ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XCVI (2011): 1, 61–86, 2011

SEDIMENTY TERMINOGLACIÁLNÍHO KUŽELU V ÚDOLÍ JAVORNÉ NA ZLATOHORSKU

TERMINOGLACIAL FAN DEPOSITS FROM THE JAVORNÁ STREAM VALLEY IN THE ZLATÉ HORY REGION

MARTIN HANÁČEK

Abstract

Hanáček, M.: Sedimenty terminoglaciálního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. – Acta Mus. Morav., Sci. geol., 96, 1, 61–86 (with English summary).

Terminoglacial fan deposits from the Javorná stream valley in the Zlaté Hory Region

Glaciofluvial accumulation, which forms a terminoglacial fan is described in this paper. The origin of the fan was affected by the adjoining topography, when the ice sheet lied above the side of the Javorná Stream valley in the Zlaté Hory Region. Glaciofluvial sediments were deposited in front of the ice sheet in a fan-shaped form on the valley side. Sedimentary sequence shows the vertical trend from massive gravel in the lower part of the accumulation to well-stratified sand in the upper part. This trend reflects glacier retreat and therefore the recession of the proximal environment of terminoglacial fan. This accumulation developed during the first Elsterian glaciation.

Key words: Continental glaciation, Pleistocene, glaciofluvial deposits, terminoglacial fan, deglaciation, meltwater flood events, clast petrology and provenance, Zlaté Hory Region, Czech Republic.

Martin Hanáček, Department of Paleontology, Silesian Museum, CZ-746 01 Opava, Czech Republic, e-mail: HanacekM@seznam.cz

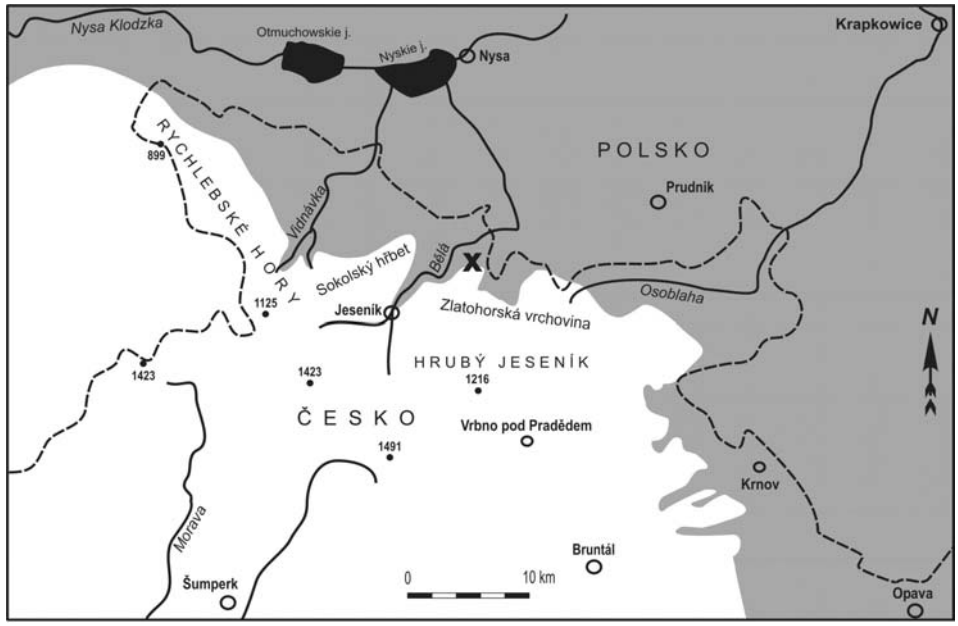
Úvod

V západní části Zlatohorské vrchoviny, 8 km sv. od Jeseníku, leží jedna z nejvýznamnějších lokalit pleistocenního kontinentálního zalednění ČR (obr. 1). V sedle mezi vrcholy Bílým kamenem (613 m n. m.) a Strážiskem (610 m n. m.) se zde v nadmořské výšce 530–545 m zachovaly subglaciální tilly, představující nejvýše položené sedimenty kontinentálního ledovce, jaké z našeho území dosud známe (Gába 1972, Prosová 1981, Cháb *et al.* 2004, Czudek 2005, Nývlt *et al.* 2011). Jižně až jjv. od sedla, v údolí říčky Javorné, se pak ve výšce 485–545 m n. m. zachoval relikt glacifluviální akumulace, geneticky a tím i stratigraficky související s tilly v sedle (Cháb *et al.* 2004, viz obr. 7). V glacifluviálních sedimentech byla v minulosti založena nevelká pískovna, která je jediným odkryvem těchto vysoko položených ledovcových uloženin. Cílem předkládané studie je interperatce vzniku glacifluviální akumulace na základě litofaciální analýzy sedimentů a provenienční skladby a analýzy zaoblení štěrkových klastů ve zmíněném odkryvu.

Podle Chába *et al.* (2004) vznikly sedimenty během prvního elsterského glaciálu (elsteru I), kdy bylo Jesenicko poprvé a zároveň nejrozsáhleji zasaženo kontinentálním zaledněním. Úzký ledovcový splaz tehdy pravděpodobně vyplnil celé údolí Bělé až za dnešní město Jeseník (Nývlt *et al.* 2011). Výskyty v sedle mezi Bílým kamenem a Strážiskem a v údolí Javorné představují relikty, protože z většiny zejména exponovaných míst byly nej-

starší ledovcové sedimenty denudovány, ponejvíce již bezprostředně po ústupu prvního elsterského ledovce. Ostatní, plošně rozsáhlejší a mocnější akumulace tillů, glacifluviálních a ojediněle i glacilakustrinních sedimentů, ležící na Jesenicku v nižších nadmořských výškách (do 450 m, GÁBA 1972, 1981) vznikly podle CHÁBA *et al.* (2004) a NÝVLTA *et al.* (2011) při druhém elsterském zalednění (v elsteru II).

Pískovna je situována 700 m v jv. od vrcholu Bílého kamene, j. od sedla, tzn. v jz. části glacifluviální akumulace (obr. 7, 8). Nadmořská výška lokality je 510 m. Nanejvýš 50 m široký odkryv je již zcela zašlý, má zesvahované stěny a nachází se hluboko uvnitř lesního porostu (obr. 2). Podle GÁBY (1974) dosahovala těžební stěna pískovny výšky až 8 m.



Obr. 1. Křížek – poloha lokality, šedě – maximální rozsah kontinentálního zalednění v elsteru I, bíle – nezaledněná oblast. Upraveno podle SIKOROVÉ *et al.* (2006) a NÝVLTA *et al.* (2011).

Fig. 1. Cross: position of studied locality. Grey: maximum extent of continental glacier during Elsterian I glaciation. White: non-glaciated area. Adopted from SIKOROVÁ *et al.* (2006) and NÝVLT *et al.* (2011).

Metodika

V nejméně zasucené sv. stěně pískovny byly začištěny dva profily vysoké 3,1 a 3,6 m. Na dně odkryvu byly zhotoveny dva jádrové vrty do hloubek 1,6 a 1,85 m (průměr jádrovnice 7 cm) a to s použitím ruční vrtné soupravy s elektrickým generátorem. Značná hrubozrnnost sedimentů zabránila dosažení větších hloubek. Litofacie byly detailně studovány jen na profilech, protože průměr jádrovnice neumožňoval ve vrtu odhalit nejhrubší štěrky (úzký nástavec vrtné soupravy při zarážení do sedimentů klasty s průměrem přes 7 cm buď odtlačoval do stran nebo rozbíjel). Cílem vrtání bylo zjištění podílů písčitých a štěrkovitých sedimentů v pokud možno co nejdelším profilu, což podmiňovalo interpretaci depozičního prostředí sedimentů (viz diskusi). I přes limitující průměr jádra se ve vrtech podařilo rozlišit různé zrtnitostní složení i v samotných štěrcích.

Vzhledem k charakteru sedimentů byly jako základní hlediska při definování litofacií použity velikost štěrkových klastů (hodnocena přímo na profilech podle WENTWORTHA 1922) a přítomnost a typ zvrstvení. Podle Wentworthovy klasifikace byly rozlišeny štěrk

s převahou nebo vysokým podílem klastů frakce 2–4 mm (štěrčík, granule gravel), dále štěrk s převahou nebo vysokým podílem klastů frakce 4–64 mm (pebbly gravel) a štěrk s převahou nebo vysokým podílem klastů frakce 64–256 mm (cobbly gravel). O zařazení šterků do uvedených kategorií rozhodovalo makroskopické posouzení kvantity některé z frakcí v sedimentu. K pojmenování a kódování litofacií pak byly modifikovány klasifikace Benna a Evanse (1998) a Pisarske-Jamroży (2006). Z vybraných sedimentů byly odebrány vzorky na zrnitostní analýzy, kterými bylo sledováno pouze zastoupení štěrkové a pískové frakce a frakce pod 0,063 mm v hmotnostních %. Podrobnější rozdělení nebylo k účelu studie nutné. Oddělování frakcí bylo provedeno ručním plavením v nádobách s vodou na normalizovaných sítech. Hmotnost vzorků na zrnitostní analýzy se pohybovala mezi ~0,75 a 2 kg pro dominantně písčité sedimenty, mezi ~2 a 5,5 kg pro sedimenty s vysokými podíly písku i štěrku a mezi ~8,5 a 14 kg pro hrubozrnné štěrky. Z většiny štěrkových až štěrkovitých poloh byly odebrány vzorky na valounové analýzy. Z prvního členu profilu A (z min. 2 m mocných štěrků) byly ve frakci 8–16 mm odebrány dva vzorky – jeden ze zvrstvené báze (A1a) a druhý ze svrchní nezvrstvené části (A1b). Další vzorky z tohoto členu (označené symbolem A1) byly odebrány ze spodní až střední části štěrkového tělesa. Místa odběru vzorků z prvního členu profilu A jsou znázorněna v obr. 3, ostatní vzorky na valounové i zrnitostní analýzy byly odebrány uprostřed každého vzorkovaného členu na začištěných profilech. Vrty vzorkovány nebyly kvůli malému množství materiálu v úzké jádrovnici. Vzorky na valounové analýzy frakcí 8–16 mm a 16–64 mm byly důkladně prány ve vodě a klasty pak jednotlivě studovány na povrchu i na čerstvém lomu, a to makroskopicky nebo s použitím 15× a 20× zvětšující lupy i binokulárního mikroskopu. U vzorku frakce 64–256 mm byly z klastů odraženy menší úlomky a ty pak určovány stejnými meto-

Obr. 2. Pískovna v údolí Javorné, pod sedlem mezi Bílým kamenem a Strážiskem. Písmeny A a B označeny studované profily.

Fig. 2. Sandpit in the Javorná Stream valley below the saddle between Bilý Kámen and Strážisko. Letters A and B denotes the studied sections.

dami jako materiál drobnějších frakcí. Petrograficky nejpodrobněji byly rozděleny frakce 16–64 mm a 64–256 mm, protože při těchto velikostech klastů lze dobře identifikovat i velmi podobné horniny. Ve frakci 8–16 mm byly fylity, svory a biotitické ruly sloučeny do jedné skupiny kvůli své vzájemně obtížné odlišitelnosti v takto drobné frakci. Vzorky na valounové analýzy obsahovaly ve frakci 8–16 mm 796–1124 klastů, ve frakci 16–64 mm 565–589 klastů a ve frakci 64–256 mm 198 klastů. Zpracováno bylo 10 valounových analýz s celkovým počtem 7749 klastů. Takto vysoké počty zaručují dobrou prokazatelnost i méně zastoupených petrograficky-provenienčních skupin hornin. Primární zdrojové výchozy hornin jesenického krystalinika byly stanoveny na základě geologických map 1 : 25 000 (Cháb *et al.* 2004, Žáček *et al.* 2004) a 1 : 50 000 (Skácelová 1992, Žáček 1995). Identifikace polských a nordických hornin vychází z práce Gáby a Peka (1999). Zaoblení bylo hodnoceno podle šestistupňové škály Powerse (1953).

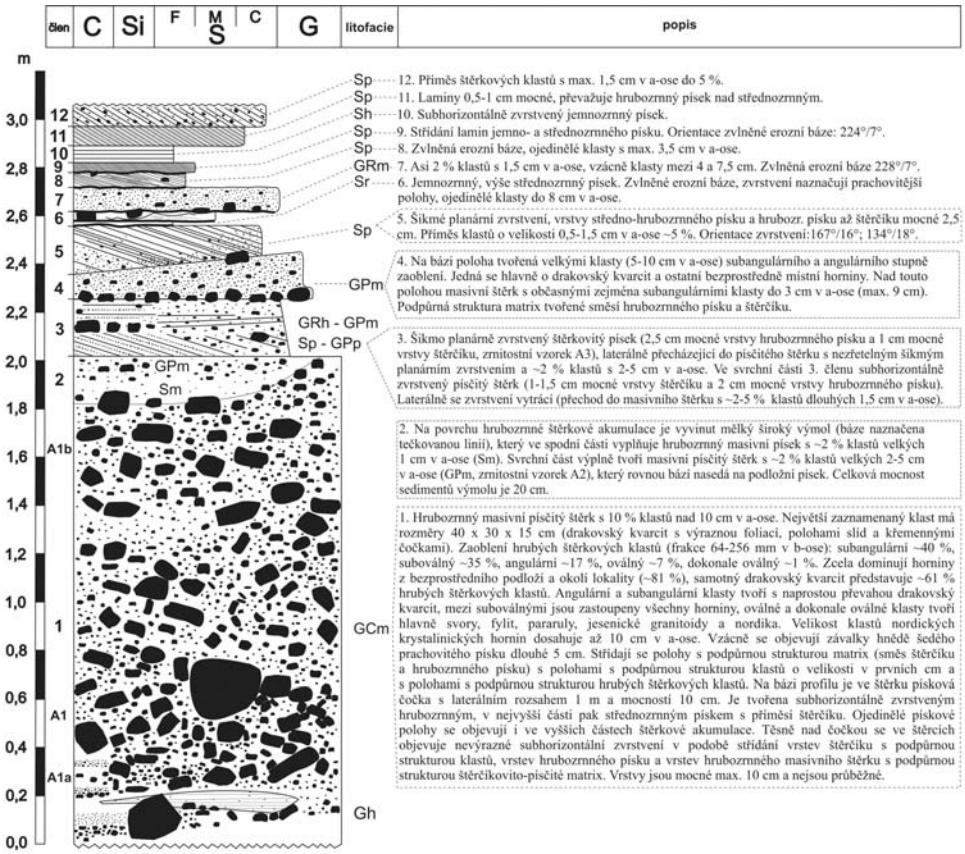
Litofacie

Na profilech A a B byly vyčleněny tyto litofacie (obr. 3, 4):
GCm – masivní štěrk s hojnými klasty dlouhými 64–256 mm v a-ose.
GPm – masivní štěrk s hojnými klasty dlouhými 4–64 mm v a-ose.
Gh – subhorizontálně zvrstvený štěrk.
GPp – šikmo planárně zvrstvený štěrk s hojnými klasty dlouhými 4–64 mm v a-ose.
GRm – masivní štěrčík.
GRp – šikmo planárně zvrstvený štěrčík.
GRh – subhorizontálně zvrstvený štěrčík.
Sp – šikmo planárně zvrstvený písek.
Sh – subhorizontálně zvrstvený písek.
Sm – masivní písek.
Sr – čeřinově zvrstvený písek.

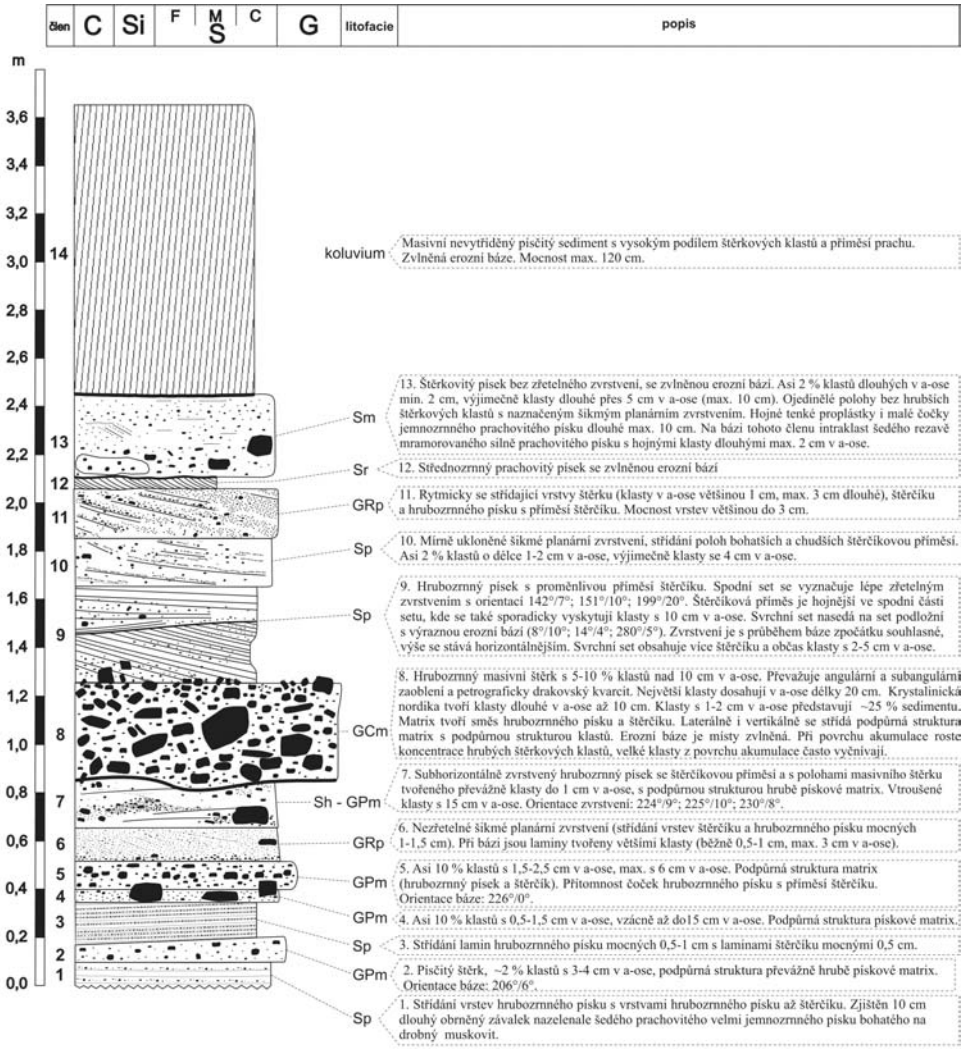
Převládají písčité štěrky s podíly písku mezi ~20 a 50 % a štěrkovité písky se ~40 % štěrku. Pro studované sedimenty jsou tedy charakteristické vysoké a někdy i téměř vyrovnané podíly štěrkové a pískové komponenty (obr. 3, 4). Sedimenty s minimální nebo chybějící příměsí štěrku byly zaznamenány pouze ve svrchní části vrtu I a profilu A. Jedná se o jemno- až střednozrnné písky (obr. 3, 9). Ve všech typech sedimentů jsou však v různé míře přítomny klasty se 7–10 cm v a-ose, často s nízkým stupněm zaoblení.

Nejmocnější akumulaci (min. 2 m) tvoří litofacie GCm (obr. 3, 5). Jedná se o štěrky s ~5–10 % klastů nad 10 cm v a-ose (max. 40 cm v a-ose) a ~22 % písku. Velké klasty jsou převážně subangulární a suboválné. Ve spodní části zachyceného profilu se střídají neprůběžné polohy s podpůrnou strukturou štěrčíkovito-písčité matrix, s polohami s podpůrnou strukturou klastů o velikosti v prvních cm a s polohami s podpůrnou strukturou klastů nad 10 cm. Vyskytují se pískové čočky dlouhé až 1 m. Ve svrchní části mají štěrky masivní texturu.

V profilu A (obr. 3) je směrem do nadloží vidět postupné zjemňování sedimentů, přítomnost stále výraznějšího zvrstvení a také pokles mocnosti jednotlivých těles. Povrch akumulace hrubozrnných štěrků (GCm) je zvlněný a ~20 cm hlubokou erozní depresi v nich utvořenou vyplňuje masivní písek (Sm) a štěrk facie GPm. Následuje set šikmo planárně zvrstveného hrubozrnného písku laterálně přecházejícího do stejně zvrstveného štěrku (Sp – GPp) a v jejich nadloží set subhorizontálně zvrstveného štěrčíku laterálně přecházejícího do masivního štěrku (GRh – GPm). Nápadný je náhlý pokles velikosti klastů. V sedimentech v bezprostředním nadloží facie GCm se již téměř neobjevují klasty delší než 10 cm v a-ose. Nad litofaciemi GRh – GPm leží max. 20 cm mocná vrstva masivního štěrku (GPm) s polohou velkých klastů (max. 10 cm v a-ose) na bázi. Nad tímto štěrkem spočívají již hlavně písky s šikmým planárním, méně subhorizontálním a čeřinovým zvrstvením až laminací, proložené pouze tenkou vrstvou masivního štěrčíku. Některé pískové sety i vrstva štěrčíku mají zvlněné erozní báze.



Obr. 3. Profil A se zrnitostními analýzami vybraných sedimentů.
Fig. 3. Section A with grain-size distributions of selected sediments.



Obr. 4. Profil B se zrnitostními analýzami vybraných sedimentů.
Fig. 4. Section B with grain-size distributions of selected sediments.

Obr. 5. Litofacie GCm (člen 1) v profilu A. Při bázi čočka písku. Největší klast je živcový („pórovitý") kvarcit původem ze Sokolského hřbetu na Jesenicku.
Fig. 5. GCm lithofacies (member 1) in Section A. Sand lens at the base. The largest clast in made of feldspar („porous") quartzite originating from the Sokolský Ridge in the Jeseník Region.

Obr. 6. Litofacie GCm a Sp (členy 8 a 9) v profilu B.
Fig. 6. GCm and Sp lithofacies (members 8 and 9) from Section B.

kvartér, nerozlišený (svahoviny, sprašové hlíny, holocenní fluviální sedimenty)

pleistocenní fluviální písky a štěrky (sedimenty teras)

sedimenty mladšího zalednění (elster II): glacifluviální sed.; glacilakustrinní sed.

sedimenty staršího zalednění (elster I) mezi Bílým kamenem (613 m) a Strážiskem (610 m) subglaciální tilly; glacifluviální sedimenty

variské intruze: muskovitický pegmatit; granitoidy žulovského masivu

devon: amfibolity jesenického bazického masivu; bazické metavulkanity vrbenské skupiny

vrbenská skupina (devon): pararuly, svory, fylity, ortoruly, porfyroidy

vrbenská skupina (devon): živcový kvarcit

vrbenská skupina (devon): drakovský kvarcit s vložkami křemenného metakonglomerátu, fylitu, svoru nebo pararuly.

desenská skupina (paleozoikum - proterozoikum): ortoruly; pararuly

J studovaná lokalita

Obr. 7. Výřez z geologické mapy 1 : 50 000 ve studované oblasti. Upraveno podle ŽÁČKA (1995) a CHÁBA *et al.* (2004).

Fig. 7. Sketch of the studied area from the geological map in the 1:50,000 scale, adopted from ŽÁČEK (1995) and CHÁB *et al.* (2004).

Profil B (obr. 4) je od profilu A horizontálně vzdálen ~5 m a jeho sedimenty se s členy profilu A převážně laterálně zastupují (obr. 9). Oproti předcházejícímu profilu zde převažují jemnozrnnější sedimenty s více nebo méně zřetelným zvrstvením. Ve spodní části se střídají mírně šikmo planárně a subhorizontálně zvrstvené štěrkovité písky s tenkými polohami masivních štěrků facie GPm a šikmo planárně zvrstveného štěrčíku. Ostrou a zvlněnou erozní bází seřezává tyto sedimenty až 40 cm mocné těleso hrubozrnného masivního štěrku facie GCm s klasty dlouhými až 20 cm v a-ose. V nejsvrchnější části štěrkové vrstvy jsou velké klasty místy hustěji nahloučeny, některé vyčnívají do nadložních sedimentů. Těmi jsou zřetelně šikmo planárně zvrstvené písky představující ~40 cm mocný coset dvou dílčích setů, kdy svrchní set je erozně zahlouben do spodního. Při bázi spodního setu se sporadicky objevují klasty s až 10 cm v a-ose, pravděpodobně resedimentované z podložního štěrku (obr. 6). Nad pískovým cosetem spočívá mírně šikmo planárně zvrstvený písek s významnou příměsí štěrčíku a výše pak akumulace tvořená převážně štěrčíkem s příkřeji ukloněným šikmým planárním zvrstvením. Se zvlněnou erozní bází nasedá na štěrčíkové těleso střednozrnný prachovitý písek s čeřinovým zvrstvením. Ten je rovněž seříznut zvlněnou erozní bází, nad kterou následuje masivní štěrkovitý písek (podíl štěrku ~40 %) s tenkými proplástky jemnozrnného písku a velkým útržkem silně prachovitého písku se štěrkovými klasty (tillu). Svrchní část profilu představuje koluvium vzniklé resedimentací glacifluviálních sedimentů.

Ve vrtu I se sedimenty vyznačují zpočátku značnou nevytříděností a to i ve srovnání s ostatními sedimenty na lokalitě. Spodní delší část vrtu (min. 120 cm mocnou) tvoří štěrky až štěrkovité písky. Jedná se o masivní štěrk s podpůrnou strukturou matrix (jemno- až hrubozrnný písek s příměsí prachu), hojně obsahující klasty velké 2–5 cm v a-ose. Dílčí vrstvy tohoto štěrku dosahují mocnosti ~15–30 cm. Jsou proloženy polohami hrubozrnného štěrkovitého písku (mocnost ~20 cm) a dále masivního štěrku s hrubě písčitou až štěrčíkovitou matrix a hojnými klasty do 2,5 cm délky v a-ose (mocnost 25 cm). Vyskytla se i tenká písková poloha mocná ~5 cm. Štěrky s hojnými 5 cm velkými klasty nejspíš odpovídají litofacii GCm, štěrky s menšími klasty litofacii GPm. Na štěrkovou sekvenci ostře nasedá min. 65 cm mocný jemnozrnný písek, při bázi čeřinově zvrstvený, výše masivní.

Ve vrtu II tvoří spodních 60 cm masivní štěrk s podpůrnou strukturou písčité až štěrčíkovité matrix a s hojnými klasty o délce 5 cm v a-ose (pravděpodobně GCm). Nad ním následuje 40 cm masivního písčitého štěrku s četnými klasty o velikosti 2–3 cm (pravděpodobně GPm). Nejvyšším členem je pak ~30 cm mocný štěrkovitý písek až písčitý štěrk s hojností klastů do 1 cm velikosti.

Petrografie štěrkového materiálu

Štěrkové klasty jsou tvořeny horninami jesenického krystalinika, nordickými a polskými horninami a proveniencně neurčitelným křemenem což je pro ledovcové sedimenty tohoto regionu charakteristické (Gába 1974, Gába a Pek 1999).

Horniny jesenického krystalinika

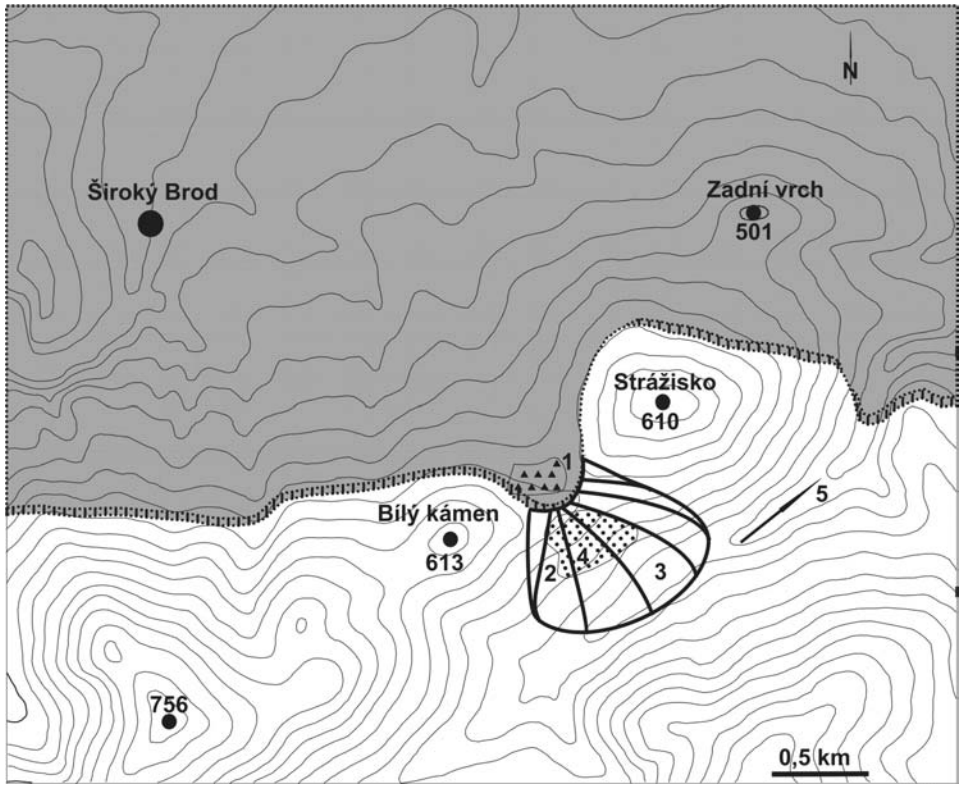
Muskovitické kvarcity

Jedná se o nejhojnější horniny v popisovaných sedimentech. Vyznačují se výraznou plošně paralelní, méně často masivní texturou. Vedle křemene obsahují hlavně muskovit, v některých případech přistupuje ve větším množství také biotit. Slídy jsou koncentrovány hlavně na foliačních plochách, u masivních typů jsou volně rozptýleny v hornině. Míra břidličnatosti kvarcitů je závislá na množství slídových poloh. Nejběžnější varietu tvoří jemnozrnný hnědě šedý, výrazně foliovaný kvarcit, představující zdaleka nejvíce zastoupenou horninu ve studovaných sedimentech. Tvoří ~30 % klastů frakce 16–64 mm a ~50 % klastů frakce 64–256 mm. Ojediněle se v něm objevují žilky šedého křemene o mocnosti do

1 mm nebo tenké polohy tmavě šedého kvarcitu o mocnosti do 5 mm. Klasty někdy zachycují provrásnění horniny. Asi 3–4 % klastů frakcí 16–64 mm a 64–256 mm zachycuje přechod tohoto kvarcitu do svoru (kvarcit s velkým množstvím slídových poloh nebo střídání detailně zvrásněných, stejně mocných poloh dvojslídného svoru a hnědě šedého kvarcitu, s mocnostmi poloh do 5 mm). Dále se vyskytují modravě šedý masivní kvarcit, bělošedý až bílý (někdy namodralý) kvarcit s výraznou foliací, bílý masivní kvarcit, růžově až načervenale šedý foliovaný kvarcit a tmavě šedý foliovaný kvarcit. Jsou většinou jemnozrnné, muskovitické a dohromady tvoří ~5–10 % klastů.

Svory

Ve frakci 16–64 mm se ze ~75 % jedná o dvojslídný svor, zbylé svory jsou buď biotitické nebo muskovitické. Dvojslídný svor je šedě zbarvený, ~20–25 % jeho klastů obsahuje nápadné červené porfyroblasty granátu o velikosti v rozmezí ~0,5–4,5 mm. Vyskytují se v něm žilky a čočky šedého křemene mocné ~5 mm. Biotitický svor je šedě černý nebo hnědý a rovněž obsahuje čočky šedého křemene o mocnosti až 10 mm a vzácně granát o velikosti ~1 mm. Klasty biotitického svoru bývají značně rozpadavé. Muskovitický svor je ne-



Obr. 8. Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění v údolí Javorné. Šedě – kontinentální ledovec, bíle – nezaledněná oblast, 1 – vymapované subglaciální tilly, 2 – vymapované glacifluviální sedimenty (podle Chába *et al.* 2004), 3 – terminoglaciální kužel, 4 – studovaná lokalita, 5 – směr odtoku tavných vod.

Fig. 8. Palaeogeographic reconstruction of the continental glaciation from the Javorná Stream valley. Grey: continental glacier. White: non-glaciated area. 1 – mapped subglacial tills, 2 – mapped glaciofluvial sediments (according to Cháb *et al.* 2004), 3 – terminoglacial fan, 4 – studied locality, 5 – meltwater drainage direction.

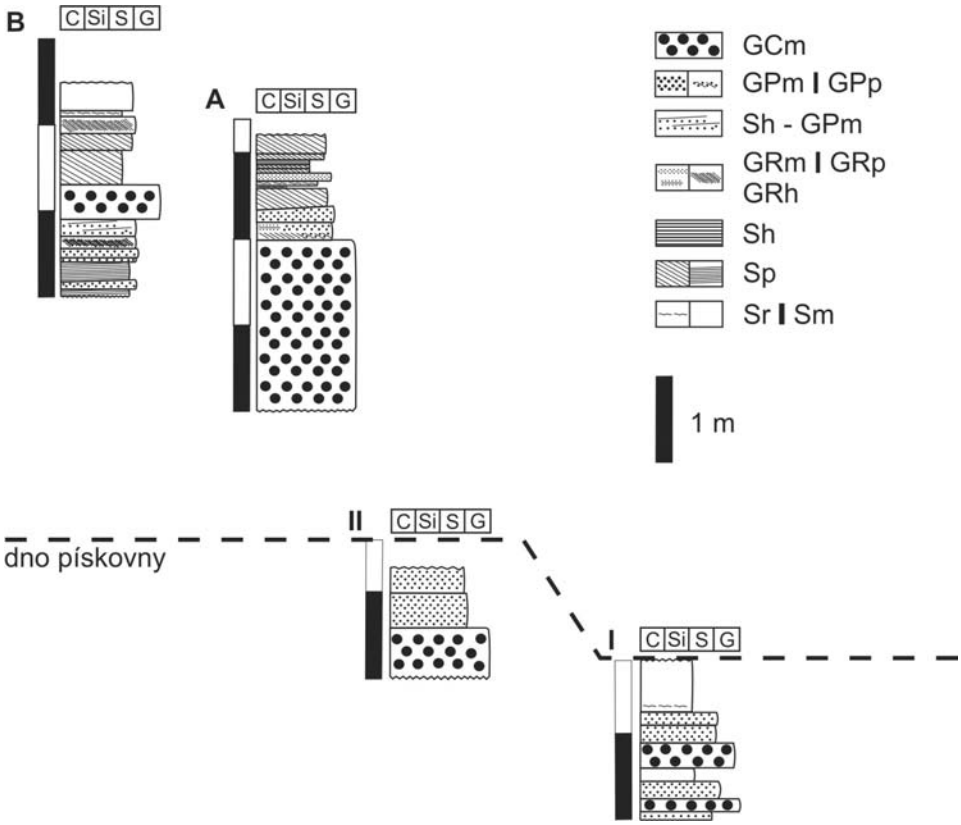
jméně častý, jeho barva je světle šedá a někdy obsahuje hojné porfyroblasty granátu o průměru až 10 mm.

Fylit

Vyznačuje se šedou, stříbřitě šedou až černošedou barvou, hedvábným leskem a někdy i detailním provrásněním. Vzácně se objevují max. 15 mm mocné křemenné čočky. Asi 1/5 fylitů obsahuje porfyroblasty červeného granátu o velikosti do 5 mm. Část fylitů nejspíš představuje přechody do svorů, protože u nich přibývají hrubší polohy křemene a slíd.

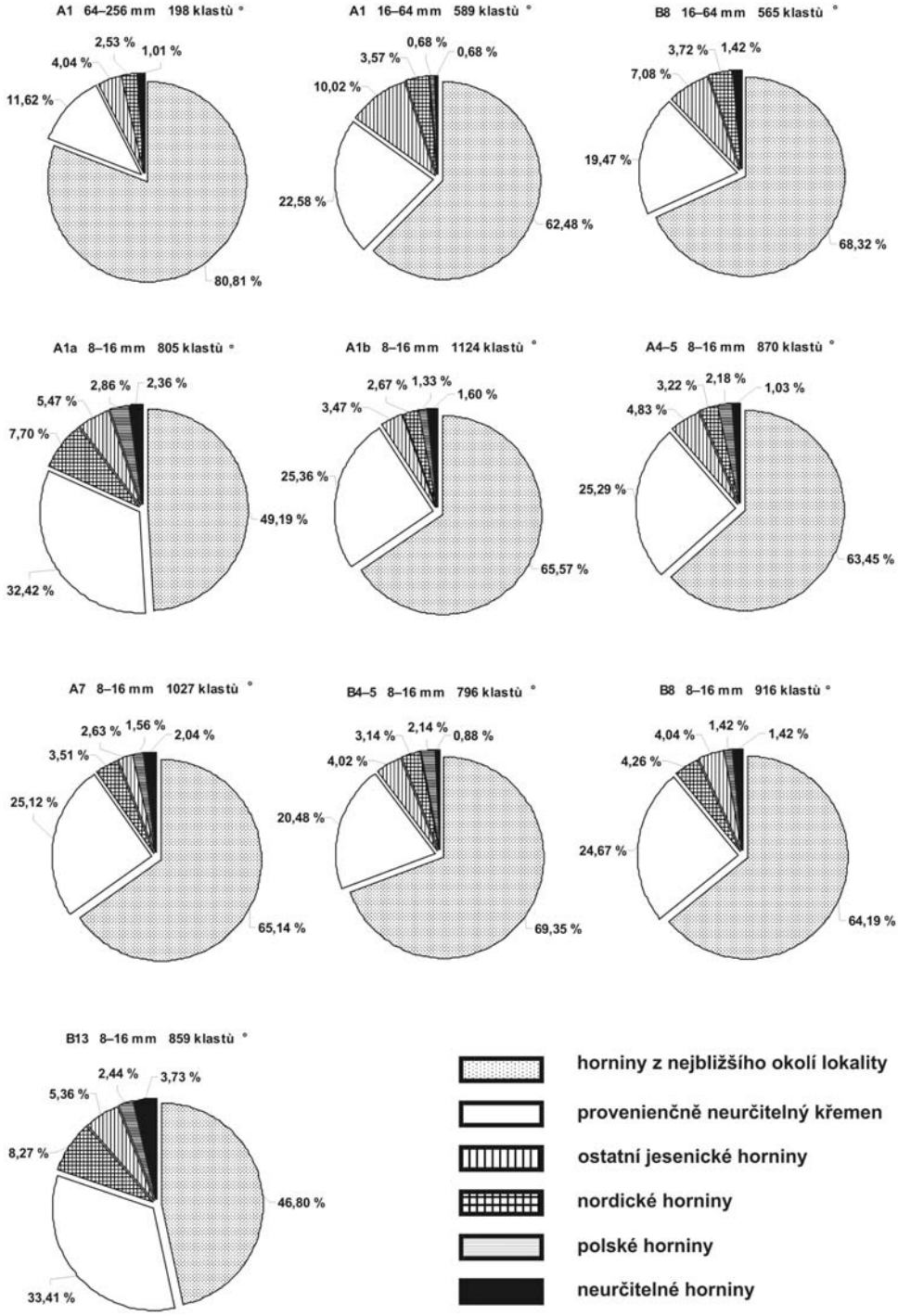
Biotitické ruly (nebo přechodné horniny mezi svorem a rulou)

Vyskytují se ve dvou varietách. První, vzácnější se vyznačuje střídáním jemnozrnných křemen-živcových pásků s biotitovými polohami. Konformně s foliací se objevují protáhlé křemenné čočky a žilky s mocností do 10 mm. Druhou častější varietu představuje masivní jemnozrnná až velmi jemnozrnná modrošedá hornina, složená z izometrických zrnek pravděpodobně křemene a živců (vzájemně nerozeznatelných), s biotitem buďto koncentrovaným do tenkých pásků nebo ve formě rozptýlených lupínků a agregátů. Klasty této variety jsou měkké a roztíratelné mezi prsty. Občasně jsou v biotitických rulách přítomny červené porfyroblasty granátu o velikosti max. 3 mm.



Obr. 9. Litofacie studovaných profilů a vrtů. Vertikální vzdálenosti profilů a vrtů odpovídají realitě, horizontální vzdálenosti byly zkráceny.

Fig. 9. Lithofacies of studied sections and cores. Vertical distance of sections and cores are real, horizontal onee were shortened.



Obr. 10. Podíly provenienčních skupin klastů ve valounových analýzách.
Fig. 10. The provenance groups shares in clast petrological analyses.

Místní křemen

Klasty tvoří křemen, zčásti obklopený polohami biotitu, fylitu nebo svoru (někdy i s červenohnědými granáty o velikosti max. 5 mm), vzácně amfibolitu, popř. jsou v křemenných klastech uzavřeny polohy slíd. Některé křemeny jsou výše uvedenými zbytky hornin obklopeny, což naznačuje, že se jedná o fragmenty křemenných čoček z těchto metamorfitů. Dalším charakteristickým znakem je minimální nebo žádné zaoblení, jelikož zcela převládají angulární a subangulární klasty (obr. 11). Zhruba 10 % zastoupené suboválné zaoblení odráží oblý reliéf původních čoček. Barva místního křemene je šedá až bělošedá, často sekundárně hnědá.

Amfibolit

Některé klasty jsou tvořeny jemnozrnným až střednozrnným, lehce usměrněným amfibolitem, ve kterém naprosto převládá černozelený amfibol nad plagioklasem. Klasty proto mají temně až černě zelenou barvu. Amfiboly jsou dlouze a tence prizmatické. V jiných klastech se v amfibolové mase objevují světlé živcové a křemen-živcové polohy, které v některých klastech převládají. Jeden klast zachycuje kontakt amfibolitu s biotitickým svorem.

Živcový kvarcit

Nápadná usměrněná hornina šedé až hnědé barvy, v níž jsou mezi převažujícími křemennými zrny zřetelná hojná zrnka bílého živce. Na povrchu klastů živcová zrnka vyvětrávají, takže hornina získává pórovitý vzhled.

Bělošedé ruly

Jedná se o minoritní, ale téměř ve všech vzorcích přítomnou složku. Objevuje se drobnozrnná biotitická rula s výraznou lineací, nevýrazně plošně paralelní okatá rula („oka“ tvořena individuálními bělošedými živci s lehkým načervenalým nádechem o velikosti běžně 1,5–2 mm, max. 4 mm) a pak drobnozrnná muskovitická rula s nevýraznou foliací.

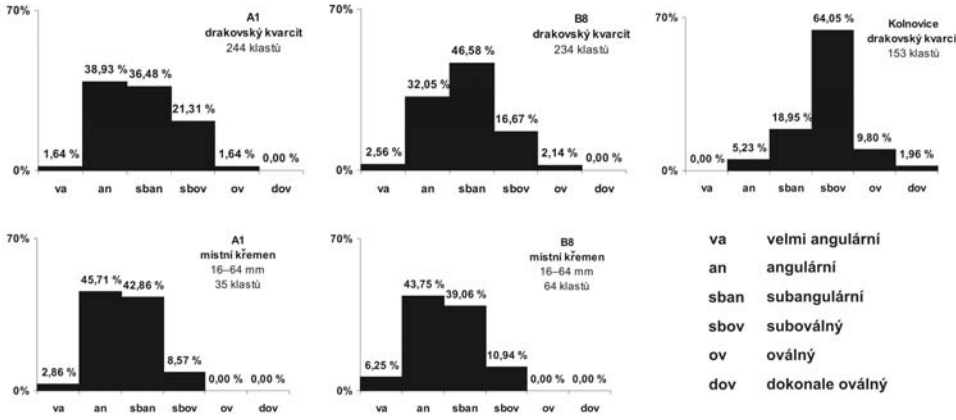
Granitoidní horniny

Vyskytují se bělošedý, střednozrnný biotitický granitoid a dále subangulární až suboválné klasty bílého pertitického draselného živce o velikosti až 15 mm. Kromě nich se objevují úlomky pegmatitů, které zachycují pouze šedý křemen a až 10 mm velké bílé pertitické draselné živce. Další horninou je bělošedý pegmatit s muskovitem. Zrna živců, často ve tvaru protáhlých tabulek, dosahují v tomto pegmatitu velikosti max. 35 mm a jsou zřetelně pertitická, tabulky muskovitu mají max. 5 mm. U některých klastů se objevuje grafická struktura.

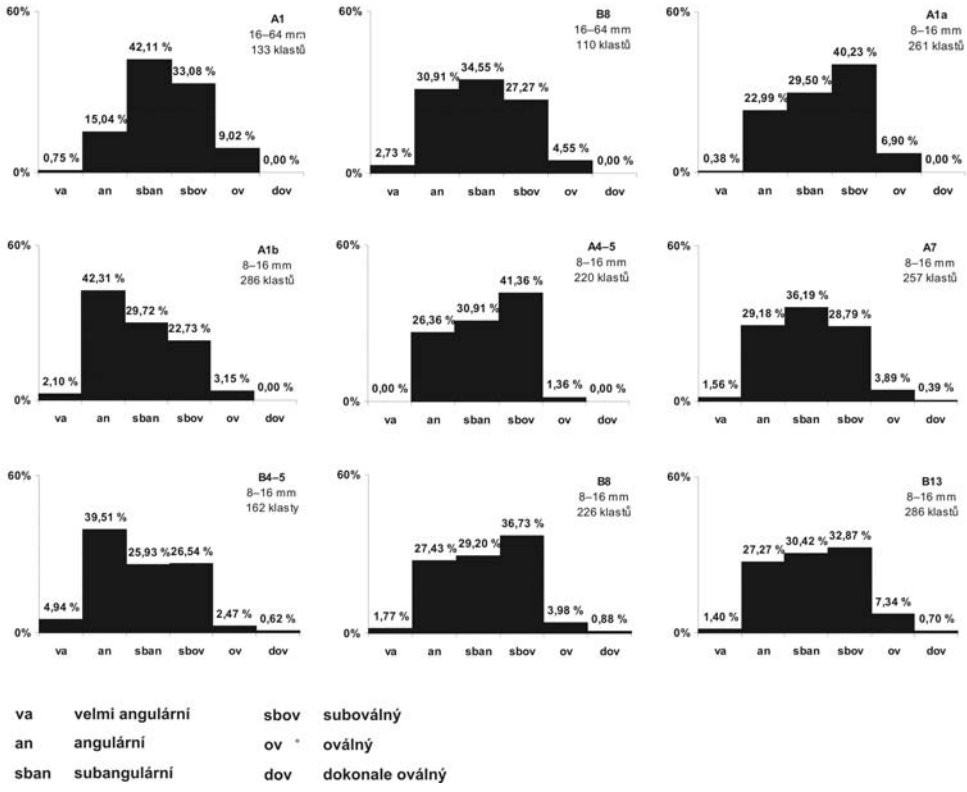
Kromě uvedených petrotypů patří mezi horniny jesenického krystalinika i různé bělošedé křemen-živcové horniny, které nelze jednoznačně identifikovat (v tabulkách 1 a 2 označeny jako „ostatní Q-F horniny“). Nepatrnou část klastů nelze blíže petrograficky určit, ale kvůli jejich ostrohrannosti a nepodobnosti s nordickými nebo polskými horninami jsou tyto klasty zařazeny k jesenickým horninám (v tabulkách 1 a 2 označeny jako „blíže neurčitelné jesenické horniny“).

Primární zdroje jesenických krystalinických hornin

Muskovitické kvarcity odpovídají drakovskému kvarcitu a společně se svory, fylitem, biotitickými rulami a místním křemenem pocházejí z nejbližšího okolí lokality. Vrcholy Strážisko a Bílý kámen, sedlo mezi nimi i přilehlá část údolí Javorné a Bělé jsou budovány komplexem drakovského kvarcitu prokládaného vložkami fylitu, svorů a pararuly (obr. 7). V litologickém sledu se objevuje i metakonglomerát, který ale nebyl ve štěrkovém materiálu zjištěn. Souvislost klastů místního křemene s uvedenými horninami prozrazují časté zbytky fylitu a svoru na povrchu těchto křemenů. Blízkost zdrojů muskovitických kvarcitů a místního křemene a tím i jejich krátký transport v ledovcovém a následně glacifluviálním prostředí dokládá i minimální opracování jejich klastů (obr. 11). Amfibolit pochází z četných výchozů mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovi-



Obr. 11. Zaoblení klastů drakovského kvarcitu a místního křemene.
Fig. 11. Drakov quartzite and local quartz clasts roundness.



Obr. 12. Zaoblení klastů provenienčně neurčitelného křemene.
Fig. 12. Clast roundness of quartz of indetermined provenance.

nou (viz diskusi). Živcový kvarcit je totožný s kvarcitem, který se hojně vyskytuje v glacifluviálních sedimentech v Písečné a jeho výchozy budují sv. část Sokolského hřbetu (GÁBA 1981). GÁBA a PEK (1999) definovali tuto horninu jako vůdčí lokální souvek. Bělošedé ruly různého vzhledu mohou pocházet z výchozů podél Bělé nebo i ze sz. části Rychlebských hor, přičemž nelze jako provenienční oblast vyloučit ani výchozy krystalinika v přilehlém j. Polsku. Bělošedý střednozrnný biotitický granitoid odpovídá horninám žulovského masivu. Muskovitický pegmatit má několik menších výchozů v údolí Bělé, k nimž lze vztáhnout původ jeho klastů. Úlomky dalších pegmatitů nezachycující tmavé minerály a klasty tvořené pouze bílými draselnými živci mohou pocházet rovněž z výskytů muskovitických pegmatitů v údolí Bělé, ale také z pegmatitů žulovského masivu.

Nordické horniny

Mezi nordiky převažují granity, deformované granity a ortoruly, méně porfyry, rapakivické granity a pegmatity fenoskandské provenience. Z blíže určitelných typů jsou zastoupeny rapakivické granity a porfyry z Ålandského souostroví, Småland granity a dále porfyry z Dalarna. Méně často se objevují metakvarcity tmavě šedé barvy s lehkým nádechem červené, dále pak pískovce a pazourky. Z určitelných pískovců byly identifikovány bělavý spodnokambrický Hardeberga pískovec a červeně fialový jotnický pískovec. Vzácně a převážně ve frakci 8–16 mm se vyskytuje ordovický cihlovitý vápenec (Backsteinkalk) z platformy baltského štítu s fragmentální faunou.

Polské horniny

Převažují tmavé silicity nejčastěji subangulárního a angulárního stupně zaoblení, někdy s jehlicemi živočišných hub, z nichž některé odpovídají blízkým rohovcům GÁBY a PEKA (1999). Sudetské porfyry (permské paleoryolity vnitrosudetské pánve, GÁBA a WÓJCIK 1990) se vyskytují méně a pouze ve frakci 8–16 mm. Z platformních sedimentů na území Polska nebo i z fenoskandské platformy (nordické oblasti) mohou pocházet světlé jemnozrnné pískovce, někdy s významným podílem glaukonitu a hojnými jehlicemi živočišných hub. Tyto pískovce se vyskytují vzácně.

Provenienčně neurčitelný křemen

Do této skupiny patří křemenné klasty beze zbytků okolních hornin. Převažuje křemen šedé a světle šedé barvy, tmavě šedý a mléčně bílý křemen jsou vzácnější. Jen velmi výjimečně se objevuje lépe zaoblený šedý křemen s načervenalým nádechem. Vzácný je rovněž křemen s puklinami a dutinkami vyplněnými drobnými křemennými krystalky.

Interpretace a diskuse

Typ depozičního prostředí

Nevytříděnost charakterizující většinu litofacií nasvědčuje, že materiál byl v glacifluviálním prostředí transportován jen na krátkou vzdálenost. Podle litofaciální analýzy představuje akumulace proximální část štěrkovito-písčitého terminoglaciálního kuželu (faciální typ P-3 ZIELIŃSKÉHO a VAN LOONA 1999a) s přechodem do mediální části (typ M1 ZIELIŃSKÉHO a VAN LOONA 1999b). Podle klasifikace KRZYSZKOWSKÉHO a ZIELIŃSKÉHO (2002) se jedná o proximální zónu kuželu před čelem ledovce, vzniklého sedimentací převážně ve vodním prostředí (waterlaid deposits-dominated ice-marginal fan, typ C), s přechodem do jeho mediální části (C2b). Podle obou klasifikací charakterizuje toto prostředí absence nebo jen úplná podřízenost vrstev resedimentovaných tillů, tzv. flow-tillů, v podobě štěrků s vysokým podílem prachovité až jílovité frakce. Tilly však tvoří útržky v glacifluviálních sedimentech (ZIELIŃSKI a VAN LOON 1999a, KRZYSZKOWSKI a ŁABNO 2002).

Vznik litofacií

Vrstevní sled v profilu A zaznamenává pokles energie proudění v depozičním prostředí. Litofacie GCm (člen 1), charakteristická širokou zrnitostní škálou s vysokým podílem klastů dlouhých přes 10 cm (max. 40 cm) a převahou podpůrné struktury štěrčíkovito-písčité matrix, vznikla za velkých povodní, vázaných na intenzivní odtávání ledovce (Zieliński a van Loon 1999a, Krzyszkowski a Łabno 2002, Krzyszkowski a Zieliński 2002). Jednalo se o toky hustě nasycené klastickým materiálem (hyperkoncentrované toky), kdy energie proudění umožňovala transportovat i klasty dlouhé téměř 0,5 m. Tato hrubozrnná litofacie je typická pro proximální části terminoglaciálních kuželů (Zieliński a van Loon 2000, Krzyszkowski a Zieliński 2002). Po uložení litofacie GCm energie proudění poklesla, nejspíš v důsledku utlumení ablace ledovce. Povrch štěrkové akumulace byl erodován menšími toky, které se do ní zahlubovaly formou mělkých širokých koryt a resedimentovaly jemnější materiál z hrubých štěrků za vzniku tenkých poloh litofacií Sm a GPm (člen 2). Tyto toky nedokázaly recyklovat klasty delší než ~5 cm. Nadložní sedimenty (člen 3) vyznačující se menší mocností těles a většinou i zřetelným šikmým zvrstvením již vznikaly v menších výrazněji omezených kanálech (Zieliński a van Loon 1999a, Krzyszkowski a Łabno 2002). Laterální litofaciální asociace Sp-GPp představuje duny a rovněž laterálně spojité litofacie GRh – GPm zase štěrkové pokryvy dna nebo podélné lavice (Zieliński a van Loon 1999a, Pisarska-Jamroży 2006). Tyto sedimenty vznikly pravděpodobně opět ze značné části resedimentací materiálu mocných akumulací hrubozrnných štěrků (GCm). Následná max. 20 cm mocná poloha masivního štěrku (GPm, člen 4) se utvořila jako ploché těleso na dně koryta za další, i když v porovnání s podmínkami vzniku litofacie GCm méně energetické povodně (Miall 1977, 1985, Zieliński a van Loon 1999a, Krzyszkowski 2002). Na bázi této akumulace jsou nápadně v ploše uspořádány až 10 cm dlouhé klasty, tvořící vrstvu o mocnosti jednoho klastu. Jedná se o plochý pokryv dna koryta představující částečně nebo zcela hrubé reziduum, které vzniklo odplavením jemnějších frakcí z podložních sedimentů vysokoenergetickým proudem. Nad štěrky litofacie GPm spočívá sled pískových litofacií Sp, Sr, Sh (členy 5–12), ve kterých je štěrková frakce zastoupena velmi podřízeně nebo místy dokonce chybí (zrnitostní vzorky A5, A9, A11, obr. 3). Tyto sedimenty vznikaly migrací dun a čeřin v malých korytech za poklesu proudění na povrchu kuželu (Zieliński a van Loon 1999a, Pisarska-Jamroży 2006). Častá přítomnost zvlněných erozních bází ukazuje na oscilace v proudění při vzniku jednotlivých setů. Poloha masivního štěrčíku (člen 7) zaznamenává menší povodňovou událost. Akcesorická příměs až 10 cm dlouhých klastů v sedimentech nízkého proudového režimu (litofacie Sr, člen 6) byla způsobena resedimentací těchto klastů z podložních nebo laterálně sousedních štěrkových těles. Je to doklad o zásadním významu hrubých psefitů pro tvorbu celé akumulace.

Sedimenty v profilu B odrážejí fluktulace proudění glacifluviálních toků. Litofacie Sp a GRp ve spodní části profilu (členy 1, 3, 6) vznikly migrací širokých dun v korytě za slabšího proudění (Pisarska-Jamroży 2006). Litofacie GRp by mohla představovat i příčnou lavici. Člen 7, vyznačující se prakticky shodnými podíly štěrkové a pískové frakce (vzorek B7), představuje dnová tělesa špatně vytříděného štěrku, překrytá subhorizontálně až ukloněně zvrstvenými pískovými pokryvy. Litofaciální asociaci Sh, GPm popsala z prostředí koncových morén Pisarska-Jamroży (2006) jako ploché uloženiny povodní v mělkých a širokých divočících kanálech bez dunových tvarů. Štěrkové pokryvy vznikly za vrcholící povodně a písková tělesa během jejího opadávání. Záznamem vysokého vodního stavu je také litofacie GPm (členy 2, 4 a 5), představující tenké štěrkové pokrývky dna kanálů. Následovala velmi výrazná povodňová událost, zachycená až 40 cm mocnou vrstvou hrubých štěrků s podpůrnou strukturou matrix (litofacie GCm, člen 8), která pravděpodobně odráží intenzivní odtávání ledovce (Zieliński a van Loon 1999a, Krzyszkowski a Łabno 2002, Krzyszkowski a Zieliński 2002). Zrnitostně jde o shodné štěrky jako v litofacii GCm u profilu A. Báze těchto štěrků je erozní, místy výrazně zvlněná, což dokumentuje značnou energii proudění. Po opadu povodně rychlost toku poklesla, voda se pohybovala

po štěrkové lavici a odnášela z jejího povrchu jemnější frakci. Proto lze místy v nejsvrchnější části štěrkové akumulace pozorovat vyšší koncentraci hrubých klastů (obr. 6). Následně v kanálu vznikaly pískové duny, které přes sebe migrovaly (litofacie Sp, člen 9). Při bázi setu ležícího v přímém nadloží hrubého štěrku je patrna malá příměs hrubých štěrkových klastů, resedimentovaných z povrchu štěrkové akumulace. Členy 10 a 11 představují duny nebo lavice (Pisarska-Jamroży 2006). Člen 13 (litofacie Sm) tvořený velmi nevytříděným sedimentem se pravděpodobně uložil v hyperkoncentrovaném proudu (Pisarska-Jamroży 2006).

Hlavní faktory vývoje depozičního prostředí

Vznik akumulace byl podmíněn morfologií terénu, kdy ledovec spočíval nad boční stranou údolí říčky Javorné a v jeho předpolí, na svahu údolí, se rychle ukládaly hrubozrnné glacifluviální sedimenty. Původní rozsah akumulace dnes již nelze spolehlivě rekonstruovat. Sklon erozních bází sedimentárních těles v profilech A a B nepřekračuje 10°. Bazální části akumulace budou asi tvořeny gravitačně uloženými nevytříděnými hrubými štěrky, čemuž nasvědčuje charakter sedimentů ve spodní části vrtu I, kde byly zastiženy v porovnání s ostatními litofaciemi na lokalitě nejméně vytříděné sedimenty. Nad nimi se po určitém vyrovnání sklonu terénu ukládaly sedimenty vodních toků různého charakteru. Sklon svahu i tak neumožnil vyvinutí proglaciální divočící plošiny, jak tomu bývá v méně ukloněných terénech (např. Nývlt a Hoare 2011). Podle dosavadních modelů (Zieliński a van Loon 2000, Krzyszkowski a Zieliński 2002, Pisarska-Jamroży 2006) se terminoglaciální kužely vyvíjely podél dlouhých a až mnoho desítek metrů vysokých okrajů ledovcového štítu v nížinné krajině, kde byl hlavním faktorem jejich vzniku přechod z prudce ukloněného ledovcového čela do plochého terénu v předpolí. V případě Javorné nelze kvůli vrchovinnému terénu s vysokou nadmořskou výškou předpokládat velkou mocnost ledovce v sedle a tudíž ani značnou výšku jeho čela. Nývlt (2003) odhaduje v Oldřichovském sedle (478 m n. m.) v Jizerských horách mocnost ledovce na méně než 10 m, v severním zápolí sedla na ~50–60 m. Na krátký svah ledovcového okraje však u Javorné navazoval svah boční strany říčního údolí, jehož orientace musela být shodná se svažitostí čela ledovce. Vznikla tak dostatečně dlouhá ukloněná strana depozičního prostoru, přecházející do dna říčního údolí, kde gradient terénu rychle poklesl. Je velmi pravděpodobné, že okraj kuželu dosáhl až této úrovně, kde mohl distálními faciemi přecházet do úzké divočící plošiny kopírující dno údolí Javorné. Tavné vody musely někam odtékat a s ohledem na terénní predispozice lze jako jedinou alternativu předpokládat odtok údolím Javorné k SV pod kontinentální ledovec, případně dále podél jeho okraje (obr. 8). Lze předpokládat, že údolí Javorné bylo zčásti vyplněno fluviálními štěrky, takže řeka v době zalednění tekla ve vyšší úrovni než dnes. Kromě studované akumulace však nejsou z údolí Javorné známé žádné další glacifluviální sedimenty, které by vývoj distálních částí kuželu i odtok tavných vod dokumentovaly.

Směrem do nadloží roste ve studované části akumulace role písků se zřetelným, většinou šikmým zvrstvením. Tento trend naznačuje ústup ledovce z oblasti sedla. K vytvoření kuželů před čelem ledovcového štítu docházelo během stabilního stavu (při zastavení postupu) nebo během ústupu ledovce (Krzyszkowski 2002, Krzyszkowski a Łabno 2002, Zieliński a van Loon 2000). Kužely vzniklé v deglaciační fázi zalednění představují výsledek krátkodobé vydatné sedimentace, protože s ústupujícím čelem ledovce se z daného místa vzdaloval i zdroj materiálu a výchozí bod progradace kuželu. Proto se deglaciační kužely vyznačují i menší mocností, bežně mezi 10 a 30 m (Zieliński a van Loon 2000). Mocnost akumulace v údolí Javorné činí na základě profilů a vrtů min. 9 m. Vzhledem k malé ploše sedimentů (viz Cháb *et al.* 2004) nelze předpokládat výrazně vyšší skutečnou mocnost, pročež by akumulace podle mocnosti spadala do rozpětí pro kužely vzniklé při ústupu ledovce. Deglaciaci v sedimentárním záznamu kuželů dokládá vertikální sukcese původně laterálně situovaných litofaciálních asociací, typických pro proximální, mediální a distální části kuželu (Zieliński a van Loon 2000). U kuželů s převahou depozice vodními toky dochází směrem od ledovcového čela k přechodu od vysokoenergetických ploš-

ných a orientovaných toků proximální zóny, přes plošné toky nebo soustavy divočících kanálů mediální zóny do nízkoenergetických plošných toků a dočasných nádrží distální zóny (typ C Krzyszkowského a Zielińského 2002). Za ustupujícím čelem ledovce se posunují i jednotlivé části depozičního prostředí, takže u tohoto typu terminoglaciálního kuželu je ústupová sukcese charakteristická vertikálním přechodem od hrubých masivních nebo i zvrstvených štěrků přes subhorizontálně nebo šikmo zvrstvené písky do horizontálně laminovaných písků a siltů (Krzyszkowski a Zieliński 2002).

Jak ukazuje obr. 9, můžeme ve studované akumulaci tento trend sledovat a vyčlenit následující litofaciální asociace. Ve vrtech I a II zcela převažuje litofaciální asociace GCm a GPm, vzniklá v proximálním prostředí, za silného odtávání ledovce a vysoké energie hyperkoncentrovaných toků. Střídání obou litofacií naznačuje oscilace v odtávání ledovce. Pouze ve svrchní části vrtu I byla zachycena významnější poloha jemnozrnných písků litofacií Sr-Sm, která může odrážet epizodické značné utlumení ledovcové ablace. Litofaciální asociace GCm (s podřízeným přechodem do litofacie Gh), GPm, doprovázená ještě litofaciemi Sp-GPp a GRh-GPm, převládá ještě ve spodní polovině profilu A. Přítomnost pískových a šikmo zvrstvených členů (Sp, GPp, Sm) je opět vázána na oscilace proudění. Ve svrchní polovině profilu A a v celém profilu B už ale dominuje litofaciální asociace Sp, GPm, GRm, GRp, Sh-GPm, Sr, Sh, která je celkově jemnozrnnější a představuje již přechod do mediálního prostředí terminoglaciálního kuželu (typ M1 Zielińského a van Loona 1999b, typ C2b Krzyszkowského a Zielińského 2002). Přítomnost litofacií GPm, GRm, GRp, Sh-GPm ve zvrstvených píscích odráží oscilace odtávání už vzdáleněji situovaného ledovcového čela.

Vrstevní sledy naznačují pozvolný průběh vertikálního přechodu od proximálního prostředí k mediálnímu. V profilu A to jsou členy 2, 3 a zčásti i 4, které vznikly resedimentací materiálu z mocných a pravděpodobně i rozsáhlých těles litofacie GCm. U profilu B je to přítomnost sedimentů litofacií GCm (člen 8) a Sm (člen 13) uvnitř litofaciální asociace Sp, GPm, GRm, GRp, Sh-GPm, Sr, Sh. Vrstva litofacie GCm dokládá okrajový zásah hyperkoncentrovaných hrubozrnných toků ze vzdalujícího se proximálního prostředí. Litofacie Sm má specifický charakter. Je nezvrstvená, nevytříděná, ač dominantně písčitá, obsahuje proplástky písku a útržky tillů. Štěrková příměs je zřetelně hrubozrnnější než v podložní štěrčíkové litofacii. Pisarska-Jamroży (2006) popisuje litofacii Sm v asociaci s litofaciemi Sp jako výsledek hyperkoncentrovaného proudu. Vzhledem k zrnitostním vlastnostem a přítomnosti intraklastů tillu tento sediment mohl vzniknout rozplavením některého druhu tillu.

Dalším významným faktorem byla pulzující intenzita odtávání ledovce a tím i kolísající energie proudění, což se odrazilo v charakteru sedimentů v rámci litofaciálních asociací (Zieliński a van Loon 1999 a, b, 2000, Krzyszkowski a Zieliński 2002, Krzyszkowski a Łabno 2002). Typ vzniklých litofacií byl také zásadně ovlivněn značným množstvím hrubého klastického materiálu. Ten pocházel z koluvií i výchozů na svazích Bílého kamene a Strážiska a byl původně koncentrován na bázi, čele a v menší míře na povrchu ledovce.

Vrstevní sledy profilů A a B zaznamenávají různou hierarchii povodní. Období nejrychlejšího tání ledovce, doprovázené nejvydatnějším přísunem vody do jeho předpolí, zachycuje litofacie GCm. Toky musely být dostatečně silné k transportu obrovského množství klastik, s významným podílem úlomků velkých několik dm, i dostatečně hluboce zaříznuté, aby tyto štěrky mohly vytvořit jednotlivé vrstvy mocné ~0,5 m a postupnou amalgamací tělesa mocná až přes 2 m. Místy vyvinuté subhorizontální zvrstvení na bázi profilu A (litofacie Gh) naznačuje pulzaci proudění i v těchto vysokoenergetických podmínkách (Krzyszkowski a Łabno 2002), takže mocná akumulace litofacie GCm není homogenní jednotkou vzniklou při jediné stejně intenzivní události. Depozice probíhala v prostředí hyperkoncentrovaných toků. Z profilů i vrtů vyplývá několikeré opakování těchto vysokoenergetických povodní (obr. 9). Záznamem slabších povodní v menších kanálech jsou litofacie GPm, Sh-GPm a GRm. Pulzace v proudění nejnižšího řádu, spojené s krátký-

mi, nejspíš denními změnami v odtávání ledovce (viz např. BRIDGE 2003) zachycují rytmity štěrk – štěrčík – písek, štěrčík – písek nebo písek s výraznou příměsí štěrčíku – písek, viditelné především v členech 3 a 5 u profilu A a dále v členech 1, 3, 10 a 11 u profilu B. Ojediněle mohly v omezených kanálech vznikat dominantně písčité hyperkoncentrované proudy uloživší litofacii Sm (PISARSKA-JAMROŻY 2006). Neobvyklá převaha psamitické frakce mohla být zapříčiněna lokálně vyšší písčitostí zdrojového materiálu z ledovce.

Provenienční skupiny a přínos štěrkového materiálu

Nejvíce zastoupenou složkou jsou horniny jesenického krystalinika (místní klasty ve smyslu GÁBY 1974). Skladba této skupiny je ale nejednotná s rozhodující převahou hornin pocházejících z výchozů přímo ve studované oblasti (z Bílého kamene a Strážiska). Proto byly v tomto příspěvku klasty místního původu rozčleněny na horniny z nejbližšího okolí lokality (muskovitický neboli drakovský kvarcit, svor, fylit, biotitická rula a místní křemen) a na ostatní jesenické horniny (amfibolit, živcový „pórovitý“ kvarcit, bělošedé ruly, granitoidní horniny, ostatní Q-F horniny a blíže neurčitelné jesenické horniny). Granitoidní horniny byly podrobně rozděleny podle popisu v podkapitole „Horniny jesenického krystalinika.“ Dalšími skupinami jsou horniny nordické, polské a provenienčně neurčitelný křemen. Pouze nepatrnou část klastů se nepodařilo vůbec identifikovat. Podíly provenienčních skupin ve valounových analýzách ukazuje obr. 10.

Ve studovaných sedimentech zcela převládá skupina hornin z nejbližšího okolí lokality (drakovský kvarcit, svor, fylit, biotitická rula a místní křemen), které představují ~47–81 % (většinou ~65 %) štěrkového materiálu. Jejich podíly dosahují maxima (~81 %) ve frakci 64–256 mm v litofacii GCm profilu A (vzorek A1). Ze samotných horninových typů dominuje drakovský kvarcit (~32–61 %, maximální hodnota opět pro frakci 64–256 mm ve vzorku A1), jak ukazují tab. 1 a 2. Převahu drakovského kvarcitu lze vysvětlit jeho zásadní rolí v litologickém sledu vrbenské skupiny v okolních zdrojích (CHÁB *et al.* 2004), dvojnásobný narůst jeho podílu v nejhrubší frakci pak hrubě detritickým rozpadem výchozů této horniny a navíc její značnou odolností oproti asociovaným svorům, fylitům a rulám.

Podobnou dominancí provenienčně nejbližších hornin se vyznačuje kromě Javorné ještě glacifluviální akumulace v Písečné, kde tvoří ~40–50 % štěrkových klastů živcový („pórovitý“) kvarcit ze sv. části Sokolského hřbetu (GÁBA 1981). Sedimenty v Písečné ma-

Tabulka 1. Podíly jednotlivých petrotypů hornin jesenického krystalinika na skladbě všech klastů frakcí 16–64 mm a 64–256 mm (v %).

Table 1. The shares of individual types of rocks from crystalline units of the Jeseník Region in composition of all clasts in fractions 16–64 mm and 64–256 mm (in %) .

provenience	vzorek frakce (mm)	**A1** 16–64	**A1** 64–256	**B8** 16–64
horniny z nejbližšího okolí lokality	drakovský kvarcit	41,43	60,61	41,42
	svor	8,83	4,04	5,66
	místní křemen	5,94	7,58	11,33
	fylit	5,26	4,55	8,67
	biotitická rula	1,02	4,04	1,24
ostatní horniny jesenického krystalinika	amfibolit	2,89	1,52	1,95
	živcový „pórovitý“ kvarcit	3,06	2,02	1,42
	granitoid žulovského masivu	0,17	0,51	–
	muskovitický pegmatit	–	–	0,53
	bělošedé ruly			0,18
	ostatní Q-F horniny	0,68	–	0,35
	blíže neurčitelné jesenické horniny	3,23	–	2,65

Tabulka 2. Podíly jednotlivých petrotypů hornin jesenického krystalinika na skladbě všech klastů frakce 8–16 mm (v %).

Table 2. The shares of individual types of rocks from crystalline units of the Jeseník Region in composition of all clasts in fraction 8–16 mm (in %).

provenience	vzorek frakce (mm)	**A1a** 8–16	**A1b** 8–16	**A4–5** 8–16	**A7** 8–16	**B4–5** 8–16	**B8** 8–16	**B13** 8–16
horniny z nejbližšího okolí lokality	drakovský kvarcit	32,30	36,48	36,55	41,38	47,24	39,63	32,25
	svor, fylit, biotitická rula	8,94	15,21	15,86	14,50	9,55	13,21	6,98
	místní křemen	7,95	13,88	11,03	9,25	12,56	11,35	7,57
ostatní horniny jesenického krystalinika	amfibolit	0,62	1,07	0,57	0,78	0,38	1,42	1,40
	živcový „pórovitý“ kvarcit	2,24	0,80	0,80	0,39	0,75	0,66	0,70
	granitoid žulovského masivu	0,12	0,18	–	0,19	0,13	–	0,12
	muskovitický pegmatit	–	0,09	–	–	0,38	–	0,23
	K-živec a úlomky pegmatitů	0,12	0,09	–	0,19	–	–	0,12
	bělošedé ruly	0,37	0,09	0,23	0,19	0,38	–	0,23
	ostatní Q-F horniny	1,99	1,16	1,03	0,88	0,75	0,33	1,16
	blíže neurčitelné jesenické horniny	–	–	2,18	–	1,26	1,64	1,40

jí podobnou pozici jako u Javorné (v bočním svahu říčného údolí) a byly Chábem *et al.* (2004) interpretovány jako terminoglaciální kužel nebo proximální část glacifluviální výplavové plošiny. Naprostá převaha jedné provenienční složky je u Javorné zapříčiněna směrem pohybu ledovce a charakterem jeho podloží. Ledovec postupně vyplňoval depresi mezi Sokolským hřbetem a hřebenem Zlatohorské vrchoviny. Pohyboval se generelně na jih, s tím, že směr šíření se lokálně měnil podle konfigurace terénu. Z údolí Bělé ledovec postupoval i proti hřbetu Bílý kámen – Strážisko – Zadní vrch, až část ledovce zaplnila formou malého výběžku sedlo mezi oběma vrcholy (obr. 8). Ještě před vlastním zaledněním se muselo na svazích Bílého kamene a Strážiska nahromadit značné množství detritu, tvořeného drakovským kvarcitem a jeho doprovodnými horninami, včetně fragmentů křemenných čoček. Rozpad výchozů byl způsoben mrazovým zvětráváním v glaciálních klimatických podmínkách (Růžičková *et al.* 2003). Postupující ledovec detrit ve velké míře přebíral, erodoval i samotné výchozy a vše transportoval do oblasti sedla, kde se navíc dále obohacoval o stejný materiál. Maximální množství těchto hornin se proto nacházelo na bázi a čele ledovce a dále pak na jeho povrchu, kam mohly úlomky hornin napadat z obou vrcholů. Během následného odtávání se pak tyto klasty dostávaly do glacifluviálního transportu. V podstatě stejným způsobem vysvětluje Gába (1981) převahu živcového („pórovitého“) kvarcitu v Písečné. Na původ klastů drakovského kvarcitu převážně z koluvií a přímo z výchozů ukazují převládající angulární a subangulární stupně zaoblení jeho klastů, doprovázené ještě stupněm velmi angulárním (dohromady ~80 %, obr. 11). Koluviální uloženiny se ostrahoranností klastů vyznačují (Růžičková *et al.* 2003). V glacifluviálních sedimentech u Kolnovic, v nichž drakovský kvarcit tvoří ve frakci 16–64 mm max. ~15 % materiálu (Hanáček 2010), jednoznačně převažuje u klastů této horniny suboválný stupeň zaoblení (~60 %), zatímco angulární a subangulární klasty tvoří jen ~24 % (obr. 11). Kolnovické sedimenty vznikly z velké části nejdříve ledovcovou a poté glacifluviální resedimentací starších fluviálních uloženin (Hanáček 2010), takže stupeň zaoblení je zde přirozeně daleko vyšší. Lépe opracované klasty drakovského kvarcitu od Javorné (suboválné, oválné) také nejspíš pocházejí z původně fluviálních štěrků v údolí Bělé, kudy ledovec postupoval. Jejich podíl na složení štěrků studované lokality je však nízký. Horniny asociované na výchozech s drakovským kvarcitem (svory, fylit, biotitická rula) mají lepší zaoblení kvůli své malé mechanické odolnosti.

Klasty bělošedých rul, pegmatitů, živcového kvarcitu, amfibolitu, granitoidu žulovského masivu i ostatních křemen-živcových hornin ledovec pravděpodobně převzal ze starších

fluviálních sedimentů v údolí Bělé, koluviálních uloženin a přímo z primárních výchozů (GÁBA 1981, HANÁČEK 2010). I přes své minoritní zastoupení mohou tyto horniny tvořit klasty velké přes 20 cm (obr. 5). Nízký podíl a převážně subovalné až subangulární zaoblení klastů amfibolitu nenaznačuje jejich původ v amfibolitovém pruhu v přímém podloží glacifluviální akumulace, byť jsou amfibolity tvořící klasty i toto těleso makroskopicky shodné (viz popisy amfibolitů v práci CHÁBA *et al.* 2004). Podle citované mapy amfibolitový pruh probíhá svahem údolí, ale nezasahuje do sedla (obr. 7). Stejné amfibolity ale vystupují i v údolí Bělé a na s. svazích Zadního vrchu. Vlastnosti i četnost klastů proto napovídají, že amfibolit pochází hlavně ze starších fluviálních uloženin Bělé, což je podpořeno i přítomností shodných amfibolitů v glacifluviálních sedimentech u Kolnovic (HANÁČEK 2010). Kontakty amfibolitu s převážně ostrohranným místním křemenem a výjimečně se svorem, zachycené některými klasty, ukazují na souvislost části amfibolitových klastů s výchozy na sz. (tj. bělském) úbočí hřbetu Bílý kámen - Strážisko - Zadní vrch. Živcový kvarcit tvoří velké těleso i na jv. straně údolí Javorné, to však vzhledem ke směru postupu ledovce i toku tavných vod od jeho čela, nemohlo být zdrojem klastů této horniny (obr. 7 a 8). Klasty bělošedých rul mohou pocházet opět z fluviálních sedimentů Bělé (primárně např. z desenské skupiny) nebo ze stejných sedimentů v severním předpolí Rychlebských hor, kam se mohly dostat především z orlicko-sněžnického krystalinika (HANÁČEK 2010).

Podrobným rozborem frakce 8–16 mm byly vysledovány následující vztahy mezi proveniencnými skupinami. Podíly nordik jsou převážně nízké (~2,5–4 %), s minimem pro frakci 64–256 mm ve vzorku A1, ale ve frakci 8–16 mm ve vzorcích A1a a B13 náhle stoupají na ~7–8 % (obr. 10). S podíly nordik pozitivně korelují i podíly polských hornin a do jisté míry ostatních jesenických hornin jako jedné skupiny. U jednotlivých petrotypů této skupiny však nelze uvedenou závislost spolehlivě prokázat kvůli jejich nízkému zastoupení pohybujícím se v desetinách až setinách %. Živcový kvarcit a amfibolit jsou však oproti granitoidům a bělošedým rulám hojnější (tab. 1 a 2). S rostoucími podíly nordických a polských klastů nápadně klesají podíly hornin z nejbližšího okolí lokality.

Zaoblení proveniencně neurčitelného křemene je hlavním makroskopickým vodítkem při posuzování možností jeho původu, jen v omezených případech lze využít i zbarvení (NÝVLT a HOARE 2000). Podle GÁBY (1974, 1976) je křemen ledovcových sedimentů moravskoslezské oblasti převážně místního původu. Na Jesenicku jsou jeho primárními zdroji hlavně křemenné sekrece metamorfitů a pegmatity, proto mají zdejší křemenné klasty převážně nižší stupně zaoblení (GÁBA 1974). V sedimentech od Javorné dosahují podíly proveniencně neurčitelného křemene maximálních hodnot (~32–33 %) ve vzorcích s nejvyššími podíly nordických a polských hornin (vzorky A1a, B13). U ostatních analýz z této lokality však uvedenou závislost nepozorujeme. Nápadná je ovšem pozitivní korelace mezi nordiky a oválným až dokonale oválným křemenem (srov. obr. 10 a 12). Ve vzorcích s ~2,5–3 % nordik je ~1,5–3 % oválných až dokonale oválných křemenů, ve vzorcích se ~3,5–4 % nordik jsou ~4 % těchto křemenů a ve vzorcích se ~7–8 % nordik je oválných až dokonale oválných křemenů také ~7–8 %. Tuto souvislost potvrzují i podíly přirozeně rozlomených, původně oválných až dokonale oválných křemenných valounů, které byly v této studii zařazeny k subovalným. Tyto klasty jsou opět nejhojnější ve vzorcích s nejvyššími podíly nordik (A1a, B13), v nichž představují ~14–19 % proveniencně neurčitelných křemenů subovalného stupně zaoblení. Proveniencně neurčitelný křemen od Javorné se celkově vyznačuje jednoznačnou dominancí subangulárního, angulárního a velmi angulárního zaoblení (~53–74 %, obr. 12). Ve dvou vzorcích (A1b, B4–5) je z těchto kategorií nejpočetnější angulární stupeň (~40 %). Jedná se o vzorky s nejnižšími podíly nordických a polských hornin. Ve vzorku A1 (16–64 mm) převládá subangulární stupeň, ve vzorcích A1a, A4–5 subovalný stupeň a ve vzorcích B8 (8–16 mm i 16–64 mm), A7 a B13 jsou angulární, subangulární a subovalné klasty téměř v rovnováze. Z analýzy zaoblení tedy vyplývá tento vztah: nordické horniny korelují pozitivně s oválným až dokonale oválným a negativně s angulárním až velmi angulárním proveniencně neurčitelným křemenem. Podíly polských

hornin s dobře opracovanými křemeny jednoznačně nekorespondují, ovšem v tomto případě je možnost srovnání snížena mizivým zastoupením klastů polského původu (většinou mezi ~1,5 a 2,5 %, výjimečně ~3 %). Křemen vysokých stupňů zaoblení, barevně se od ostatního křemene neodlišující, proto pochází ze vzdálených zdrojů, a to z kvarterních fluviálních štěrků či starších sedimentů Polska, případně až z nordické oblasti (Gába 1974, Hanáček a Nývlt 2009). Suboválný a subangulární křemen pocházejí také z fluviálních sedimentů Bělé a jiných řek severního předpolí Rychlebských hor a Hrubého Jeseníku, jelikož křemen těchto stupňů zaoblení je nejhojnější také v glacifluviálních sedimentech v Kolnovicích (nepublikovaná data autora, viz též Hanáček 2010).

Značná ostrohrannost štěrkových klastů, pozorovatelná zejména na drakovském kvarcitu, místním a provenienčně neurčitelném křemeni, dokládá krátký transport materiálu v glacifluviálním prostředí od čela ledovce k místu depozice. Zároveň asi nedocházelo k intenzivním mechanickým interakcím mezi štěrkovými klasty v transportním médiu, většinou hustě nasyceném směsí písčitého a štěrkovitého materiálu. V prostředí proglaciálních divočících plošin, kde je přemísťování materiálu mnohem dynamičtější, roste průměrné zaoblení klastů s délkou transportu (Nývlt a Hoare 2011).

Klasty ze vzdálených zdrojů byly transportovány hlavně ve středních partiích ledovce (Nývlt a Hoare 2000). Rapidní nárůst jejich podílů ve vzorcích A1a a B13 byl tedy způsoben občasným zvýšeným přínosem materiálu z englaciálního prostředí (z vnitřních částí ledovce), ačkoliv celkově převažoval přínos z báze, čela, event. z povrchu ledovce, jak to dokládá převaha klastů z nejbližšího okolí lokality ve všech vzorcích. Míchání materiálu z různých částí ledovce způsobuje komplikovaný průběh drenážování tělesa ledovce (Reineck a Singh 1980, Bennett a Glasser 2010). Zároveň silně proměnlivé množství klastů vzdáleného původu v litofacii GCm u profilu A (vzorky A1a, A1b) naznačuje, že změna přínosu z různých částí ledovce se nemusela zásadně projevit v charakteru sedimentace. Vzorek A1a byl odebrán ve zvrstvené bázi 1. členu profilu A (poloha litofacie Gh uvnitř litofacie GCm), vzorek A1b ze svrchní masivní části tohoto členu (viz obr. 3).

Člen 13 v profilu B představuje oproti ostatním členům specifickou litofacii Sm s vysokým podílem štěrku a s intraklasty tillu o velikosti až několika dm. Relativně vysoký podíl provenienčně vzdálených hornin, spolu s intraklasty tillu naznačují, že 13. člen mohl vzniknout resedimentací englaciálního tillu. Tento výklad by podporoval představu o příslušnosti studovaných uloženin k ústupové fázi zalednění, protože ledovec odtával od čela i z povrchu (Brodzikowski a van Loon 1991), takže byly při deglaciaci postupně odkrývány sedimenty původně vnitřních částí ledovce. Ty pak mohly být formou hyperkoncentrovaných toků resedimentovány do terminoglaciálního prostředí.

Závěry

Studované sedimenty představují proximální část štěrkovito-písčitého terminoglaciálního kuželu (faciální typ P-3 Zielińského a van Loona 1999a) s přechodem do mediální části (typ M1 Zielińského a van Loona 1999b). Podle klasifikace Krzyszkowského a Zielińského (2002) se jedná o proximální zónu kuželu před čelem ledovce, vzniklého sedimentací převážně ve vodním prostředí (waterlaid deposits-dominated ice-marginal fan, typ C), s přechodem do jeho mediální části (C2b).

Výsledkem studia glacifluviálních sedimentů v údolí Javorné je rekonstrukce kontinentálního zalednění a depozičních podmínek během deglaciace v této části Zlatohorské vrchoviny (obr. 8). Během prvního elsterského glaciálu (elsteru I, Cháb *et al.* 2004, Nývlt *et al.* 2011) zasáhl poprvé severní úpatí Hrubého Jeseníku a Rychlebských hor kontinentální ledovec. Při postupu přilehlým jižním Polskem, předpolím Sokolského hřbetu a pak přes údolí Bělé erodoval starší fluviální, aluvální a koluviální uloženiny a také výchozy, z nichž získával klasty živcového („pórovitého“) kvarcitu, amfibolitu, bělošedých rul, granitoidních hornin a lépe zaobleného (hlavně suboválného) křemene. V depresi mezi Sokolským hřbe-

tem a Zlatohorskou vrchovinou se pohyboval k J až JV (Cháb *et al.* 2004, Hanáček 2010) a tlačil se proti sz. orientovaným svahům Zlatohorské vrchoviny, resp. hřbetu Bílý kámen – Strážisko – Zadní vrch. Při pohybu po svazích až do sedla mezi Bílým kamenem a Strážiskem ledovec silně erodoval kamenitá koluvia, tvořená klasty drakovského kvarcitu, svorů, fylitu, biotitické ruly a fragmenty křemenných čoček z těchto hornin. Odtud nejspíš pochází i část amfibolitových klastů. Detrit padal v důsledku mrazového zvětrávání z obou vrcholů i na okraje povrchu ledovcového štítu. Na bázi, čele a povrchu ledovce se tak nahromadilo značné množství proveniencně vysloveně místních horninových úlomků velkých běžně několik dm. Ledovec poté dosáhl sedla mezi oběma vrcholy, což dokazuje přítomnost subglaciálních tillů na sz. straně sedla a studovaných glacifluviálních sedimentů na jv. straně. Nejsou známé žádné důkazy o úplném překonání sedla ledovcem i když částečné překročení nelze vyloučit. Během následné deglaciace byl klastický materiál transportován od čela ledovce do údolí Javorné a ukládán na svahu a nejspíš i na dně údolí. Jako první pravděpodobně sedimentovaly nevytříděné štěrky ze zvodnělých gravitačních proudů, které zmírnily nejprudší gradient reliéfu. Poté během silné ablace a vydatného přísunu tavné vody transportovaly hyperkoncentrované toky materiál, původně nakupený na bázi a okraji ledovce, a ukládaly jej jako mocné akumulace hrubých písčitých štěrků. Odtávání neprobíhalo plynule, střídaly se etapy intenzivnější se slabšími, což se projevilo změnami v zrnitostech štěrků a střídáním nevýrazně zvrstvených a masivních psefitů. S postupným odtáváním se čelo ledovce a tím i výchozí bod depozičních procesů vzdalovaly. Vliv hrubozrnných hyperkoncentrovaných toků na studovanou část kuželu slábl za postupného přechodu do slaběji energetického depozičního režimu. Na povrchu kuželu se vytvořily menší a mělčí divočící kanály, po jejichž dně migrovala různá štěrkovitopísčitá až písková tělesa. Méně kompetentní toky byly za povodní, vyvolaných pulzacemi v ledovcové ablaci, schopny transportovat a ukládat už jen tenké polohy podstatně jemnějších štěrků než v předchozí fázi vývoje.

Celkově nízký stupeň zaoblení klastů, s převahou angulárního a subangulárního u drakovského kvarcitu a místního i proveniencně neurčitelného křemene dokládá krátký ledovcový i následný glacifluviální transport. V terminoglaciálním prostředí navíc nedocházelo k výraznějšímu mechanickému opracovávání klastů kvůli vysokému podílu matrix v sedimentech. Klasty ostatních hornin z nejbližšího okolí (svorů, fylitu, biotitických rul) jsou lépe zaobleny kvůli jejich nízké odolnosti.

Převážně malé podíly nordik ukazují na přísun materiálu zejména z báze, čela a z povrchu ledovce. Občasně až dvojnásobné podíly těchto klastů ale dokládají, že epizodicky mohl výrazně narůst i přísun z vnitřních částí ledovce. Litofacie Sm s vysokým podílem nordik (člen 13 v profilu B) pravděpodobně vznikla rozplavením některého z englaciálních tillů. Odtávání ledovce neprobíhalo pouze od čela, ale i z povrchu, takže se ztrátou mocnosti byly odhalovány a resedimentovány i englaciální sedimenty.

Oválný a dokonale oválný křemen bez zbytků okolních hornin je nejspíš nordického až polského původu, protože jeho podíly dokonale korelují s podíly nordik. Stejně tak je angulární a velmi angulární křemen bez jiných indicií provenience lokálního původu, protože je nejhojnější ve vzorcích, v nichž jsou podíly nordik minimální.

Poděkování

Za cenné připomínky k výzkumu děkuji dr. Danielu Nývltovi (ČGS, pobočka Brno) a doc. Slavomíru Nehybovi (Ústav geologických věd MU). Danielu Nývltovi, mgr. Juraji Hrabovskému (Ústav geologických věd MU) a dr. Josefu Večeřovi (ČGS, pracoviště Jeseník) jsem velmi zavázán za pomoc při vrtných pracích. Danielu Nývltovi vděčím za překlad anglického shrnutí. Práce byla podpořena interním grantem Slezského zemského muzea č. IGS201102 „Paleontologický výzkum sedimentárních nordických souvků Slezska a severní Moravy“.

SUMMARY

The highest lying sediments of the Pleistocene continental glaciation described from the Czech territory to the present date (Cháb *et al.* 2004) lie in the Zlaté Hory Highland (8 km NE of the Jeseník town). Subglacial tills were found in the saddle between Bílý Kámen (613 m a.s.l.) and Strážisko (610 m a.s.l.) in the altitude of 530–545 m a.s.l. A relic of glaciofluvial accumulation lying below the saddle, in the Javorná Stream valley in the altitude of 485–545 m, is stratigraphically identical with the above-lying tills. They represent sediments from the Elsterian I glaciation according to Cháb *et al.* (2004). Glaciofluvial sediments are exposed in a small, for a long time abandoned sandpit located in the altitude of 510 m a.s.l.

Two sections (3.2 and 3.7 m high respectively) were cleaned in the sandpit wall and described in detail. Two cores with 70 mm diameter (depth of 1.6 and 1.85 m) were drilled on the sandpit floor. Sediment lithofacies and gravel material provenance were studied.

The following lithofacies (modified from Benn & Evans 1998 and Pisarska-Jamroży 2006) were determined: GCm – massive cobbly gravel; GPm – massive pebbly gravel; Gh – horizontally stratified gravel; GPp – planar cross-stratified pebbly gravel; GRm – massive granule gravel; GRp – planar cross-stratified granule gravel; GRh – horizontal stratified granule gravel; Sp – planar cross-stratified sand; Sh – horizontally stratified sand; Sm – massive sand; and Sr – ripple cross-stratified sand.

Gravelly sand to sandy gravel with gravel content between ~20 and 50 % predominates. High gravel proportions are typical; they are sometimes nearly equal to sand fractions.

Sedimentary succession described here represents proximal part of a gravelly/sandy terminoglacial fan (facial type P-3 of Zieliński & van Loon 1999a) with change over to medial part (facial type M1 of Zieliński & van Loon 1999b). According to the classification of Krzyszkowski & Zieliński (2002) it represents the proximal zone of waterlaid deposits-dominated ice-marginal fan (type C) with change over to medial zone. Origin of this terminoglacial fan was affected by adjoining topography. Ice sheet margin lied above the side of the Javorná Stream valley. Glaciofluvial streams flowed from the glacier front towards the valley. Fan was deposited during the glacier recession (Fig. 8).

The GCm lithofacies originated in hyperconcentrated flows during high-energetic floods (Zieliński & van Loon 1999a, Krzyszkowski & Łabno 2002, Krzyszkowski & Zieliński 2002). Mostly stratified sediments (Sp-GRp, Sp, Sh, Sr lithofacies) representing migrating dunes and ripples (Zieliński & van Loon 1999a, Pisarska-Jamroży 2006) lie above the massive cobbly gravel (GCm) in Section A. They alternate with GRh-GPm, GPm and GRm lithofacies, which represent small floods than the GCm lithofacies. Dune sediments (Sp lithofacies) deposited on the floor of shallow channels (Pisarska-Jamroży 2006) predominate in Section B. The GRp lithofacies may also form bars. Thin gravelly layers (GPm) and lithofacies association Sh-GPm represents sediments deposited during smaller floods. Exceptional flood event show up to 40 cm thick bed of GCm lithofacies with strongly undulated erosional base, which originated in a hyperconcentrated flow. The Sm lithofacies in the upper part of Section B is also the result of deposition in a hyperconcentrated flow (Pisarska-Jamroży 2006); however, with higher shares of sandy fractions.

These sediments record flood event of different intensity. The largest flood deposited the GCm lithofacies. These significant events repeated several times. Smaller floods are represented by GPm, GRm and Sh-GPm lithofacies. Smallest discharge changes are detected by changing the gravel beds with ~1 cm large clasts with granule beds and coarse-grained sand beds within GRp and Sp lithofacies sets. These changes reflect short-term (maybe diurnal) glacier ablation oscillations (see e.g. Bridge 2003).

General vertical trend from massive gravelly sediments in the lower part to well-bedded (mostly cross-bedded) sand in the upper part (Fig. 9.). This trend reflects glacier retreat and recession of the proximal depositional environment (Zieliński & van Loon 2000). The importance of coarse-grained hyperconcentrated flows weakened with retreating glacier front and the significance of sediments deposited in shallower and smaller channels increased conversely.

Approx. 47–81% of gravel clasts are made of rocks, which build the ridge of Bílý kámen, Strážisko and the saddle between them, i.e. the immediate surrounding of the locality (Drakov quartzite, schist, phyllite, biotite gneiss and local quartz). The glaciofluvial material originates mostly from the ice sheet bed, front and to a lesser extent also from the glacier surface, where local rock clasts were predominantly concentrated. Proportions of Nordic rocks are mostly between ~2.5 % and 4 %. Only in the GCm lithofacies in Section A Nordic rocks shares varies between ~8 % at the base and ~2.5 % in the upper part of the accumulation and in the Sm lithofacies Nordic rocks compose ~8 %. This shows on a intermittent and irregular increase of the englacial material admixture, with higher proportion of far-travelled material.

The decline in the flow energy during the process of glaciofluvial accumulation was registered in Section A. Massive cobbly gravels (GCm) were deposited during intensive ablation phase by hyperconcentrated flows, which were able to transport particles up to 0.5 m long. Abrupt fining of gravel, beginning of well-stratified sedi-

ments and marked thinning of sedimentary bodies may be found above the massive cobbly gravel (GCm) body. These changes suggest the flow energy decline connected with the deceleration of glacier ablation (Zieliński & van Loon 1999a, Krzyszkowski & Zieliński 2002, Pisarska-Jamroży 2006). Lithofacies found in the lower part of Section B show on flow energy fluctuation. Tabular gravel body of the GCm lithofacies was deposited during the episodic flood event connected with massive glacier ablation. The overlying Sp and GRp lithofacies represent migrating dunes over the gravel body (Pisarska-Jamroży 2006). The Sm lithofacies in the upper part of the Section B, which also contains till rip-up clasts, was also deposited by hyperconcentrated flow (Pisarska-Jamroży 2006). High shares of Nordic rocks (~8%) found in the Sm lithofacies in the Section B may indicate that the source material of these sediments originated in englacial environment.

The rather coarse-grained nature of these glaciofluvial sediments is caused by the bedrock lithology close to the site. The ridge of Bílý kámen and Strážisko is made of fractured rocks, which produced vast amounts of angular regolith due to frost weathering during the pre-glacial times. The ice sheet advancing from the Bělá River valley to the saddle between both hilltops (i.e. towards the S to SE) picked up the loosed debris. This material was during deglaciation transported by proglacial outwash streams away from the glacier front and deposited on the opposite side of the ridge – in the Javorná Stream valley. The accumulation most probably had the shape of a fan prograding from the saddle towards the Javorná Stream valley. Gravel clasts are only slightly rounded due to a limited transport distance (~80 % of the Drakov quartzite and ~90 % of local quartz clasts are very angular to subangular).

LITERATURA

Benn, D. I., Evans, D. J. A., 1998: Glaciers & Glaciation. – Arnold, London, 734 p.

Bennett, M. R., Glasser, N. F., 2010: Glacial geology. Ice Sheets and Landforms. – Wiley-Blackwell, Chichester, 385 p., 2. vydání.

Bridge, J. S., 2003: Rivers and Floodplains: forms, processes, and sedimentary record. – Blackwell Science, Oxford, 491 p.

Brodzikowski, K., van Loon, A. J., 1991: Glacigenic Sediments. – Elsevier, Amsterdam, 674 p.

Czudek, T., 2005: Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. – Moravské zemské muzeum, Brno, 238 p.

Gába, Z., 1972: Nejzazší výskyty uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 21, 2, 135–139.

Gába, Z., 1974: Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 23, 1, 49–56.

Gába, Z., 1976: Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 25, 1, 57–62.

Gába, Z., 1981: Uloženiny kontinentálního ledovce u Písečné na severní Moravě. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 30, 3, 241–253.

Gába, Z., Pek, I., 1999: Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, Šumperk, 111 p.

Gába, Z., a Wójcik, J., 1990: Sudetské porfyry jako vůdčí souvky v ledovcových uloženinách Polska a ČSFR. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 39, 1, 59–65.

Hanáček, M., 2010: Sedimentologické studium glacifluviálních sedimentů na lokalitě Kolnovice na Jesenicku. – MS, diplomová práce, Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 52 + 26 p.

Hanáček, M., Nývlt, D., 2009: Subglaciální štěrkovité tilly u Jindřichova na Osoblažsku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 58, 3, 193–214.

Cháb, J., Čurda, J., Kočandrle, J., Manová, M., Nývlt, D., Pecina, V., Skácelová, D., Večeřa, J., Žáček, V., 2004: Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 list 14–224 Jeseník s Vysvětlivkami. – Česká geologická služba. Praha.

Krzyszkowski, D., 2002: Sedimentary successions in ice-marginal fans of the Late Saalian glaciation, southwestern Poland. – *Sediment. Geol.*, 149, 93–109.

Krzyszkowski, D., Łabno, A., 2002: Late Saalian (Wartanian) glacial palaeogeography and formation of end moraines at the northern slopes of Silesian Rampart, Southwestern Poland. – *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 72, 67–87.

Krzyszkowski, D., Zieliński, T., 2002: The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location. – *Sediment. Geol.*, 149, 73–92.

Miall, A. D., 1977: A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth-Sci. Rev.*, 13, 1–62.

Miall, A. D., 1985: Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. – *Earth-Sci. Rev.*, 22, 261–308.

Nývlt, D., 2003: Geomorphological aspects of glaciation in the Oldřichov Highland, Northern Bohemia, Czechia. – *Acta Univ. Carol., Geogr.*, 35, 171–183.

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.

Nývlt, D., Hoare, P. G., 2000: Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů severních Čech. – *Bull. Czech Geol. Surv.*, 75, 2, 121–126.

Nývlt, D., Hoare, P. G., 2011: Petrology, provenance and shape of clasts in the glaciofluvial sediments of the Mníšek member, northern Bohemia, Czechia. – *Sbor. geol. Věd, Antropozoikum*, 27, 5–22.

Pisarska-Jamroży, 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.

Powers, M. C., 1953: A new roundness scale for sedimentary particles. – *J. Sed. Petrol.*, 23, 117–119.

Prosová, M., 1981: Oscilační zóna kontinentálního ledovce. Jesenická oblast. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, 3, 265–294.

Reineck, H.-E., Singh, I. B., 1980: Depositional Sedimentary Environments. – Springer-Verlag, Berlin, 549 p.

Růžičková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J., 2003: Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů. – Česká geologická služba, Praha, 92 p.

Sikorová, J., Víšek, J., Nývlt, D., 2006: Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. – *Geol. Quart.*, 50, 3, 345–352.

Skácelová, D., 1992: Geologická mapa ČR 1 : 50 000 list 04-43 Bílý Potok. – Český geologický ústav. Praha.

Wentworth, C. K., 1922: A scale of grade and class terms for clastic sediments. – *J. Geol.*, 30, 377–392.

Zieliński, T., van Loon, A. J., 1999a: Subaerial terminoglacial fans I: a semi-quantitative sedimentological analysis of the proximal environment. – *Geol. Mijnbouw*, 77, 1–15.

Zieliński, T., van Loon, A. J., 1999b: Subaerial terminoglacial fans II: a semi-quantitative sedimentological analysis of the middle and distal environments. – *Geol. Mijnbouw*, 78, 73–85.

Zieliński, T., van Loon, A. J., 2000: Subaerial terminoglacial fans III: overview of sedimentary characteristics and depositional model. – *Geol. Mijnbouw*, 79, 93–107.

Žáček, V., 1995: Geologická mapa ČR 1 : 50 000. List 14–22 Jeseník. – Český geologický ústav. Praha.

Žáček, V., Čurda, J., Kočandrle, J., Nekovařík, 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.