

**MASARYKOVA UNIVERZITA**

**Přírodovědecká fakulta**



**Bc. Martin Hanáček**

**Sedimentologické studium glacifluviálních sedimentů  
na lokalitě Kolnovice na Jeseníku**

Diplomová práce

Vedoucí práce: Mgr. Martin Ivanov, Dr.

Konzultant: Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.

Brno 2010

© 2010

Martin Hanáček

Všechna práva vyhrazena

Jméno a příjmení autora: Bc. Martin Hanáček

Název diplomové práce:

Sedimentologické studium glacifluviálních sedimentů na lokalitě Kolnovice na Jesenicku

Název v angličtině:

Sedimentological research of the glacifluvial deposits at the Kolnovice locality in Jeseníky area

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie

Vedoucí bakalářské práce: Mgr. Martin Ivanov, Dr.

Konzultant: Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.

Rok obhajoby: 2010

## Anotace

V pískovně u Kolnovic na Jesenicku byly studovány proglaciální glaciofluvialní sedimenty o mocnosti ~17 m. Výzkum byl zaměřen na popis litofacií, litofaciálních asociací a interpretaci architektury (podle Mialla 1977, 1985) a na provenienci štěrkového materiálu. Na bázi profilu je coset litofacie Sp, následuje litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh a ?Sr. Ve východní části odkryvu je do této litofaciální asociace zahloubeno písčité těleso, tvořené šplhavými megačeřinami. V nadloží litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh a ?Sr a tělesa šplhavých megačeřin nastupují štěrkovité sedimenty litofaciální asociace Gm, Gp, Gt. Na podloží nasedají s výraznou laterálně stálou horizontální nebo i korytovitě zahloubenou erozní bází. Nad těmito sedimenty leží až 2,5 m mocná a několik desítek metrů široká lavice hrubého štěrku (Gm) s hojnými klasty převážně suboválného a oválného tvaru, dlouhými ~10-20 cm, max. ~40 cm v a-ose. Následuje litofaciální asociace Gt, Gp a St a Sp, tvořící až ~3 m mocný coset.

Štěrkový materiál je stejný v sedimentech pod výraznou erozní bází i ve štěrcích v jejím bezprostředním nadloží. Společenstvo se vyznačuje vysokým podílem nordik (~8,5-21 %) a mezi lokálními klasty dominují horniny žulovského masivu a jeho pláště a živcový „pórovitý“ kvarcit ze Sokolského hřbetu. Podíl křemene je ~21-29 %. V mocné lavici hrubého štěrku dominují křemen (max ~45 %) a lokální horniny tvořené především drakovským a živcovým „pórovitým“ kvarcitem. Podíl nordik je velmi nízký (~2 %). Změny ve složení štěrku ukazují na přínos materiálu z různých částí ledovce.

## Annotation:

Proglacial glaciofluvial sediments with the overall thickness of ~17 m were studied at the Kolnovice sandpit in the Jeseník Region. The aim of the research was to describe and interpret lithofacies, lithofacies associations and sedimentary architectures (according to Miall 1977, 1985) and the provenance of gravel material. A co-set of Sp lithofacies starts at the base of the studied section and is followed by lithofacies associations of St, Gt, Gm, Gh and ?Sr. Sandy architectural element made of climbing megaripples is incised into the abovementioned lithofacies association in the eastern part of studied exposure. At the top of this lithofacies association and the climbing ripples architectural element continue gravely sediment of the Gm, Gp and Gt lithofacies association. They lie on a very expressive laterally stable horizontal or partly through incised erosional base. Up to 2.5 m thick and several tens of metres wide coarse-gravel bar (Gm) with common subrounded to rounded clasts usually ~10–20 cm long, with largest being up to ~40 cm in the a-axis lies above the gravely lithofacies (Gm, Gp and Gt). Lithofacies association of Gt, Gp, St and Sp, which creates up to ~3 m thick co-set, follows.

Gravel material is similar in sediments below and directly above the expressive erosional base. Gravel composition is characterized by high Nordic shares (~8.5–21%), and Žulová Massif and its mantle rocks with feldspar “porous” quartzite from the Sokolský Ridge prevail among local rock types. Quartz is typically present in ~21–29%. In the thick coarse-gravel bar predominates on the other hand quartz (up to ~45%) and local rocks are made mostly by Drakov and feldspar “porous” quartzites and shares of Nordic rocks is very low (~2 %). These changes show on the transport of the material from different part of the ice sheet.

## Klíčová slova:

pleistocén, elster, kontinentální zalednění, glaciofluvialní sedimenty, litofaciální a architekturní analýza, valounové analýzy, pískovna Kolnovice, Jesenicko, Česká republika.

## Keywords:

Pleistocene, Elsterian, continental glaciation, glaciofluvial sediments, lithofacies and architectural analysis, clast petrology and provenance, Kolnovice sandpit, Jeseník Region, Czech Republic.

*Prohlašuji, že tuto práci jsem vypracoval samostatně. Veškerou literaturu a ostatní prameny, z nichž jsem při přípravě práce čerpal, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury.*

*Souhlasím s veřejným půjčováním práce*

.....



## Obsah

1. Úvod.....	8
2. Charakteristika jesenické oblasti kontinentálního zalednění.....	9
2.1. Předkvarterní podloží.....	9
2.2. Maximální rozšíření kontinentálního ledovce.....	10
2.3. Ledovcové sedimenty.....	11
2.3.1. Tilly.....	11
2.3.2. Glacifluviální sedimenty.....	12
2.3.3. Glacilakustrinní sedimenty.....	15
2.4. Stratigrafie ledovcových sedimentů.....	16
3. Studovaná lokalita.....	18
4. Metodika.....	18
5. Výsledky.....	19
5.1. Litofacie glacifluviálních sedimentů.....	19
5.2. Petrologie a provenience štěrkového materiálu.....	22
5.2.1. Analyzované sedimenty.....	22
5.2.2. Petrotypy lokálních hornin.....	23
5.2.3. Primární zdrojové výchozy klastů lokálních hornin.....	25
5.2.4. Nordické horniny.....	26
5.2.5. Blízké horniny.....	28
6. Diskuse a interpretace.....	29
6.1. Hlavní charakteristiky složení štěrkového materiálu na lokalitě.....	29
6.2. Rozdíly mezi lokálními klasty v Kolnovicích a Písečné a jejich interpretace.....	31
6.3. Rozdíly ve společenstvech lokálních klastů v Kolnovicích a Písečné a na lokalitách sz. od Sokolského hřbetu a jejich interpretace .....	32
6.4. Průběh ústupové fáze zalednění v údolí Bělé.....	34
6.5. Vývoj sedimentačního prostředí na lokalitě.....	36
7. Závěry.....	45
8. Poděkování.....	47
9. Literatura.....	48

## 1. Úvod

Pískovna u Kolnovic na Jesenicku představuje v současnosti jednu z nejlépe odkrytých lokalit glaci-fluviálních sedimentů v celé moravskoslezské regionální oblasti (podle členění Czudka 2005). Sice zde probíhaly dílčí výzkumy řešící regionální sedimentologickou a stratigrafickou problematiku (Gába 1974, 2001, Nývlt et al. 2005, Sikorová et al. 2006), ovšem detailní práce věnovaná výhradně tomuto rozlehlému odkryvu zatím neexistuje. Kolnovická pískovna je součástí rozsáhlé akumulace ledovcových sedimentů v údolí mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou, ve které byly založeny ještě další dva velké odkryvy a sice v Písečné a Supíkovicích. Prvně jmenovaná lokalita byla monograficky zpracována Gábou (1981). Cílem předkládané práce je podrobný popis sedimentů kolnovické pískovny s důrazem na jejich textury a architektury a na provenienci štěrkového materiálu, protože právě tyto poznatky mají největší informační potenciál pro poznání vývoje zalednění jesenické oblasti.

Systematický výzkum jsem začal v dubnu 2009, ale k popisu a interpretacím jsem použil i svou starší fotodokumentaci sedimentů v pískovně z let 2007–2008. Předložená práce tedy představuje dosavadní výsledky jednoročního studia. Výzkum bude pokračovat i v dalších letech v souvislosti s těžbou a odkrýváním dalších zajímavých profilů.



## 2. Charakteristika jesenické oblasti kontinentálního zalednění

### 2. 1. Předkvarterní podloží

Severoevropským kontinentálním zaledněním zasažená část Jesenicka zaujímá severní podhůří Rychlebských hor a Hrubého Jeseníku (příloha I, obr. 1) Výrazným hřebenem Sokolského hřbetu je oblast rozdělena na dvě části s odlišnou litologií předkvarterního podkladu, jenž je schematicky znázorněn v příloze I na obr. 2. Větší severozápadní část představuje Žulovská pahorkatina a Vidnavská nížina, jejichž předkvarterní podloží je budováno hlavně žulovským masivem a v okolí Javorníka a Velké Kraše také miocenními sedimenty (Pecina et al. 2005). Za linií okrajového sudetského zlomu se nad tuto oblast zvedá morfologicky výrazný hlavní hřeben Rychlebských hor, tvořený horninami orlicko-sněžnického krystalinika, staroměstského krystalinika a velkovrbenské skupiny silezika. Jedná se hlavně o ortoruly (gieraltovská a sněžnická ortorula), pararuly, metabazity (amfibolity, metagabra), svory, kvarcity, fylity, mramory a variské dioritové a granodioritové intruze (Mísař 1983, Svoboda 1990, Skácelová 1992, Žáček 1995, Poucha 1996). Největší plochu podloží dříve zaledněného území zaujímá žulovský masiv. Východně od Sokolského hřbetu leží druhá část jesenické zaledněné oblasti, představovaná zejména údolím Bělé (resp. depresí mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou), viz přílohu I obr. 1 a přílohu II. Tato oblast se táhne dále podél severního úpatí Zlatohorské vrchoviny až do Zlatých Hor. V severovýchodní části údolí Bělé je předkvarterní podloží budováno metamorfity vrbenské skupiny (Cháb et al. 2004). Jedná se především o pararuly a dále o živcový kvarcit, jehož široký pruh tvoří severovýchodní část Sokolského hřbetu a severním směrem pokračuje dále pod kvarterní uloženiny. Poslední velkou skupinou hornin jsou drakovský kvarcit a s ním spjaté pararuly a svory, jimiž jsou budovány vrcholy Zlatohorské vrchoviny na pravém břehu Bělé jižně od Mikulovic. Amfibolitové pruhy jsou v severovýchodní části bělského údolí zastoupeny méně než v jihozápadní části. Severní část Sokolského hřbetu budují ještě migmatity lemující severozápadněji situovaný žulovský masiv. V jihozápadní části údolí Bělé pokračují v Sokolském hřbetu výchozy hornin vrbenské skupiny (hlavně biotitická a biotiticko-sillimanitická pararula), ve Zlatohorské vrchovině (v pravé východní části údolí) už ale vystupují horniny desenské skupiny, reprezentované hlavně drobnozrnnými ortorulami (Cháb et al. 2004). V jihozápadní části údolí vnikají do metamorfitů horniny devonského jesenického amfibolitového masivu. V pravé části bělského údolí pak do metamorfických komplexů intrudují variské žíly a pně muskovitických granitů a pegmatitů. V severní části Zlatohorské vrchoviny je pak předkvarterní podklad tvořen opět vrbenskou skupinou. Největší plochu zde zaujímají fylity a metamorfované bazické vyvřeliny (chloriticko-muskovitické a zelené břidlice, gabroamfibolity, amfibolity), doprovázené drakovským i živcovým kvarcitem. Na samém východním okraji, v oblasti Biskupské kupy (890,6 m n. m.), už nastupují fylitické horniny kulmského andělskohorského souvrství (Otava 1992).

## 2. 2. Maximální rozšíření kontinentálního ledovce

V severovýchodním předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor předpokládá Gába (1972b) postup kontinentálního ledovce ve směru SZ–JV, podle Vídeňského et al. (2007) se však tento směr mohl v závislosti na morfologii terénu rychle měnit na jižní až jihozápadní. Východně od Sokolského hřbetu ledovec postupoval spíše ve směru S–J a přizpůsoboval se orientaci údolí Bělé. Jižní hranice známého zásahu kontinentálního ledovce na Jesenicku nejdříve dlouho sleduje a místy lehce překračuje linii okrajového sudetského zlomu (Štěpančíková et al. 2010), podél něhož se zvedá hlavní hřeben Rychlebských hor, který pro ledovec představoval nepřekonatelnou bariéru. Hranice probíhá jižně od Bílé Vody, jihozápadně od Javorníku a Uhelné, západně od Vlčic, jihozápadní částí Skorošic a dále Nýznerovem k Vápenné. Údolí Vidnávky ledovec vyplnil splazem zasahujícím o něco dále na jih od Vápenné, ovšem kam až zde zalednění proniklo, není známo, protože po ústupu ledovce intenzivní činnost Vidnávky odstranila zřejmě veškeré sedimenty. Jedinými důkazy tak dosud jsou ojedinělé nálezy nordických souvků. Gába (1972a) zmiňuje nález dvou pazourků východně od Vápenné. Důležitý je objev bludného balvanu nordického granitu v osadě Polka jižně od Vápenné, v nadmořské výšce 455 m. Balvan má rozměry 125 x 105 x 85 cm a byl vykopán na soukromém pozemku (Gába & Pek 1999). Linie maximálního známého zalednění dále pokračuje podél severozápadního úpatí Sokolského hřbetu jižně od Černé Vody a východně od Nové a Staré Červené Vody, opisuje severní úpatí hřbetu a pak se stáčí na jih podél jeho východního úpatí, západně od Supíkovice a severozápadně od Písečné. Jižní hranice zalednění v údolí Bělé je předmětem diskusí. Gába (1970, 1972a) uvažuje na základě nálezů nordik průnik ledovce nejdále do prostoru severní části České Vsi, podle Prosové (1981) však ledovec dosáhl pouze do Písečné. Cháb et al. (2004) naopak uvažují o zásahu ledovce až do prostoru Jeseníku. Za nepřímé doklady této hypotézy považují velmi vysoko (530–545 m n. m.) položené relikt ledovcových sedimentů v sedle mezi vrcholy Bílým kamenem (613 m n. m.) a Strážiskem (610 m n. m.) jižně od Mikulovic - jedná se o nejvyšší zjištěnou nadmořskou výšku sedimentů kontinentálního zalednění na českém území. Na základě tak vysoko situovaných ledovcových sedimentů lze předpokládat, že i v údolí Bělé zasahovaly výskyty ledovcových uloženin mnohem dále a výše, ovšem byly totálně denudovány postglaciální fluvialní erozí. Jihovýchodně od Písečné a jižně od Mikulovic probíhá hranice zalednění na sz. úpatí Zlatohorské vrchoviny. Podél severního a severovýchodního úpatí této vrchoviny pokračuje Ondřejovicemi do jižního a jihovýchodního okolí Zlatých Hor. Zde se podle západního úpatí Biskupské kupy stáčí k severu a opouští území Jesenicka. Mimo popsanou linií vymezené oblasti leží už zmíněné izolované výskyty ledovcových sedimentů v sedle mezi Bílým kamenem a Strážiskem a na jihovýchodním svahu Bílého kamene jižně od Mikulovic. Linií maximálního známého zalednění Jesenicka popisuje a na schématické mapce znázorňuje Gába (1970) a na podobné přehledné mapce zobrazují Sikorová et al. (2006). Detailně je zachycena na geologických mapách 1 : 50 000 a sice na listech 14-22 Jeseník

(Žáček 1995) a 15-11 Zlaté Hory (Otava 1992). Nejnovější rekonstrukci maximálního zásahu jednotlivých fází zalednění na našem území přináší Nývlt a Engel (v tisku).

### **2. 3. Ledovcové sedimenty**

V souvislosti s kontinentálním ledovcem vzniklo na Jesenicku několik typů sedimentů. Nejrozšířenější jsou tilly a glaci-fluviální sedimenty, kterým se detailně věnují práce Gáby (1972b, 1974, 1977a, b, 1981), Kopečného & Peka (1974), Prosově (1981), Gáby & Peka (1999), Žáčka et al. (2004), Chába et al. (2004), Peciny et al. (2005), Sikorové et al. (2006), Nývlt et al. (2007) a Hanáčka (2008). Jen na dvou místech byly zjištěny glaci-lakustrinní sedimenty (Prosová 1981, Gába 1992).

#### **2. 3. 1. Tilly**

V jesenické oblasti bylo dosud identifikováno pět genetických typů tillů: lodgement till, subglaciální melt-out till, supraglaciální melt-out till, supraglaciální flow-till a glacitektonit (Gába 1977b, Žáček et al. 2004, Pecina et al. 2005, Sikorová et al. 2006).

##### Lodgement till

Představuje na Jesenicku jednoznačně nejrozšířenější typ tillu a tvoří plošné pokryvy o mocnostech max. 5 m (tzv. bazální morénu ve starší literatuře). Největší souvislé povrchové výskyty se rozkládají v okolí Staré a Nové Červené Vody, dále mezi Velkou Kraší a Bernarticemi a pak také mezi vrcholem Na Vyhlídce (503 m n. m.) a Mikulovicemi. Na vrcholu Hrouda (289 m n. m.) u Velké Kraše, představujícím pravděpodobně velký drumlin (Pecina et al. 2005), byly vrtnými pracemi zjištěny dva stratigraficky odlišné horizonty lodgement tillu, oddělené glaci-fluviálními sedimenty. Spodní till byl tlakem mladšího ledovcového náporu zdeformován do podoby glacitektonitů. Lodgement till lze charakterizovat jako velmi nevytřídněný, převážně prachovitopísčité sediment s příměsí štěrkové frakce většinou v prvních % (Gába 1972b, Kopečný & Pek 1974). Barva sedimentu je hnědě šedá nebo modře šedá, barevné odstíny vzájemně přecházejí a jsou ovlivněny post-sedimentárně (Kopečný & Pek 1974, Prosová 1981). Velikostně jsou štěrkové klasty značně variabilní, co do tvaru dominují subangulární a suboválné klasty. Protáhlé klasty bývají orientovány souhlasně se směrem postupu ledovce (Gába 1972b). Většina materiálu je místního původu, podíl nordických souvků se pohybuje mezi ~5 a ~15 % (Gába 1972b, Žáček et al. 2004, Pecina et al. 2005).

##### Subglaciální mel-out till

Byl zjištěn zatím jen na lokalitě Písečník u Javorníku, kde jsou jako neprůběžná poloha vložené mezi podložní miocenní písky a nadložní supraglaciální melt-out till. Jedná se o štěrčikovité středno- až hrubozrnné písky s ostrou erozní bází a výraznou fluidální stavbou, které se zachovaly v čočkách

v podloží supraglaciálního melt-out tillu. Mocnosti čoček se pohybují v rozpětí ~5 cm až ~0,25 m a laterálně dosahují max. 2 m šířky (nepublikovaná data D. Nývlt).

#### Supraglaciální melt-out till

Byl objeven dosud jen na dvou lokalitách a sice v písčově na Písečníku u Javorníku a v příležitostném výkopu na letišti v Nové Vsi u Mikulovic (Gába 1977b, Sikorová et al. 2006). Jeho typickým znakem je vyšší podíl šterkové frakce, v Nové Vsi až 38 %. Rovněž se vyznačuje vyšším podílem nordik, který u Nové Vsi dosahuje dokonce až velmi neobvykle vysokých ~85 %, v Javorníku ~16,5 %. Nordické společenstvo z Nové Vsi je navíc pozoruhodné podstatným zastoupením spodnopaleozoických vápenců z platformy baltského štítu, které tvoří polovinu nordik. V tomto typu tillu bývá i vyšší koncentrace balvanů nordického i blízkého původu o velikosti až 200 cm.

Významnou lokalitou tillů byla v rámci celé ČR už zmíněná písčovina na vrchu Písečník severně od Javorníku. Nad miocenními písky zde v superpozici leží subglaciální melt-out till a supraglaciální melt-out till, nad nimi potom proglaciální glaciáluviální písčité šterky. Supraglaciální melt-out till obsahuje nápadně mnoho balvanů o velikosti nad 30 cm, největší balvan má rozměry 200 x 140 x 115 cm (pegmatit nejspíše polské provenience, Růžičková et al. 2003, Gába & Hanáček 2005). Pozoruhodný je výskyt čtyř balvanů deformovaných granitů z ostrova Bornhomu o délce 50–125 cm, protože tyto horniny nejsou příliš četné ani mezi klasy šterkové frakce, tudíž je jejich hojnější výskyt v balvanité frakci pozoruhodný. Nývlt et al. (2005, rovněž in Pecina et al. 2005) prostudovali ve šterkové frakci supraglaciálního melt-out tillu společenstvo vůdčích nordických souvků. Převažují vulkanity z Dalarna, následované východofenoskanskými rapakivickými granity (především z masivu Åland, podřízeně z masivu Rödö a z masivů Laitila a Vehmaa), mnohem méně je granitů z pásma Småland-Värmland. Bohužel, javornická lokalita je dnes téměř zničená nezákonnou skládkou.

Sedimentologicky zajímavé jsou výskyt tillů v okolí Staré a Nové Červené Vody, kde se podařilo zdokumentovat kompletní sled sedimentů z postupové, stagnační a ústupové fáze zalednění (Žáček et al. 2004). Na bázi leží glaciáluviální písky postupové fáze, které ale nejsou zachovány všude (byly denudovány postupujícím ledovcem). Proto nadložní lodgement till, dokládající postup ledovce, nasedá místy na tyto písky, jinde ale přímo na krystalinický podklad. Během zpomalení postupu a především v průběhu následující stagnace ledovce se nad lodgement tillem uložily řádově dm mocné dobře vytříděné písky, které mohly vzniknout glaciáluviálními procesy v subglaciálním nebo terminoglaciálním prostředí nebo jako součást subglaciálního melt-out tillu. Nad písčitou vrstvou sedimentoval další till, který je poněkud bohatší na nordický materiál. Pravděpodobně se jedná o sekundární typ tillu, asi o supraglaciální flow-till. Tento typ je charakteristický pro začátek ústupu ledovce a vzniká blízko ledovcového čela.

### **2. 3. 2. Glaciáluviální sedimenty**

Představují plošně nejrozšířenější a také nejmocnější typ ledovcových sedimentů na Jesenicku. Jelikož představují vyhledávanou surovinu, je možné je studovat ve velkých těžebních odkryvech i

menších pískovnách. Všechny povrchové výskyty vznikaly během ústupové fáze mladšího zalednění (viz kapitolu 2.4), uloženiny postupové fáze téhož zalednění jsou známy jen z vrtů u Staré a Nové Červené Vody a z vrchu Hrouda (289 m n. m.) u Velké Kraše. V okolí Staré a Nové Červené Vody byly objeveny jen málo mocné glacifluviální písky, vždy překryté lodgement tillem, ve vrchu Hrouda se jedná o písky a štěrky o mocnosti ~0,2–0,5 m, oddělující od sebe dva horizonty lodgement tillů (Pecina et al. 2005). Sedimenty ústupové fáze byly ukládány ve dvou typech prostředí: v proglaciálním prostředí na výplavových plošinách a v předledovcových říčních údolích a dále v subglaciálním prostředí jako výplně subglaciálních koryt (Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004).

Výplavové plošiny se rozprostíraly před čelem ustupujícího ledovce a v prostředí divočícími řek se na nich uložily většinou ~5–15 m mocné sledy tvořené korytovitě a šikmo planárně zvrstvenými štěrkovitými písky, jemno- až hrubozrnnými písky a v menší míře i nevýrazně zvrstvenými až masivními štěrky. Jemnozrnné písky bývají většinou dobře vytríděné (křemenné), ale s hrubou frakcí obvykle narůstá i podíl prachové komponenty a to až k ~5 %. (Pecina et al. 2005). Běžné je korytovité zvrstvení velké škály (mocnost v dm až okolo 1 m), představující trojrozměrné duny migrující po dně a výplně koryt a korytovité zvrstvení malé škály (čeřiny nebo velmi malé duny). Zejména v souvislé akumulaci jihovýchodně až jižně od Vidnavy leží v nadloží korytovitě zvrstvených sedimentů subhorizontálně zvrstvené písky o mocnostech v prvních metrech. Sedimenty výplavových plošin se zachovaly hlavně jihovýchodně až jižně od Vidnavy, v jižním okolí Velké Kraše a pak v blízkém podhůří Rychlebských hor, kde jsou překryty mladšími sedimenty velkých aluviálních kuželů (okolí Žulové, Uhelné, v prostoru mezi Tomíkovými a Kobylou, Pecina et al. 2005). V oblasti bělského údolí tvoří uloženiny výplavové plošiny svrchní část ložiska Kolnovice.

Za specifických podmínek vznikaly glacifluviální sedimenty v Písečné. Jedná se o max. 45 m mocnou akumulaci převážně subhorizontálně zvrstvených písků a štěrkovitých písků s mocnými lavicemi nevýrazně zvrstvených nebo masivních hrubých štěrků (Gába 1981, Cháb et al. 2004). Směrem od čela ledovce přecházejí štěrkovito-písčité uloženiny do písčito-jílovitých glacilakustrinních sedimentů (Prosová 1981). Celá akumulace je plošně omezena a vznikla v levém svahu údolí Bělé, na nerovném skalním podkladu se sklonem až 21° (Gába 1981). Uvedené poznatky naznačují, že by se mohlo jednat o terminoglaciální kužel, progradující z blízkého ledovcového čela (ledovec se musel nacházet na hřbetu nad levou stranou bělského údolí) nebo o proximální část výplavové plošiny. Přítomnost mocných štěrkových lavic ale jednoznačně nasvědčuje bezprostřední blízkosti ledovcového čela (Cháb et al. 2004). Sedimenty musely být ukládány velmi rychle a ve velkém množství, protože v úseku Písečná - Hradec zaplnily původní koryto řeky Bělé, která pak byla nucena razit si nové údolí jihovýchodním směrem přes dnešní Studený Zejf a Široký Brod (Cháb et al. 2004).

V subglaciálním prostředí se glacifluviální sedimenty uložily tehdy, když tavná voda ve velkém množství pronikala pod ledovec a prohlubovala starší říční údolí, založená v málo soudržném krystalinickém podloží. Tak je tomu v pískovně v Supíkovcích (Velkých Kuněticích), kde písčité

glacifluviální uloženiny vyplňují protáhlou depresi vyhloubenou v rozpadavých pararulách (Gába 1987). K subglaciálním uloženinám náleží také spodní část ložiska Kolnovice (Žáček et al. 2004).

Štěrkový materiál glacifluviálních uloženin Jesenicka je z převážné většiny tvořen horninami místního původu (~40–75 %), křemen představuje ~20–25 %, nordické horniny ~5–20 %, podíl blízkých (polských) hornin většinou kolísá okolo 5 % (Gába 1974, Sikorová et al. 2006, Hanáček 2008). Nordika jsou tvořena hlavně krystalinickými horninami, pevnými pískovci a pazourky fenoskandsko-baltské provenience. Místně se ale vyskytují i spodnopaleozoické vápence stejného původu, které na lokalitě Stará kaolínová jáma u Vidnavy dokonce početně převažují krystalinická nordika, pískovce a pazourky. Kvůli tomu narůstá podíl nordik na této lokalitě až k ~30 % (Hanáček 2008). Vůdčí nordické souvky jsou tvořeny hlavně vulkanity z Dalarna, východofenoskandskými rapakivickými granity (především z masivu Åland), a granity z pásma Småland-Värmland. Tyto tři hlavní provenienční skupiny jsou obsaženy v různých vzájemných poměrech. Mezi pískovci se objevuje jotnický pískovec a pak hlavně spodnokambrické pískovce z oblasti jižního Baltu, včetně skolitového pískovce. Pazourky jsou stáří maastricht–dan a pocházejí z jižní části Baltského moře. Obsahují hojnou faunu mechovek, živočišných hub, ježovek a mlžů. Vápence jsou ordovického a silurského stáří (hlavně ortocerový vápenec, beyrichiový vápenec, korálový vápenec z Gotlandu, cihlovitý vápenec aj.), jsou bohatě fosiliferní a pocházejí převážně ze dna Baltského moře a potom i z izolovaných platformních reliktních na baltském štítu. Podrobný přehled a charakteristiky uvedených hornin nacházíme v monografii Gáby & Peka (1999). Složení nordického materiálu stratigraficky shodných tillů a glacifluviálních depozit se neliší, protože nordika v glacifluviálu pocházejí právě z rozplavovaných tillů. Blízké horniny představuje hlavně sudetský porfyr (permský paleoryolit z vnitrosudetské pánve, Gába 1977a, Gába & Wójcik 1990), dále pak silicity a pískovce, které ovšem mohou být zaměnitelné s nordickými. Pro lokální paleogeografii zalednění mají rozhodující význam klasty místních hornin. V dílčích částech jesenické zaledněné oblasti a dokonce i na jednotlivých studovaných odkryvech jsou jejich společenstva rozdílná a to mnohdy zcela zásadním způsobem (Gába 1974). V předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor severozápadně od Sokolského hřbetu se na skladbě místního (lokálního) materiálu podílejí hlavně ruly (mezi nimi hojné šedé a růžové ortoruly), granitoidy žulovského masivu, různé kvarcity, amfibolity a metagabra, charakteristickým prvkem je ještě grafitický kvarcit. V oblasti údolí Bělé (mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou) jsou podstatnými složkami lokálního materiálu živcový kvarcit, sericitický a muskovitický kvarcit a granitoidy žulovského masivu. Rozdílné složení lokálních valounů vypovídá o zdrojích materiálu pro ledovcové sedimenty a je možno z něj činit paleogeografické závěry (Gába 1981, Gába & Pek 1999, Hanáček 2008). Část lokálních klastů nemusela nutně před zapojením do glacifluviálního transportu prodělat i transport ledovcový. Některé klasty mohly totiž řeky tavných vod získat erozí starších předledovcových (u mladších akumulací i ledovcových) sedimentů nebo

krystalinického podloží (Gába 2001). Vybrané charakteristické horniny blízkého a lokálního původu jsou popsány v práci Gáby & Peka (1999).

Odlišné složení štěrkového materiálu vykazují uloženiny vzniklé ve značné blízkosti ledovcového čela (Písečná, sedimenty pod sedlem mezi Bílým kamenem a Strážiskem: Gába 1974, 1981). Výrazně v nich narůstá zastoupení místních hornin (~80 %) a zároveň klesá podíl nordického a blízkého materiálu (souhrnně ~2–4 %).

Různou měrou jsou v glaci-fluviálních uloženinách obsaženy větší balvany různého původu. Nejbohatším nalezištěm bludných balvanů nordických hornin na Jesenicku a možná i v celé ČR je glaci-fluviální akumulace jižně a jihovýchodně od Vidnavy, kde jsou velmi početné balvany o délce do 120 cm a výjimečně mohou dosáhnout délky okolo 200 cm (Kiegler 1938, Hanáček et al. 2007). Naopak v pískovkách v Supíkovicích a Kolnovicích bylo vzhledem k objemu vytěžené suroviny nalezeno bludných balvanů jen velmi málo. V supíkovicke pískovně zjistili Gába & Pek (1999) balvany místních hornin a to slezské žuly (největší 275 x 120 x 105 cm) a mramoru (největší 110 x 90 x 75 cm). V malé pískovně u Staré Červené Vody (na katastrálním území Malé Kraše) se také hojně vyskytují balvany granitoidů žulovského masivu o délce do 150 cm. Sedimenty v této pískovně jsou převážně tvořeny subhorizontálně až horizontálně zvrstvenými písky a odpovídají tak nejspíš distálním částem výplavové plošiny podle modelů Mialla (1977). Vůbec největším známým bludným balvanem Jesenicka, tzn. i největším klastem dopraveným do tohoto regionu kontinentálním ledovcem, byl Bohuslän granit z jz. Švédska o velikosti 200 x 200 x 180 cm. Není známo, z jakých sedimentů byl vyzdvižen, v roce 1930 byl naneštěstí rozbit (Gába 1977a).

V některých částech jesenické zaledněné oblasti jsou klasty lokálních, nordických i blízkých hornin a křemene výrazně eolicky opracované. Jedná se zejména o jižní a západní okolí Velké Kraše, dále o oblast Kobylé, Horních Heřmanic a Bernartic. Masově se vyskytují různě vyvinuté hrance nebo valouny s eolizačními jamkami. Podrobné informace poskytuje opět monografie Gáby & Peka (1999). Oblasti s výraznou eolizací valounů z ledovcových sedimentů jsou nápadně omezené. Např. v jižním okolí Vidnavy nebo na Žulovsku se s eolickými korazními jevy již skoro neseťkáme, totéž platí pro údolí Bělé a jeho nejbližší okolí. Větrné opracování je vázáno až na chladné výkyvy následující po ústupu kontinentálního ledovce.

### **2. 3. 3. Glacilakustrinní sedimenty**

Ze všech na Jesenicku dosud známých typů ledovcových depozit se vyskytují nejméně často a také v nejmenších mocnostech. Dosud byly popsány jen z několika výskytů. Prosová (1981) je udává z pískovny v Písečné a kromě toho z okolí Nové Vsi a Širokého Brodu. V Písečné se tyto písčito-jílovité usazeniny vyskytují v asociaci s glaci-fluviálními sedimenty, které do nich směrem do centra depozičního prostoru přecházejí. Druhou lokalitou je Stará kaolínová jáma u Vidnavy, kde v nadloží

glacifluviálních písků a šterkovitých písků leží ~2 m mocný set jemně laminovaných aleuritických sedimentů, uprostřed přerušeny půlmetrovou polohou glacifluviálních písků a šterků (Gába 1992).

## 2. 4. Stratigrafie ledovcových sedimentů

Jesenicko leželo mimo zájmové území rozsáhlých kvartérně geologických výzkumů, realizovaných Ústředním ústavem geologickým v 50. až 60. letech 20. století. Macoun et al. (1965) pouze stručně popsali glacifluviální sedimenty v písčovině u Písečné, které bez předložení jakýchkoliv důkazů zařadili k sálskému zalednění. Autoři považovali sálské zalednění za plošně rozsáhlejší a proto do něj začleňovali naprostou většinu povrchových výskytů ledovcových sedimentů. O případném zásahu staršího elsterského zalednění do jesenické oblasti se nezmiňují. Jako sálské označili sedimenty v Písečné také Gába a Dudziak (1979), kteří k tomuto závěru dospěli statistickou analýzou vŕdčích nordických souvků. Prosová (1981) se rovněž přiklání k sálskému stáří glacifluviálních sedimentů lokality Písečná, které jsou podle autorky stejně staré nebo starší než fluviální uloženiny hlavní terasy řeky Bělé. Sedimenty hlavního terasového stupně považuje za sálské (risský terasový stupeň).

Důležitou lokalitou pro stratigrafii ledovcových sedimentů Jesenicka je vrch Hrouda (289 m) s. od Velké Kraše, kde byly při základním geologickém mapování vrtnými pracemi zjištěny dva tilly v superpozici. Podle Peciny et al. (2005) náleží spodní till prvnímu elsterskému zalednění (elster I) a svrchní till druhému elsterskému zalednění (elster II). Sedimenty mladšího zalednění jsou v předpolí Rychlebských hor překryty uloženinami aluviálních kuželů, jejichž sedimentace proběhla podle Peciny et al. (2005) během sálských glaciálů (saale I – drenthe a saale II – warthe) a skončila až ve viselském glaciálu.

Dvojímu zalednění Jesenicka nasvědčuje rovněž morfologická pozice ledovcových uloženin v údolí Bělé (Cháb et al. 2004). Dokladem staršího zalednění, které citovaní autoři korelují s prvním elsterským zaledněním (elster I), jsou neobvykle vysoko položené tilly a glacifluviální písky až šterky v sedle mezi Bílým kamenem (613 m n. m.) a Strážiskem (610 m n. m.) a v jv. svahu Bílého kamene. Během tohoto zalednění měl ledovec dosáhnout až do jižního okolí Jeseníku. Po deglaciaci následovala intenzivní erozní činnost Bělé a ostatních toků, které téměř zcela odstranily všechny ledovcové uloženiny, kromě plošně malých, vysoko položených reliktních, zachovaných právě v okolí Bílého kamene a Strážiska ve výšce 530–545 m n. m. Další zachované sedimenty staršího zalednění byly později překryty uloženinami mladšího zalednění a dnes nikde nevycházejí na povrch (Pecina et al. 2005). Níže položené, mnohdy rozsáhlé výskytů ledovcových sedimentů v údolí Bělé, ale také v oblasti Supikovic, Kolnovic, Staré Červené Vody, Vidnavy, Žulové, Bernartic a Javorníku vznikly podle Chába et al. (2004), Žáčka et al. (2004) a Peciny et al. (2005) během dalšího ledovcového postupu, který uvedení autoři korelují s druhým elsterským zaledněním (elster II). K tomuto závěru dospěli mj. také na základě reinterpetace společenstva vŕdčích nordických souvků z lokality Písečná, které popsali Gába & Dudziak (1979) a srovnáním tohoto společenstva s výsledky Burdukiewicz & Meyera (1991) z elsterských tillů od Wroclawi. Z druhého elsterského zalednění mají podle



společenstev vúdčích nordických souvků pocházet i glaci-fluviální uloženiny u Kolnovic, Supíkovice a supraglaciální till od Javorníku (Nývlt et al. 2005). Tyto závěry potvrdilo také vůbec první absolutní datování ledovcových sedimentů na území ČR, provedené mj. na vybraných lokalitách Jesenicka (Nývlt et al. 2007). K datování bylo použito metody zjišťování množství in situ tvořeného kosmogenního radionuklidu  $^{10}\text{Be}$  v krystalové mřížce křemene. Podle obsahu  $^{10}\text{Be}$  v křemenných klastech ledovcových sedimentů lze zjistit dobu expozice zkoumaných sedimentů (podrobnější popis metodiky viz Nývlt et al. 2007). Pro glaci-fluviální sedimenty v písčince u Písečné (v odkryvu vlevo od silnice do Supíkovice) bylo na základě beryliového datování vypočteno stáří  $428\,384 \pm 43\,927$  let a pro glaci-fluviální sedimenty v písčince u Staré Červené Vody stáří  $421\,847 \pm 60\,203$  let. I po započtení předpokládané odchylky spadají oba časové údaje do druhého elsterského zalednění (elster II), které kulminovalo před 400 000–420 000 lety. Stadiál Drenthe sálského zalednění, s nímž korelovali ledovcové sedimenty na Jesenicku Macoun et al. (1965), Gába & Dudziak (1979) a Prosová (1981) naproti tomu spadá do období mladšího než 200 000 let před přítomností (viz stratigrafická tabulka publikovaná Lindnerem et al. 2004).

Příslušnost ledovcových uloženin Jesenicka k elsterským glaciálům podporují také sedimentologické studie Sikorové et al. (2006). Rozborem těžkých minerálů z písčiny u Kolnovic prokázali v glaci-fluviálních sedimentech této lokality pyroxenový horizont (polohu nabohacenou pyroxenem a amfibolem), který byl prvně zjištěn z fluviálních sedimentů elsterského interstadiálu nedaleko Wroclawi (olešnický pyroxenový horizont). Dalším důkazem je nízký koeficient poměru klastů sedimentárních hornin ke klastům hornin krystalinických (O/K koeficient), jehož hodnoty ve šterkové frakci odpovídaly hodnotám charakteristickým pro elsterské tilly na území Polska.

### 3. Studovaná lokalita

Studovaný odkryv se nachází na západním okraji osady Kolnovice (vlevo od místní silnice Kolnovice-Terezín), ~1,5 km ssz. od Mikulovic a ~12 km ssv. od města Jeseníku. Dříve se jednalo o malou pískovnu místního JZD. V roce 1999 zde však začala intenzivní řádná těžba, která postupně proměnila nepatrný odkryv v největší činnou pískovnu na Jesenicku a tudíž v nejvhodnější místo ke studiu glacifluviálních sedimentů v celém okolním regionu (příloha III).

Dosavadní výzkumy se soustředily hlavně na studium nordických souvků, které se zde vyskytují ve velkém množství (Gába & Pek 1999, Nývlt et al. 2005, Gába 2006). Rovněž zde byly provedeny valounové a granulometrické analýzy, analýzy těžkých minerálů a tvaru vybraných petrotypů štěrkových klastů, použité k řešení sedimentologických otázek (Gába 1974, 2001, Nývlt et al. 2005, Sikorová et al., 2006). Stručný popis sedimentů nacházíme ve vysvětlivkách základní geologické mapy 1 : 25 000, listu 14-222 Vidnava, kde je kolnovická pískovna zařazena mezi geologicky významné lokality (Žáček et al. 2004). Podle citovaných vysvětlivek dosahuje mocnost glacifluviálních uloženin v pískovně až 25 m. Spodní část vrstevního sledu je subglaciálního původu a představuje výplň koryta pod ledovcovým štítem. Svrchní část vznikla v proglaciálním prostředí, tedy na výplavové plošině před čelem ustupujícího ledovce. Podle popisu mají sedimenty charakter křemenných středozrnných písků, písčitých štěrků a štěrků s korytovitým, subhorizontálním a horizontálním zvrstvením. V nadloží glacifluviálních depozit leží 1–2 m mocné sprašové hlíny.

### 4. Metodika

Sedimenty byly makroskopicky popsány a rozděleny do litofacií definovaných Miallem (1977) pro sedimentační prostředí divočicích řek a podle toho byly označeny kódy zavedenými citovaným autorem. Architekturní interpretace vychází z práce Mialla (1985). V době studia nejinstruktivnější profily byly zpracovány do sedimentárních logů. Valounové analýzy byly odebrány lopatkou a normalizovaným sítem přímo z odkrytých vrstev. Frakce 16–64 mm byla zvolena kvůli dobré petrologické určitelnosti klastů v tomto velikostním rozmezí. Zároveň je vybraná frakce ještě dostatečně reprezentativní složkou studovaných sedimentů. V nejhrubším štěrku byla analyzována i frakce 64–256 mm, jelikož je v daném sedimentu také podstatně obsažena. Petrologické určování hornin bylo provedeno makroskopicky a v případě hornin místního původu se opírá zejména o dále citované mapové podklady. Při určování původu štěrkového materiálu bylo užito provenienční členění na lokální, blízké, nordické horniny a křemen, jak je pro Jesenicko navrhli Gába & Pek (1999).

## 5. Výsledky

### 5. 1. Litofacie glacifluviálních sedimentů

V odkryvu lze vertikálně rozlišit několik základních litofacií a litofaciálních asociací, v nichž se opakovaně a v různé míře střídá několik litofaciálních typů.

V profilu nejnižší, na bázi odkryvu, spočívá coset šikmo planárně laminovaných až tence zvrstvených jemno- a střednozrnných dobře vytříděných písků šedé barvy (příloha IV). Tyto sedimenty odpovídají litofacii **Sp**. Jednotlivé sety jsou odděleny paralelními subhorizontálními povrchy a jejich mocnost se pohybuje mezi ~0,45 a ~1 m. Odkrytá část cosetu je mocná min. 2 m. Hloubka báze tohoto cosetu a tím ani jeho úplná mocnost není známa.

V nadloží tohoto cosetu spočívají celkově nápadně hrubší sedimenty, tvořené korytovitě zvrstvenými štěrky, štěrkovitými písky a písky, s podřízenými polohami masivních štěrků. Dílčí sety mají většinou mocnost ~0,3–0,7 m a jsou často sdruženy do cosetů. Laterální rozsah setů lze těžko rekonstruovat, ale mohl se pohybovat okolo 10 m (příloha V, obr. 1, 2). Pro jejich sedimentární výplň je typické rytmické střídání vrstev hrubozrnného až střednozrnného písku s vrstvami štěrčiku a štěrku (přílohy V a VII). V rámci jednoho setu často dochází k přechodu od drobného štěrku ke štěrčiku a nakonec k hrubozrnnému písku. Některé sety jsou tvořeny hlavně drobným štěrskem a štěrčikem, jiné jemno- až hrubozrnným pískem a štěrčikem. Většina těles migrovala zhruba k JV–V, což dokládají orientace poproudově akretovaných vrstev (příloha XXII, obr. 1, 2). V profilu A (příloha XVIII) bylo ve svrchní části této litofaciální asociace zaznamenáno zmenšování mocnosti korytovitých výplní na ~0,5 m za současného zjemnění zrna na jemno- a střednozrnný písek (příloha VI, obr. 1, 3), v profilu D (příloha XX) opět zmenšení velikosti těles na ~0,2 m mocnosti a ~1 m šířky, výplň však tvoří štěrkovitý písek (příloha VII, obr. 2). Mocnosti dílčích vrstev v rámci setů se pohybují v prvních cm, max. dosahují 10 cm. Při bázi i uvnitř setů jsou volně rozptýleny, hrubší štěrkové klasty, povětšinou do 15 cm v a-ose. Jednotlivé sety se podílem hrubých klastů mnohdy i podstatně liší. V některých jsou štěrkové valouny několikacentimetrové velikosti skutečně jen velmi akcesorické, v jiných setech podíl těchto klastů narůstá až na první procenta. Štěrkovitopísčité sety se střídají se sety čistě písčítými, tvořenými hlavně vrstvami hrubozrnného a střednozrnného písku. Hrubší, štěrkovité sety převládají ve spodní části tohoto litofaciálního souboru, písčité sety se vyskytují hlavně v jeho svrchní části (příloha VII). Ve štěrkovitopísčítých setech se hojně vyskytují písčítoprachovité („obrněné“) závalky kulovitého a diskovitého tvaru o průměru i ~15 cm (příloha VI, obr. 4). Popsané sedimenty odpovídají v závislosti na zrnitosti litofaciím **St** a **Gt**. Podřízeně se ve vrstevním sledu objevují polohy masivních nebo i subhorizontálně zvrstvených štěrků s klasty o velikosti ~10–15 cm, výjimečně max. 20 cm v a-ose (příloha VI, obr. 2, 3). Podíl takto hrubých klastů ve štěrkových vrstvách se pohybuje mezi ~2 a 5 %. Masivní štěrky odpovídají litofacii **Gm**, subhorizontálně zvrstvené štěrky zase litofacii **Gh**. Sedimenty jsou proměnlivě prachovité, ve spodní části litofaciálního souboru je prachová příměs

minimální, ve svrchní části její podíl narůstá. Změny jsou však pozorovatelné i v laterálním směru. Ve svrchních částech tohoto úseku vrstevního sledu dochází velmi ojediněle k postupnému přechodu od písčitých korytových výplní k prachovitopísčitém (příloha X a obr. 3 v příloze XI).

V severozápadní části odkryvu jsou štěrkovitopísčité sedimenty silně prosynceny oxidy železa. V důsledku vysoké koncentrace oxidů Fe došlo k výraznému rezavonědému zbarvení a prostorově omezenému sekundárnímu zpevnění sedimentů. Při těžbě jsou však v tomto úseku vrstevního sledu odkrývány i sekundárně zpevněné bloky štěrkovitých písků i štěrků o velikosti až několik metrů, které ale nejsou zbarveny od oxidů Fe. Cementaci glaciifluviálních sedimentů vysvětlují Gába a Pek (1992) migrací a vysrážením uhličitanu vápenatého. Jeho zdrojem by na lokalitě mohly být vápencové souvky, které byly v těchto polohách prokázány (viz kapitola 5. 2. 4.).

V nadloží štěrkovitopísčitých až písčitých facií vystupuje v jihovýchodní části odkryvu výhradně písčité akumulace o mocnosti ~3 m (příloha VIII). Směrem k západu laterálně navazuje na facie, které leží i v jejím podloží. Tato litofaciální asociace je texturně rozdělena na dvě části (příloha VIII). Spodní část tvoří subhorizontálně uložené sety (coset) korytovitě zvrstvených středno- až hrubozrnných písků o mocnosti setů ~0,2–0,4 m. Vyskytují se i sety jemnozrnných písků, prokládaných laminami střednozrnného písku. Některé vrstvy jsou bohaté na prachovou frakci, což se projevuje i ve zbarvení - jsou tmavší (hnědší) než okolní sedimenty. Svrchní část tvoří korytovitě zvrstvené sety hlavně hrubo- a střednozrnných písků, ale naložené na sobě pod úhlem ~30°. Vrstvy v setech mají mocnost v prvních cm a střídají se v nich zastoupené písčité frakce. V písčích není obsažena významnější příměs hrubšího materiálu, jen ve velmi malém množství se někdy vyskytují klasty s ~1 cm v a-ose (do 2 %). Větší klasty s ~5 cm v a-ose jsou zcela výjimečné. Ve vrstvách hrubozrnného písku se ale objevuje významná příměs štěrčičku (~10 %). Poněvadž je zvrstvení popsaných písků korytovité, jedná se o litofacii **St**.

Při západním okraji jižní stěny byly ve stejné horizontální úrovni, ve které leží štěrkovitopísčité až písčité tělesa a ryze písčité akumulace, odkryty na sobě ležící facie zcela odlišných textur a zrnitostí (příloha IX). Nad korytovitě zvrstvenými štěrky (**Gt**) leží mírně ukloněná plochá lavice masivního hrubého štěrku (**Gm**), mocná až ~0,6 m v místech největšího zahloubení a pozvolna vyklíňující směrem k periferiím. Štěrk hojně obsahuje klasty dlouhé ~10–20 cm v a-ose a má podpůrnou strukturu štěrkovitopísčité matrix, místy i s podpůrnou strukturou klastů. Nad štěrkovým tělesem se nachází coset jemno- až střednozrnného písku, tvořený dílčími sety s korytovitým zvrstvením mocnými ~0,1–0,3 m (**St**). Celý coset je mocný ~2 m a laterálně stálý na vzdálenost min. 15 m. Nahoře je seříznut následující akumulací štěrkovitopísčitých sedimentů (?Gt nebo ?St), jejichž báze je ukloněná a pokrytá tenkou polohou hrubého štěrku s klasty dlouhými v a-ose běžně ~10 cm, ojediněle až ~20 cm.

Litofaciální asociace štěrkovitopísčitých i čistě písčitých depozit jsou ukončeny laterálně stálým, zhruba horizontálně probíhajícím, většinou jen mírně, místy ale výrazně zvlňeným erozním rozhraním. To představuje bázi litofaciální asociace hrubých štěrkovitých sedimentů (viz profily A–D v přílohách

XVII–XX a přílohy X–XIII). Jedná se o vrstvy masivních štěrků (litofacie **Gm**) o mocnosti ~0,3–0,5 m, sety korytovitě zvrstvených písčitých štěrků a štěrků o mocnosti až 1,5 m (litofacie **Gt**) a šikmo planárně zvrstvených písčitých štěrků o mocnosti ~0,5–1 m (litofacie **Gp**). Sedimenty jsou často výrazně prachovité. V některých vrstvách masivních štěrků dosahuje podíl klastů s min. 2 cm v a-ose až 30 %. Ve všech typech štěrků jsou hojně obsaženy klasty s ~10–15 cm v a-ose. Bezprostředně nad erozní bází jsou místy akumulované hrubší klasty do 15 cm v a-ose a přímo v erozních výmolech na bázi se nahromadily klasty dlouhé v a-ose dokonce až ~50 cm (příloha XI, obr. 1, 2) Štěrkové klasty jsou ojediněle proloženy neprůběžnými sety hrubozrnných písků s korytovitým zvrstvením malé škály (litofacie **Sr**), stejně tak se místy přímo nad erozní bází tvořily neprůběžné sety korytovitě zvrstveného hrubozrnného písku a štěrčiku (litofacie **St**).

V nadloží těchto sedimentů nastupuje ~2–2,5 m mocné deskovité, mírně ukloněné těleso, tvořené hrubými masivními štěrky (litofacie **Gm**). Jedná se o nejhrubší sedimenty na lokalitě (přílohy XIV a XV). Podíl klastů nad 10 cm v a-ose se pohybuje okolo 25 %, hojně jsou klasty s ~15–20 cm v a-ose, největší klasty dosahují až ~40 cm v a-ose. Velké ploché klasty jsou orientovány k severozápadu, tj. zhruba ve směru úklonu štěrkové lavice (příloha XXII, obr. 3), která má ssz. orientaci (340°/6°). Ve frakci 64–256 mm převažují suboválné klasty (~50 %), oválné tvoří ~20 % a subangulární také ~20 %. Akcesoricky jsou přítomny i dokonale oválné klasty (příloha XXII, obr. 5, stupně zaoblení stanoveny podle Powerse 1953). Hrubé klasty se místy vzájemně dotýkají, většinou jsou ovšem obklopeny jemnějším štěrkovitopísčitým sedimentem. Ten má charakter směsi drobného štěrku a štěrčiku s písčitou i prachovitou komponentou. Někdy je vyvinuto zvrstvení, kdy se střídají ~0,1 m mocné vrstvy drobného štěrku s podpurnou strukturou klastů (valouny v prvních cm velikosti) s podobně mocnými vrstvami štěrčiku až hrubozrnného písku s příměsí štěrčiku. Štěrkové klasty obsahují prachovitou příměs. Jedná se tedy o velmi nevytříděný sediment. Řídce se objevují tenké protáhlé čočky o délce až ~1,5 m a mocnosti ~0,2 m, tvořené hrubozrnným štěrkovitým pískem se zvlněným paralelním zvrstvením (litofacie **Sp**). Ve svrchní části akumulace dochází v některých úsecích ke zjemňování, kdy ubývají hrubé klasty nad 10 cm v a-ose. Těleso hrubých štěrků je laterálně stálé po několik desítek metrů a postupně vyklíňuje do štěrků odpovídajících jeho podloží.

Nad tělesem hrubých štěrků následuje litofaciální asociace většinou šikmo planárně zvrstvených štěrkovitých písků a písčitých štěrků (litofacie **Sp** a **Gp**), s podřízenými sety korytovitě zvrstvených písčitých štěrků a písků ve spodní části (litofacie **Gt** a **St**). Jednotlivé šikmo planárně zvrstvené sety dosahují mocnosti ~1–1,5 m a jsou do cosetu, který je laterálně stálý na první desítky m (příloha XVI). Sedimenty jsou opět výrazně prachovité. Tento litofaciální soubor zaujímá nejsvrchnější odkrytou část profilu.

## 5. 2. Petrologie a provenience štěrkového materiálu

### 5. 2. 1. Analyzované sedimenty

Na lokalitě bylo z různých vrstev vyhodnoceno šest valounových analýz frakce 16–64 mm a jedna analýza frakce 64–256 mm. Valounové analýzy byly odebrány ve vertikálním směru, kromě vzorků K-4a , K-4b a K-4c, které byly odebrány vůči sobě laterálně ze stejné akumulace hrubých štěrků ve svrchní části profilu. Místa odběru vzorků ukazuje příloha XXIII.

Vzorek **K-2a** byl odebrán ze subhorizontálně zvrstveného písčitého štěrku s ~10 % klastů větších než 2 cm v a-ose. Štěrková poloha má mocnost ~0,4 m. Je součástí korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých sedimentů a leží při jejich bázi, těsně nad cosetem šikmo planárně zvrstvených šedých písků.

Vzorek **K-2b** byl odebrán z ~0,15 m mocného horizontu písčitého štěrku až štěrkovitého písku, situovaného ve spodní části setu korytovitě zvrstveného hrubozrnného písku a štěrčiku. Podíl klastů s min. 2 cm v a-ose dosahuje ~10 %. Volně rozptýlené klasty o velikosti ~5–10 cm v a-ose jsou obsaženy ~5%. Poloha se nachází ve svrchní části litofaciálního souboru korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých sedimentů, asi 1–1,2 m pod jeho stropem (tj. výrazným erozním rozhraním).

Vzorek **K-3a** byl odebrán z masivního prachovitopísčitého štěrku o mocnosti ~0,3–0,5 m. V sedimentu jsou hojné klasty kolem 3 cm v a-ose, při bázi jsou ale časté klasty dlouhé v a-ose ~10–15 cm. Štěrk je součástí litofaciálního souboru štěrkovitých sedimentů, ležících nad výraznou erozní bází, která je odděluje od podložních korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých uloženin.

Vzorek **K-3b** byl odebrán z písčitého nejspíš šikmo planárně zvrstveného štěrku s příměsí klastů majících min. 5 cm v a-ose do 5 %. Poloha je součástí sledu štěrkovitých sedimentů v nadloží výrazné erozní báze a leží bezprostředně nad předchozím vzorkovaným štěrkem.

Vzorky **K-4a**, **K-4b** a **K-4c** byly odebrány z 2–2,5 m mocné štěrkové lavice ležící ve svrchní části profilu nad podložními štěrkovitými sedimenty. Sedimentem je hrubozrnný štěrk s podpurnou strukturou klastů i matrix (hrubozrnného písku až drobnozrnného štěrku). Podíl klastů nad 5 cm v a-ose činí ~25 %, klastů přes 15 cm v a-ose ~5 %. Největší klasty mají ~30 cm v a-ose.

Lokální (místní) horniny jsou představovány metamorfity okolního jesenického krystalinika a granitoidy žulovského masivu. Blízké horniny pocházejí z polského území a jedná se o permské paleoryolity z vnitrosudetské pánve a dále o některé pískovce a silicity. Nordické horniny jsou tvořeny plutonity, vulkanity, metamorfity a sedimenty baltského štítu a jeho platformního pokryvu. Křemen nelze provenienčně zařadit, ale podle prací Gáby (1974, 1977b) by měl pocházet hlavně z místního krystalinika. Provenienční složení jednotlivých vzorků je znázorněno v příloze XXIV., u analýzy frakce 64–256 mm na obr. 4 v příloze XXII. Dále je podána stručná charakteristika hornin tvořících štěrkové klasty v kolnovické pískovně. Popisy vycházejí ze studia valounového materiálu.

## **5. 2. 2. Petrotypy lokálních hornin**

### **Biotitický granitoid**

Jemnozrnná nebo častěji střednozrnná stejnoměrně zrnitá hornina, bělošedé až šedé barvy. Nevýrazně porfyrická varieta s vyrostlicemi draselného živce o velikosti max. 10 mm je vzácná. Naprosto převážně je granitoid biotitický i když se ojediněle objevuje i dvojslídny typ. Obsah biotitu kolísá, některé horniny jsou jím nápadně bohaté, jiné jsou viditelně leukokratnější. Klasy těchto granitoidů bývají silně zvětralé a rozpadavé, pouze v nejhrubší štěrkové frakci jsou naopak poměrně pevné. Valouny často zachycují kontakt s aplitem nebo pegmatitem.

### **Biotitický pegmatit a aplít**

Bělošedý pegmatit se zrny draselného živce vzácně až 25 mm velkými. Aplity jsou rovněž bělošedé, poměrně houževnaté, s občasnými biotitovými agregáty. Kontakty biotitického granitoidu s aplitem a biotitickým pegmatitem, zachycené v některých klasech, dokazují geologickou a tím i provenienční souvislost těchto hornin.

### **Migmatit**

Klasy jsou tvořeny výhradně šedým a bělošedým metatektem, který tvoří jemno- až střednozrnná biotitická granitoidní hornina prokládaná paralelními biotitovými pásky. Velmi vzácně je v migmatitových klasech hojně obsažen sillimanit.

### **Leukokratní granitoid**

Nápadně světlý hrubozrnný granitoid s bílými živci a šedým křemenem, téměř nebo zcela bez tmavých minerálů. Klasy této horniny se vyznačují velkou pevností.

### **Pyroxenický pegmatit**

Bílý pegmatit s krystaly a agregáty zeleného pyroxenu (do 10 mm) a vzácně i s drobounkými krystalky titanitu.

### **Muskovitický granit a pegmatit**

Bělošedý drobnozrnný až hrubozrnný granit a pegmatit, vzácně i s 20 mm dlouhými krystaly bílého draselného živce, všechny horniny nápadně muskovitické. Často jsou v nich obsažena zrnka červeného granátu o velikosti 0,5–2 mm. Poměrně hojně se vyskytují pegmatity s grafickou strukturou. Některé pegmatitické variety jsou usměrněné, většina hornin ale přednostní uspořádání minerálů nejeví.

### **Grafitický kvarcit**

Černě šedá, zřetelně foliovaná jemnozrnná hornina.

### **Živcový kvarcit**

Převážně jemnozrnná až střednozrnná, výjimečně hrubozrnná hornina, většinou zřetelně usměrněná, všesměrné typy jsou vzácnější. Barva se pohybuje v odstínech světle šedé a bělošedé, ovšem může být i světle hnědá, žlutohnědá, výjimečně načervenalá. Živcová zrna mají na čerstvém lomu šedou až bělošedou barvu, na povrchu valounů jsou ale silně až zcela vyvětralá, čímž kvarcit získává pórovitý vzhled. Někdy je hornina proniknuta žilkami šedého křemene 1–10 mm mocnými. Ojediněle se v některých varietách objevuje příměs větších křemenných a živcových zrn o velikosti 1,5–7 mm. Větší

křemenná zaoblená zrna bývají někdy soustředěna na rozhraní různě zrnitých vrstev. Některé valouny zachycovaly střídání jemno- a střednozrnných vrstev (relikty struktury původního sedimentu?). Také se u jemnozrnných variet někdy střídají 10 mm mocné vrstvy živcem bohaté a ochuzené.

### **Sericitický a muskovitický kvarcit**

Většinou výrazně plošně paralelní, jen zřídka všesměrná hornina, hojně obsahující sericit nebo muskovit, které jsou koncentrovány hlavně na foliačních plochách. Barva horniny má různé odstíny šedé a hnědé, zcela ojediněle červené. Vyskytuje se ale i bílý kvarcit a světle šedý (bělošedý) kvarcit, každý z nich představuje ~15–20 % sericitických a muskovitických kvarcitů. Vzácnější je tmavě šedý kvarcit s hrubšími lupínky muskovitu na foliačních plochách (max. 5 % z těchto kvarcitů). Uvedené poznatky se vztahují k hrubé šterkové akumulaci (vzorky K-4a a K-4b). Vzácně se vyskytují kvarcicity s hojnějšími většími zrny křemene až 17 mm velkými. Jedná se o metakonglomeráty.

### **Svor**

Dvojslídny a muskovitický, šedý, tmavě šedý nebo nahnědlý. V některých svorech se vyskytují porfyroblasty granátu, 3–4 mm velké.

### **Andaluzit**

Klasy tvoří buď samotný andaluzit nebo je tento minerál součástí křemenných čoček, obsahujících rovněž muskovit, biotit a sillimanit. Jedná se o velmi minoritní, ale hned ve dvou polohách zjištěnou složku.

### **Rula s biotitem a s biotitem a sillimanitem**

Tmavě šedá jemnozrnná rula, velmi bohatá biotitem a kromě toho často také sillimanitem, tvořícím makroskopicky dobře zřetelné vláknité agregáty. Pouze biotitická varieta nevykazuje žádné zřetelné usměrnění, varieta bohatá sillimanitem je lineárně i plošně usměrněná. V některých horninách se objevují drobná zrnka načervenalého granátu (do 1 mm). Ruly občas pronikají křemen-živcové a křemenné pásy o mocnosti ~1 mm. Valouny těchto rul jsou v prstech snadno otíratelné a ve vodě zcela rozplavitelné.

### **Amfibolit**

Jemno- až střednozrnný, všesměrný nebo páskovaný. Střídají se pásy bohaté amfibolem s křemen-živcovými, na amfibol chudšími partiemi. Barva amfibolu je šedozeleňá nebo černozeleňá. V souvislosti s amfibolity se objevují klasy tvořené pouze ***křemen-živcovými partiemi*** těchto hornin, s jen volně rozptýleným amfibolem nebo s přechody do typického amfibolitu. Velmi vzácně, ovšem ve dvou polohách byl objeven i ***gabroamfibolit*** (střednozrnný všesměrný amfibolit s nápadnými lištami plagioklasu a tmavě zeleným amfibolem mezi nimi).

Kromě popsaných, snadno identifikovatelných petrotypů se mezi valouny hojně vyskytují i další světlé granitoidy, různé kvarcicity, ruly a pravděpodobné metabazické horniny. Mezi rulami se pravidelně objevují ***jemnozrnná šedá biotitická rula*** (šedý křemen i živec, biotit je někdy soustředěn do pásků) a ***světlá (orto)rula*** s bílým živcem, šedým křemenem a biotitem. Zvláštní skupinu tvoří měkké, ve vodě snadno rozplavitelné foliované jemnozrnné horniny zelené (ve zvětralém stavu hnědé)



barvy, nejspíš patřící rovněž z metabazitům. Tyto horniny jsou přes svou nízkou odolnost zastoupeny ve všech analýzách, včetně nejhrubší frakce.

### 5. 2. 3. Primární zdrojové výchozy klastů lokálních hornin

Srovnání petrologického charakteru klastů s litologickou náplní Jesenicka bylo řešeno s použitím geologických map 1 : 25 000, listů Jeseník a Vidnava (Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004), geologických map 1 : 50 000, listů Jeseník a Zlaté Hory (Otava 1992, Žáček 1995), dále pomocí vysvětlivek ke geologické mapě 1 : 200 000, listu Jeseník (Pouba et al. 1962), podle monografie o souvcích Gáby & Peka (1999) a některých dalších prací citovaných dále. Skladbu lokálních hornin ukazuje tabulka v příloze XXV, litologické poměry širšího okolí jsou schematicky znázorněny v příloze I, na obr. 2 a přímo v oblasti lokality pak v příloze II.

Biotitický granitoid, biotitický pegmatit, aplit a leukokratní granitoid pocházejí z žulovského plutonu. Biotitický granitoid jednoznačně odpovídá granitu až granodioritu tohoto plutonu, leukokratní granitoid vytváří v plutonu množství žil tzv. aplopegmatitů (Žáček et al. 2004). Z geograficko-petrologického hlediska lze s horninami plutonu spojit i klasty migmatitů, jelikož žulovský pluton je migmatitovým komplexem bezprostředně obklopen. Tento migmatit se podle Žáčka et al. (2004) vyznačuje výraznou převahou světlého metatektu, kdy substrát je často redukován na biotitové pásy v granitoidní mase.

Pyroxenický pegmatit se shoduje s pegmatoidy bohatými pyroxenem a plagioklasem, popisovanými a vyobrazovanými Žáčkem et al. (2004) z pláště žulovského plutonu v okolí Nové Červené Vody. Gába & Pek (1999) definovali a vyobrazili pyroxenický pegmatit jako vůdčí lokální souvek (tzv. kontaktní diopsidický pegmatit) a udávají jeho hojný výskyt v glaci-fluviálních sedimentech hlavně ze Supíkovic, dále pak z Písečné a Kolnovic. Žíly pyroxenického pegmatitu jsou podle Gáby & Peka (1999) vázány na mramorová tělesa v okolí Supíkovic.

Klasty muskovitického granitu a pegmatitu jsou identické s horninami drobných granitoidních intruzí, vycházejících na pravém břehu Bělé mezi Jeseníkem a Širokým Brodem. Základní popisy těchto hornin nově přinášejí Cháb et al. (2004), granáty v nich bohatě obsažené popisuje Novák (1988).

Grafitický kvarcit je typickou horninou hlavního hřebene Rychlebských hor a v ledovcových sedimentech se vyskytuje podstatně hojněji na Javornicku a Vidnavsku, tedy v bezprostředním předpolí zmíněného pohoří, než v údolí Bělé (Gába & Pek 1999, Hanáček 2008). Tato hornina byla Gábou & Pekem (1999) definována jako vůdčí lokální souvek.

Živcový kvarcit buduje široký a dlouhý pruh v Sokolském hřbetu, na jehož severním úpatí tento pruh pokračuje dál, zakryt kvarterními sedimenty (Žáček et al. 2004). Další relativně rozlehlé výskyty nalezneme v údolí Javorné a jihozápadně od Zlatých Hor (Otava 1992, Cháb et al. 2004). Živcový kvarcit byl Gábou & Pekem (1999) stanoven jako vůdčí lokální souvek. Jeho charakteristickým

znakem je množství jamek po vyvětralých živcových zrnech na povrchu klastů, pročež získal přívlastek „pórovitý“.

Sericitický a muskovitický kvarcit se shodují s drakovským kvarcitem podle popisů Pouby et al. (1962) a Chába et al. (2004). S tímto kvarcitem budou provenienčně spjaty také klasty svorů a andaluzitu, protože pro drakovský kvarcit jsou svorové vločky typické. Naopak se nevyskytují v tělesech živcového kvarcitu. Svory spojené s drakovským kvarcitem jsou dvojslídne až muskovitické, s granátem a místy i staurolitem. Andaluzit je z těchto svorů uváděn jako akcesorie (Cháb et al. 2004). Drakovský kvarcit buduje vrcholy Zlatohorské vrchoviny a tenké polohy byly vymapovány rovněž v podloží plošné akumulace ledovcových sedimentů v bělském údolí.

Jemnozrná rula bohatá na biotit a někdy i sillimanit je identická s biotitickou až sillimanit-biotitickou pararulou (Cháb et al. 2004). Jedná se o jednu z nejvýznamnějších hornin bělského údolí, která tvoří i bezprostřední podloží glacifluviálních uloženin v oblasti Supíkovice a Kolnovice.

Do skupiny metabazitů jsou zahrnuty klasty amfibolitu, gabroamfibolitu, křemen-živcových partií z těchto hornin a také klasty jemnozrných rozpadavých zelených až hnědých hornin. Amfibolitové klasty odpovídají horninám jesenického amfibolitového masivu. Gabroamfibolit tvoří mnohem méně výchozů, zejména u Ondřejovic a rovněž v horní části údolí Javorné. Jemnozrné zelené až hnědé horniny mohou pocházet buď z mocných těles metamorfovaných tufů a tufitů, vystupujících ve fylitech vrbenské skupiny jihozápadně od Zlatých Hor (Otava 1992) nebo z jesenického amfibolitového masivu, z něhož jsou známy horniny od uvedených tufů a tufitů téměř nerozeznatelné. Jedná se především o aktinolit-chloritické břidlice a chloriticko-aktinolitické břidlice (Pouba et al. 1962). Na skladbě metabazitů se nejvíce podílejí jemnozrné zelenohnědé horniny a amfibolit, dále křemen-živcové partie amfibolitů. Gabroamfibolit je pouze ojedinělý.

Z dalších lokálních hornin se sice akcesoricky, ale vcelku pravidelně objevuje jemnozrná šedá biotitická rula, která by se mohla shodovat s jemnozrnou biotitickou ortorulou desenské skupiny, budující mohutné těleso severovýchodně od Jeseníku. Přesný původ světlých rul není s určitostí známý, ale mohlo by se jednat o ortoruly orlicko-sněžnického krystalinika s rozsáhlými výchozy v severozápadní části hlavního hřebene Rychlebských hor.

#### **5. 2. 4. Nordické horniny**

##### **Krystalinická nordika**

Jsou tvořena deformovanými i nedeformovanými granitoidy, vulkanickými a žilnými horninami, metakvarcity, ortorulami, hällflintami a ojediněle pegmatity. Horniny pocházejí z baltského štítu. Typy s blíže určitelným původem (tzv. vůdčí souvky, viz Gába & Pek 1999) představují hlavně:

- červené až červenošedé stejnozrné nebo porfyrické granity, u některých variet s modrošedým křemenem. Jedná se o horniny z pásma Småland-Värmland (jižní část TIB, Högdahl et al. 2004) v jižním–jihovýchodním Švédsku. Určeny byly stejnozrný Småland granit, Uthammar granit, Småland granit - sv. varieta a Filipstad granit.

- rapakivické granity z východní části Fenoskandie: Åland rapakivický granit, Åland křemenný porfyr, Åland granitový porfyr, pyterlitický granit, Rödö rapakivický granit, rapakivi z jz. Finska.
  - vulkanity a s nimi spjaté horniny z Dalarna ve středním Švédsku: Bredvad porfyr, Dala porfyr, Dala ignimbrit, Grönklitt porfyr, tufové a tufitické horniny (Digerberg pískovec a konglomerát). Dalarnské vulkanity představují součást transskandinávského magmatického pásma - TIB (Högdahl et al. 2004).
- Vzácné jsou granity z Bornholmu (region Bornholm-Bleking: Vinx 2002). Jihošvédské a východofenoskandské souvky převládají nad horninami z Dalarna.

### **Sedimentární nordika**

Hojně jsou přítomny červené arkózovité a křemenné pískovce a červené i šedé tufitické pískovce, pocházející hlavně z jotnického souvrství. Mezoproterozoický jotnický pískovec má výchozy hlavně ve středním Švédsku (Dalarna), na dně Botnického zálivu a v jz. Finsku (Veltheim 1969, Winterhalter 1972, Kohonen et al. 1993, Fredén 1994). Dále se vyskytují světlé křemenné pískovce typu Hardeberga ze spodního kambria jihošvédské oblasti (Gába & Pek 1999). Slepence a slepencovité pískovce jsou jemnozrné (valouny křemene a živců do 5 mm). Provenienčně s pískovci souvisejí, oproti nim jsou ovšem mnohem vzácnější. Popsané souvky se vyznačují značnou houževnatostí.

Dalšími sedimentárními nordiky jsou šedé a šedožluté prachovce, písčité prachovce až prachovité pískovce, vždy měkké a rozpadavé. Některé obsahují množství jehlic živočišných hub, někdy obsahují muskovit a (nebo) glaukonit. Sběratelskou činností na lokalitě byly v těchto sedimentech objeveny velmi hojné fragmenty koster živočišných hub, mlži, rostra belemnitů a zuby žraloků (Gába 2006). Takovéto horniny jsou popisovány ze svrchní křídý severního Německa (Rudolph & Bilz 2002).

Vápence jsou většinou biodetritické, různě zrnité nebo makroskopicky zcela kompaktní (kalové). Většinou mají šedou, nebo zeleně, žlutě či hnědě šedou, vzácně načervenalou barvu. Jsou velmi čerstvé na lomu i na povrchu valounů, pokud jsou silněji navětralé, tak pouze na povrchu. Některé typy jsou bohatě fosiliferní, jiné zase téměř sterilní, resp. bez makrofosilií. Byly mezi nimi určeny typy s charakteristickými taxony, které se běžně vyskytují v sedimentech pleistocenního kontinentálního zalednění celé severní Evropy (srov. Hucke & Voigt 1967, Rudolph 1997, Schulz 2003). V naší literatuře je z moravskoslezské oblasti podrobně popisují Gába & Pek (1999). Ve valounových analýzách kolnovické lokality se mi podařilo identifikovat beyrichiový vápenec, barevně výrazný červený ortocerový vápenec, paleoporelový vápenec (ordovický vápenec přeplněný stélkami řas rodu *Paleoporella*) a cihlovitý vápenec, jiné typy se nepodařilo určit z důvodu malé velikosti valounů a nepřítomnosti charakteristických zkamenělin.

Z dlouhodobých sběrů na lokalitě je však známo, že se zde hojně vyskytují už zmíněné typy jako beyrichiový vápenec (svrchní silur) s charakteristickými brachiopody druhu *Protochonetes*

*striatellus* a *Microsphaeridiorhynchus* (*Camarotoechia*) *nucula* a ostracody *Nodibeyrichia tuberculata* a *Kloedenia wilckensiana* a červený ortocerový vápenec (svrchní ordovik) s úlomky ortokonních nautiloidů a pygydii velkých trilobitů rodu *Megistaspis*. Červený ortocerový vápenec byl dokonce objeven v podobě malého plochého bloku o velikosti 50 x 25 x 6,5 cm, na jehož navětralém povrchu byly pěkně zřetelné schránky nautiloidů a pygidia megistaspidních trilobitů. Velikost souvků beyrichiového vápence naproti tomu nepřekračuje 20 cm. Vedle těchto typů je v Kolnovicích běžný i silurský gotlandský korálový vápenec s tabulátami rodů *Favosites* a *Syringopora*, stromatoporoideami a rugosami (včetně koloniálního rodu *Cyathophylloides*). Úlomky trsů a korality jsou buď uzavřeny v okolním vápenci nebo, a to velmi často, je souvek tvořen jen vlastním korálnatcem nebo stromatoporoideami. Vzácnější je zelenošedá graptolitová hornina (karbonátové konkrce ze silurských břidlic), ve které se nalézají přímé a vzácněji i spirálně stočené rabdosomy graptolitů. Vápencové souvky z kolnovické lokality jsou stáří ordovik až silur a pocházejí z karbonátových souvrství platformního pokryvu baltského štítu v jižní části Baltského moře nebo i z denudačních reliktů platformy na území Švédska. Kambrické vápence, bohaté na trilobitovou faunu a od nás známé z Piště na Hlučínsku (Pek & Šnajdr, 1981), nebyly nejen v Kolnovicích, ale ani jinde na Jesenicku dosud nalezeny.

Pazourky z valounových analýz odpovídají popisům Gáby & Peka (1999). Zastoupeny jsou maastrichtské i danské pazourky. Maastrichtské pazourky mají černošedou barvu, jsou paleontologicky chudší, někdy s nesoudržnou bílou kůrou na povrchu a v některých případech bohaté na izolované jehlice porifer. Paleocenní (danské) pazourky jsou méně časté a vyznačují se světlejším šedým odstínem a masovým výskytem zoarií mechovek. Kromě vlastních pazourků se ve valounových analýzách objevily i klasty tvořené silicifikovanou kůrou těchto silicitů.

Skladbu nordických hornin z valounových analýz ukazuje tabulka v příloze XXVI.

### **5. 2. 5. Blízké horniny**

Jsou tvořeny sudetským porfyrem (podrobný popis tohoto typického souvku přináší Gába & Wójcik 1990), různými silicity včetně lydity, a pískovci. Ve všech analýzách je skladba blízkých hornin v podstatě stejná, liší se jen role samotných petrotypů. Podíl blízkých hornin je ale celkově natolik nízký, že zastoupení jednotlivých typů může být značně ovlivněno náhodně. Z tohoto důvodu není bližší rozčlenění blízkých hornin uvedeno.

## 6. Diskuse a interpretace

### 6. 1. Hlavní charakteristiky složení štěrkového materiálu na lokalitě

Jak ukazují přílohy XXIV, XXV a obr. 4 v příloze XXII existují významné rozdíly v podílech provenienčních i petrologických skupin mezi vzorky K-2a až K-3b na straně jedné a K-4a a K-4b na straně druhé. První skupina vzorků pochází z poloh písčitých štěrků až štěrkovitých písků v rámci korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých uloženin (K-2a, K-2b) a z masivních prachovitopísčitých a z šikmo (planárně nebo korytovitě) zvrstvených písčitých štěrků z nadloží výrazné erozní báze (K-3a, K-3b). Vzorky K-4a a K-4b pocházejí z max. 2,5 m mocné lavice hrubého masivního štěrku, tedy z podstatně hrubšího sedimentu než vzorky první skupiny. Tato štěrková lavice leží v nadloží sedimentů vzorkovaných soubory K-2a až K-3b.

Ve vzorcích K-2a až K-3b se podíl lokálních hornin pohybuje mezi ~50 a 70 %, křemene mezi ~20 a 30 %, nordik mezi ~8 a 21 % a blízkých hornin okolo 1 %. Lokální klasty jsou z ~40–50 % tvořeny horninami žulovského masivu a jeho bezprostředního pláště (biotitický granitoid, biotitický pegmatit, aplit, leukokratní granitoid a migmatit). Živcový „pórovitý“ kvarcit představuje ~10–20 % místního materiálu, sericitický a muskovitický kvarcit ~7–16 %. Ostatní lokální horniny jsou minoritní.

Ve vzorcích K-4a a K-4b tvoří lokální horniny ~50 % klastů a křemen ~40–45 %. Ostatní skupiny jsou tedy zastoupeny zcela zanedbatelně (nordika ~2 %, blízké horniny ~0,5 %). Na složení místního materiálu se podílejí hlavně živcový „pórovitý“ kvarcit (~20–30 % lokálních) a sericitický a muskovitický kvarcit (~25–30 %). Podíl hornin z žulovského masivu klesá v porovnání s předchozími vzorky na ~15–17 %. Ostatní lokální petrotypy jsou obsaženy jen v nepatrné míře. Ve frakci 64–256 mm (vzorek K-4c) roste podíl lokálních klastů na ~70 % a klesají podíly křemene (~30 %) a nordik (~1 %). Blízké horniny nejsou v této frakci vůbec zastoupeny.

Korytovitě zvrstvené štěrkovitopísčité sedimenty a písčité masivní i šikmo zvrstvené štěrky (s převahou valounů o velikosti v prvních cm) jsou tedy relativně bohaté na nordika a v rámci lokálních klastů na horniny z žulovského masivu. Hrubý masivní štěrk je oproti podložním sedimentům nabohacen především o klasty křemene (je jich zde až 2-krát více než v podložních uloženinách) a v rámci lokálních hornin pak o kvarcity. Podíl hornin z žulovského masivu a nordik je naopak nápadně menší, hodnota 1,88 % pro nordika ze vzorku K-4a je dokonce nejnižším zjištěným podílem nordik na Jesenicku (srov. práce Gáby 1974, 1981). Pokud budeme posuzovat jen lokální horniny, tak je zjevné, že v hrubém štěrku roste zastoupení klastů odolnějších vůči decimaci při fluvialním transportu. Horniny z žulovského masivu se vyznačují pokročilým stupněm zvětrání a vyšší rozpadavostí klastů, jen malá část jich tvoří pevné a čerstvé klasty. Kvarcity jsou naopak velmi rezistentní. Lavice

masivních štěrků vznikají při nejvyšším vodním stavu a za vysokého průtoku (Miall 1985), kdy se celá výplavová plošina změní ze sítě dílčích řečišť v jeden široký tok s vysokou energií proudící vody. V případě zde popisovaných sedimentů přitom nejspíš docházelo k decimaci méně odolných hornin.

Zajímavá je značná variabilita v zastoupení nordik na lokalitě (příloha XXVI). Nejvíce těchto hornin, a to ~21 %, obsahují štěrky při bázi vrstevního sledu korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých sedimentů (vzorek K-2a). Ve vyšších částech těchto sedimentů a dále v masivních prachovitopísčitých štěrcích a šikmo zvrstvených štěrcích nad výraznou horizontální erozní bází se podíly nordik pohybují mezi ~8,5 a ~15 %. Obsah nordik je v rámci Jesenicka nadprůměrný, poněvadž na jiných lokalitách se běžně pohybuje mezi ~5 a ~15 % (Gába 1974, Žáček et al. 2004). Analýzy ale nenasvědčují, že by se vertikálně projevoval postupný trend v růstu podílu nordik, jak jej na stejné lokalitě pozorovali Sikorová et al. (2006). Tento jev pokládali citovaní autoři za důkaz, že kolnovické glacifluviální sedimenty vznikly při ústupu ledovce. Během deglaciace se totiž do glacifluviálního systému nejdříve dostával materiál z báze ledovce, na nordika poměrně chudý, postupně však i materiál z vnitřku ledovce, který byl na nordika a blízké klasty bohatší (viz též Nývlt & Hoare 2000, Sedláček 2008, Hanáček & Nývlt 2009). V hrubém štěrku (vzorky K-4a, K-4b) je však podíl nordik v porovnání s podložními sedimenty 4-krát až 10-krát nižší (~2 %). Tento jev může být zčásti způsoben rozdíly v průměrné zrnitosti sedimentu. Šimíček (2008) prokázal v hrubě štěrkových sedimentech u Bohušova, interpretovaných citovaným autorem jako glacifluviální sedimenty proximální části výplavové plošiny, vyšší podíl nordik ve frakci 16–32 mm než ve frakci 32–64 mm. Tento rozdíl je ovšem maximálně dvojnásobný. V obsahu nordických souvků se v tedy Kolnovicích projevuje radikální skokový pokles v lavici hrubého masivního štěrku oproti podložním, celkově jemnozrnnějším štěrkovitým a štěrkovitopísčitým sedimentům.

Ve vzorcích s vyššími podíly nordik se v různé míře objevují skandinávsko-baltské spodnopaleozoické vápence. Nejvyššího zastoupení dosahují v písčitých štěrcích při bázi vrstevního sledu korytovitě zvrstvených štěrkovitopísčitých sedimentů (vzorek K-2a), ve kterých představují ~1/3 nordik a ~7 % všech klastů frakce 16–64 mm. Ve vzorcích K-2b a K-3b je role vápenců podobná (~1/4–1/3 nordik). V masivním prachovitopísčitém štěrku (vzorek K-3a) tvoří vápence jen ~4 % nordik a ~0,35 % všech klastů zvolené frakce. Tato poloha zároveň vykazuje oproti zbylým uvedeným nižší podíl nordik (~8,5 %). Jelikož vápence představují ve většině vzorků jednu z nejdůležitějších složek nordického materiálu, je zřejmý vztah mezi hojností vápenců a celkovým podílem nordik v jednotlivých polohách. Stejným způsobem je množství nordik ovlivněno přítomností a početností vápenců i v glacifluviálních sedimentech u Vidnavy (Hanáček 2008) nebo v supraglaciálním melt-out tillu v Nové Vsi (Gába 1977b).

Korytovitě zvrstvené štěrkovitopísčité sedimenty s podřízenými polohami masivních štěrků o mocnosti ~0,5 m, které leží v nadloží šikmo planárně zvrstvených šedých písků a v podloží výrazného horizontálního erozního rozhraní a dále pak masivní prachovitopísčité a šikmo planárně zvrstvené

šterky v přímém nadloží zmíněné erozní báze (tj. vzorky K-2a až K-3b) odpovídají na základě provenience valounového materiálu glaci-fluviálním sedimentům z jiných lokalit Jeseníka. Pouze nejspodnější poloha obsahuje nadprůměrné množství nordik (~21 %) a podíl blízkých klastů je oproti okolním lokalitám podstatně nižší. Hrubé masivní šterky tvořící max. 2,5 m mocné tabulární těleso (vzorky K-4a, K-4b) se od většiny glaci-fluviálních uloženin jesenícké oblasti odlišují mizivým podílem nordik a vysokým zastoupením křemene. V typických glaci-fluviálních uloženinách Jeseníka tvoří křemen jen ~15–25 % všech klastů, a to i na lokalitách s nízkými podíly nordik, jako jsou Písečná, Javorná či Ondřejovice (Gába 1974, 1981, Hanáček 2008).

## 6. 2. Rozdíly mezi lokálními klasty v Kolnovicích a Písečné a jejich interpretace

V porovnání s nedalekým odkryvem v Písečné (viz přílohu II) vyniknou rozdíly ve složení šterků, dokládající odlišnou genezi sedimentů i rozdílné zdroje materiálu na obou lokalitách. Valouny ve šterkovitých a šterkovitopískitých uloženinách u Písečné jsou podle Gáby (1981) tvořeny ze ~40–50 % živcovým „pórovitým kvarcitem, z ~15–30 % slezskou žulou a s ní souvisejícími pegmatity, z ~15–25 % křemenem a jen z ~ 2–4 % nordickými a blízkými horninami. Další horninové typy místního původu jsou pouze akcesorické. U kolnovických korytovitě zvrstvených šterkovitých písků až nepřilíš mocných masivních a šikmo zvrstvených šterků (vzorky K-2a až K-3b) pozorujeme vyšší polymiktost. Nejpočetnější skupina - horniny žulovského masivu tvoří ~20–30 % všech klastů, dále následují živcový „pórovitý“ kvarcit ~7–11 %, sericitický a muskovitický kvarcit ~3,5–10 %, metabazity ~1,5–4 %, bitotická a sillimanit-biotitická pararula ~2–4 % a muskovitický granit a pegmatit ~0,5–2 % všech klastů. Svory, ostatní typy rul a izolované krystaly andaluzitu jsou zastoupeny jen ~0,X %, max. ~1,2 %. Podíl nordik je u těchto sedimentů v porovnání z Písečnou mnohem větší (~8,5–21 %), podíl samotných blízkých hornin zase mírně nižší až skoro shodný (~0,7–1,2 %). V Písečné je nápadně četný sudetský porfyr, takže podíl blízkých hornin zde dosahuje ~1,5 % (Gába 1981). Kdybychom u kolnovických analýz připočítali k hlavním horninovým skupinám i kategorie „ostatní granitoidy“ a „ostatní kvarcity“, u nichž je konkrétnější určitelnost nejistá, tak by jejich podíly vzrostly o první procenta.

Na základě valounových analýz z Písečné dospěl Gába (1981) k závěru, že kontinentální ledovec postupoval v bělské depresi směrem na jih, podél východního úpatí Sokolského hřbetu, zhruba údolím říčky Kunětičky. Přitom erodoval koluviální a aluviální sedimenty na úpatí zmíněného hřbetu, tvořené převážně detritem živcového „pórovitého kvarcitu, který severní část Sokolského hřbetu buduje (viz přílohu II). Ještě poněkud severněji, při pohybu přes žulovský masiv, získal ledovec klasty jeho granitoidů. Na hřbetu vypínajícím se nad dnešní Písečnou se ledovec zastavil a během následující deglaciace akumulovaly tavné vody v jižním předpolí ledovcového čela mohutný terminoglačiální kužel nebo rychle se vyvíjející výplavovou plošinu, která byla později řekou Bělou téměř zcela denudována (Cháb et al. 2004). Šterkový materiál těchto sedimentů pochází ze starších

kvarterních uloženin na východním úpatí Sokolského hřbetu a z výchozů živcového kvarcitu na severním a severovýchodním konci hřbetu, protože kvarcitový pruh je zde překryt kvartérem (Gába 1981, Žáček et al. 2004). Druhým nejdůležitějším zdrojem materiálu byl žulovský masiv.

Kolnovická pískovna leží zhruba ve střední části deprese mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou (příloha II). Dominance hornin žulovského masivu ve valounovém materiálu nasvědčuje, že ledovec postoupil do tohoto prostoru od severu až severozápadu, tedy z oblasti tvořené žulovským masivem. Vzhledem k poloze lokality lze usuzovat, že postupující ledovec erodoval starší kvarterní (koluviální, aluviální a fluviální) uloženiny, pocházející z většího množství elevací, tzn. z většího počtu zdrojových výchozů různých hornin, než jak tomu bylo při postupu ledovce údolím Kunětičky k Písečné. Ledovec i v tomto případě erodoval koluvia, aluvia a výchozy v severovýchodním předpolí Sokolského hřbetu, odkud získal živcový „pórovitý“ kvarcit a pyroxenický pegmatit, ovšem významně se uplatnily i další zdroje. Klasy biotitické a sillimanit biotitické pararuly získal erozí či přimíšením z bezprostředního okolí lokality, jelikož tato hornina představuje hlavní litologický prvek studované oblasti a hlavně by kvůli své nízké odolnosti nejspíš nevydržela transport na větší vzdálenost. Erozí výchozů či přimíšením materiálu v nejbližším okolí pískovny mohly být získány i amfibolity a jejich křemen-živcové partie. Dalším významným zdrojem byly starší fluviální sedimenty v bělském údolí a v přilehlém jižním Polsku. Z nich mohl ledovec získat klasy sericitického a muskovitického (drakovského) kvarcitu a s ním spjaté svory a andaluzit, i když i tyto horniny mohl ledovec zakomponovat do svého materiálu erozí výchozů. Svory prokládaný drakovský kvarcit totiž tvoří nevelké pruhy ssv. od kóty 503 m n. m., západně od Mikulovic a vzhledem k průběhu vrbenské skupiny nejpravděpodobněji i v sousedním Polsku (příloha I, obr. 2 a příloha II). Další horniny, jako gabroamfibolit a metamorfované tufy a tufity (?) vrbenské skupiny, dále pak muskovitický granit a pegmatit, případné ruly desenské skupiny a grafitický kvarcit musel ledovec získat erozí už zmíněných fluviálních depozit, protože jejich výchozy se nacházejí mimo oblast, přes kterou ledovec do severní části bělského údolí postupoval. Proto musely být klasy těchto hornin do oblasti zalednění nejprve dopraveny jinými, v podstatě jen fluviálními procesy. Např. výchozy muskovitického granitu a pegmatitu leží mezi Širokým Brodem a Jeseníkem, tzn. jižně od zaledněné oblasti nebo na jejím nejzazším okraji. Výchozy grafitického kvarcitu se nacházejí v hlavním hřebeni Rychlebských hor, tj. řadu kilometrů západně od studovaného území, takže jeho klasy musely být do oblasti postupu té části ledovcového štítu, která vyplňovala bělské údolí, zaneseny řekami tekoucími zhruba od západu.

### **6. 3. Rozdíly ve společenstvech lokálních klastů v Kolnovicích a Písečné a na lokalitách sz. od Sokolského hřbetu a jejich interpretace**

Kolnovické korytovitě zvrstvené šterkovité písky a nepřiliš mocné masivní a šikmo zvrstvené šterky vykazují odlišné složení valounového materiálu oproti stejným sedimentům severozápadně od Sokolského hřbetu (na Žulovsku, Vidnavsku a Javornicku). Podílem hornin žulovského masivu se s



Kolnovicemi shodují glaci-fluviální sedimenty u Velké Kraše a Bukové, kde tyto horniny představují rovněž ~20–30 % veškerých klastů (Gába 1974). Naopak, glaci-fluviální uloženiny ve Staré kaolínové jámě u Vidnavy obsahují jen ~4–5,5 % granitoidů žulovského masivu, které zde tedy tvoří max. ~12 % lokálních hornin (Hanáček 2008). Sedimenty na uvedených lokalitách leží přímo na žulovském masivu, v případě Staré kaolínové jámy se jedná o silně kaolinizovanou část masivu, což může být příčinou tak nízkého podílu těchto granitoidů. Opačné je zastoupení živcového „pórovitého“ kvarcitu, který ve Staré kaolínové jámě představuje jen ~0,5–1,2 % všech klastů, je ho tedy v porovnání s kolnovickou lokalitou 6–krát až 20–krát méně. V Kolnovicích jsou zase jen mizivě zastoupeny ruly a mezi nimi ještě méně světlé typy ortorulového vzhledu. Ve Staré kaolínové jámě představují ruly ~40–65 % lokálních klastů, tj. ~20–30 % veškerého štěrkového materiálu. Mezi nimi jsou poměrně hojné ortoruly bělošedé a načervenalé barvy z orlicko-sněžnického krystalinika. Pozoruhodné je nízké zastoupení amfibolitů v kolnovických glaci-fluviálních uloženinách (~1 %), vzhledem ke skutečnosti, že amfibolitová tělesa jsou v bělské depresi i ve Zlatohorské vrchovině velmi početná. Této skutečnosti si povšiml již Gába (1974), který dokonce na některých lokalitách bělského údolí a dokonce v některých polohách přímo v Kolnovicích amfibolit vůbec nezjistil. Glaci-fluviální sedimenty severozápadně od Sokolského hřbetu naopak obsahují amfibolit ve významnějších podílech (většinou mezi ~2–5 %, Gába 1974). Nejvíce amfibolitů a s nimi spjatých metagaber bylo zjištěno v jedné poloze v glaci-fluviálních sedimentech ve Staré kaolínové jámě u Vidnavy, kde tyto horniny tvořily až ~19 % lokálních klastů a tím ~10 % veškerého materiálu frakce 16–64 mm (Hanáček 2008). I na této lokalitě je ovšem podíl amfibolitů a metagaber proměnlivý, v jiném horizontu klesl až na ~2 % štěrkového materiálu. Další nápadný rozdíl spočívá v podílech grafitického kvarcitu. Zatímco v Kolnovicích není v některých polohách vůbec přítomen a v jiných dosahuje max. ~0,5 % všech klastů, je ve Staré kaolínové jámě zastoupen ve všech horizontech a je také četnější (max. necelé 4 % lokálních klastů a ~1–2 % veškerého štěrku frakce 16–64 mm). Ačkoliv jsou srovnávané sedimenty v Kolnovicích a Staré kaolínové jámě velmi rozdílné ve složení štěrkového materiálu, jsou si velmi podobné litofaciálně. U obou lokalit se převážně jedná o korytovitě zvrstvené štěrkovité písky a šikmo planárně zvrstvené štěrky, v případě Kolnovic i ~0,5 m mocné polohy masivních štěrků (litofacie St, Gt, Gp, Gm), viz fotodokumentaci v práci Hanáčka (2008).

Glaci-fluviální sedimenty severozápadně od Sokolského hřbetu (v předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor) a v depresi mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou (v bělském údolí) se tedy dost odlišují ve složení štěrkového materiálu. Zároveň svým složením korespondují s předkvarterním podložím obou uvedených oblastí (viz přílohu I, obr. 2). Gába & Pek (1999) tento jev vysvětlují „zředovacím efektem“, kdy se společenstvo lokálních souvků na bázi ledovcového štítu postupně mění s tím, jak ledovec při svém postupu přibírá z podloží další horninový materiál. Gába (1972b, 1981) předpokládá na Jesenicku směr ledovcového postupu ve směru SZ–JV, kdy ledovec nejprve pokryl předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor, poté se stácel podél Sokolského hřbetu,

kteřý mu byl kolmou překážkou (přičemž měnil směr k V–SV) a na východní straně hřbetu se obracel k jihu a vyplňoval údolí Bělé až k České Vsi (viz obr.3 v práci Gáby 1981). Přitom nejdříve získával klasy hornin typických pro zmíněný hlavní hřeben Rychlebských hor a jeho podhůří (amfibolity, grafitický kvarcit, bazalty), s dalším postupem pak horniny žulovského masivu, na východní straně Sokolského hřbetu potom živcový „pórovitý“ kvarcit a samozřejmě ostatní, méně početné horniny. Přibíráním dalších a dalších petrotypů se společenstvo lokálních hornin měnilo a to tak, že podíl nejdříve převzatých hornin rychle klesal ve prospěch posledně přibíraných hornin. Gába & Pek (1999) dokládají popsaný proces transportu a ukládání místních hornin na příkladu grafitického kvarcitu, jehož podíl v ledovcových sedimentech rychle klesá od Javorníku směrem na východ.

Příčiny rozdílů ve složení štěrku glacifluviálních a v podstatě obecně ledovcových uloženin na Jesenicku lze ale vysvětlit i jiným způsobem. Jak vyplývá z orografie studovaného území, šířily se před zaledněním koluviální a aluviální sedimenty v předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor generelně k severu, rovněž tak i na úpatí Zlatohorské vrchoviny. Na svazích bělského údolí tyto sedimenty progradovaly do osy údolí. Jihoseverním směrem nejpravděpodobněji tekly také preglaciální řeky, jejichž orientace se ale dál v předhůří (v jižním Polsku) mohla různě měnit. Kupř. deprese Bělé byla podle Chába et al. (2004) založena už v miocénu. Ledovec šířící se zhruba od severu až severozápadu erodoval v jednotlivých částech Jesenicka starší sedimenty, mající vždy odlišné složení horninového detritu, podle toho z jakých výchozů tyto sedimenty pocházely. Pochopitelně erodoval i samotné výchozy ve svém podkladu. V severním předpolí Rychlebských hor to byly ortoruly, amfibolity a metagabra, které získal hlavně z aluviálních kuželů, v okolí Javorníku bazalty a grafitický kvarcit, v celé oblasti žulovského masivu jeho granitoidy. Současně se zaledňováním předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor vyplňoval ledovcový štít i údolí Bělé, kde zase erodoval starší sedimenty bohaté na živcový „pórovitý“ a sericitický a muskovitický kvarcit. Fluviální depozita v předhůří (v sousedním území Polska) obsahovala materiál pravděpodobně více promíšený, poněvadž vodní toky ze západní části Jesenicka směřovaly spíše na severovýchod a spojovaly se s dalšími řekami, tekoucími dnešní bělskou depresí nebo z oblasti Ondřejovic (příloha I, obr. 1). Z říčních uloženin by pak ledovec mohl zavléct některé petrotypy do těch částí Jesenicka, kam by se při ledovcové erozi pouze výchozů, koluvií a aluvií vůbec nedostaly. Tím lze vysvětlit akcesorické zastoupení grafitického kvarcitu, světlých ortorul, gambroamfibolitu a metamorfovaných devonských tufů a tufitů (?) v Kolnovicích a živcového „pórovitého“ kvarcitu u Vidnavy. Nejeví se mi jako pravděpodobná představa Gáby (1981), podle které bylo nejdříve zaledněno severní předpolí hlavního hřebene Rychlebských hor, ledovec poté „obtekl“ Sokolský hřbet a teprve potom vyplnil údolí Bělé. Široký a mocný ledovcový štít pravděpodobněji postupoval vůči zhruba 30 km širokému podhůří Rychlebských hor a Hrubého Jeseníku jako fronta a pokryl všechny jeho části současně.

#### **6. 4. Průběh ústupové fáze zalednění v údolí Bělé**

Během maximální fáze mladšího zalednění pokrýval kontinentální ledovec celou severní část údolí mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou a to až do prostoru Písečné, možná i České Vsi (Gába 1972a, Prosová 1981, Cháb et al. 2004). Z předpokládaného průběhu deglaciace vyplývá, že nejstaršími zachovanými sedimenty ústupové fáze mladšího zalednění jsou glaci-fluviální a glacialakustrinní sedimenty u Písečné. Ledovcové čelo se tehdy stáhlo (nebo zastavilo během maximálního rozšíření) na hraně svahu bělského údolí severně od Písečné, zároveň však samozřejmě vyplňovalo i samotnou depresi Bělé. Za intenzivního tání se v údolí před čelem ledovce uložila u Písečné až 45 m mocná akumulace glaci-fluviálních sedimentů. Provenienčně mají sedimenty nápadně monomiktní lokální charakter, pravděpodobně proto, že byly vyplavovány z báze ledovce nebo z materiálu nahromaděného před postupujícím ledovcem, kde dominovaly hlavně klasty místních hornin (Gába 1981). Sedimentace zřejmě probíhala v podobě terminoglaciálního kužele nebo se mohla v bělském údolí vytvořit proglaciální plošina, později řekou Bělou téměř zcela erodovaná (Prosová 1981, Cháb et al. 2004). Uloženiny zachované v Písečné by představovaly její proximální část. Glaci-fluviální sedimenty přecházejí směrem do bělského údolí do mnohem jemnějších glacialakustrinních uloženin, které vyplňují starší fluviální údolí Bělé (Prosová 1981). V bělské depresi se nejspíš vytvářela lokální jezerní pánev dotovaná glaci-fluviálními toky a pokud by glaci-fluviální akumulace odpovídala spíše terminoglaciálnímu kuželi, pak by mohla představovat vějířovou deltu směřující od ledovce do hrazeného jezera v předpolí. Odtok ohromného množství tavných vod pak lze předpokládat pod ledovcem v samotné bělské depresi. Akumulace glaci-fluviálních a glacialakustrinních sedimentů byla tak mohutná a rychlá, že řeka Bělá, tekoucí v době před druhým zaledněním z Písečné přímo do Hradce, se musela v Písečné stočit ostře k východu a prorazit si nové koryto v prostoru Studeného Zejfu a Širokého Brodu (Cháb et al. 2004). Je možné, že nové koryto predisponovaly glaci-fluviální toky, proudící z dočasného glacialakustrinního jezera nebo od ledovcového čela nad údolím pod část ledovce vyplňující samotné údolí. V době akumulace uloženin tavných vod totiž v bělské depresi musely dominovat proglaciální glaci-fluviální toky nad samotnou Bělou.

Po uložení mocné akumulace u Písečné odtávání ledovcového štítu dále pokračovalo. Tavná voda odtékala ve velké míře pod zmenšující se ledovcový štít. Skalní podloží je mezi dnešním tokem Bělé a Sokolským hřbetem budováno hlavně biotitickou a sillimanit-biotitickou pararulou (Cháb et al. 2004, Žáček et al. 2004, viz přílohu II), která je velmi rozpadavá a zvětralá. Podledovcové toky tavných vod proto snadno na příhodných místech vyhlubovaly do rulového podloží subglaciální tunely (n-kanály), vzápětí vyplňované sedimenty. Nejlepším příkladem takového tunelu je pískovna v Supíkovicích, kde byl odkryt styk krystalinika s glaci-fluviálními uloženinami a kde rula tvořila stěnu o výšce 10-15 m, ukloněnou pod úhlem 70-80 ° (Gába 1987). Jednalo se právě o stěnu takového subglaciálního tunelového údolí (n-koryta).

Z morfostratigrafické pozice teras řeky Bělé vyplývá, že samotné údolí řeky nebylo v pleistocénu oproti plošině mezi Mikulovicemi, Písečnou a Sokolským hřbetem zřejmě tak zahloubeno, jako je tomu dnes. Úroveň dna údolí odpovídala na začátku mladšího zalednění úrovni mladší vysoké

terasy, jejíž sedimenty leží severozápadně od Širokého Brodu v nadmořské výšce 375–400 m (Cháb et al. 2004). Směrem po proudu se údolí samozřejmě zahlubovalo, ovšem v jaké nadmořské výšce se na počátku mladšího zalednění nacházelo v místě dnešních Mikulovic nelze přesně rekonstruovat kvůli absenci sedimentů odpovídajících mladší vysoké terase směrem od Širokého Brodu dále po proudu řeky (příloha II). Povrch kolnovické pískovny leží ve výšce 390 m n. m., báze pískovny ve výšce ~370 m n. m. Odtávající ledovec pravděpodobně zanechával údolí řeky zaplněné svými sedimenty (tilly a subglaciálními a proglaciálními glacifluviálními sedimenty), vyklizenými Bělou až po ústupu zalednění. Před ustupujícím ledovcovým čelem se tak odhalovala a s pokračujícím táním ledovce stále rozšiřovala nepříliš členitá plošina rozprostírající se mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou. Pouze severně od Písečné byla plošina rozdělena několika pahorky krystalinických hornin, z nichž nejvyšší byl vrchol (nunatak?) „Na Vyhlídce“ dosahující 503 m n. m.

### **6. 5. Vývoj sedimentačního prostředí na lokalitě**

Na základě litofaciální a provenienční analýzy štěrkového materiálu můžeme zrekonstruovat vývoj sedimentačního prostředí v prostoru kolnovické lokality.

Ledovcové sedimenty kolnovického ložiska dosahují mocnosti až 25 m (Žáček et al. 2004). Spodní část by měla představovat výplň subglaciálního n-koryta, které během ústupové fáze zalednění vytvořila tavná voda erozí krystalinického podloží, vesměs nepříliš odolného, protože je tvořeno biotitickými a sillimanit-biotitickými pararulami. Podmínky vzniku subglaciálních depozit by zde tudíž byly obdobné jako na nedaleké lokalitě Supíkovice (Gába 1987, Žáček et al. 2004). V této práci studovaný vrstevní sled dosahuje mocnosti ~17 m, přičemž nebylo dosaženo báze litofacie Sp, odkryté na dně pískovny, která podle charakteru těles vznikala nejspíš už v proglaciálním prostředí. Mocnost případných subglaciálních glacifluviálních uloženin by tak nebyla příliš velká, rozhodně ne jako v Supíkovici. Sedimenty spodní částí celého vrstevního sledu tedy vznikaly ještě za přítomnosti ledovce přímo v prostoru lokality. Těžená část kolnovického ložiska se následně ukládala na výplavové plošině před ledovcovým štítem. Lze předpokládat, že hlavními faktory ovlivňujícími vývoj sedimentů byla vzdálenost, případně oscilace ledovcového čela, intenzita tání ledovce a s tím spojená energie a velikost divočících toků na plošině.

Cosety šikmo planárně laminovaných až tence zvrstvených písků z báze odkryvu představují facie, které se podle Mialla (1977) vyskytují jednak ve středních částech výplavových plošin divočících řek (typ Donjek), kde se skládají jen z několika málo setů a celé cosety dosahují mocnosti kolem 2 m, a jednak v distálních částech těchto plošin, kde formují daleko mocnější akumulace (typ Platte s cosety i přes 5 m mocnými). Cosety jsou interpretovány jako na sebe naložené jazykovité nebo příčné lavice (linguoidní nebo transversální bary, Miall 1977, 1985). Jednalo se o nepříliš vysoká, ale široká a dlouhá písčítá tělesa, která migrovala v širokém řečišti. V kontextu s nadložní částí vrstevního sledu lze předpokládat, že šikmo planárně zvrstvený písčítý coset na bázi kolnovické pískovny vznikl spíše ve střední části výplavové plošiny.

Následující část vrstevního sledu je tvořena štěrkovitými písky, drobnozrnnými až střednozrnnými štěrky nebo jen hrubo- a střednozrnnými písky. Sedimenty se vyznačují korytovitým zvrstvením. Jak je zřejmé z obr. 1 v příloze V, leží v některých částech vrstevního sledu korytovitě zvrstvené sety na sobě v podobě cosetů se shodnou orientací poproudové akrece a to zhruba od západu k východu (obrázek zachycuje jižní stěnu). Obr. 2 v příloze V pak zachycuje řez, který je oproti předcházejícímu orientován šikmo, ovšem zachycuje stejné horizonty. Z porovnání obou obrázků vyplývá, že sedimenty představují výplně mělkých širokých koryt, kdy mladší koryta erozně seřezávala koryta starší. Na výplavové plošině tedy docházelo k rychlé migraci dílčích říčních koryt a ramen. Při erozi starších korytových výplní byly jemnější frakce odneseny a na bázi nového koryta zůstávaly jen nejhrubší klasty, představující reziduum po erodovaných sedimentech. Nové koryto bylo vyplňováno poproudovou akrecí štěrkovitopísčitých sedimentů. Zdrojem takového množství klastik byl materiál z odtávajícího ledovce, čemuž nasvědčuje rovněž hojný výskyt „obrněných“ závalků. Sedimenty tvořící závalky jsou prachovité písky a nejspíš představují rozplavené subglaciální tilly. Intenzita tání a tudíž množství a unášecí schopnost vody v korytech v krátkých (denních, několikadenních) intervalech výrazně oscilovala, což podmiňovalo střídavé usazování tenkých foresetových vrstev štěrku, štěrčíku a písku. Období akumulace korytovitě zvrstvených výplní koryt byla střídána periodami vyššího vodního stavu, během nichž se na plošině ukládaly ploché, subhorizontálně orientované, nejspíš aspoň v některých případech podélné štěrkové lavice o mocnosti do ~0,5 m (longitudinální bary, Miall 1977). Energie proudění se ale postupně snižovala a jednotlivé toky zmenšovaly, jak to dokládají profily A a D. U prvně uvedeného profilu se ve svrchní části diskutovaného úseku vrstevního sledu (~1,2–1,7 m od báze profilu) náhle zmenšuje mocnost výplně koryt zhruba na polovinu oproti podloží a rovněž zrnitost sedimentů. Jedno téměř kompletně odkryté koryto vyplněné jemno- a střednozrnnými písky mělo šířku 7,5 m a mocnost 0,45 m, zatímco podložní koryta mají mocnost okolo 0,7 m a jsou vyplněna hrubozrnnými písky až štěrky. Ve stejné úrovni, tedy těsně pod horizontálním erozním rozhraním, pozorujeme u profilu D záznam migrace megačeřin (3D-dun, Reineck & Singh 1980, Collinson et al. 2006) v podobě korytovitých těles o zachovalé mocnosti ~0,2 m a šířce ~1 m. Zmenšování kanálů a přechod od souvislých kanálových výplní k megačeřinám jsou dokladem poklesu průtoku a tím zmenšení velikosti a hloubky toků na plošině (Reineck & Singh 1980).

Poměrně vysoké podíly nordických souvků ve štěrkovitopísčitých sedimentech (~11–21 %) napovídají, že materiál těchto sedimentů pochází z vnitřních partií ledovce, které obsahují více materiálu vzdálenější provenience, než bazální části ledovce (Nývt & Hoare 2000, Sikorová et al. 2006).

Ve východní části jižní stěny pískovny navazuje na štěrkovitopísčité výplně koryt ~3 m mocná akumulace výhradně písčitých těles. Celkový pohled na tuto akumulaci a její textury ukazuje obr. 1 v příloze VIII. Spodní polovinu profilu tvoří na sebe naložená tělesa s korytovitým zvrstvením o

mocnosti do ~0,4 m. Jedná se o záznam migrace megačeřin (3D-dun). Svrchní polovina písčité akumulace obsahuje textury napovídající šplhání dnových forem, s úhlem šplhání kolem 30°. V základní sedimentologické literatuře (např. Reineck & Singh 1980, Collinson et al. 2006) jsou jako běžný jev popisovány šplhavé čeřiny, v tomto případě se ale jedná o dnové formy se zachovalou mocností foresetů překračující i 20 cm. Collinson et al. (2006) interpretují šplhavé čeřiny s velkými úhly šplhání jako textury vzniklé v superkritickém proudovém režimu. Jelikož zde popisované formy představují megačeřiny, tedy tvary obecně vznikající v energetičtějším proudění než čeřiny malé škály, a navíc tyto megačeřiny šplhají pod relativně velkým úhlem, lze se domnívat, že ukládání těchto sedimentů probíhalo jednak ve velmi rychle proudící vodě, ale navíc za značného přínosu písčitého materiálu.

Jelikož šplhavé megačeřiny leží ve stejné úrovni jako menší koryta a megačeřiny v profilech A a D, máme tedy v jedné stěně, ve vzájemné vzdálenosti v desítkách metrů, sedimentární záznam nižšího i vyššího proudového režimu. Písčítá subhorizontálně uložená tělesa s korytovitým zvrstvením odpovídající formám z profilů A a D však leží i v podloží písčité akumulace se šplhavými megačeřinami a proto je lze považovat za starší. Na výplavové plošině se pravděpodobně nejprve vyvíjela tělesa vyplňující široká mělká koryta, která se postupně zmenšovala, jak poklesávala energie a rychlost dílčích toků. Pak se do části plošiny přesunulo větší dílčí koryto s vyšší vodnatostí a rychlejším prouděním, transportující zároveň značné množství písčitých klastik. Toto koryto se zahloubilo do již uložených písčitých sedimentů a na jeho dně se pak na sebe nakládaly písčité megačeřiny.

Profil v západní části odkryvu (příloha IX) zachycuje ve spodní části výplň koryta, do kterého se během následující periody rychlejšího proudění zahloubil další tok, který zde uložil lavici hrubého šterku. Ta se vyznačuje pozvolným zmenšováním mocnosti od míst maximálního zahloubení k okrajům. Lavice představuje šterkový pokryv dna širokého kanálu („diffuse gravel sheet“, Hein & Walker 1977 in Miall 1977, 1985), možná i ve tvaru podélné lavice. Tato dnová forma vzniká za vysokého vodního stavu ve zcela vodou zaplněném korytě, kde dojde z různých příčin (např. při náhlém rozšíření koryta) k poklesu energie proudění a tím unášecí schopnosti toku. Hrubé klasty, transportované trakcí v nejhlubších částech koryta se okamžitě uloží a pokryjí dno kanálu. Coset korytovitě zvrstvených jemno- až střednozrnných písků vznikl při následném poklesu energie proudění, kdy vodní proud ztratil schopnost transportovat šterkové klasty a po uložení lavici migrovaly písčité megačeřiny. Z kontaktu obou dnových forem je zřejmé, že z povrchu šterkové akumulace byla nejdříve vyplachována písčítá komponenta (část matrix), až na povrchu zůstaly exponovány pouze velké klasty. Písčíté foresety migrujících megačeřin poté při poproudové akreci zapadaly mezi vyčnívající hrubé klasty podložního šterkového tělesa a obklopily je. Akumulace tvořená záznamem migrace megačeřin pak byla seříznuta dalším korytem, vyplněným hrubšími klastiky.

Po uložení popsaných depozit nastala na výplavové plošině radikální změna v charakteru sedimentace. Výplně koryt a tělesa uložená migrací šplhavých megačeřin byla subhorizontálně seříznuta během zvýšeného průtoku a tím pádem i energie toku. Tato hierarchicky vyšší erozní báze má laterální rozsah dalece překračující velikost jednotlivých podložních i nadložních těles. Nad erozní bázi je uložen vrstevní sled nápadně hrubozrnnějších sedimentů než pod touto bázi. Intenzivní erozi způsobil přesun větších, prudších a vodnatějších říčních ramen do studované části výplavové plošiny. Prudké toky nejdříve silně erodovaly podložní depozita a odnášely jemnější frakci. Na povrchu dna tak zůstávaly pouze hrubší klasty běžně do 15 cm v a-ose, ale objevují se tu i balvany dlouhé ~50 cm. Erozní báze je většinou mírně zvlněná nebo rovná, někde byly ale vymlety výmoly hluboké ~0,3 m. Místa jsou na úrovni této báze zahloubeny do podložních sedimentů kanály vyplněné šikmo korytovitě zvrstvenými štěrky. Šířka některých může dosáhnout až ~20 m a mocnost výplně ~1,5 m (příloha X, obr. 2; příloha XIII). Nad bázi se na dně vodnatých prudkých toků ukládaly různé štěrkové sedimenty. Na některých místech byl zaznamenán sled ~0,3–0,5 m mocných tabulárních těles hrubého štěrku a v jejich nadloží set šikmo planárně zvrstveného štěrku (profil A), jinde až 1 m mocný set šikmo planárně zvrstvených štěrků s hrubými klasty při bázi (profil B) nebo akumulace hrubého masivního štěrku přecházející do šikmo planárně zvrstveného štěrku (profil C). Jen na některých místech se do hrubých štěrků zařezává těleso vyplněné korytovitě zvrstveným drobnozrnným štěrkem, štěrčíkem až hrubozrnným pískem (profil C). Tabulární tělesa hrubých masivních štěrků představují ploché lavice tvořící se na výplavové plošině v hlubokých partiích koryt během vysokého vodního stavu. Jsou asociované s šikmo planárně zvrstvenými štěrkovými tělesy, představujícími nejspíš příčné lavice (transverzální bary). Společný výskyt litofacií Gm a Gp je v prostředí divočících řek obvyklý (Miall 1985). Při následném opadnutí hladiny a poklesu energie toku se na výplavové plošině utvořily menší dílčí toky, které se erozně zařezávaly do uložených štěrkových lavic a vzniklé deprese vyplňovaly korytovitě zvrstvenými drobnozrnnými štěrky až hrubozrnnými písky.

Další vývoj byl provázen ještě výraznější změnou v depozičních podmínkách. Na studovanou část výplavové plošiny se přesunul jeden souvislý, vodnatý a prudký tok široký okolo 50 m, možná i více. V řečišti bylo transportováno obrovské množství klastického materiálu, včetně hojných klastů o velikosti ~10–20 cm, max. 40 cm v a-ose. Jednalo se tedy o tok s vysokou kompetencí a značným množstvím trakčně unášeného materiálu. V širokém řečišti se uložila až 2,5 mocná lavice hrubých masivních štěrků s množstvím klastů o výše uvedených velikostech. Prostory mezi hrubými valouny vyplnily klasty o jen několikacentimetrové velikosti a zbylý prostor směr hrubého písku, drobného štěrku a štěrčíku. Místa se při lokálním snížení proudění utvořila menší písčítá tělesa. Orientace štěrkové lavice i přednostní poproudová orientace velkých klastů napovídá, že tok směřoval na sever.

Po uložení lavice hrubých štěrků se na výplavové plošině začaly ukládat odlišné facie a to buď kvůli změně v hrubosti zdrojů materiálu (viz dále) nebo důsledkem poklesu energie toku. Začaly se utvářet sice pořád velmi mohutné dnové formy, ovšem s podstatně jemnozrnnější sedimentární výplní.

Nejdříve to jsou korytovitě zvrstvené štěrkovité i písčité výplně dílčích kanálů, které migrovaly po plošině, jejíž bázi nyní v určité části představovala štěrková lavice (profil E). V jejich nadloží se začaly utvářet velké ploché štěrkovité i písčité jazykovité nebo příčné lavice (linguoidní nebo transverzální bary, Miall 1977, 1985), které migrovaly souhlasně s prouděním po dně širokého řečiště a postupně se na sebe nakládaly. Tyto sedimenty představují v době výzkumu nejvýše situované a tím pádem nejmladší zachované části sedimentárního záznamu vývoje plošiny. V jejich nadloží se nacházejí až viselské sprašové hlíny.

Podle klasifikace navržené Miallem (1985) můžeme v kolnovické pískovně vyčlenit následující architekturní prvky. Litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh a možná i Sr, uložené pod výrazným erozním rozhraním, představují architekturní prvek **písčitých dnových forem (element SB - sandy bedforms)**. V rámci těchto litofacií se mohou objevovat i sekvence tvořené několika málo na sebe naloženými sety planárně šikmo zvrstvených písků, které představují makroformy o mocnosti kolem 2 m (viz vertikální profil typu řeky Donjek, Miall 1977). Jelikož ale nejsou známy textury sedimentů pod bází pískovny, nelze určit, jaké celkové mocnosti zmíněný coset dosahuje. Mohlo by se totiž jednat i o mocnější akumulaci, která by pak odpovídala architekturnímu prvku **foresetových makroforem (element FM - foreset macroforms)**, charakteristickému pro divočíci styl typu řeky Platte (Miall 1977). V každém případě nasvědčuje náhlá změna z litofacie Sp do litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh, ?Sr první zásadní změnu v charakteru sedimentace v této části výplavové plošiny. V nadloží výrazného horizontálního erozního rozhraní pak spočívá asociace litofacií Gm, Gp, Gt s podřízeným výskytem litofacie Gt a nad touto asociací leží až 2,5 m mocná a laterálně stálá štěrková lavice. Tyto hrubé sedimenty odpovídají **štěrkovým lavicím a dnovým formám (element GB - gravelly bars and bedforms)**. Utvoření horizontálně stálé výrazné erozní báze s mocnými akumulacemi hrubých štěrků v jejím nadloží představuje asi nejdůležitější změnu ve vývoji studovaného úseku výplavové plošiny. V nadloží lavice masivního štěrku je litofaciální asociace St, Sp, Gt, Gp. Zejména šikmo planárně zvrstvené štěrky a písky tvoří tělesa mocná až ~1,5 m a sdužená do cosetů. Proto tato asociace představuje **foresetové makroformy (element FM - foreset macroforms)**.

Sedimenty v pískovně lze rozlišit podle velikosti těles, která jsou jimi tvořena. Písčité a štěrkovitopísčité sedimenty z podloží výrazného horizontálního erozního rozhraní a část štěrků z jeho nadloží tvoří tělesa o mocnosti do 1 m a šířce okolo 10 m. Štěrková lavice v jejich nadloží dosahuje mocnosti max. ~2,5 m a šířky možná i přes 50 m, šikmo planárně zvrstvené sety štěrků a písků nad štěrkovou lavicí dosahují mocnosti max. ~1,5 m a šířky také v X0 m. Štěrková lavice a nadloží sedimenty tedy tvoří podstatně větší a laterálně mnohem stálější tělesa než sedimenty v podloží lavice.

Z modelů vertikálních profilů různými typy divočících říčních systémů sestavených Miallem (1977, dále in Reineck & Singh 1980) se úsek profilu v Kolnovicích mezi bází pískovny a bází mocné štěrkové lavice nejvíce podobá typu řeky Donjek, tj. střední části výplavové plošiny. Štěrková lavice



připomíná tabulární šterková tělesa z typu řeky Scott, tzn. proximální část výplavové plošiny. Foresetové makroformy v nadloží šterkové lavice by texturně odpovídaly typu řeky Platte, tj. distální části výplavové plošiny, ovšem v Kolnovicích se jedná ve značné míře o šterkovité sedimenty, zatímco uvedený styl se kvůli své pozici v rámci fluvialního divočího systému vyznačuje písčítými sedimenty. Citované modely ovšem nemají obecnou platnost, nýbrž jsou typické pro řeky, na kterých byly stanoveny. Konkrétní podoba výplavových plošin je odvislá od charakteru zdroje materiálu, a dále od geomorfologických a klimatických podmínek. Celkově představuje kolnovický profil nejdříve systém foresetových makroforem a v jejich nadloží soustavu menších, překládajících se kanálů. Poté nastupují větší šterková koryta a v jejich nadloží záznam výplně velmi širokého a hlubokého koryta, mnohem většího v porovnání s podložními tělesy. Střídání menších kanálů a většími nebo střídání soustav menších kanálů se soustavami většími kanálů je typickým znakem typu řeky Donjek. Sedimentární sled v Kolnovicích tedy dokumentuje vývoj ve střední části výplavové plošiny. První výrazná zaznamenaná změna v podobě nástupu litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh a ?Sr na litofacii Sp představuje proměnu širokého řečiště s poproudově migrujícími makroformami na soustavu menších širokých a nepřilíš hlubokých kanálů, které po plošině laterálně migrovaly a různě se větvaly a zase spojovaly. Druhá zásadní změna v podobě výrazné fáze eroze, která je představována horizontálně stálou erozní bází a bezprostředně následujícími většími šterkovými tělesy, spočívala v rozšíření koryt a zrychlení proudu schopného výrazněji erodovat podloží a unášet dominantně šterkovou frakci. Třetí, asi nejdůležitější změnou byl vznik jednoho velmi širokého koryta, které překrylo značnou část původních těles. Dno plochého řečiště pokryla deskovitá šterková tělesa, která se na sebe postupně amalgamovala až vytvořila max. 2,5 m mocnou akumulaci hrubého šterku. Po zmírnění proudu v řečišti započala tvorba korytovitě a planárně šikmo zvrstvených, laterálně pořad velmi stálých makroforem. Srovnáním s trojrozměrnými modely různými divočími fluvialními styly podle Mialla (1985) je nejpravděpodobnější, že v kolnovické části výplavové plošiny došlo k přechodu od širokého řečiště s velkými písčítými tělesy (model 9, i když není jasné v jaké vertikální dimenzi), přes soustavu značně rozvětvených mělkých kanálů (model 3) k širokému řečišti (model 2). Poté nastal návrat k modelu 3 a pak k modelu 9 (ovšem s hrubšími, šterkovitými sedimenty).

Zásadní faciální a zrnitostní změny ve vrstevním sledu byly pravděpodobně způsobeny hlavně změnami orientace ustupujícího ledovcového čela vůči výplavové plošině, tedy průběhem odtávání ledovce v bělském údolí. Území někdejší výplavové plošiny severně od Písečné je nejdříve poměrně členité s několika krystalinickými vrcholky, z nichž nejvyšší je kóta „Na Vyhliďce“ (503 m n. m.). Poté se zvolna svažuje severním a severovýchodním směrem. Ledovec pravděpodobně nejrychleji odtával právě na morfologicky členité a výše položené jižní části výplavové plošiny a pak ustupoval dále k severu a severovýchodu. Mocnost ledovcového štítu na plošině byla určitě menší než mocnost té části ledovce, která vyplňovala samotnou bělskou depresi, i když její zahloubení nebylo podle morfologické pozice fluvialních teras před mladším zaledněním takové jako dnes. Podle Chába et al. (2004) bylo údolí Bělé založeno již v terciéru a lze tak již během středopleistocenních glaciálů

uvažovat o jistém erozním zářezu. V Mikulovicích klesá jeho současná nadmořská výška až na 308 m n.m., z čehož vyplývá jeho zahloubení nejen do kvarterních uloženin, ale i do podložního krystalinika. V glaciálech však bylo údolí zaplňováno šterkovitými fluviálními sedimenty, jejichž akumulace výrazně snížila výškové rozdíly mezi Bělou a pozdější výplavovou plošinou. I tak ale existence starších teras z doby před mladším i starším zaledněním dokazuje určité zahloubení bělského údolí oproti okolní krajině, čímž byl predisponován pozdější postup zalednění. Kontinentální ledovec vždy přednostně vyplňuje nižší území, v našem případě říční údolí, zaledňování plošin mezi nimi následuje s určitým zpožděním. V celoevropském měřítku dokládá tuto zákonitost např. Marks (2002) na příkladu viselského zalednění, v regionálním až lokálním měřítku pak např. Nývlt (2008) ve Šluknovském výběžku na příkladu elsterského zalednění. V opačném trendu probíhá deglaciace - nejdříve ledovec ustoupí (odtaje) z vyvýšených plošin, kde má menší mocnost, a pomaleji vyklízí fluviální údolí, kde je jeho mocnost větší.

Planárně šikmo zvrstvený coset z báze odkryvu i nadložní mělké široké kanály se šterkovitopísčitou výplní migrovaly alespoň v některých místech generelně k JV–V, i když se směr proudění místy měnil (viz profil A), což je pro tyto facie typické (např. Štor 2009). Řečiště s písčitymi lavicemi a pozdější kanály zřejmě sledovaly čelo ustupujícího ledovce, které podle toho probíhalo v této době nejspíš zhruba ve směru SZ–JV nebo Z–V a nacházelo se v prostoru severně od lokality a ze severu až severovýchodu ohraničovalo výplavovou plošinu mezi bělskou depresí a Sokolským hřbetem. S nástupem ~0,5 m mocných masivních šterků a až ~1,5 m mocných koryt planárně šikmo zvrstvených šterků sice nastala změna ve velikosti a vodnatosti koryt, ale nikoliv změna v provenienci materiálu. Šterkovitopísčité výplně koryt z podloží výrazné erozní báze i šterky z jejího bezprostředního nadloží (vzorky K-2a až K-3b) vykazují poměrně vysoké podíly nordik. V rámci lokálních klastů zcela dominují horniny žulovského masivu a hojněji je zastoupen ještě živcový „pórovitý“ kvarcit, tedy horniny, které ledovec do prostoru lokality mohl transportovat pouze ze severního až severozápadního směru.

Nadložní mocná a laterálně stálá lavice hrubého masivního šterku upadá pod mírným sklonem ~6° k SSZ a ve stejném směru jsou orientovány i větší ploché klasty. V době jejího ukládání tudíž po výplavové plošině tekla široký a hluboký tok s vysokou energií proudění, který byl zhruba jihoseverně orientován. Stejná litofacie byla u nás popsána i z Bohušova na Osoblažsku (Šimíček 2008) a Grabštějna v Hrádecké pánvi (Štor 2009) a pokaždé byla interpretována jako sediment dokládající velkou blízkost ledovcového čela. V době ukládání těchto šterků v Kolnovicích byla ale výplavová plošina v oblasti, odkud tok zhruba směřoval, zcela odledněna. Jedním z možných vysvětlení je výše popsané pomalejší odtávání ledovce ve fluviálních údolích než na vyvýšeninách, způsobené rozdílnou mocností ledu. Ačkoliv z výplavové plošiny mezi Bělou a Sokolským hřbetem ledovec už zcela ustoupil, mohl jeho jazykovitý výběžek stále vyplňovat úsek bělské deprese u Mikulovic. Jelikož bylo dno bělského údolí mnohem výše než dnes, mohl z ledovce vytékat vodnatý tok a směřovat severním směrem k dnešní pískovně Kolnovice. Přitom by z bazálních partií ledovce transportoval značné

množství hrubě klastického materiálu. Přínosem klastik ze spodních až zcela bazálních partií ledovce by bylo možné částečně vysvětlit i rozdíly ve petrologickém složení valounů mezi lavicí hrubého štěrku a podložními sedimenty (viz přílohu XXV). Před průnikem ledovce byla bělská deprese zaplněna fluviálními štěrky, jejichž materiál pocházel z okolních krystalinických jednotek (Cháb et al. 2004). Ledovec postupující údolím je erodoval a přibíral do svých bazálních partií, čímž se tedy báze ledovce značně nabohatila o hrubý štěrkový materiál. Při intenzivním tání ledovce byl štěrk odváděn do glacifluviálního prostředí, kde byl trakčně transportován po dně širokého toku za vysokého vodního stavu a kvůli své neobvyklé hrubosti brzy ukládán v podobě plochých štěrkových dnových pokryvů („diffuse gravel sheet“, Hein & Walker 1977 in Miall 1985), které se na sebe postupně nakládaly (viz přílohu XIV, obr. 4). Tuto hypotézu podporuje vývoj podílů klastů živcového („pórovitého“) kvarcitu a sericitického a muskovitického (drakovského) kvarcitu. Prvně uvedenou horninu ledovec získával především erozí aluviálních a koluviálních uloženin a výchozů na severovýchodním úpatí Sokolského hřbetu, tj. západně až severozápadně od kolnovické lokality, takže tento kvarcit provenienčně souvisí s horninami žulovského masivu (viz přílohu II). V sedimentech bohatých na klasty z masivu je živcový kvarcit většinou až 2x četnější než sericitický a muskovitický kvarcit. V mocné lavici hrubého štěrku se podíly obou kvarcitů vyrovnávají, tudíž dochází k růstu podílu sericitického a muskovitického kvarcitu. Spolu s ním roste zastoupení klastů svorů a andaluzitu, které jsou vzájemně a zároveň s drakovským kvarcitem spjaty (Cháb et al. 2004). O původu materiálu ze starších fluviálních sedimentů v bělském údolí svědčí i podíl křemene, který je na jesenickou oblast neobvykle vysoký. Křemen coby odolná komponenta musel být v říčních štěrcích nabohacen a navíc křemenné partie jsou běžnou součástí kvarcitových komplexů. V žulovském masivu by tak velké křemenné klasty mohly pocházet jen z hrubozrnných pegmatitů a křemenných žil, které ale nejsou v masivu natolik hojné, aby z nich šlo původ většiny křemenných klastů odvozovat. Zároveň v hrubých štěrcích klesá podíl biotitické a sillimanit-biotitické pararuly, kterou vzhledem k jejím primárním výskytům získával ledovec nejspíš v samotném okolí lokality než ze starších fluviálních depozit. Drakovský kvarcit buduje vrcholky Zlatohorské vrchoviny nad bělským údolím jižně od Mikulovic, odkud se ve značném množství dostával do fluviálních štěrků akumulovaných hlavně na počátku glaciálu před vlastním zaledněním. Ledovcové a následně glacifluviální redepozici materiálu z blízkého zdroje v podobě fluviálních sedimentů nasvědčuje i poměrně dobré zaoblení velkých klastů. Cháb et al. (2004) popisují v terasových štěrcích hojné klasty do 20 cm v b-ose. Klasty odpovídající velikosti jsou četné i v lavici mocného štěrku v Kolnovicích. Mohutný glacifluviální tok samozřejmě erodoval i starší sedimenty glacifluviální plošiny, z nichž přebíral značnou část ostatního materiálu. Přínos klastů z báze odtávajícího ledovce, silně nabohacené lokálními horninami, potvrzuje i nízký podíl nordik. Nývlt & Hoare (2000) a Sikorová et al. (2006), Sedláček (2008), Šimíček (2008) a Štor (2009) dokládají závislost podílu nordických klastů na vertikální i horizontální pozici sedimentu v rámci proglaciálního systému. Uloženiny distálních částí během ústupové fáze zalednění vzniklých výplavových plošin bývají nabohaceny nordiky z důvodu jejich odolnosti, svrchní horizonty glacifluviálních akumulací

ústupové fáze zase kvůli zvýšenému přínosu materiálu z nitra ledovce. Bazální části ledovce obsahují nordika v menším množství a naopak jsou bohatá materiálem z bezprostředního nebo nejbližšího okolí ledovce. Vysoce dynamické prostředí toku určitě rovněž podmínilo rozdíly materiálového složení valounů v porovnání s podložními sedimenty, vznikajícími, jak naznačují menší rozměry těles, za mírnějšího proudění. Ze srovnání valounových analýz K-2a až K-3b s analýzami K-4a a K-4b jasně vyplývá nabohacování mechanicky odolných hornin v lavici hrubého štěrku.

Zdrojem materiálu pro sedimenty v podloží mocné štěrkové lavice byly pro změnu vnitřnější partie ledovce, které by měly být bohatší na materiál vzdálené (polské a nordické) provenience (Nývlt & Hoare 2000, Hanáček & Nývlt 2009) a potom ty části ledovcového štítu, které postupovaly přes žulovský masiv, jeho metamorfni plášť a výskyty živcového kvarcitu v severovýchodním předpolí Sokolského hřbetu a jen v omezené míře přes výskyty drakovského kvarcitu v severní části vrbenské skupiny (resp. starší kvarterní sedimenty obsahující materiál z jejich výchozů). Tyto části ledovce se nedostaly do bělského údolí vyplněného fluviaálními štěrky s hojnými klasty drakovského kvarcitu. Z paleogeografického hlediska se jedná o část ledovcového štítu, která se v době ukládání litofaciální asociace St, Gt, Gm, Gh a ?Sr a štěrků v bezprostředním nadloží výrazné erozní báze nacházela severně od kolnovické lokality.

Foresetové makroformy litofacií Gt, Gp a St a Sp v nadloží štěrkové lavice jsou oproti modelovým příkladům Mialla (1985) mnohem hrubozrnější, což je nejspíš způsobeno celkově vysokou hrubozností zdrojů, tj. rozplavovaných ledovcových sedimentů, starších terasových štěrků a již uložených glacifluviálních sedimentů. Ačkoliv z důvodu nedostatečné přístupnosti nebo odkrytosti v době dosavadního výzkumu nebyly z těchto uloženin odebrány a vyhodnoceny valounové analýzy, orientačním zhodnocením bylo v poslední době pozorováno opětovné nabohacení nordiky, takže se do glacifluviálního systému opět ve větší míře začal dostávat materiál z vnitřních částí ledovce. Velikost makroforem nasvědčuje poproudové migraci laterálně stálých těles nakládáných do cosetů v širokém řečišti. Změna architektury sedimentů z hrubých štěrků na foresetové makroformy může být způsobena jednak poklesem intenzity proudění, ale i změnou v přínosu materiálu. Ve vnitřních partiích ledovce se zřejmě nevyskytovalo tak značné množství velmi hrubých klastů jako na bázi, takže se do glacifluviálních toků dostávaly poněkud jemnější štěrky a větší množství písku, což pravděpodobně podmínilo vznik planárního šikmého zvrstvení během pohybu a ukládání sedimentů na dně.

Výše popsaná rekonstrukce vztahu mezi složením štěrkového materiálu a jednotlivými částmi tělesa ledovce vysvětluje i nápadně nízké podíly klastů amfibolitu na lokalitě (~0,7–1,5 % všech klastů frakce 16–64 mm). V celém údolí mezi Jeseníkem a Mikulovicemi i v okolních pohořích je amfibolit důležitou horninou vystupující na řadě míst na povrch (jesenický amfibolitový masiv), viz Cháb et al. (2004). Na stavbě krystalinického podloží vlastní vyvýšené výplavové plošiny mezi Bělou a Sokolským hřbetem ale zásadní význam nemá (buduje zde dva větší pruhy). Úsek bělského údolí od Mikulovic k Širokému Brodu, jenž byl dalším důležitým zdrojem materiálu pro kolnovické glacifluviální sedimenty, byl zaplněn staršími fluviaálními štěrky, zřejmě dominantně tvořenými klasty

drakovského kvarcitu, uvolněnými z rozsáhlých výskytů na jihovýchodních svazích údolí (viz přílohu II). Z těchto příčin nejspíš nebyly zdrojové sedimenty a výchozy na amfibolit příliš bohaté.

## 7. Závěry

V pískovně u Kolnovic na Jesenicku byl zdokumentován vrstevní sled proglaciálních glaci-fluviálních sedimentů o mocnosti až 17 m. Jedná se o jedinečný odkryv v rámci celé moravskoslezské glaciální oblasti, umožňující ve velkém rozsahu sledovat vývoj výplavové plošiny před čelem odtávajícího ledovce.

Během ústupové fáze zalednění se kontinentální ledovec v údolí mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou stáhl z oblasti Písečné dále na sever. Před odtávajícím ledovcovým štítem se odkrývala a stále rozšiřovala výplavová plošina, po které migrovaly divočí toky. Hřebeny Rychlebských hor a Hrubého Jeseníku bránily odtoku těchto řek na jih, dále od ledovce, proto toky tavných vod nejspíš směřovaly generelně podél okraje ledovce a v mnohých případech pak tekly pod ledovec samotný.

Podle architekturní klasifikace Mialla (1985) představují sedimenty ve spodních ~2/3 těžbou odkrytého profilu písčité dnové formy (SB). Ty jsou ukončeny výrazným a laterálně stálým erozním rozhraním, které je bází štěrkových lavic a dnových forem (GB). Poté následuje mocná štěrková lavice reprezentující rovněž architekturní prvek GB. Nadložní planárně šikmo zvrstvené sedimenty odpovídají foresetovým makroformám (FM). K tomuto architekturnímu prvku možná náleží i planárně šikmo zvrstvené písky z báze odkryvu. Podle trojrozměrných modelů divočích fluviálních stylů citovaného autora došlo během vývoje výplavové plošiny k přechodu od širokého řečiště s migrujícími širokými a dlouhými písčitymi lavicemi k soustavě menších klikaticích, větvcích se a zase se spojujících kanálů se štěrkovitopísčitou až písčitou výplní. Potom se proudění na plošině značně zrychlilo za vzniku soustavy širších a hlubších migrujících kanálů, v nichž vydatné toky silně erodovaly již uložené sedimenty a sami ukládaly štěrkové facie. V dalším vývoji vznikl značně široký a hluboký kanál s velmi hrubou štěrkovou výplní. Nakonec opět převládla migrace menších kanálů a poté velkých plochých štěrkových až písčitých těles v širokém řečišti. Podle vertikálních modelových profilů Mialla (1977) jsou sedimenty v Kolnovicích nejvíce podobné typu řeky Donjek, tj. střední části výplavové plošiny, kde dochází ke střídání výplní menších koryt s většími. Tento vývoj je v Kolnovicích dobře pozorovatelný. Samotná mocná lavice hrubého štěrku je prvkem typickým pro proximální části výplavových plošin (typ řeky Scott).

Složení štěrkového materiálu nasvědčuje, že nejzásadnější změny v sedimentačním prostředí výplavové plošiny byly řízeny způsobem ústupu kontinentálního ledovce. Zdrojem materiálu v sedimentech pod výraznou erozní bází i ve štěrcích z jejího bezprostředního nadloží byly podle vysokých podílů nordik (~8,5-21 %) vnitřní partie ledovce. Podle složení lokálních klastů lze předpokládat, že zdrojem byla část ledovcového štítu, nacházející se v době ukládání těchto sedimentů

severně od Kolnovic. Jednalo se o tu část ledovce, která se během postupové fáze pohybovala přes žulovský masiv, jeho metamorfní plášť, severovýchodní úpatí Sokolského hřbetu a jen v omezené míře přes výskyty drakovského kvarcitu v severních částech vrbenské skupiny (resp. starší kvarterní sedimenty obsahující sedimenty z jejich výchozů). Glacifluviální toky směřovaly v době ukládání těchto sedimentů alespoň zčásti k JV nebo V a sledovaly tak předpokládaný okraj ledovcového štítu.

Mocná a laterálně stálá lavice hrubého štěrku se uložila v mohutném toku, pravděpodobně vytékajícím z výběžku ledovcového štítu, situovaného v bělské depresi v oblasti dnešních Mikulovic. Významný nárůst podílu drakovského kvarcitu, křemene, rapidní úbytek nordik (~2 %) a značná hrubost materiálu nasvědčují, že zdrojem byly starší fluviální štěrky z bělského údolí, resedimentované ledovcem a vázané na jeho bázi. Široký a hluboký tok směřoval k severu a přitom erodoval starší sedimenty výplavové plošiny, odkud získával další materiál. Přitom určitě docházelo k decimaci méně rezistentních hornin a tím k nabohacování mechanicky odolných petrotypů (kvarcitů a křemene).

## **8. Poděkování**

Je mi milou povinností poděkovat Mgr. Danielu Nývltovi, Ph. D. (Česká geologická služba, pobočka Brno) a Doc. RNDr. Slavomíru Nehybovi, Dr. a Mgr. Martinu Ivanovovi, Dr. (Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity) za připomínky, kterými napomohli ke zkvalitnění textu i příloh. Dále děkuji RNDr. Josefu Večeřovi a RNDr. Vratislavu Pecinovi (Česká geologická služba, pobočka Jeseník) za pomoc při určování některých problematických typů hornin.

Jsem velmi zavázán majiteli Pískovny Kolnovice, panu Oldřichu Psotkovi za umožnění výzkumu jeho těžebny.

## 9. Literatura

- Burdukiewicz J. M., Meyer K.-D. (1991): The analysis of erratics from glacial deposits in Trzebnica (Silesia). – *Slaskie sprawozdania archeologiczne* 32: 29-42. Wrocław.
- Collinson J., Mountney N., Thompson D. (2006): *Sedimentary structures*. – 292 pp., Terra Publishing, 3. vydání.
- Czudek T. (2005): *Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru* – 238 pp., Moravské zemské muzeum. Brno.
- Fredén C. (1994): *Geology. National Atlas of Sweden* – 208 s., Stockholm.
- Gába Z. (1970): Poznámka k hranici maximálního zalednění. – *Severní Morava* 19: 56-57. Šumperk.
- Gába Z. (1972a): Nejzazší výskyty uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 21: 135-140.
- Gába Z. (1972b): Souvková hlína ze Skorošic a směr pohybu pevninského ledovce. – *Zpr. Vlastivěd. Úst. v Olomouci* 155: 23-28.
- Gába Z. (1974): Valounové analýzy ledovcových uloženin na Jesenicku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 23: 49-56.
- Gába Z. (1977a): Petrografie ledovcových souvků jesenické oblasti ve Slezsku. – *Práce Odb. přír. Věd Vlastivěd. Úst. v Olomouci*, č. 30, pp. 39.
- Gába Z. (1977b): Till s vysokým obsahem nordických vápencových souvků od Nové Vsi na Jesenicku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 26: 185-189.
- Gába Z. (1981): Uloženiny kontinentálního ledovce u Písečné na severní Moravě. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 30: 241-253.
- Gába Z. (1987): Styk ledovcových uloženin s krystalinikem v Supíkovcích. – *In: Jeseníky. Práce Odb. přír. Věd Vlastivěd. Úst. v Olomouci* 36: 12-13.
- Gába Z. (1992): Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 41: 167-172.
- Gába Z. (2001): Rozdíly v souvkových společenstvech bazálních morén a ledovcového výplavu. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 50: 143-147.
- Gába Z. (2006): Vzácné nálezy žraločích zubů z Kolnovic. – *Severní Morava*, 91: 63-65. Šumperk.
- Gába Z., Dudziak J. (1979): Souvkové analýzy ledovcových uloženin z Jesenicka (ČSSR) a z oblasti Tarnowa (PLR). – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 28: 179-185. Opava.
- Gába Z. & Hanáček M. (2005): Dva nové bludné balvany ve Slezsku. – *Vlastivědné listy* 31 (1): 31-32.
- Gába Z. & Pek I. (1992): Cementace uhličitánem vápenatým v ledovcových sedimentech u Vidnavy a Supíkovic ve Slezsku. – *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 41: 77-82.
- Gába Z. & Pek I. (1999): *Ledovcové souvky moravkoslezské oblasti*. – 111 pp., Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku. Šumperk.



- Gába Z. & Wójcik J. (1990): Sudetské porfyry jako vůdčí souvky v ledovcových uloženinách Polska a ČSFR. – Čas. Slez. Muz. Opava (A), 39: 59-65.
- Hanáček M. (2008): Valounové analýzy glaciáluvalních sedimentů na lokalitě Stará kaolínová jáma u Vidnavy na Jesenicku. – Čas. Slez. Muz. Opava (A), 57: 222-236.
- Hanáček M., Gába Z., Nývlt D. (2007): Der Findlingsgarten in Velká Kraš im Jeseník-Gebiet (Tschechien). – *Geschiebekunde* aktuell 23 (3): 69-77. Hamburg/Greifswald.
- Hanáček M. & Nývlt D. (2009): Subglaciální šterkovité tilly u Jindřichova na Osoblažsku. – Čas. Slez. Muz. Opava (A), 58: 193-214.
- Högdahl K., Andersson U. B., Eklund O., Gorbatshev R., Nyström J.-O., Wikström A., Sjöström H., Bergman S., Ahl M., Mansfeld J., Wahlgren C.-H., Stephens M. B., Claeson D. T., Lundqvist T., Öhlander B., Smeds S.-A., Sundblad K. (2004): The Transscandinavian Igneous Belt (TIB) in Sweden: a review of its character and evolution. – Geological Survey of Finland, Special Paper 37, 125 pp. Espoo.
- Hucke K. & Voigt E. (1967): Einführung in die Geschiebeforschung – 132 pp. Verlag, Oldenzaal.
- Cháb J., Čurda J., Kočandrlé 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.
- Kiegler F. (1938): Erdgeschichte des Weidenauer Ländchens. – 93 pp. Weidenau.
- Kohonen J., Pihlaja P., Kujala H., Marmo J. (1993): Sedimentation of the Jotnian Satakunta sandstone, western Finland. – *Geol. Surv. Finland, Bull.* 369: 5-35. Espoo.
- Kopečný V. & Pek I. (1974): Petrografické složení souvkových hlin na Vidnavsku a Osoblažsku. – *Acta Univ. Palackianae Olomuc., Fac. Rer. Nat.*, 46: 25-50. Praha.
- Lindner L., Gozhik P., Marciniak B., Marks L., Yelovicheva Y. (2004): Main climatic changes in the Quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. – *Geol. Quart.*, 48 (2): 97-114. Warszawa.
- Macoun J., Šibrava V., Tyráček J., Kneblová-Vodičková V. (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – 419 pp. Ústřední ústav geologický. Praha.
- Marks L. (2002): Last Glacial Maximum in Poland. – *Quaternary Science Reviews*, 21: 103-110. Elsevier, Amsterdam
- Miall A. D. (1977): A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth-Science Reviews*, 13 (1977): 1-62. Amsterdam.
- Miall A. D. (1985): Architectural-Element Analysis: A New Method of Facies Analysis Applied to Fluvial Deposits. – *Earth-Science Reviews*, 22 (1985): 261-308. Amsterdam.
- Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – 333 pp., Státní pedagogické nakladatelství. Praha.
- Novák M. (1988): Granáty z pegmatitů Hrubého Jeseníku. – Čas. Morav. Muz. v Brně, Vědy přír., 73 (1/2): 3-28.

- Nývlt D. (2008): Paleogeografická rekonstrukce kontinentálního zalednění Šluknovské pahorkatiny. – MS, dizertační práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, 103 pp. Praha.
- Nývlt D. & Hoare P. G. (2000): Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů severních Čech. – Bull. Czech Geol. Surv., 75 (2): 121-126. Praha.
- Nývlt D. & Engel Z. (in print): Pleistocene glaciations of Czechia. – *In*: Ehlers J. & Gibbard P. L. (eds.): Quaternary Glaciations – Extent and Chronology Part IV – a closer look. Developments in Quaternary Science. Elsevier
- Nývlt D., Sikorová J., Víšek J., Hanáček M., Braucher R., Jarošová L., Merchel S., Gába Z. (2005): Paleogeografická, paleoklimatologická a geochronologická rekonstrukce kontinentálního zalednění Česka. VaV-1D/1/7/05, 65 pp. – MS, roční etapová zpráva za rok 2005. Česká geologická služba. Brno.
- Nývlt D., Víšek J., Janásková B., Tyráček J., Sikorová J., Jarošová L., Hanáček M., Hoare P. G., Braucher R., Vídeňský A., Lisá L., Jankovská V., Koubová M., Gába Z., Franců E., Štepančíková P., Růžička M. (2007): Paleogeografická, paleoklimatologická a geochronologická rekonstrukce kontinentálního zalednění Česka. VaV – 1D/1/7/05, 342 pp. – MS, závěrečná zpráva. Česká geologická služba. Brno.
- Otava J. (1992): Geologická mapa ČR 1:50 000. List 15-11 Zlaté Hory. – Český geologický ústav. Praha.
- Pecina V., Čurda J., Hanáček M., Kočandrle J., Nývlt D., Opletal M., Skácelová D., Skácelová Z., Večeřa J., Žáček V. (2005): Základní geologická mapa ČR 1:25 000 list 14-221 Žulová. – MS. Česká geologická služba. Praha.
- Pek I. & Šnajdr M. (1981): Trilobiti skandinávského kambria z glacifluviálních uloženin od Píště u Hlučína. – Čas. Slez. Muz. Opava (A), 30: 83-88.
- Pouba Z. (1996): Geologická mapa ČR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1:200 000. List Jeseník. – Český geologický ústav. Praha.
- Pouba Z., Dvořák J., Kužvart M., Mísař Z., Musilová L., Prosová M., Röhlich P., Skácel J., Unzeitig M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200 000, list M - 33 - XVIII Jeseník. – 178 pp., Ústřední ústav geologický, Praha.
- 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. Praha.
- Reineck H.-E. & Singh I. B. (1980): Depositional Sedimentary Environments. – 549 pp., Springer-Verlag. Berlin.
- Rudolph F. (1997): Geschiebefossilien. Teil 2: Paläozoikum. – Fossilien, Sonderheft 12: 2-63. Korb.
- Rudolph F. & Bilz W. (2000): Geschiebefossilien. Teil 2: Mesozoikum. – Fossilien, Sonderheft 14: 2-63. Korb.

- Růžičková E., Růžička M., Zeman A., Kadlec J. (2003): Kvarterní klastické sedimenty České republiky. Struktury a textury hlavních genetických typů. – 92 pp., Česká geologická služba, Praha.
- Sedláček J. (2008): Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 75 + 26 pp. Brno.
- Schulz W. (2003): Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. – 507 pp., cw Verlagsgruppe. Schwerin.
- 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. Warszawa.
- Skácelová D. (1992): Geologická mapa ČR 1 : 50 000 list 04-43 Bílý Potok. – Český geologický ústav. Praha.
- Svoboda J. (1990): Geologická mapa ČSSR. Mapa předčtvrtohorních útvarů 1:200 000. List Náchod. – Ústřední ústav geologický. Praha.
- Šimíček D. (2008): Studium sedimentů kontinentálního zalednění vybraných lokalit Osoblažska. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, 91 + 28 pp. Brno.
- Štěpančíková P., Hók J., Nývlt D., Dohnal J., Sýkorová I., Stemberk J. (2010): Active tectonics research using trenching technique on the south-eastern section of the Sudetic Marginal Fault (NE Bohemian Massif, central Europe). – *Tectonophysics* 485 (2010): 269-282. Amsterdam.
- Štor T. (2009): Architekturní a litofaciální analýza glaciálu výplně Václavického subglaciálního koryta na lokalitě Grabštejn. – MS, diplomová práce. Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy, 66 + 5 pp. Praha.
- Veltheim V. (1969): On the pre-Quaternary geology of the Bothnian Bay area in the Baltic Sea. – *Bull. Comm. géol. Finl.*, 239: 2-56. Otaniemi.
- Vídeňský A., Nývlt D., Štěpančíková P. (2007): Příspěvek k otázce vzniku granitoidních elevací v západní části Černovodské pahorkatiny, žulovský batolit. – *GVMS* (2006): 35-39. Brno.
- Vinx R. (2002): Gesteine des Baltischen Schildes in Norddeutschland: Glazialgeschiebe an der Ostseeküste von Schleswig und NW-Mecklenburg. – *Beih. z. Eur. J. Mineral.* 14 (1): 219-242. Stuttgart.
- Winterhalter B. (1972): On the geology of the Bothnian Sea, an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. – *Geol. Surv. Finland, Bull.* 258: 7-64. Otaniemi.
- 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.