exists. Trough cross-stratified sand and overlying massive and stratified gravel were revealed in the sandpit. These sediments showed abrupt coarsening-up trend, which is reflecting the rapid change from low- to high-energy facies associations. Both facies associations are divided by erosional contact between these facies (erosional basis of the overlying gravel association). The facies trend and limitation of the sedimentary basin by the bedrock elevations are the basis of interpretation. Sandy sediments probably filled preglacially originated depressions on ice base; gravelly sediments were accumulated on terminoglacial outwash plain restricted by the slopes of preglacial relief and by the front of glacier. In addition, the features associated with permafrost and loess-like sediments were revealed in the sandpit.

Key words: preglacially rugged topography, subglacial glaciofluvial deposits, terminoglacial glaciofluvial deposits, coarsening-up succession, loess loam, permafrost, frost crack, Buková village, Žulová Hilly Land, Czechia.

Martin Hanáček*, Vlastivědné muzeum Jesenícka, p. o., Zámecké náměstí 1, 790 01 Jeseník, Czech Republic; *corresponding author: geolog@muzeumjesenik.cz

Jakub Holuša, Department of Geography, Faculty of Science, Masaryk University, Kotlářská 2, 611 37 Brno, Czech Republic

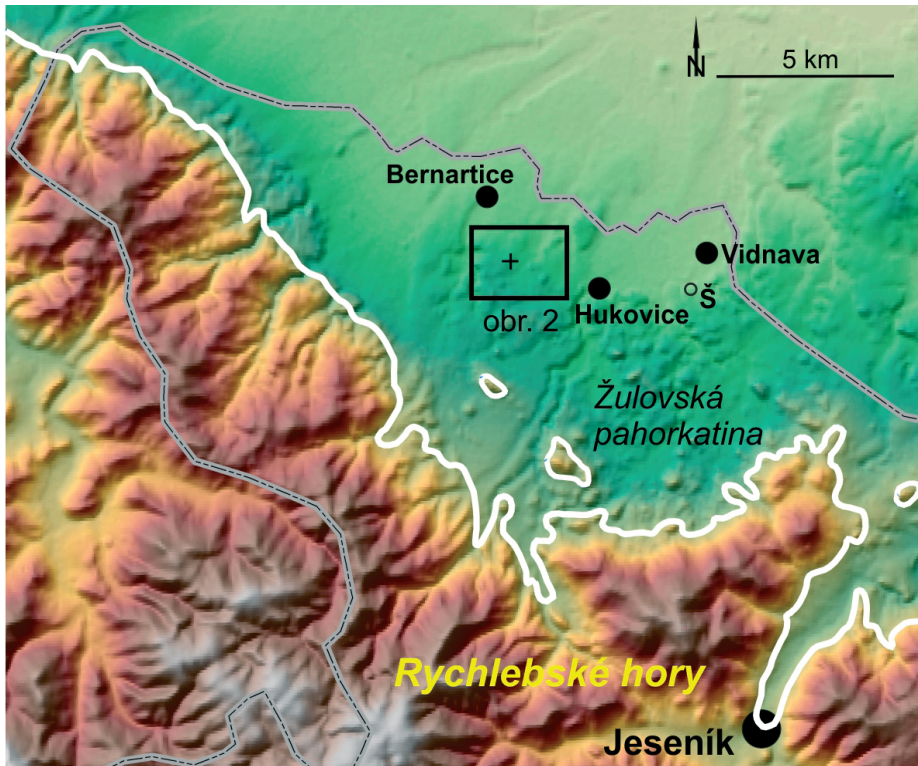
ÚVOD

Kvaterní sedimenty se v Žulovské pahorkatině zachovaly převážně v izolovaných reliktech (ŽÁČEK 1995, PECINA *et al.* 2005), pouze jihovýchodně od Vidnavy tvoří plošně rozsáhlejší a mocnější akumulaci (ŽÁČEK 2004). Na území pahorkatiny byly kvaterní sedimenty odkryty na dvanácti lokalitách:

1. pískovna 750 m jjz. od zemědělské školy v Horních Heřmanicích (GÁBA 1974, pod názvem Buková, lokalita C na obr. 2);
2. hliniště/pískovna v pravé straně údolí Heřmanického potoka (HANÁČEK 2017);
3. pískovna východně od Bukové (VÍŠEK 2005, SIKOROVÁ *et al.* 2006);
4. hliniště ve Skorošicích (GÁBA 1972, PROSOVÁ 1981);
5. pískovna na severním okraji Žulové (GÁBA 1974);
6. výkop vodojemu u větrných elektráren západně od Hukovic (existoval jen v roce 1998, lokalita B na obr. 2);

7. pískovna jižně od Velké Kraše (GÁBA 1974);
8. pískovna severozápadně od Štachlovic (KIEGLER 1938; HANÁČEK *et al.* 2016);
9. kaolínové jámy jižně od Vidnavy (KIEGLER 1938, GÁBA 1992, SIKOROVÁ *et al.* 2006, HANÁČEK 2008);
10. dvě pískovny a odkryv vodojemu kolem skládky odpadků jihovýchodně od Vidnavy (GÁBA 1974, HANÁČEK 2014).
11. pískovna severozápadně od Staré Červené Vody, v zatáčce silnice do Vidnavy (GÁBA 1974, VÍŠEK 2005, SIKOROVÁ *et al.* 2006, HANÁČEK 2017).
12. pískovna východně od Staré Červené Vody, na severozápadním úpatí Solného kopce (452 m).

Pravidelný provoz zajišťoval odhalení sedimentů pouze v kaolínových jámách u Vidnavy a to naposledy v devadesátých letech minulého století. V ostatních odkryvech probíhala jen epizodická těžba, která postupně zcela utichla, nebo se jednalo o dočasné výkopy pro stavební účely. Dnes můžeme všechny lokality považovat za neaktivní a lokality č. 1, 3–7, odkryvy shrnuté pod lokalitu 10 a lokalitu č. 12 za zaniklé, protože byly zasypány odpadem, zastavěny, případně úplně zarostly vegetací. Lokality jsou s různou mírou podrobnosti popsány v citované literatuře, přičemž je kladen důraz na petrografii a provenienci šterkové frakce glacienních a glacifluviálních uloženin. Faciální (texturní) vývoj sedimentů



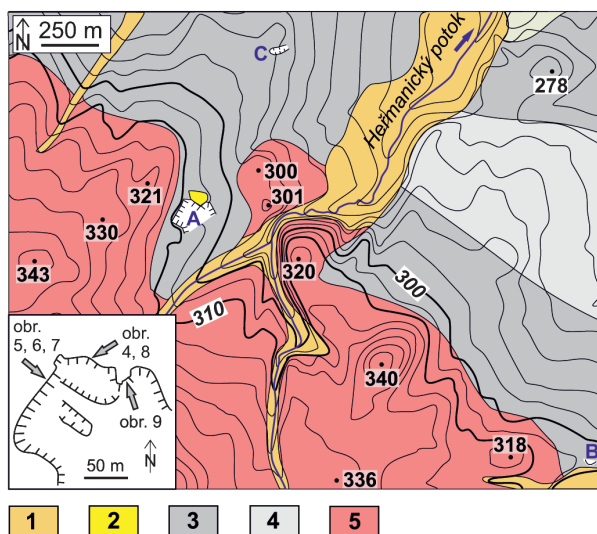
Obr. 1. Studovaná oblast. Bílá linie: maximální rozsah elsterského pevninského zalednění podle NÝVLTA *et al.* (2011). Černý obdélník: geologická mapa na obr. 2. Křížek: pískovna u Bukově. Š - lokalita Štachlovice.

Fig. 1. Study area. White line: maximum extent of Elsterian ice-sheet after NÝVLTA *et al.*, 2011. Black rectangle: geological map in Fig. 2. Small cross: Buková sandpit. Š - Štachlovice site.

tů byl publikován z lokalit č. 4, 8, 9 a 11. Lokality č. 6 a 12 poskytly jen nejzákladnější informace, nedostatečné pro samostatné zveřejnění v literatuře.

Většina z dvanácti lokalit, včetně těch sedimentárně petrograficky i sedimentologicky popsaných, je soustředěna kolem Vidnavy. V západní části Žulovské pahorkatiny, západně-severozápadně od toku Vidnavky, existuje minimum odkryvů. Tento příspěvek podává stručný popis jednoho z nich, pískovny u Bukové (obr. 1). Jedná se o odkryv, ve kterém dříve probíhala epizodická těžba glaci-fluviálních uloženin. VÍŠEK (2005) a ŠIKOROVÁ *et al.* (2006) na lokalitě vyhodnotili složení šterkové frakce a VÍŠEK (2005) uveřejnil i dvě fotografie dílčích úseků stěn v pískovně (lokalita označena názvem Bernartice). Autoři předkládaného článku pořídili mezi lety 1998 a 2000 bohatší fotodokumentaci, umožňující základní faciální popis a interpretaci depozičního prostředí sedimentů na lokalitě. Těžba začátkem 21. století ustala a pískovna byla úplně zavezena skládkou. Současný stav lokality její nový výzkum neumožňuje. V budoucnosti nelze předpokládat vyčištění odkryvu nebo obnovu těžby, protože je sedimentologická analýza a interpretace, prezentovaná v tomto příspěvku, patrně jediným pramenem informací o depozičním prostředí sedimentů na uvedené lokalitě.

Zaniklá pískovna se rozkládá na ploše ~140×130 m a leží ~1,2 km severovýchodně od osady Buková, na katastrálním území Bernartic (souřadnice GPS: 50.3703353N, 17.0948235E). Podél odkryvu vede polní cesta od Střední odborné školy a Středního odborného učiliště v Horních Heřmanicích, od jejíhož areálu je lokalita vzdálena ~1,5 km jiz. směrem. Povrch pískovny leží v nadmořské výšce 310 m. Nejvyšší stěna nepřesahovala 3 m. V jámě na dně pískovny bylo zastíženo skalní podloží. Mocnost sedimentů se tedy pohybovala do 5 m. Akumulace sedimentů, otevřená pískovnou, leží v severojižně orientované depresi, vymezené od západu, jihu a východu elevacemi krystalinika (obr. 2, 3). Osou deprese protéká Heřmanický potok.



Obr. 2. Geologická mapa oblasti pískovny u Bukové. 1. splachové až fluviální sedimenty; 2. sprašové hlíny; 3. glaci-fluviální sedimenty; 4. tily; 5. krystalinikum (granitoidy žulovského masivu, migmatity). A - pískovna u Bukové; B - dočasný odkryv z roku 1998; C - pískovna u Horních Heřmanic. Podle PEČINÝ *et al.* (2005) a vlastního terénního výzkumu. Výřez: pozice fotografovaných profilů v pískovně.

Fig. 2. Geological map of Buková sandpit area. 1. deluvial to fluvial deposits; 2. loess loam; 3. glaci-fluvial deposits; 4. tills; 5. crystalline rocks (granitoid of Žulová batholith and migmatites). A - Buková sandpit; B - occasional outcrop from 1998 year; C - Horní Heřmanice sandpit. After PEČINÝ *et al.* (2005) and own fieldwork. Cut-out: section positions in the pictures.



Obr. 3. Pískovna u Bukové, pohled od východu. V pozadí elevace skalního podloží, kóta. 330 m. Stav z roku 2000.

Fig. 3. Buková sandpit, view from the east. In background is bedrock elevation 330 m a.s.l. Photo from 2000.

METODIKA

Základem výzkumu je archivní fotodokumentace pořízená na lokalitě mezi lety 1998 a 2000. Stav fotografií umožnil vymezení facií a faciálních asociací. Jelikož odkryv je definitivně zaniklý, nebylo možno fotografické informace doplnit dalšími standardními postupy (měření orientace zvrstvení, zrnitostní analýzy, valounové petrograficko-provenienční a tvarové analýzy). Poloha fotografovaných profilů je znázorněna v obr. 2. Termíny oblázek a valoun jsou v popisu facií užity ve smyslu KUKALA (1986), kdy oblázek je ekvivalentem termínu pebble a valoun ekvivalentem termínu cobble. Interpretace kombinuje zmíněnou fotodokumentaci s dalšími údaji v literatuře, vztahujícími se k pojednávané lokalitě (VÍŠEK 2005, SIKOROVÁ *et al.* 2006).

VÝSLEDKY

V odkryvu jsou zachyceny pískovo-šterková faciální asociace FA1, šterková faciální asociace FA2 a siltová facie. FA2 leží přímo nad FA1 a siltová facie také nad FA1 i FA2. Největší rozsah má FA1, představující spodní polovinu obou stěn pískovny. V nejzhloubenejším dně pískovny byly pod FA1 odhaleny bloky granitoidu žulovského masivu. FA2 je v největším rozsahu zachycena v severozápadní stěně, zatímco v severní stěně jen místy a v jemnozrnnějším vývoji. Nejzřetelněji laterálně omezená je siltová facie, zastížená pouze v jednom úseku severní stěny.

Faciální asociace FA1 je složena z korytovitě zvrstvených písků (facie St), korytovitě zvrstvených písčitých šterků (facie GSt) a písků s mírně ukloněným zvrstvením (facie Sl). Převládá facie St tvořící čokkovitá tělesa, mající v příčném průřezu laterální rozsah až 8 m a mocnost 0,5 m (obr. 4).

Faciální asociaci FA2 tvoří facie masivního valounového štěrku (Gm), šikmo korytovitě zvrstveného štěrku (Gt) a subhorizontálně zvrstveného štěrku (Gh). FA2 nasedá výraznou výmolvou bázi na jemnozrnnější faciální asociaci FA1 (obr. 5, 6). Výplň výmolů tvoří facie Gm i Gt. Laterální rozsah největších výmolů přesahuje ~ 10 m, hloubka výmolů a tedy i mocnost výplně 1–2 m. Nad výplněmi bazálních výmolů FA2 následuje laterálně stálý, ukloněný, planární horizont valounů a oblázků (obr. 5), nad nímž se laterálně střídají facie Gm a Gh. Největší klasty dosahují délky 40 cm (obr. 7). Zcela dominují subangulární a suboválné tvary. Podpůrné struktury mezihmoty a klastů jsou prostorově velmi variabilní, s nejzřetelnějším střídáním ve facii Gt (obr. 7). Valouny svými nejdelšími osami upadají ve směru i proti směru úklonu zvrstvení. Podle orientace zvrstvení a stěn pískovny (viz obr. 2, 5, 6) progradovaly sedimenty přibližně k severovýchodu.

Siltová facie nasedá na FA1 ostrou bázi, místy s komplikovaným průběhem (se schodovitými stupni), viz obr. 8. Sloupcovitě se odlučuje a vždy je zbarvena šedorezavě mramoraně (obr. 4 a 8). Mocnost siltové facie dosahuje až 2 m. Laterální rozsah už nelze přesně zjistit, ale neodpovídal délce celé severní stěny (absence siltové facie na obr. 9), takže nepřekračoval první desítky metrů.

Ojedinělý a zajímavý je úzce klinovitý, vertikálně orientovaný a dolů se zvolna zužující útvar, který proniká od povrchu do písků FA1 v severní stěně (obr. 9).



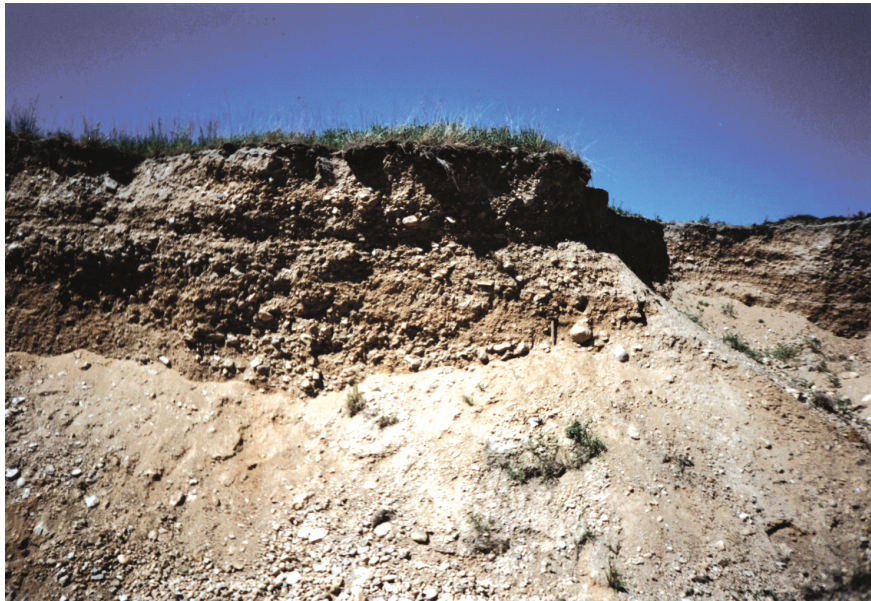
Obr. 4. Faciální asociace FA1 a siltová facie v jejím nadloží. Délka kladiva 40 cm. Stav z roku 2000.

Fig. 4. Facies association FA1 and silty facies overlying of FA1. Hammer length 40 cm. Photo from 2000.



Obr. 5. Erozní kontakt mezi FA1 a FA2. Nad výmolvou báží leží facie Gm. Výše probíhá ukloněný horizont valounů a nad ním následuje opět facie Gm. Výška stěny ~ 3 m. Sever na obrázku vpravo. Stav z roku 1998.

Fig. 5. Erosional boundary between FA1 and FA2 associations. Facie Gm lies on trough base. Inclined cobble train and facie Gm are above. Section height ~ 3 m. North right in the picture. Photo from 1998.



Obr. 6. Faciální asociace 2: facie Gt, dále vzadu facie Gh. Na obrázku vlevo kontakt FA1 a FA2. Sever na obrázku vpravo. Délka kladiva 40 cm. Stav z roku 2000.

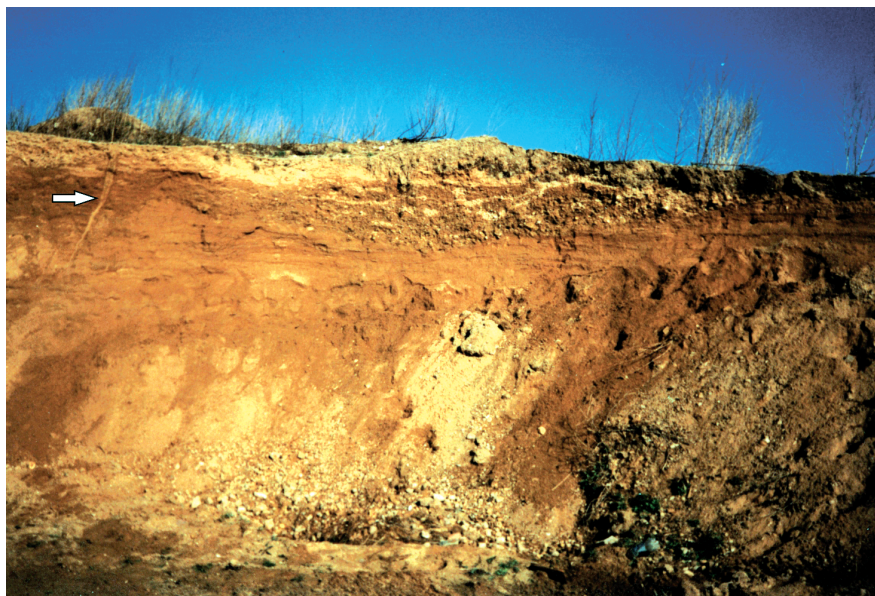
Fig. 6. FA2 association: facie Gt and facie Gh in background. Contact between FA1 and FA2 is in the picture on the left. North right in the picture. Hammer length 40 cm. Photo from 2000.



Obr. 7. Faciální asociace FA2. Facie Gt (kolem kladiva) a výše facie Gm. Délka kladiva 40 cm. Stav z roku 2000.
Fig. 7. FA2 association. Gt facies (around the hammer) and Gm facies above. Hammer length 40 cm. Photo from 2000.



Obr. 8. Schodovitý kontakt mezi FA2 a siltovou facii. Délka kladiva 40 cm. Stav z roku 1998.
Fig. 8. Stepped contact between FA2 and silty facies. Hammer length 40 cm. Photo from 1998.



Obr. 9. Mrazová puklina v glacifluviálních písčích (bílá šipka). Výška stěny ~ 2 m. Stav z roku 1998.
 Fig. 9. Frost crack in glaciofluvial deposits (white arrow). Section height ~ 2 m. Photo from 1998.

INTERPRETACE A DISKUSE

Nezákladnější interpretace koreluje s kvarterně geologickým vývojem studované oblasti. Výskyt eratik ve štěrkové frakci (~ 7–13 %, VÍŠEK 2005, ŠIKOROVÁ *et al.* 2006) dokazuje souvislost štěrkopískové akumulace (faciálních asociací FA1 a FA2) s pevninským zaledněním a textury ukazují na glacifluviálními sedimenty (ŽÁČEK *et al.* 2004). Siltová facie představuje eolický prach, nejpravděpodobněji sprašovou hlinu (PROSOVÁ *et al.* 1981, ŽÁČEK *et al.* 2004).

Ve faciální asociaci FA1 zaznamenávají facie St a GSt migrující 3D megačeřiny, zatímco facie S1 částečně rozmyté hřbety těchto megačeřin (ZIELIŇSKI 1993). Trojrozměrné megačeřiny jsou typické pro říční koryta středních až distálních úseků divočicích výplavových plošin (např. ZIELIŇSKI a VAN LOON 2003) a glacifluviálních výplavových vějířů (ZIELIŇSKI a VAN LOON 1999). Rovněž vyplňují subglaciální kavity (CLERC *et al.* 2012, RAVIER *et al.* 2014). Před uložením faciální asociace FA2 nastala intenzivní eroze, jež zahloubila výmoly do FA1. Nejhlubší výmoly vyplnily poproudově přirůstající šikmé vrstvy facie Gt, analogicky k přehluběným soutokům dílčích koryt divočicích řek (SIEGENTHALER a HUGGENBERGER 1993). Masivní štěrky facie Gm vznikly poproudovou i vertikální akrecí podélných lavic (ZIELIŇSKI 1993). Superpozice facií Gm a Gh nad faciemi Gt a Gm dokládá, že během agradace faciální asociace FA2 docházelo k přechodu z jasně omezených koryt do širokých, nezřetelně omezených koryt s plochými štěrkovými pokrývkami (MIALL 1985).

Faciální asociace FA1 a FA2 představují nahoru hrubnoucí trend, který je nápadný skokovitostí z nízkoenergetických podmínek FA1 do vysokoenergetických podmínek FA2 bez přechodných facií. Podobně nahoru hrubnoucí skoky se vyskytují v proglaciálních divočicích řekách pleistocenního kontinentálního zalednění střední Evropy jako odraz dramatických výkyvů v hydrologickém režimu (ZIELIŇSKI a VAN LOON 2003, SALAMON 2008) nebo v terminoglaciaciálních kuzelech při gravitační nebo supraglaciaciálně-fluviální redepozici

nevytříděného materiálu z povrchu ledovcového čela do předpolí (PISARSKA-JAMROŽY 2006). V subglaciálních kavitách jsou nahoru hrubnoucí trendy pozvolnější. Zaznamenávají zvěšování podledovcového prostoru důsledkem nárůstu množství a síly proudění tavné vody podél kontaktu ledovce s jeho horninovým podložím (RAVIER *et al.* 2014).

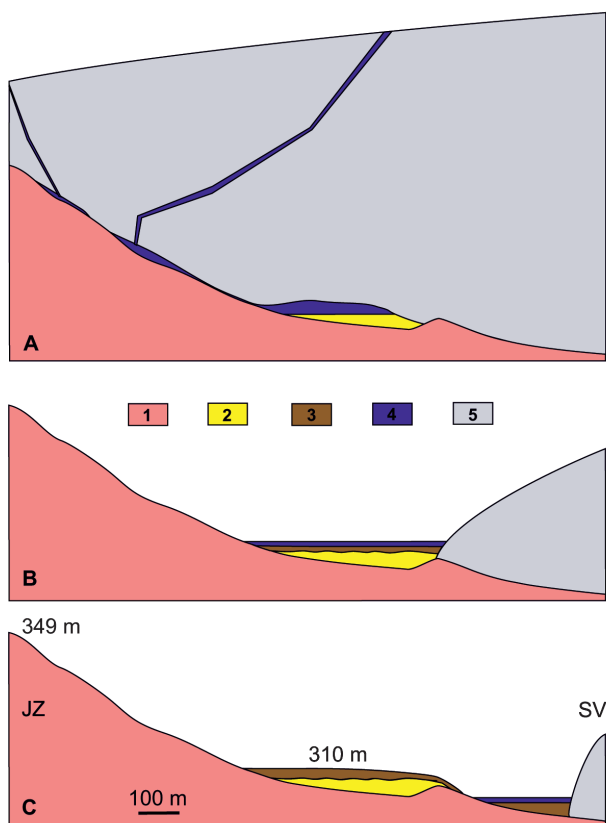
Podobný sedimentační trend tavných ledovcových vod jako v Bukové ukazuje rovněž pískovna u Štachlovic na Vidnavsku (HANÁČEK *et al.* 2016), viz obr. 1. Na této lokalitě je odkryt šterkopiskový foreset hrubozrnné delty nebo subakvatického kuželu, který přiléhá k pohřbenému granitoidnímu toru, pročež je interpretován jako výplň preglaciálně založené subglaciální deprese, tj. jako výplň kavity omezené ze stran a ze spodu skalním podložím a ze shora bází ledovce, částečně analogicky k modelu CLERCA *et al.* (2012). Do foresetu se hlubokou erozní bází zařezávají nevytříděné masivní až nezřetelně zvrstvené šterky (obr. 10), jež jsou nejmladším členem sedimentární sekvence.

Faciální sledy uložené tavnými vodami degradujícího ledovce končí na dvou lokalitách Žulovské pahorkatiny nejhrubšími členy. Je pravděpodobné, že vysokoenergetická erozně-sedimentační epizoda byla finálním dějem před zánikem depozičního prostoru. Po uložení hrubých šterků došlo k náhlému ukončení sedimentace. Tuto interpretaci podporuje členitý preglaciální reliéf, navíc celkově ukloněný proti ledovcovému štítu. Během překrytí ledovcem se lokální, preglaciálně založené deprese staly koryty subglaciálních řek, které je vyplnily agradujícími dunami (faciální asociace FA1 v nadloží granitoidů v Bukové, obr. 11A) nebo se v těchto depresích ustálila podledovcová jezera, následně vyplněná deltami či subakvatickými kužely (foreset lokality Štachlovice). Následný ústup ledovce odhalil povrch subglaciálních sedimentů a skalních elevací. Vrcholící ablace dodávala do sedimentárního systému velké množství vody. Kvůli členitému terénu ukloněnému proti ledovci nemohly řeky tavné vody odtékat pryč od čela ledovce a utvářet podél ledovcové fronty výplavové vějíře ani výplavové plošiny, progradující daleko od ledovce jako v nížinném reliéfu (ZIELIŃSKI, VAN LOON 2003, PISARSKA-JAMROŽY 2006). Značný objem tavné vody proudil paralelně s čelem ledovce (úklon vrstev v FA2 zhruba k severovýchodu), morfologicky jasně definovanou, úzkou depoziční pánví. Tuto pánev od jihu vymezovaly svahy preglaciálního podloží a od severu ledovec (obr. 11B). Podobné pánve vznikly i jinde v předpolí Sudet (SALAMON 2008). Dno pánve budovalo buď granitoidní podloží, nebo subglaciální sedimenty. V laterálně omezeném prostoru docházelo k intenzivní a hluboké erozi subglaciálních akumulací a následně k rapidní sedimentaci hrubozrnného materiálu v prostředí analogickém k proximálním terminoglaciacím kuželům (ZIELIŃSKI a VAN LOON 1999), orientovaným podél ledovcové fronty, v omezeném předledovcovém prostoru (ALLAART 2016). Takto definovaná výplavová plošina byla dále členěna vnitropánvevními granitoidními elevacemi, které ovlivňovaly lokální směry proudění tavných vod a predisponovaly místní akumulaci sedimentů způsobením energetického stínu na vůči proudění odvrácených stranách elevací. Členitý reliéf podloží také zapříčiňoval křivolaký průběh ledovcového čela, jak lze usuzovat z recentních analogií (ALLAART 2016). S pokračujícím ústupem ledovce docházelo v členitém podloží k otevírání nových, morfologicky podmíněných subglaciálních (například v údolích preglaciálních toků) či dalších terminoglaciací drenáží, což vedlo k náhlému přeložení a zahloubení koryt. Dosud aktivní části plošiny byly najednou opuštěny bez postupného vyznění sedimentace. Proto jejich sedimentární sekvence končí hrubými, vysokoenergetickými faciemi. Starší, neaktivní části terminoglaciací výplavové plošiny získaly terasovou (kamovou) pozici a postupně morfologicky degradovaly, zatímco aktivní koryta se přeložila nad novou, nižší erozní bází, směrem za ustupujícím ledovcovým čelem (obr. 11C). Stejně náhlý zánik lokálního depocentra následkem otevření subglaciální drenáže v členitém podloží ledovce je doložen i na čele dnešního ledovce na Svalbardu, za podmínek úklonu členitého terénu proti ledovci (NEHYBA *et al.* 2017). I v tomto případě jsou nejhrubší sedimenty nejmladšími členy sedimentárního záznamu.

Sedimenty terminoglaciací výplavové plošiny lze sledovat jihovýchodním směrem od pískovny v Bukové, zhruba mezi vrstevnicemi 310 a 300 m n. m. (obr. 2). V této linii se



Obr. 10. Masivní štěrky s erozní bází v nadloží foresetu na lokalitě Štachlovce. Měřítko: 1 m.
 Fig. 10. Superposed massive gravel with trough erosional base above the foreset deposits in Štachlovce locality.
 Scale 1 m.



Obr. 11. Vývoj depozičního prostředí glaciofluvialních sedimentů na lokalitě Buková. Vysvětlení viz text. 1. skalní podloží; 2. FA1; 3. FA2; 4. voda; 5. ledovec.
 Fig. 11. Genesis of glaciofluvial deposits in Buková locality. For explanation see text. 1. bedrock; 2. FA1; 3. FA2; 4. water; 5. glacier.

objevují plošně rozsáhlejší i omezené povrchové výskyty hrubého šterku, složeného z rychlebského i eratického materiálu. Výchozy šterků jsou přerušovány klenutými výchozy skalního podloží. Poblíž Hukovic byly šterkové sedimenty krátkodobě odkryty v nadmořské výšce 302 m (lokalita B na obr. 2). Je zjevné, že akumulace pískovny u Bukové byla i přes svou třístrannou ohraničenost podložními elevacemi součástí pásma šterkových uloženin, orientovaného ve směru severozápad – jihovýchod, tedy přibližně podél předpokládané fronty ustupujícího ledovcového štítu. Asi 700 m ssv. směrem od studované lokality leží dávno zaniklá pískovna u Horních Heřmanic (lokalita C na obr. 2). Facie v tomto odkryvu nebyly nikdy popsány, pouze jejich petrograficko-provenienční skladba (GÁBA 1974), ale obě pískovny jsou součástí jedné průběžné akumulace ledovcových sedimentů. Pískovna u Horních Heřmanic však leží v nadmořské výšce 290 m, tedy o 20 m níže než povrch pískovny u Bukové. Je pravděpodobné, že byla součástí nižší úrovně stejného terminoglačiálního systému, ovšem aktivní až v době, kdy byla vyšší úroveň u Bukové po snížení erozní báze opuštěna.

Hrubozrnnost finálních deglaciačních sedimentů je odvislá od zdrojů materiálu v ledovci. Postupující ledovcový štít erodoval v podhůří Rychlebských hor preglaciální aluviální sedimenty. Bazální zóna ledovce asimilovala obrovské množství těchto hrubozrnných klastik, složených z rychlebských metamorfítů a magmatitů (GÁBA 1974, HANÁČEK, 2014). Během ústupu ledovcového štítu dotovala ablace ledu subglaciální a posléze terminoglačiální depocentra směsí těchto klastik a provenienčně cizího materiálu z vnitřních partií ledovcového štítu. V důsledku toho vznikly hrubozrnné nevytříděné sedimenty, provenienčně převážně rychlebské s příměsí eratik (VÍSEK 2005, SIKOROVÁ *et al.*, 2006). Stejnou zrnitostní heterogenitu a provenienční skladbu vykazují v podhůří Rychlebských hor i melt-out tilly, tj. z pohledu zdroje v rámci ledovcového tělesa ekvivalenty výplavových sedimentů, ovšem říčně netransportované (HANÁČEK *et al.* 2013, 2016).

Pevninské zalednění Žulovské pahorkatiny proběhlo podle nejnovějších názorů v elsterském glaciálu (NÝVLT *et al.* 2011). Během následných chladných period byla lokalita součástí exponované, průměrně vyvýšené periglaciální zóny (HOLUŠA 2017). Klínovitý útvar na obr. 9 je mrazová puklina, dokládající permafrost vyvinutý v glaciálu sedimentech. Vyplnění pukliny mladším materiálem způsobila regelační a eolická aktivita (JOHANSSON 1959, FRENCH 2007). Siltová facie, interpretovatelná jako eolický prach, je v celém regionu vztahována k viselskému zalednění (ŽÁČEK *et al.* 2004, PEČINA *et al.* 2005). Sprašové hlíny se často hromadily v depresích nerovného povrchu glaciálu akumulací (PROSOVÁ 1981, HOLUŠA 2017), čímž lze vysvětlit laterální omezenost eolické akumulace. Výrazná větrná erozně-sedimentační aktivita v okolí lokality je doložena i běžným výskytem eolizace na povrchu klastů (GÁBA a PEK 1999, vlastní povrchový sběr). Ostrý, schodovitý kontakt s glaciálu sedimenty může být projevem buď původní morfologie glaciálu akumulace (řez klenutou šterkovou lavicí), nebo kryogenního procesu (klenovitě vzdouvání sedimentu důsledkem růstu půdního ledu, POLLARD 1991, FRENCH 2007).

ZÁVĚRY

Glaciálu sedimenty v pískovně u Bukové zaznamenávaly skokovitý nahoru hrubnoucí trend z převážně korytovitě zvrstvených písků až šterků a do masivních i zvrstvených hrubých šterků. Podle tohoto trendu a vztahu sedimentů k preglaciální morfologii lze spodní písčitou část akumulace interpretovat jako subglaciální akumulaci a svrchní šterkovou část jako terminoglačiální akumulaci deglaciační tavné vody. Ukončení sedimentace hrubými vysokoenergetickými členy patrně způsobilo rychlé zahloubení nebo přeložení toků tavné vody na výplavové plošině, definované preglaciálním reliéfem a čelem ledovce. Ústup ledovcového štítu z terénu upadajícího proti čelu ledovce byl provázen opakovanými posuny aktivních částí plošiny do nižších a od linie nejzazšího zalednění vzdálenějších poloh. Opuštěné úseky získávaly terasovou (kamovou) pozici.

V nadloží glacifluviálních sedimentů byla v pískovně odhalena sprašová hlína a doklady permafrostu (vyplněná mrazová puklina a možná i kryogenně vypouklá sedimentární elevace).

Pískovna u Bukové byla naneštěstí zcela zavezena odpadem. Tento příspěvek je vedle petrografických rozborů citovaných výše jediným zdrojem informací o této dnes již zcela zaniklé lokalitě.

PODĚKOVÁNÍ

Výzkum byl uskutečněn v rámci regionálních úkolů Vlastivědného muzea Jesenicka a v rámci projektu Ministerstva školství, mládeže a tělovýchovy LM2015078 and CZ.02.1.01/0.0/0.0/16_013/0001708 realizovaného Masarykovou univerzitou. Recenzentům Jiřímu Otavovi (Česká geologická služba) a Janu Sedláčkovi (Univerzita Palackého v Olomouci) náleží dík za konstruktivní připomínky.

LITERATURA

- ALLAART, L., 2016: Combining Terrestrial and Marine Glacial Archives: A Geomorphological Map of the Nordenskiöldbreen Forefield, Svalbard. – MS, Ph.D. Thesis, Norwegian University of Science and Technology, Norway, 94 pp.
- CLERC, S., BUONCRISTIANI, J. – F., GUIRAUD, M., DESAUBLIAUX, G., PORTIER, E., 2012: Depositional model in subglacial cavities, Killiney Bay, Ireland. Interactions between sedimentation, deformation and glacial dynamics. – *Quaternary Science Reviews*, 33, 142–164.
- FRENCH, H., M., 2007: *The Periglacial Environment*. – 3rd ed., John Wiley and Sons Ltd, Chichester, 458 pp.
- GÁBA, Z., 1972: Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – *Zprávy Vlastivědného ústavu v Olomouci*, 155, 23–28.
- GÁBA, Z., 1974: Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – *Časopis Slezského Muzea Opava (A)*, 23, 49–56.
- GÁBA, Z., 1992: Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. – *Časopis Slezského muzea (A)*, 41, 167–172.
- GÁBA, Z., PEK, I., 1999: Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – 1. vydání, Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, 111 pp.
- HANÁČEK, M., 2008: Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů na lokalitě Stará kaolinová jáma u Vidnavy na Jesenicku. – *Časopis Slezského zemského muzea (A)*, 57, 222–236.
- HANÁČEK, M., 2014: Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21, 1–2, 17–24.
- HANÁČEK, M., 2017: Vztah mezi výskytem balvanů v ledovcových sedimentech a charakterem preglaciálního podloží v předpolí Rychlebských hor a ve Zlatohorské vrchovině. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 24, 1–2, 13–20.
- HANÁČEK, M., NÝVLT, D., NEHYBA, S., 2013: Písečník u Javorníku – drumlin se zachovalou sukcesí subglaciálních a supraglaciálních sedimentů. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 20, 22–29.
- HANÁČEK, M., ENGEL, Z., PROCHÁZKOVÁ, B., 2016: Vývoj ledovcových sedimentů na kontaktu s žulovským masivem ve Štachlovicích u Vidnavy. – *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 23, 1–2, 13–23.
- HOLUŠA, J., 2017: Vývoj sedimentačního prostředí u Kolnovic po uložení glacifluviální akumulace. – MS, bakalářská práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 73 + 18 pp.
- JOHNSON, G., 1959: True and false ice-wedges in southern Sweden. – *Geografiska Annaler*, 41, 1, 15–33.
- KIEGLER, F., 1938: *Erdgeschichte des Weidenauer Ländchens*, – 1. vydání, Weidenau, 93 pp.
- KUKAL, Z., 1986: *Základy sedimentologie* – 1. vydání, Academia, Praha, 466 pp.
- MIALL, A., D., 1985: Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. – *Earth-Science Reviews*, 22, 261–308.
- NEHYBA, S., HANÁČEK, M., ENGEL, Z., Stachoň, Z., 2017: Rise and fall of a small ice-dammed lake – Role of deglaciation processes and morphology. – *Geomorphology*, 295, 662–679.
- NÝVLT, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J., 2011: Pleistocene Glaciations of Czechia. In: Ehlers, J., Gibbard, P. L., Hughes, P. D. (Eds): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, A closer look. Developments in Quaternary Science*, 15, 37–46, Elsevier.

- PECINA, V., ČURDA, J., HANÁČEK, M., KOČANDRLE, J., NÝVLT, D., OPLETAL, M., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., ŽÁČEK, V., 2005: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-221 Žulová s Vysvětlivkami. – MS, Česká geologická služba, Praha.
- PISARSKA-JAMROŽY, M., 2006: Transitional deposits between the end moraine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. – *Boreas*, 35, 126–141.
- POLLARD, W., H., 1991: Seasonal frost mounds. – *The Canadian Geographer*, 35, 2, 214–218.
- PROSOVÁ, M., 1981: Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. – *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 3, 265–294.
- RAVIER, E., BUONCRISTIANI, J. F., CLERC, S., GUIRAUD, M., MENZIES, J., PORTIER, E., 2014: Sedimentological and deformational criteria for discriminating subglaciofluvial deposits from subaqueous ice-contact fan deposits: a Pleistocene example (Ireland). – *Sedimentology*, 61, 5, 1382–1410.
- SALAMON, T., 2008: Origin of Pleistocene outwash plains in various topographic settings, southern Poland. – *Boreas*, 38, 362–378.
- SIKOROVÁ, J., VÍSEK, J., NÝVLT, D., 2006: Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geological Quarterly*, 50, 3, 345–352.
- VÍSEK, J., 2005: Petrologické studium exotických valounů krystalinika z glacienních sedimentů v širší oblasti Frýdlantského výběžku a Hrubého Jeseníku – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 81 + 26 pp.
- ZIELIŃSKI, T., 1993: Outwash plains of NE Poland – sediments and depositional processes. – 1. vydání, Uniwersytet Śląski, Katowice, 95 pp.
- ZIELIŃSKI, T., VAN LOON, A., J., 1999: Subaerial terminoglacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. – *Geologie en Mijnbouw*, 77, 1–15.
- ZIELIŃSKI, T., VAN LOON, A., J., (2003): Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. – *Boreas*, 32, 590–611.
- ŽÁČEK, V., SEKÝRA, J., OPLETAL, M., 1995: Geologická mapa ČR, list 14-22 Jeseník. – Soubor geologických a účelových map 1:50 000. Český geologický ústav, Praha.
- ŽÁČEK, V., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., NEKOVAŘIK, Č., NÝVLT, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14-222 Vidnava s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba, Praha.