



**MASARYKOVA UNIVERZITA**  
**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**  
**GEOGRAFICKÝ ÚSTAV**

---



# **Vývoj sedimentačního prostředí u Kolnovic po uložení glacifluviální akumulace**

Bakalářská práce

**Jakub Holuša**

Vedoucí práce: doc. Mgr. Daniel Nývlt, PhD.

BRNO 2017

## **Bibliografický záznam**

**Autor:** Jakub Holuša  
Přírodovědecká fakulta, Masarykova univerzita  
Geografický ústav

**Název práce:** Vývoj sedimentačního prostředí u Kolnovic po uložení  
glacifluviální akumulace

**Studijní program:** Geografie a kartografie

**Studijní obor:** Geografie

**Vedoucí práce:** doc. Mgr. Daniel Nývlt, PhD.

**Akademický rok:** 2016/2017

**Počet stran:** 73+16

**Klíčová slova:** kontinentální zalednění, kvartér, periglaciální procesy,  
sprašové sedimenty, glacifluviální sedimenty, faciální  
analýza, zrnitostní vlastnosti, pískovna Kolnovice

## Bibliographic Entry

**Author:** Jakub Holuša  
Faculty of Science, Masaryk University  
Department of Geography

**Title of Thesis:** Development of sedimentary environments near Kolnovice after the deposition of glaciofluvial sequence

**Degree Programme:** Geography and Cartography

**Field of Study:** Geography

**Supervisor:** doc. Mgr. Daniel Nývlt, PhD.

**Academic Year:** 2016/2017

**Number of Pages:** 73+16

**Keywords:** continental glaciation, periglacial processes, loess sediments, glaciofluvial sediments, facie analysis, grain-size distribution, Quaternary, Kolnovice sandpit, Czech Silesia

## **Abstrakt**

Prostor jesenické oblasti, kde se nachází studovaná pískovna Kolnovice, byl ve středním pleistocénu opakovaně zasažen kontinentálním ledovcem, který zde po sobě zanechal mocné ledovcové uloženiny. V následujících chladných obdobích naopak tento prostor zaledněn nebyl a vytvořila se zde rozsáhlá periglaciální zóna, na kterou byly vázány procesy, tvary a sedimenty, které jsou hlavním předmětem studia této práce. Pro studium sedimentů byla použita granulometrická analýza, pomocí níž byly v kombinaci s texturními vlastnostmi sedimentů definovány litofacie, které dále posloužily k interpretaci sedimentů z hlediska jejich vzniku. Periglaciální facie byly zkoumány ve třech odlišných prostředích, a to v centru hluboké deprese v západní části pískovny, na okraji hluboké deprese v jižní části pískovny a v mělké depresi ve východní části pískovny. K interpretaci byl také vytvořen model pískovny, zachycující prostorové rozložení mocností postglacifluviálních sedimentů. Diskutováno je především přibližné stratigrafické zařazení jednotlivých typů sedimentů a paleoklimatické podmínky při jejich vzniku. V neposlední řadě je diskutována granulometrie kolnovických spraší (sprašových hlín) a srovnávána se sprašemi na severní a jižní Moravě, v českém Slezsku a v jižním Polsku.

## **Abstract**

The Jeseník region, where the studied Kolnovice sandpit is located, has repeatedly been covered by an ice sheet during the Middle Pleistocene, which has left thick glacial sediments. In following cold periods the Jeseník region was not glaciated and an extensive periglacial zone was formed here, which links processes, forms and sediments, that are the main subject of this thesis. The grain-size analysis was used for the study of sediments and with combination of texture characteristics the lithofacies were defined, which further allowed for interpretation of sediment origin. Periglacial facies were studied in three different environments, namely at the centre of deep depression in the western part of sandpit, at the margin of deep depression in the southern part of sandpit and in shallow depression in the eastern part of sandpit. A sandpit model was also created for interpreting the spatial distribution of the postglaciofluvial sediments thickness. The approximate stratigraphic classification of sediment types and palaeoclimatic conditions during their deposition has been discussed. Furthermore, the grain-size distribution of loess (loess-like) sediments from Kolnovice has been compared with loess from northern and southern Moravia, Czech Silesia and southern Poland.



Masarykova univerzita  
Přírodovědecká fakulta



## ZADÁNÍ BAKALÁŘSKÉ PRÁCE

**Student:** Jakub Holuša  
**Studijní program:** Geografie a kartografie  
**Studijní obor:** Geografie

Ředitel Geografického ústavu PFF MU Vám ve smyslu Studijního a zkušebního řádu MU určuje bakalářskou práci s tématem:

**Vývoj sedimentačního prostředí u Kolnovic po uložení glaciáluviální akumulace**

**Development of sedimentary environments near Kolnovice after the deposition of glaciofluvial sequence**

### Zásady pro vypracování:

Práce je zaměřená na popis a interpretaci sedimentární sekvence v nadloží proglaciálních glaciáluviálních sedimentů v oblasti pískovny Kolnovice. Základními metodami výzkumu budou kromě rešerše dosavadních znalostí především litofaciální popis a sedimentárně petrologický laboratorní výzkum (zrnitost, XRF stanovení litofilních prvků) sedimentů směřující ke genetické interpretaci sedimentárních a postsedimentárních procesů ve studovaném prostoru.

Rozsah grafických prací: podle potřeby

Rozsah průvodní zprávy: cca 30 až 40 stran

Seznam odborné literatury:

- BENN, D.I., EVANS, D.J.A. (2010): *Glaciers & Glaciation*. Hodder Education, London, 802 pp.  
BRIDGLAND, D.R., Ed. (1986): *Clast Lithological Analysis*. Quaternary Research Association, Cambridge, 207 pp.  
EVANS, D.J.A., BENN, D.I. (2004): *A Practical Guide to The Study of Glaciar Sediments*. Arnold, London, 266 pp.  
GALE, S.J., HOARE, P.G. (1991): *Quaternary Sediments*. Belhaven Press, London, 319 pp.  
HANÁČEK, M. (2012): Glaciáluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnání s terminoglaciamiálními kužely mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, 17–25.  
NÝVL, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J. (2011): Pleistocene Glaciations of Czechia. In: EHLERS, J., GIBBARD, P.L., HUGHES, P.D. (ed.): *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology, Developments in Quaternary Science*, 15, 37–46.  
POWERS, M.C. (1953): A New Roudness Scale for Sedimentary Particles. *Journal of Sedimentary Petrology*, 23, 117–119.  
SNEED, E.D., FOLK, R.L. (1958): Pebbles in the Lower Colorado River, Texas a Study in Particle Morphogenesis. *The Journal of Geology*, 66, 114–150.  
WADELL, H. (1932): Volume, Shape, and Roundness of Rock Particles. *The Journal of Geology*, 40, 443–451.  
ŽÁČEK, V. a kol. (2004): *Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami. List 14-222* Vidnava. Česká geologická služba, Praha.

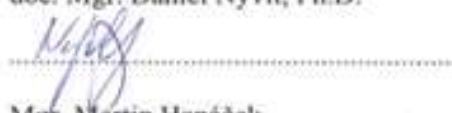
*Jazyk závěrečné práce:*

čeština

*Vedoucí bakalářské práce:*

doc. Mgr. Daniel Nývlt, Ph.D.

*Podpis vedoucího práce:*



*Konzultant bakalářské práce:*

Mgr. Martin Hanáček

*Datum zadání bakalářské práce:*

říjen 2016

*Datum odevzdání bakalářské práce:*

do 11. května 2017



prof. RNDr. Petr Dobrovolný, CSc.  
ředitel Geografického ústavu

*Zadání práce převzal(a):* .....  ..... *dne* ..... 5. 11. 2016

## **Poděkování**

Ze všech nejvíc bych rád poděkoval zejména doc. Mgr. Danielu Nývltovi, PhD. a Mgr. Martinovi Hanáčkovi, bez jejichž velmi dobře cílených rad a připomínek by tato práce jen těžko vznikala. Rád bych také poděkoval Mgr. Radimu Stuchlíkovi za četné konzultace ohledně zpracování dat a tvorby modelu, Mgr. Lence Lisé, PhD. za možnost provést laserovou granulometrii na AV ČR, za její ochotu při zaučení, a také za poskytnutí dat granulometrie spraší. Dále děkuji i Ing. Kateřině Tajovské, PhD., která mi pomohla se zpracováním GPS dat. Kromě nich bych tímto chtěl poděkovat i Ondřeji Škrabalovi, s jehož pomocí jsem začistil některé profily. Na závěr patří velký dík mé rodině, bez jejíž podpory bych jen těžko dostudoval.

## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracoval samostatně pod vedením doc. Mgr. Daniela Nývltu, PhD. a s využitím informačních zdrojů, které jsou v práci citovány.

Brno, 10. 5. 2017

.....  
Jakub Holuša

|  |    |
|--|----|
| 1 ÚVOD.....  | 10 |
| 2 POPIS OBLASTI.....   | 11 |
| 2.1 Geologie a geomorfologie oblasti .....   | 11 |
| 2.1.1 Geomorfologie.....   | 11 |
| 2.1.2 Geologie.....  | 12 |
| 2.2 Kontinentální zalednění oblasti.....   | 14 |
| 2.2.1 Paleogeografie a stratigrafie zalednění .....                                | 14 |
| 2.2.2 Tilly .....  | 16 |
| 2.2.3 Glacifluviální sedimenty .....   | 17 |
| 2.2.4 Glacilakustrinní sedimenty .....   | 18 |
| 2.3 Geologický vývoj po kontinentálním zalednění .....                             | 18 |
| 2.3.1 Erozní a sedimentační procesy a periglaciální procesy .....                  | 18 |
| 2.3.2 Eolický prach.....   | 19 |
| 2.3.3 Koluviální sedimenty .....   | 20 |
| 2.3.4 Aluviální sedimenty .....  | 21 |
| 2.3.5 Fluviální sedimenty.....   | 22 |
| 2.3.6 Niveoeolické sedimenty .....   | 23 |
| 2.3.7 Periglaciální procesy a tvary reliéfu .....                                  | 23 |
| 2.3.8 Eolické tvary reliéfu – hrance.....  | 26 |
| 2.4 Pískovna Kolnovice.....  | 26 |
| 3 MATERIÁL A METODY .....  | 28 |
| 3.1 Popis studovaných profilů .....  | 28 |
| 3.2 Odběr vzorků .....   | 31 |
| 3.3 Granulometrická analýza sedimentů.....   | 33 |
| 3.4 Zpracování dat granulometrické analýzy .....                                   | 34 |
| 3.5 Model pískovny .....   | 35 |
| 4 VÝSLEDKY.....  | 38 |
| 4.1 Facie v profilech .....  | 38 |
| 4.1.1 Facie v glacifluviálních sedimentech .....                                   | 38 |
| 4.1.2 Facie v postglacifluviálních sedimentech.....                                | 39 |
| 4.1.2.1 Diamiktony v postglacifluviálních sedimentech .....                        | 39 |
| 4.1.2.2 Písčité a štěrkovito-písčité facie v postglacifluviálních sedimentech..... | 41 |
| 4.3 Postsedimentární tvary .....   | 44 |
| 4.3.1 Pukliny .....  | 44 |
| 4.3.2 Vzpřímení klastů.....  | 45 |
| 4.3.3 Deformace vrstev .....   | 45 |
| 4.3.4 Mramorování .....  | 46 |
| 5 INTERPRETACE .....   | 48 |
| 5.1 Geneze sedimentů .....   | 48 |
| 5.1.1 Geneze glacifluviálních sedimentů .....                                      | 48 |
| 5.1.2 Geneze postglacifluviálních sedimentů .....                                  | 48 |



|   |    |
|---|----|
| 5.1.2.1 Diamiktony.....                             | 48 |
| 5.1.2.2 Písčité a štěrkovito-písčité sedimenty..... | 50 |
| 5.2 Geneze postsedimentárních tvarů.....            | 52 |
| 5.3 Vývoj v západní a východní části pískovny.....  | 55 |
| 6 DISKUZE .....                                     | 57 |
| 7 ZÁVĚR.....  | 63 |
| 8 LITERATURA .....                                  | 64 |
| 8.1 Tištěné monografie.....                         | 64 |
| 8.2 Elektronické zdroje .....                       | 69 |
| SEZNAM PŘÍLOH.....                                  | 72 |

# 1 ÚVOD

Tato práce je zaměřena na popis a interpretaci sedimentární sekvence v nadloží proglaciálních glacifluviálních sedimentů, odkryté v kolnovické pískovně. Detailnímu studiu postglacifluviálních sedimentů, zaměřených na popis a interpretaci této sekvence, se však kromě geologického mapování (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004) a ojedinělých článků (PROSOVÁ, 1981) nevěnovala rozsáhlá pozornost. Rozšíření poznatků o těchto sedimentech je hlavním cílem této práce. Podrobnější studium klimaticky podmíněných sedimentů a periglaciálních procesů bylo prováděno především na Ostravsku (MACOUN a kol., 1965), Opavsku a v Nízkém Jeseníku (CZUDEK, 2005).

Tato práce přináší analýzu sedimentárního prostředí pískovny Kolnovice po uložení glacifluviálních sedimentů. Postglacifluviální sedimenty se zde ukládaly v periglaciální zóně, která se vyznačuje semiaridním až aridním klimatem a silnými studenými větry (RŮŽIČKOVÁ a kol. 2003; CZUDEK, 2005). Pro periglaciální zónu jsou typické periglaciální jevy (např. mrazové klíny, soliflukce, tříděné půdy, aj.) a vznik eolicko-koluvialních sedimentů (CZUDEK, 2005). V následujících kapitolách budou kromě všeobecného souhrnu sedimentační historie na dané lokalitě, vsazeného do širšího regionálního kontextu, popsány studované profily, zrnitostní vlastnosti sedimentů a bude podán souhrn jednotlivých facií nacházejících se v daných profilech.

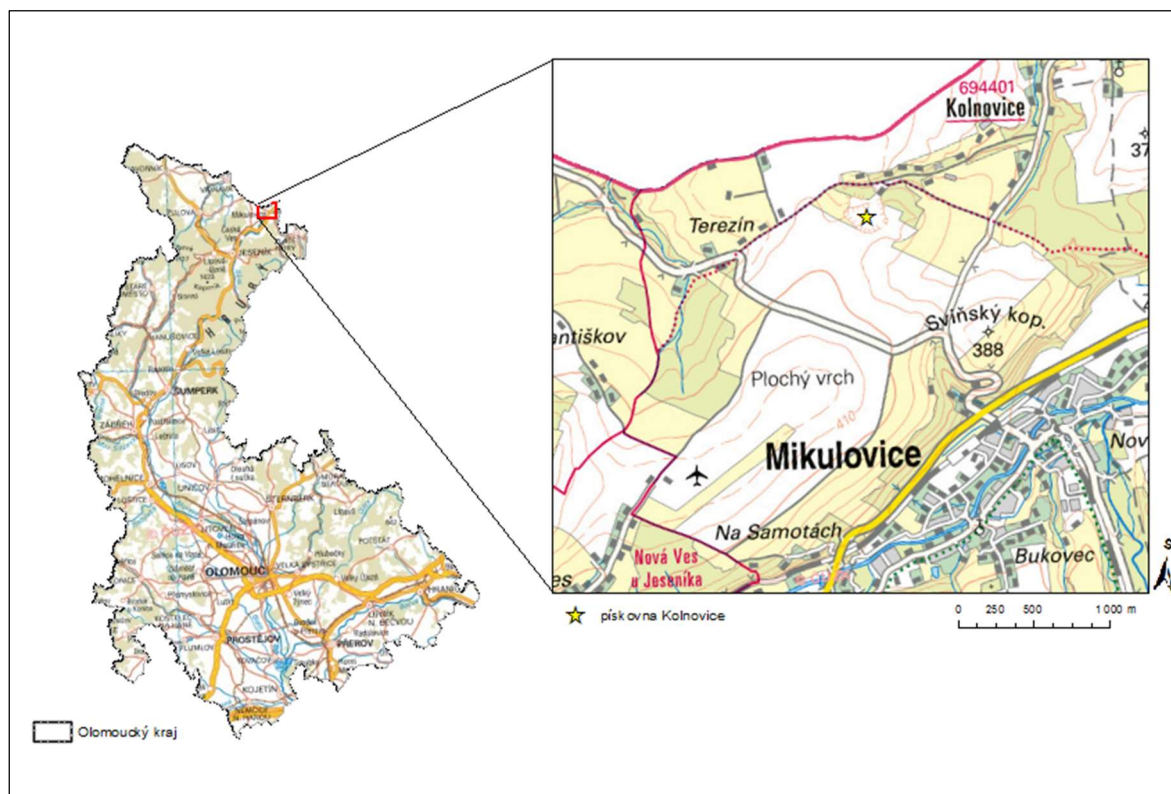
Práce je také zaměřena na identifikaci a popis postsedimentárních tvarů v postglacifluviálních sedimentech. Ty se vytvářejí za určitých klimatických podmínek, tudíž se na základě jejich výskytu dají do jisté míry rekonstruovat paleoklimatické podmínky, které panovaly při jejich vzniku, což je jedním z hlavních témat v diskuzi. Na základě paleoklimatických podmínek a superpozice postglacifluviálních sedimentů je v diskuzi naznačeno přibližné stratigrafické zařazení a chronologie vzniku periglaciálních jevů a postglacifluviálních sedimentů.

Mocnost postglacifluviálních sedimentů v kolnovické pískovně je velmi variabilní, což je důsledkem rozdílného charakteru dvou depresí. Pro lepší představu, do jaké míry byl vývoj rozdílný, byl vytvořen model pískovny s mocnostmi postglacifluviálních sedimentů. Ten byl sestaven na základě souboru bodů zaměřených diferenční GPS a s využitím dat z databáze geologických vrtů.

Na základě získaných dat práce přináší interpretaci vývoje sedimentárního prostředí na lokalitě Kolnovice po uložení glacifluviálních sedimentů. Dále jsou diskutovány specifické vlastnosti sedimentace na této lokalitě ve srovnání s obdobnými lokalitami ve střední Evropě.

## 2 POPIS OBLASTI

Zájmová oblast se nachází v podhůří Rychlebských hor a Zlatohorské vrchoviny (dále jako „jesenická oblast“). Samotná kolnovická pískovna se nachází v okrese Jeseník a Olomouckém kraji (viz Obr. 1). Poblíž pískovny asi 500 m severně probíhá státní hranice s Polskou republikou.



Obr. 1 Lokalizace kolnovické pískovny v rámci Olomouckého kraje (zdroj: GEOPORTÁL ČÚZK, ©2010)

### 2.1 Geologie a geomorfologie oblasti

#### 2.1.1 Geomorfologie

Systém: Hercynský

-> Provincie: Česká Vysočina

-> Soustava: Krkonošsko-Jesenická

-> Podsoustava: Jesenická

-> Celek: Zlatohorská vrchovina

-> Podcelek: Bělská pahorkatina

-> Okrsek: Supíkovičská pahorkatina

Supíkovičská pahorkatina je okrskem v severní části Bělské pahorkatiny. Reliéf je členitý, nejvyšším bodem je vrch Velký Špičák, dosahující 516 m n. m. (DEMEK, MACKOVČIN, 2014).

### 2.1.2 Geologie

Na vývoji geologických jednotek krystalinika jesenické oblasti se podílely sedimentační a orogenní (metamorfní a magmatické) procesy předvariské a zejména procesy variské, které měly určující ráz pro petrogenezi místních hornin. Po dlouhém období denudace se v neogénu obnovila sedimentační činnost, která později pokračovala během celého kvartéru zejména v souvislosti s kontinentálním zaledněním (ŽÁČEK a kol., 2004).

Krystalinikum jesenické oblasti tvoří především horniny proterozoického a paleozoického stáří. Podhůří Rychlebských hor tvoří především karbonské granitoidy žulovského masívu a dále hlavně migmatity a krystalické vápence pláště žulovského masívu. Krystalinikum v údolí řeky Bělé od Mikulovic po Jeseník tvoří převážně proterozoické biotitické pararuly a kvarcity vrbenské skupiny, dále muskovitické a dvojslídne ruly keprnické klenby a pláště žulovského masívu. Významnou jednotkou je jesenický amfibolitový masív devonského stáří. Geologická stavba oblasti kolem Zlatých Hor je tvořena převážně devonskými kvarcity a kvarcitickými slepenci, grafiticko-sericitickými fylity, metamorfovanými vápenci a vápnitými fylity vrbenské skupiny. Na toto krystalinikum pak nasedá miocenní a kvarterní pokryv. Miocenní jíly, písky a štěrky jsou ve velké míře zachovány severně od města Javorník a západně od Vidnavy, jsou však většinou překryty kvartérním pokryvem (POUBA a kol., 1962, MÍSAŘ a kol., 1996).

Vývoj oblasti přímo v prostoru listu 14-222 Vidnava lze podle Žáčka a kol. (2004) rozdělit na tři hlavní etapy – vývoj předvarisky konsolidovaného parautochtonu (neoproterozoikum–silur), vývoj varisky konsolidovaného orogénu (spodní devon–spodní karbon) a platformní vývoj (svrchní karbon–kvartér). Horniny a struktury první etapy jsou již dnes jen velmi málo zachované. Na erodovaný a peneplenizovaný povrch staršího krystalinika sedimentovaly během devonu mořské sedimenty, které zahrnovaly pestrou škálu od klastických sedimentů přes chemogenní nebo biogenní uložení (např. vápence, vápnité jíly) a prorážely je kyselé i bazické vulkanity. Během variské orogeneze došlo k metamorfóze všech předvariských typů hornin a k vytvoření velké vrásové stavby; na jejím konci (340–304 Ma?) došlo k výstupu granitových hmot žulovského masívu, který se také zásadně podílel na natavení okolních hornin a tím na vzniku migmatitového lemu. Při metamorfóze došlo k přeměně původních sedimentů a vulkanitů na kvarcity, ruly až migmatity, krystalické vápence (mramory) a amfibolity (ŽÁČEK a kol., 2004).

V devonském období došlo na území listu Jeseník 14-224 stejně jako na území listu Vidnava k mořské transgresi, která zde zapříčinila ukládání jílovitých sedimentů, po metamorfóze představovaných tmavými biotitickými plagioklasovými rulami, popř. fylity se zvýšenou koncentrací grafitu. Do devonských sedimentů intrudovaly bazické vyvěřeliny, které dnes tvoří jesenický amfibolitový masív. Vulkanismus probíhal pravděpodobně v mělkém teplém moři a jeho výsledkem byly jak lávy, tak tufy. Spolu s vulkanity se v sedimentačním prostředí hromadily jílovité

sedimenty, místy vápnité nebo i s vložkami vápenců, a také křemenné a křemeno-živcové písky. Během variské orogeneze byly předdevonské i devonské horniny společně deformovány a metamorfovány do pararul, kvarcitů a amfibolitů (CHÁB a kol., 2004).

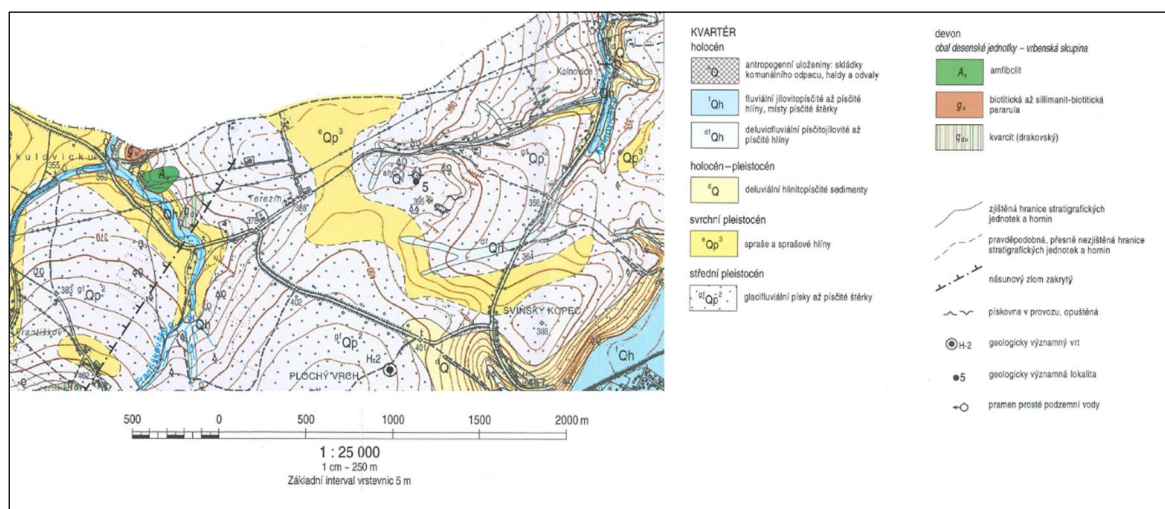
Po ukončení variské orogeneze bylo území listu Vidnava na delší dobu souší, kde probíhalo zvětrávání a peneplenizace. V mezozoiku, paleogénu a neogénu došlo ke kaolinizaci granitoidů žulovského masívu, což svědčí o intenzivním chemickém zvětrávání v tropickém klimatu. Koncem mezozoika, při prvních pohybech alpínského vrásnění, došlo k obnovení sudetských zlomů, které pak dotvářely morfologii terénu. Následně během spodního až středního miocénu došlo k vyplnění více než 250 m hlubokého fluviálního koryta v severozápadní části listu 14–222 u Vidnavy a Velké Kraše (ŽÁČEK a kol., 2004), ústícího do mělkého badenského moře poblíž současné státní hranice.

Informace o geologickém vývoji od variské orogeneze po kvartér na území listu Jeseník téměř chybí. Předpokládá se maximálně neogenní založení kotliny mezi Jeseníkem a Mikulovicemi (CHÁB a kol., 2004).

Pro oblast listů Vidnava a Jeseník a její současnou podobu reliéfu byl však nejdůležitějším zásah kontinentálního ledovce. Jednoznačný je zásah elsterského ledovce, přítomnost sálského ledovce nebyla dosud prokázána (NÝVLT a kol., 2011). Na výskyt kontinentálního ledovce se váže celá série sedimentů. Sedimenty postupové fáze, např. glacifluviální písky, však nejsou mnohdy zachovány, neboť byly postupujícím ledovcem často odneseny. Proto mohou subglaciální tilly přímo nasedat na zvětralé podloží (ŽÁČEK a kol., 2004). Subglaciální tilly se nachází například v prostoru sedla mezi Bílým kamenem (613 m n. m.) a Strážiskem (610 m n. m.), což z nich činí doposud nejvýše položené glacienní sedimenty z České republiky (GÁBA, 1972; PROSOVÁ, 1981; CHÁB a kol., 2004; CZUDEK, 2005; NÝVLT a kol., 2011). Během postupu docházelo k uložení typického lodgement tillu a písků. Pro ústupovou fázi ledovce jsou nejvíce charakteristické akumulace glacifluviálních písků a štěrků jak sandrového, tak i vějířového typu. Některé glacifluviální sedimenty vyplňují i starší subglaciální koryta anebo starší fluviální údolí vytvořená v preglaciálním reliéfu, jak je tomu např. v okolí Kolnovic. Specificky se glacifluviální sedimenty vyskytují také v prostoru jeskyň kolem Supíkovice (ŽÁČEK a kol., 2004).

Střídáním klimatických podmínek a na to vázanými změnami erozních a akumulačních procesů došlo k vytvoření systému říčních teras. Do dnešní doby se však většinou na území listu Vidnava a Jeseník dochovaly pouze terasy poledovcového období pleistocénu, pouze dvě starší středopleistocenní terasy se dochovaly v soutokové oblasti Černého a Červeného potoka (ŽÁČEK a kol., 2004), a také terasa mezi Písečnou a Širokým Brodem kolem řeky Bělé (CHÁB a kol., 2004). Druhotným klimatickým vlivem kontinentálního ledovce sálského a viselského zalednění bylo po ústupu ledovců do Polska v chladných a relativně suchých obdobích vytvoření rozsáhlé

periglaciální oblasti, kde docházelo především k intenzivnímu mechanickému zvětvávání hornin a různým typům jejich transportu. Takto se tvořily při úpatích hor a v údolích rozsáhlé plochy koluviálních a aluviálních sedimentů. V nejsušších fázích vrcholných glaciálů (stadiálů) docházelo též k silné větrné deflaci a akumulaci eolicky transportovaných prachovitých sedimentů (spraši a sprašových hlín), které obvykle překrývají glaci-fluviální či glaci-genní sedimenty. Od pozdního glaciálu došlo k tvorbě bazálních písků a štěrků dnešních říčních niv, v holocénu pak dochází k sedimentaci fluviálních sedimentů – nivních hlín (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004). Současné geologické poměry i s kvartérním pokryvem blízkého okolí kolnovické pískovny jsou zachyceny na Obr. 2.

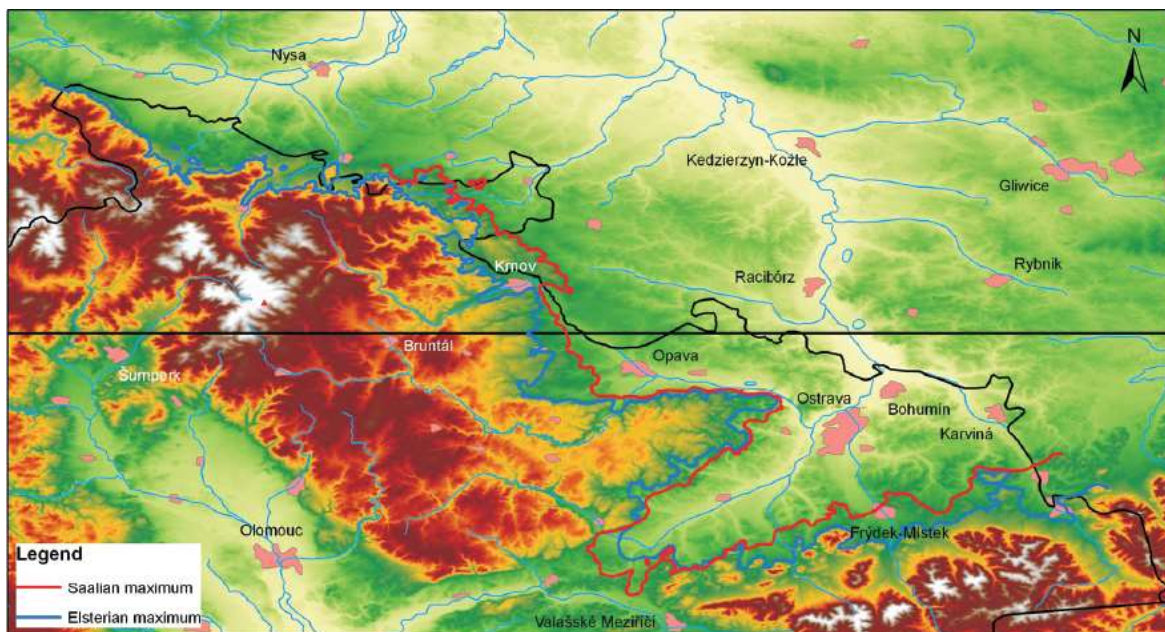


Obr. 2 Geologická stavba nejbližšího okolí pískovny (převzato z: ŽÁČEK a kol., 2004; upraveno)

## 2.2 Kontinentální zalednění oblasti

### 2.2.1 Paleogeografie a stratigrafie zalednění

Území České republiky zasáhl kontinentální ledovec celkem třikrát, a to ve dvou starších elsterských a mladším sálském zalednění (NÝVLT a kol., 2011). Maximální rozsah elsterského a sálského kontinentálního ledovce na severní Moravě a ve Slezsku je znázorněn na Obr. 3.



Obr. 3 Maximální rozsah elsterského a sálského ledovce v prostoru Severní Moravy a Slezska (převzato z: NÝVLT a kol., 2011).

Elsterské zalednění ve svém maximální rozsahu dosáhlo severní Moravy a Slezska, kde byla konkrétně zaledněna úpatí Rychlebských hor a Hrubého Jeseníku, Zlatohorská vrchovina byla zaledněna částečně, a to v její severní části. Dále byly zaledněny oblasti Moravské Brány, Opavské pahorkatiny a Ostravské pánve. Ledovec také postoupil až k úpatí Nízkého Jeseníku, kde se místy dostal říčními údolími Moravice a Opavy více do vnitrozemí. Sálské zalednění také zasáhlo sever Moravy a Slezska, avšak nezasáhlo prostor jesenické oblasti jako předchozí elsterské zalednění. Mnohde není ani přítomnost sálského zalednění z jesenické oblasti vůbec doložena. Také v ostatních částech moravkoslezské oblasti většinou sálské maximum nedosáhlo maxima elsterského zalednění, výjimkou může být pouze prostor Moravské brány, kde se ledovec dostal velmi blízko k hlavnímu evropskému rozvodí a jeho tavné vody unášely a ukládaly materiál až v povodí Bečvy, což dokazuje přítomnost nordických souvků (NÝVLT a kol., 2011).

V oblasti střední Evropy jsou vhodnými ukazateli rozsahu pleistocenního zalednění především ledovcové uloženiny či jejich zbytky (souvky anebo bludné balvany). Nepřítomnost souvků však nutně nemusí vypovídat o tom, že zde zalednění nebylo – souvky totiž mohly být snadno transportovány následnými exogenními procesy. Naproti tomu jisté typy eratických balvanů, jako např. červené žuly, všechny porfýry a porfyrity, hälleflinty, pazourky, organogenní vápence a skandinávsko-baltské pískovce lze bezpečně považovat za důkaz o přítomnosti ledovce, u ostatních typů hornin je totiž možná záměna s domácími horninami (GÁBA, 1972).

Jak již bylo výše zmíněno, v České republice jsou nejvýše položené sedimenty kontinentálního ledovce popsány v sedle mezi vrcholy Bílý kámen a Strážisko a jsou řazeny do

glaciálu elster I, kdy patrně ledovec vyplnil celé údolí řeky Bělé až za dnešní město Jeseník (CHÁB a kol., 2004). Jižně a jv. od tohoto sedla se nachází pískovna (510 m n. m.), v níž byly odkryty glaci-fluviální sedimenty představující relikt, které geneticky souvisí s tilly v sedle, tudíž jsou také řazeny do glaciálu elster I (HANÁČEK, 2011). Plošně rozsáhlejší mocnější akumulace tillů, glaci-fluviálních a ojediněle i glaci-lakustrinních sedimentů, ležících na Jesenicku v nižších nadmořských výškách (do 450 m), vznikly podle Chába a kol. (2004) a Žáčka a kol. (2004) při druhém elsterském zalednění (v elsteru II).

Ledovcové sedimenty jesenické oblasti jsou podle Hanáčka (2014) složeny hlavně z hornin místní proveniencí (např. metamorfity orlicko-sněžnického krystalinika, staroměstského krystalinika, silezika a variské granitoidy). Horniny z nordické oblasti (granitoidy, vulkanity, metamorfity a pískovce baltského štítu a sedimentární horniny jeho paleozoicko-kenozoické platformy) jsou zastoupeny podstatně vzácněji. Původem polské horniny (sudetské porfyry, silicity, pískovce) mají akcesorické podíly. Nejednoznačnou, i když většinou místní proveniencí, mají klasty křemene, které se také podstatnou měrou podílejí na skladbě štěrkového materiálu těchto sedimentů. Poněkud nejasného původu je bazalt, který může pocházet z různých výchozů v Polsku, z malé části Rychlebských hor a z nordické oblasti (HANÁČEK, 2014).

### 2.2.2 Tilly

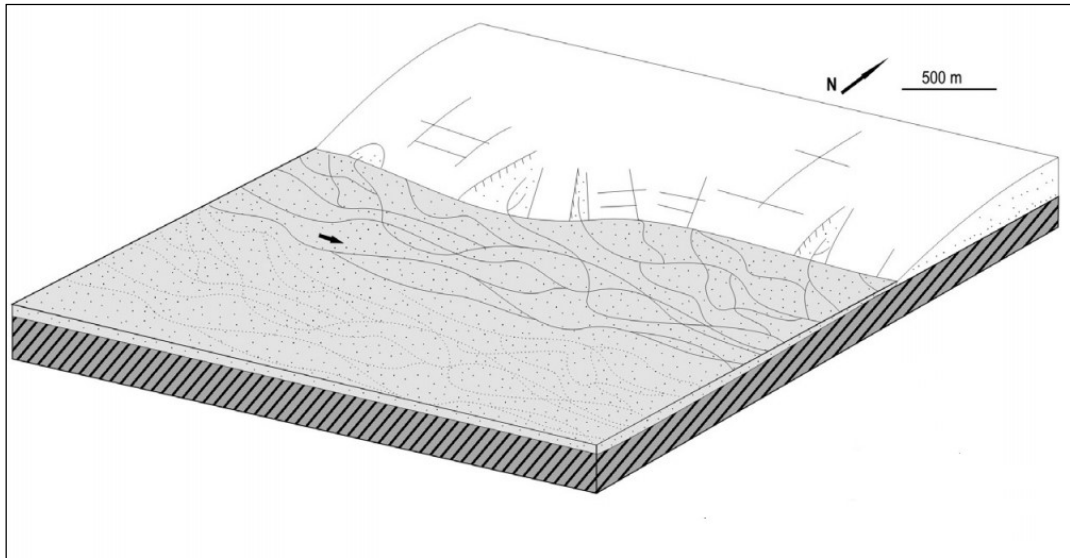
V rámci jesenické oblasti byl zjištěn výskyt celkem pěti genetických typů tillů, a to lodgement till, subglaciální melt-out till, supraglaciální melt-out till, supraglaciální flow-till a glaci-tektonit (ŽÁČEK a kol., 2004; PECINA a kol., 2005). Supraglaciální melt-out tilly a glaci-tektonity byly Hanáčkem a kol. (2016) interpretovány v odkryvu na okraji žulovského masívu, nacházejícím se 1500 m jz. od náměstí ve Vidnavě, přičemž tato lokalita představuje drumlin. Cháb a kol. (2004) dále potvrzují přítomnost subglaciálních tillů staršího zalednění (elster I) v sedle mezi vrcholy Bílý kámen a Strážisko. Mezi klasty zde převládají místní horniny, nordických souvků je minimální množství; Cháb a kol. (2004) z nordických souvků uvádí baltské pazourky, ålandské rapakivické granity a dala porfyry. Cháb a kol. (2004) dále popisují tilly mladšího zalednění mezi Hradcem a Františkovem, kde jejich mocnosti dosahují 2–3 m. Žáček a kol. (2004) popisují lodgement till v okolí Staré a Nové Červené Vody, kde místy nasedá přímo na zvětralé podloží, nebo na dobře vytríděné glaci-fluviální písky zřejmě postupové fáze téhož zalednění. Převážné množství glaci-genních sedimentů však již bylo odneseno následnými glaci-fluviálními, fluviálními a svahovými procesy, nebo jsou dnes nejčastěji překryty sprašovými hlínami či svahovými sedimenty (ŽÁČEK a kol., 2004). Přímo v kolnovické pískovně považoval Gába (2001) za subglaciální tilly stejné sedimenty, které jsou v této práci interpretovány jako postglaci-fluviální série. Tato problematika bude popsána v diskuzní části práce.



### 2.2.3 Glacifluviální sedimenty

Glacifluviální sedimenty představují podle Hanáčka (2010) plošně nejrozšířenější a také nejmocnější typ ledovcových sedimentů na Jesenicku. Všechny povrchové výskyty vznikaly během ústupové fáze mladšího zalednění, uloženiny postupové fáze téhož zalednění jsou známe jen z vrťů u Staré a Nové Červené Vody a z vrchu Hrouda (289 m n. m.) u Velké Kraše (PECINA a kol., 2005).

Uloženiny vzniklé během postupové fáze byly až na výjimky zcela denudovány postupujícím kontinentálním ledovcem. 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 nebo preglaciálních fluviálních údolích, jak je tomu např. v okolí Kolnovic (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004). V případě koryt pak mocnosti přesahují i 30 m (ŽÁČEK a kol., 2004). Na základě litofaciální analýzy Hanáčka (2012) lze kolnovické glacifluviální sedimenty považovat za uloženiny divočící výplavové plošiny proglaciální zóny, která se zde vyskytovala během deglaciace mezi Sokolským hřbetem na západě a na východě mezi Zlatohorskou vrchovinou a Górami Opawskými. Po jejím povrchu proudily divočící řeky, vytékající z ledovcového štítu na různých místech jeho dlouhého čela (viz Obr. 4; HANÁČEK, 2012). Další velmi mocné polohy glacifluviálních písků až písčitých štěrků popisuje Cháb a kol. (2004) z Písečné (až 45 m mocné sedimenty), kde se nacházel terminoglaciální kužel. Tato sedimentární sekvence je nově interpretována jako terminoglaciální delta gilbertovského typu, ústící do ledovcem hrazeného jezera (HANÁČEK a kol., 2015). Glacifluviální sedimenty vyplňující koryta vytvořená buď v preglaciálním reliéfu, nebo jako subglaciální tunely, lze nalézt východně od Supíkovice a Dolních Kunětic (zde je výplň mocná až 50 m). Dále se dá tento typ sedimentů najít v sedle mezi Bílým kamenem a Strážiskem, které se však, na rozdíl od všech výše zmíněných, řadí ke staršímu zalednění. Granulometrické složení glacifluviálních písků listů 14–224 Jeseník a 14–222 Vidnava je klasifikuje jako středně až spíše špatně vytříděné střední až hrubozrnné písky až písčité štěrky (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004).



Obr. 4 Výplavová plošina podél čela kontinentálního ledovce v prostoru Kolnovic. Plnou čarou jsou znázorněna aktivní koryta, přerušovanou koryta opuštěná (převzato z: HANÁČEK, 2012)

Ve dvaceti metrovém odkryvu kolnovické pískovny se podle Hanáčka (2012) u glacifluviálních sedimentů jedná o písky, šterkovité písky a písčité šterky, převážně se šikmým zvrstvením. V některých polohách se vyskytují různě mocné masivní písčité šterky. Spodních 15 m mocnosti představují sedimenty postupně nahoru hrubnoucí sekvenci (HANÁČEK, 2012).

#### 2.2.4 Glacilakustrinní sedimenty

Ze všech na Jesenicku dosud známých typů ledovcových sedimentů se vyskytují nejméně často a také v nejmenších mocnostech. Dosud byly popsány jen z několika lokalit a prakticky nikde dnes nevystupují na povrch. Prosová (1981) je udává z pískovny v Písečné a z okolí Nové Vsi a Širokého Brodu. Terminoglaciólní jezero hrazené ledovcovým štítem pak v Písečné potvrzuje Hanáček a kol. (2015), přičemž část sedimentů transportovaných tavnou vodou z ledovce svým původem odpovídá uložením v deltě gilbertovského typu. Dále glacilakustrinní sedimenty popsal Gába (1992) ve staré kaolínové jámě zhruba 1 km jižně Vidnavy, kde se střídají s glacifluviálními sedimenty a dosahují mocnosti až 2 m. Jsou jemně laminované (cca 1 mm), horizontálně zvrstvené.

### 2.3 Geologický vývoj po kontinentálním zalednění

#### 2.3.1 Erozní a sedimentační procesy a periglaciální procesy

Mezi nejvýraznější erozní procesy po ústupu ledovce patří především procesy eolické a fluviální. Díky aridnímu klimatu a suchým větrům docházelo k tvorbě hranců, což jsou tvary eolické eroze (PROSOVÁ, 1981). V tomto území také docházelo k intenzivní fluviální erozi, která nejvíce postihla ledovcem uložené sedimenty. Došlo zejména k erozi již akumulovaných (glaci)fluviálních písků a šterků, čímž se vytvořil současný systém teras (MACOUN a kol., 1965)

a vytvořila se také současná říční síť. Erozi byly také slabě postiženy aluviální kužely při úpatích hor.

K nejvýraznějším sedimentárním procesům během pleistocénu patří bezpochyby akumulace fluviálních štěrků v údolních nivách místních řek a potoků. V holocénu se ve velké míře v údolních nivách ukládaly povodňové hlíny. Během vrcholně glaciálních období naopak docházelo k velmi intenzivní eolické sedimentaci, jejímž výsledkem jsou zejména spraše a sprašové hlíny (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003). Na svazích vznikaly koluviální sedimenty, Macoun a kol. (1965) uvádějí zejména ronové sedimenty, sesuvy a koluviofluviální sedimenty. Rozsáhlejší sesuvy popisuje Macoun a kol. (1965) z Ostravska či Moravskoslezských Beskyd, kde docházelo k sesuvům po jílech a flyšových horninách a v posledních desetiletích došlo k jejich častým aktivacím v souvislosti s přívalovými srážkami (m. j. KREJČÍ a kol., 2002; PÁNEK a kol., 2013).

Jelikož se jesenická oblast po deglaciaci a následném postupu kontinentálního ledovce do středního Polska v následujícím glaciálu dostala do tzv. periglaciální oblasti, došlo také k velmi intenzivním periglaciálním procesům. Ty se vážou zejména na permafrost, který se ve středoevropském prostoru po odlednění vyskytoval (CZUDEK, 2005). Periglaciálními procesy byly v rané fázi po deglaciaci elsterského ledovce a v následujícím postupu sálského a viselského zalednění do středního Polska postiženy jak ledovcem uložené sedimenty, tak následně i akumulované eolické sedimenty. Výsledkem periglaciálních procesů na svazích byly koluviální sedimenty. K nejčastějším procesům v jesenické oblasti lze zařadit např. vznik mrazových puklin a klínů, kryoturbaci, geliflukci, vznik mrazem tříděných půd, aj. Z regionálního hlediska moravskoslezské glaciální oblasti popisují Macoun a kol. (1965) mrazové klíny např. z městské části Opava-Kateřinky, pod kopcem Šibeňák jižně od Opavy, z Uhlířova, z Kunína, Kozmic aj. Kryoturbační zjevy popisuje v glacialakustrinních píscích u Ludgerovic, u Hlučína, Kozmic, Uhlířova a u Nového Jičína. Soliflukci Macoun a kol. (1965) popisují např. u Kozmic a u Palhance. Jednotlivé procesy jsou detailněji popsány v podkapitole Periglaciální procesy a tvary reliéfu.

### **2.3.2 Eolický prach**

Eolický prach se vyskytuje většinou ve formě sedimentu, který je označován jako spraš. Podle klasické definice je spraš homogenní, převážně nezvrstvený prachový sediment s proměnlivou podřadnou příměsí písku a jílu. Významnou složkou spraší v našich zeměpisných šířkách je uhličitán vápenatý. Může se ve spraši vyskytovat buď v jemně rozptýlené formě, která spraš zpevňuje a částečně podmiňuje její sloupcovitou odlučnost, nebo ve výkvětech (=pseudomycéliích) ve formě výstelek po koříncích, nebo konkrecí (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003). Eolická sedimentace a procesy byly nejintenzivnější zejména v pleistocénu, naproti tomu v holocénu se projevy vážou pouze na převívání vátých písků a větrnou erozi půdy (CZUDEK, 2005).

V územích s vyšší nadmořskou výškou (obvykle nad 350 m), popř. i níže, ale s vlhčím klimatem, jsou prachové eolické sedimenty nevápnité a jsou označovány jako sprašové hlíny nebo odvápněné spraše (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003).

Prosová (1981) jako hlavní oblasti sprašové akumulace v jesenické oblasti označuje prostor na sever od Zlatých Hor, na pravém břehu Bělé, v okolí Kolnovic a Velkých Kunětic a mezi Heřmanicemi a Bernarticemi. Právě podle v té době nejlepšího odkryvu v Kolnovicích Prosová (1981) soudí, že hlavní mocnost sprašových hlín (1 m) odpovídá některé sprašové fázi posledního glaciálu. Cháb a kol. (2004) popisují spraše či sprašové hlíny kolem Mikulovic či Písečné, kde kryjí ledovcové a fluviální sedimenty. Vzhledem k jejich poměrně malému obsahu  $\text{CaCO}_3$  je řadí spíše mezi sprašové hlíny. Mocnosti se pohybují většinou mezi 1 a 2 m, výjimečně i přes 3 m. Granulometricky představují středně až špatně vytříděné jílovité silty s malým obsahem písčité frakce (okolo 5 %). Žáček a kol. (2004) také uvádějí, že se na listu Vidnava jedná spíše o sprašové hlíny s velmi podobnými vlastnostmi. Mocnosti jsou nejčastěji 2–3 m, v kolnovické pískovně v rozmezí 0,4–1,4 m.

### 2.3.3 Koluviální sedimenty

Koluviální, deluviální neboli též svahové sedimenty, jsou obecně definovány jako sedimenty, jejichž transport a uložení byly podmíněny gravitací, přičemž se na jejich tvorbě různou měrou podíleli i další činitelé – např. voda (především dešťová), sníh, led, částečně i vítr (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003). Podle různého podílu a formy působení těchto činitelů dělí Růžičková a kol. (2003) svahové sedimenty na gravitační, gravitační sesuvné, gravitační ploužené, gravitační proudové a splachové. Existují však i jiná kritéria pro jejich klasifikaci, a to např. zrnitostní složení či rychlost svahových pohybů. Czudek (2005) pak ve své publikaci zmiňuje, že ze všech kryogenních svahových procesů, které působily na našem území v pleistocénu, např. ploužení, sesouvání, stékání a říčení, lze jako ty nejpodstatnější vybrat geliflukci, mrazový kríp, mrazové klouzání, vzdouvání úlomků, plošný splach, sufózi a různé typy skalního říčení. Czudek (2005) také zmiňuje, že se na území ČR pravděpodobně nenachází jediné katastrální území, kde by se alespoň v malé míře nedaly najít stopy po geliflukci. Naproti tomu v průběhu holocénu se nejvíce uplatňovaly procesy jako vodní eroze půdy a sesuvy, dále docházelo k transportu „plovoucích bloků“ (CZUDEK, 2005).

Wahnschaffe (1909; In Vitásek, 1926) vyčleňuje tzv. dejektivní spraš, která se vyznačuje šterkovou příměsí. Jedná se o sediment, který vznikl kombinací eolické a koluviální činnosti. Vitásek (1926) popisuje tento typ spraše z Hlučínska, kde tato spraš leží na ledovcových sedimentech. Jedná se o podobný typ sedimentu, jakými jsou deluvioeolické sedimenty, vymezené Růžičkovou a kol. (2003). Deluvioeolické sedimenty představují směs eolických a koluviálních sedimentů, příp. zvětralin z podloží.

Žáček a kol. (2004) dokládají rozsáhlé plochy koluviálních sedimentů víceméně na všech okrajových svazích Sokolského hřbetu a prakticky při všech březích větších vodních toků (např. podél Vidnávky ve Vidnavě, podél Bělé v Mikulovicích atd.). Cháb a kol. (2004) dále uvádějí koluviální sedimenty především podél řeky Bělé a jejích přítoků (zde jsou plošně nejrozsáhlejší), kolem potoku Javorná a jejích přítoků, a také kolem obce Rejvíz. Litologicky Cháb a kol. (2004) i Žáček a kol. (2004) klasifikují sedimenty nejčastěji jako šterkovitohlinité, šterkovité, hlinitokamenité a hlinitopísčité koluviální sedimenty s mocnostmi i 5–8 m. V detailnějším pohledu Prosová (1981) ve své práci z jesenické oblasti dokládá koluviální sedimenty např. v profilech z okolí Salisova (polycyklická koluvia), z oblasti Černá Voda – Stará a Nová Červená Voda nebo například z kolnovické pískovny a ze svahů Zlatohorské vrchoviny mezi Písečnou a Mikulovicemi. V Kolnovicích a jejich nejbližším okolí Žáček a kol. (2004) uvádějí častý výskyt koluviálních hlinitopísčitých sedimentů. Představují resedimentované glaciáluviální písky až šterky a obsahují mimo jiné též svahovými procesy redeponované složky, a to eolickou příměs (sprašové hlíny překrývající ledovcové sedimenty) a regolit místních granitů a rul. Granulometricky se jedná o prachové písky s menší příměsí šterků. Nevykazují již sedimentární textury typické pro glaciáluviální sedimenty, avšak často se v nich objevuje planární zvrstvení se zprohýbáním vrstev typických pro svahový transport vlivem plošného smyvu či soliflukce.

#### **2.3.4 Aluviální sedimenty**

Aluviální sedimenty (někdy též proluviální), jsou tvořeny sedimenty gravitačních hustotních (nasycených) proudů. Jsou ukládány nejčastěji na úpatích hornatých oblastí v blízkosti vyústění horských údolí do pánví, kde tvoří typické kužely. Sedimenty jsou většinou tvořeny různě zrnitými písčitými šterky. Pro tvorbu aluviálních kuželů byly nejvhodnějšími podmínkami ty v průběhu glaciálních období, v důsledku málo vyvinutého vegetačního krytu, permafrostu (znemožnění vsaku srážkových vod) a zvýšené intenzity svahových pohybů (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003).

Typické aluviální sedimenty jsou ve zlatohorské oblasti, v povodí Vidnávky, na pravém břehu Bělé mezi Hradcem u Širokého Brodu a Mikulovicemi, kde se ploché rozsáhlé kužely aureolovitě spojily. Aluvia tvoří také lém, vázaný na pediment při hlavním sudetském zlomu mezi Javorníkem a Žulovou. Představují chaotickou sedimentaci, kterou střídaly denudační procesy, stínající místy povrch starých podhorských akumulací, místy hluboce zvětralé krystalinikum žulovského masívu (PROSOVÁ, 1981). Na některých lokalitách poukazuje Prosová (1981), že se dá i přes komplikace určit vztah aluviálních sedimentů k ostatním pleistocenním sedimentům; většinou totiž tato aluviální tělesa plynule přecházejí a mísí se s ostatními sedimenty. Pecina a kol. (2005) popisují, že aluviální kužely nacházející se při úpatí Rychlebských hor ústily na proglaciální výplavovou plošinu, která je elsterského stáří, tudíž vznik těchto kuželů musí minimálně souhlasit s obdobím sálského zalednění.

### 2.3.5 Fluviální sedimenty

Fluviální sedimenty jsou uloženiny klastického materiálu, transportovaného a ukládaného tekoucí vodou – tzn. vodními toky. Jsou ukládány ve dvou typech prostředí – v korytě vodního toku a mimo říční koryto. Sedimenty v říčním korytě se dají dále dělit na výplň říčního koryta, šterkové valy a tělesa, písková tělesa, laminované písky, tělesa vznikající akrecí směrem po proudu, sedimenty laterální akrece a sedimenty gravitačních proudů. Sedimenty ukládané mimo říční koryto neboli nivní sedimenty, se dělí na agradační valy, sedimenty nivních jezer, sedimenty mrtvých ramen a běžné přelivové sedimenty (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003). V pleistocénu byly i u nás fluviální procesy určovány fyzickogeografickými (např. podnebí), tektonickými a litologickými faktory. Největší morfogenetický účinek proudící vody byl i na území ČR v periglaciálním prostředí pleistocénu v krátkém období rychlého tání sněhu, ledovců a ledu činné vrstvy. V této době dosáhla tekoucí voda zhruba 60–80 % svého celoročního erozního, transportačního a akumulacího účinku, přičemž erozní fáze byly mnohem kratší než fáze akumulací. V holocénu pak na našem území pokračovala zejména hloubková eroze, v údolních nivách docházelo k rozlivům řek z říčních koryt, během nichž se usazovaly povodňové hlíny (CZUDEK, 2005).

Primárními texturami fluviálních sedimentů, ukládaných jak v říčním korytě, tak mimo něj, jsou např. typy zvrstvení – a to šikmé a horizontální. Šikmé zvrstvení se dále dělí na výmolové šikmé a planární šikmé. Další výraznou texturou je tzv. imbrikace, což je přednostní orientace valounů indikujících směr proudění vody. Jemné sedimenty (prach, jíl), ukládané ze suspenze, pak často tvoří deskovitá tělesa s horizontálním zvrstvením, častěji však s laminací. Sekundárními texturami porušujícími fluviální sedimenty jsou nejčastěji deformace způsobené činností mrazu (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003).

Cháb a kol. (2004) a Žáček a kol. (2004) zaznamenávají v jesenické oblasti fluviální sedimenty trojího stáří a dvojího prostředí. Středopleistocenní fluviální sedimenty jsou tvořeny písky a šterky tvořící v této oblasti terasovité stupně. Na rozdíl od glaci-fluviálních sedimentů jsou převážně tvořeny místními horninami (horní toky Černého, Červeného potoka a Vidnávky, dále mezi Písečnou a Širokým Brodem a mezi Širokým Brodem a Mikulovicemi podél řeky Bělé) a tvoří zde tzv. vyšší a nižší terasy. Fluviální sedimenty vyšší terasy jsou zachovány v soutokové oblasti Černého a Červeného potoka s mocností asi 2 m (je to pravděpodobně relikty), dále kolem Bělé mezi Písečnou a Širokým Brodem s mocností 6–10 m; sedimenty nižší terasy lze nalézt podél toku řeky Bělé mezi Širokým Brodem a Mikulovicemi s mocností 4–7 m, dále kolem Černého potoka s mocností nejčastěji mezi 1 a 3 m, mnohdy však jde pouze o šterkové relikty. Svrchnopleistocenní fluviální písky a šterky tvoří údolní terasy západně až severozápadně od Vidnavy s mocností 5–7 m a dále ve městě Jeseník. Naproti tomu holocenní fluviální sedimenty jsou mnohem jemnozrnější. Představují je jílovitopísčité až písčité hlíny, místy písčité šterky s mocností kolem 1,5–4 m. Jsou to

současné výplně niv řek a větších potoků. Na bázi obvykle obsahují hrubší písky a štěrky, uložené během pozdního glaciálu až počátku holocénu; dále docházelo především k akumulaci povodňových hlín až písků (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004).

Podle Prosové (1981) jsou fluviální systémy v jesenické oblasti nejlépe vyvinuty v údolí Bělé a Vidnávky. Štěrkové údolní nivy a sedimenty inundačního území jsou z nejmladšího pleistocénu. Pro střední pleistocén je charakteristický terasový stupeň, který vzhledem k denudačním povrchům sleduje říční toky v poměrně velkém rozmezí relativních výšek (5–25 m nad nivou). Zajímavým geomorfologickým prvkem, dokumentujícím vliv ledovcových sedimentů na vývoj pleistocenní říční sítě, jsou náhlé změny toků na úsecích, kde akumulace postupovala tak rychle a v takové mocnosti, že toky změnila původní směr. Tyto změny jsou nejvíce patrné u Zlatého potoka a řeky Bělé (v okolí obce Písečná, kde koryto zahradily glacifluviální sedimenty uložené v gilbertovské deltě).

### **2.3.6 Niveoelické sedimenty**

Tento přechodný typ sedimentů popisuje Růžičková a kol. (2003) jako sedimenty vzniklé navátím prachu a písku na sníh. Odtáváním sněhu docházelo i při tvorbě tohoto sedimentu k transportu (sklouzáváním, splachem), ale většinou jen na krátkou vzdálenost. Jejich výskyt byl z území ČR popsán např. na svazích okrajů Hornomoravského úvalu (CZUDEK a kol., 1963). Niveoelické sedimenty jsou spojeny s podmínkami jako např. nízké teploty, vysoká energie větru, sněhové srážky, vysušování povrchu a dostupnost sedimentu. Nejvíce jsou spojovány s dunami, avšak mohou se také nacházet ve spojení s jinými tvary reliéfu – např. útesy, glacifluviální lavice a výplavové plošiny či suťové svahy (HUGENHOLTZ, HOOPER, 2015).

### **2.3.7 Periglaciální procesy a tvary reliéfu**

Jak již bylo zmíněno výše, tak periglaciální procesy se vážou zejména na výskyt permafrostu, respektive na jeho aktivní vrstvu, což je dle van Everdingena (1998) vrstva půdy nebo horniny, která je předmětem každoročního tání a mrznutí v oblastech ležících na permafrostu. Jindy je aktivní vrstva vůči podložnímu permafrostu vymezena nulovou izotermou (HRBÁČEK a kol., 2016). Permafrost se na studovaném území objevil po ústupu kontinentálního ledovce. Klima periglaciálních oblastí je aridní s velmi intenzivními a studenými větry (CZUDEK, 1997, 2005; RŮŽIČKOVÁ, 2003).

Díky velmi prudkým poklesům teplot pod bod mrazu vznikaly na tehdejších površích pukliny. Tyto pukliny byly následně v teplé části roku zaneseny okolním jemnozrnným materiálem (písek, prach, jíl), obsaženým ve vodní suspenzi. S nastupujícími mrazy poté voda v těchto puklinách zamrzla, a jelikož při fázové změně skupenství v led voda zvětšuje svůj objem, došlo také k rozšíření těchto puklin. Tyto tzv. regulační procesy se mohly opakovat po mnoho let. Pokud to bylo v řádu několika let, zůstaly po nich relativně úzké mrazové pukliny, pokud se opakovaly po několika desetiletí či století, vytvořily se mrazové klíny. Tyto dva druhy periglaciálních tvarů jsou běžně

součástmi polygonální sítě půdního ledu obklopující tříděné polygony zmrzlé půdy v průměru od 1 do 30 m (EMBLETON, KING, 1975).

Dalším periglaciálním projevem je například vymrzání klastů. Podle Matthewse (2013) je tento jev definován jako progresivní zdvih velkých klastů skrze nezpevněný sediment v periglaciálním prostředí. Existují dva hlavní mechanismy, kterými jsou relativně větší částice vyzdvižovány vzhůru ve větším měřítku než malé částice: mrazové zdvihání a mrazové tažení. Mrazové zdvihání zahrnuje růst ledu pod klastem, což je důsledkem větší tepelné vodivosti klastu než okolního jemnozrného sedimentu. Při následném tání ledu některé z jemnějších částic natečou do dutiny pod klastem, takže se částice nedostane zpět do své původní polohy. Mrazové tažení zahrnuje strany částic, od kterých promrzá okolní sediment. Jak rostou čočky segregovaného ledu uvnitř sedimentu, tak větší částice táhnou více než malé částice, protože představují větší plochu k držení ledových čoček. Opět se tedy velké částice usadí méně než okolní jemnozrný sediment (MATTHEWS, 2013).

Dle pokusu Benedicta (1970), který umístil do půdy válec v oblasti Colorado Front Range (USA), může dosahovat rychlost vymrzání klastů směrem k povrchu až 7,7 cm za rok, přičemž samotný pokus probíhal umístěním válce do půdy 9. října 1963 a skončil 9. listopadu 1967, kdy se válec objevil na povrchu.

Proces, vázaný především na mrazem tříděné půdy, je vzpřímení klastů. Tento jev je podmíněn zejména několika po sobě se opakujícími regelačními procesy a je vázán na ty klasty, u nichž je osa a mnohonásobně delší než osa b. Obdobně jako u vymrzání klastů dochází při vzpřímení klastů k růstu ledu na spodním okraji klastu, přičemž původně náhodně orientovaný klast po několika cyklech zamrzání a rozmrzání zaujme pozici s nejmenším třením vůči jemnozrnému okolí pro jeho postupné vymrzání k povrchu a vzpříaní se (SEKYRA, 1960; WASHBURN, 1997). Vzpřímené klasty se ve velké míře nacházejí v místech, kde se vyskytují strukturální půdy. Hrubé klasty byly několika po sobě se opakujícími regelačními procesy postupně vytrženy z okolní jemné zvětraliny (SEKYRA, 1960).

Vzpřímené klasty se váží na mrazem tříděné půdy. Jsou také vázány na klima, kde teploty opakovaně klesají pod bod mrazu, přičemž také mráz a vznik půdního ledu jsou základními faktory pro jejich vznik. Mohou se objevovat jak v aktivním, tak v pasivním stádiu vývoje. Důležitými aspekty vytržení jsou jejich tvar a stupeň vytržení. Tříděné půdy jsou podmíněny mrazovým vzdouváním, které se nejnásadněji váže zejména na jemnozrné sedimenty – především na prach, hůře na jíl a vůbec na písek. Pro vznik tříděných půd tedy musí sediment obsahovat relativně velké množství prachu. Naopak hrubozrnější sedimenty obsahující méně než 1 % jemného materiálu (Embleton a King, 1975 za jemný materiál považují zrna menší než 0,074 mm) nejsou schopny



mrazového vzdouvání. Regelačními procesy pak dochází k tomu, že hrubší klasty jsou z jádra polygonu tříděné půdy vytlačovány pryč směrem k okrajům, kde se hrubší klasty hromadí a může dojít i k jejich vzpřímení (EMBLETON, KING, 1975).

Dalším procesem vztahujícím se k periglaciálním procesům je kryoturbace. Kryoturbace je vázaná především na silně zvlhčené (takřka v suspenzi) nehomogenní jemnozrné sedimenty (SEKYRA, 1960). Kryoturbace závisí hlavně na pórovitosti materiálu, na kterou je vázána vzlínavost, a tedy i namrzavost. Maximální vzlínavostí se vyznačují sedimenty s vysokým podílem jílové složky. Kryoturbační jevy jsou podmíněny především nestejným promrzáním zeminy, kdy se někde tvoří ledové čočky, avšak jinde zemina nezmrzne, přičemž se ledová centra rozpínají a tlačí na nezmrzlou zeminu, která je pak vytlačována v místech minimálního odporu, a to buď vzhůru, nebo laterálně (VAN VLIET-LANOË, 1988). Podle Sekyry (1960) však kryoturbační jevy nejsou tak dobrým ukazatelem chladných pleistocenních období jako mrazové klíny, a to zejména díky tomu, že vznikají pod povrchem na bázi regelační zóny, kde se vyrovnávají tlaky mezi zmrzlými a nezmrzlými polohami půdy, kromě toho kryoturbační jevy se mohou vyskytovat i v oblastech, kde není přítomen permafrost (VAN VLIET-LANOË, 1988).

Jedním z nejvýraznějších periglaciálních procesů je soliflukce. Podle Sekyry (1960) každý stadiál zanechal větší nebo menší soliflukční uložení. Soliflukce je podmíněna regelačními pochody v chladných oblastech, přičemž se na mírně ukloněných svazích uvolňuje materiál a sklouzává dolů, avšak jedná se o velmi pomalý pohyb, dosahující rychlostí většinou 1 m.rok<sup>-1</sup> (MATSUOKA, 2001). Podmínkou vzniku soliflukčních pohybů je také povrch s minimální nebo žádnou vegetací a také jemnozrnost materiálu (WASHBURN, 1979; FRENCH, 1996; MATSUOKA, 2001). Samotnou soliflukci Matsuoka (2001) dále rozděluje na needle ice creep, mrazový creep, geliflukci a plug-like flow. Tyto procesy se dělí na základě umístění částice a vertikálního rozsahu posunu, který odráží hloubku, v níž se vytvořily ledové čočky během mrazového vzdouvání. V předchozích kapitolách byl zejména zmíněn pojem geliflukce jako jeden z nejčastějších procesů, který se nachází prakticky všude v České republice. Samotná geliflukce je nejvíce vázaná na sezónní tání, kdy se tvoří vrstva zeminy buď konsolidací tající půdy, anebo natečením vody z tajícího sněhu či deště. Zvýšená vlhkost může vyvolat deformaci zeminy před překonáním smykového napětí, což ve výsledku způsobí pomalý pohyb zeminy po svahu dolů (MATSUOKA, 2001; HARRIS a kol., 1997).

Dalším z procesů je mramorování. Je (alespoň na studované lokalitě) vázáno na přítomnost spraší (potažmo sprašových hlín), resp. jemnozrných sedimentů. Mramorovaný horizont je typický pro půdní typ pseudoglej modální. Horizont se tvoří při výrazném periodickém nasycení půdní hmoty povrchovou vodou ve vrstvách se sníženou, resp. nízkou hydraulickou vodivostí (PIŠŮT, 2008). Tato vrstva se sníženou hydraulickou vodivostí je nejčastěji významně tvořena jílem a je nepropustná pro prosakující srážkovou vodu. Tato nepropustná vrstva mohla vzniknout dvojnásobem, a to buď

důsledkem illimerizace, při které se částice jílu vyplavené ze svrchních vrstev půdy akumulují níže a vytvářejí vrstvu těžce propustnou pro vodu, nebo geologickými pochody, při kterých byl na jílovitý sediment uložen zrnitostně lehčí materiál, např. sprašová hlína (ÚSTAV GEOLOGIE A PEDOLOGIE, ©2008–2017). Střídáním stagnace a pohybu vody, redukčních a oxidačních procesů pak vzniká barevně pestrý horizont, který má síťovitou, jazykovitou anebo mozaikovitou barevnost. V horizontu se střídá rezavá, okrová (oxidační skvrny Fe, Mn) a šedá barva, přičemž zastoupení šedé a rezavé barvy oglejení je víc než 80 % (PIŠŮT, 2008).

### **2.3.8 Eolické tvary reliéfu – hrance**

Jedním z projevů eolické modelace je eolické opracování klastů neboli vznik hranců. V oblasti severoevropských pevninských zaledněních se jedná o poměrně běžný jev, avšak z moravskoslezské oblasti je znám pouze z Jesenicka, Osoblažska (GÁBA, PEK, 1999a, b) a Hlučínska (Hanáček, ústní sdělení). K vytvoření hranců dochází tehdy, když vzduch unáší dostatečné množství písčítých zrn a ty pak obušují valouny či balvany (KLÍMA, 1948). Prosová (1981) popisuje, že glacienní klastika, ležící ať už na povrchu, nebo na bázích ledovcových komplexů, vykazují známky patinace a eolizace (četné eoglyptolity, též hrance). Jsou to tedy projevy procesů probíhajících ve studených pouštích, kde v oblastech nezakrytých ledem probíhalo intenzivní mechanické zvětrávání a eolická koraze. Czudek (2005) popisuje, že hrance nejčastěji vznikají na povrchu říčních teras nepřekrytých eolickými sedimenty. Dále naznačuje, že hrance pravděpodobně vznikaly během glaciálů celého kvartéru, intenzivnější eolickou činnost však lze předpokládat zejména ve svrchním pleistocénu (Gába a Pek, 1999a zařazují hrance nacházející se na povrchu do období riss či würm, resp. saale či visla). Na Jesenicku je jejich těžiště výskytu dle Gáby a Peka (1999a) v oblasti Vidnava-Velká Kraš-Kobylá. Dokonalé hrance se však v této oblasti vyskytují velmi zřídka, častější jsou hrance nedokonalé. Nejčastěji se tvoří ze souvků křemenných pískovců, kvarcitů, dobře se tvoří i z porfyrů a hälleflint. Tvarově se nejčastěji podle Klímy (1948) vyskytují hrance s dvěma, třemi nebo čtyřmi obroušenými plochami; hrance s více obroušenými plochami jsou již vzácné. Gába a Pek (1999a) dále popisují, že hrance se nejlépe vytvářejí na souvcích o rozměrech 6–20 cm, dokážou se však vytvořit i na balvanech až o rozměrech kolem 1 m.

Dalším, avšak méně hojným tvarem eolické modelace, jsou jamky, které se tvoří na povrchu souvků. Místy se na Jesenicku dají objevit i facety, jevy selektivního zvětrávání rozdílně odolných partií, eolická politura, zvýraznění a rozšíření puklin a změny barvy a kvality povrchu (GÁBA, PEK, 1999a).

## **2.4 Pískovna Kolnovice**

Samotná pískovna je založena v plochem pahorku poblíž státní hranice České republiky s Polskou republikou (cca 500 m jižně od hranice) při západním okraji Kolnovic a leží cca 1,5 km

severozápadně od města Mikulovice. Je významnou lokalitou díky tomu, že se jedná patrně o největší těžební prostor „šterkopísku“ na Jesenicku obnovený v 90. letech 20. století v původní staré pískovně (ŽÁČEK a kol., 2004). Zdejší podloží tvoří podle Mísaře a kol. (1996) hlavně biotitické pararuly, v pruzích západně od pískovny se nacházejí amfibolity a amfibolické ruly či sericitické a sericiticko-chloritické kvarcity a kvarcitické slepence.

Hanáček (2012) ve své práci udává, že jsou v kolnovické pískovně odkryty glacifluviální sedimenty o mocnosti přes 20 m. Tyto glacifluviální sedimenty byly uloženy v proglaciálním prostředí a spadají do mladšího elsterského zalednění. Jedná se o písky, šterkovité písky a písčité šterky, převážně se šikmým zvrstvením. V některých polohách se vyskytují různě mocné masivní písčité šterky. Tenké polohy prachu jsou velmi ojedinělé a vázané na dolní část odkryvu. Ve spodních ~15 m mocnosti představují sedimenty postupně nahoru hrubnoucí sekvenci. Na úrovni ~6–7 m, ~12 m a ~19 m ode dna odkryvu se nacházejí výrazné erozní báze.

Kolnovické glacifluviální sedimenty dle litofaciální analýzy Hanáčka (2012) představují uloženiny příčných a podélných lavic vyvíjejících se v širších korytech, a dále sedimenty zahloubených koryt. Generální směr proudění byl směrem na východ. Sedimenty lze tedy podle Hanáčka (2012) interpretovat jako uloženiny divočí výplavové plošiny. Zajímavostí jsou také dvě nahoru hrubnoucí sekvence, které patrně představují buď laterální migraci hlavních a vedlejších koryt po výplavové plošině, anebo vývoj říčního režimu v čase na jednom místě (HANÁČEK, 2012).

Jak již bylo zmíněno výše, v kolnovické pískovně se nachází i spraše. Prosová (1981) popisuje v Kolnovicích nejlepší sprašový odkryv v této oblasti (mocný cca 1 m) a lze podle ní soudit, že zdejší hlavní mocnost spraší odpovídá některé sprašové fázi posledního glaciálu. Spraše vznikají v chladných a suchých obdobích glaciálu – stadiálech. V prostoru kolem kolnovické pískovny se tedy musela nacházet rozsáhlá periglaciální zóna. Na ní se váže mnoho dalších jevů typických pro tuto oblast. Prosová (1981) v pískovně zmiňuje výskyt ledového klínu, soliflukčně přemístěné sedimenty a další relikty kryogenního porušení sedimentů.

### 3 MATERIÁL A METODY

K výzkumu sedimentačního prostředí po uložení glaci-fluviální akumulace ve svrchních částech pískovny byly vybrány a začištěny reprezentativní profily, které byly popsány a fotograficky zdokumentovány a byly z nich odebrány vzorky sedimentů. Jednotlivé vzorky byly poté podrobeny kombinované granulometrické analýze. Na základě výsledků kombinované granulometrické analýzy byly sedimenty zrnitostně a faciálně klasifikovány. Byl také vytvořen model pískovny s mocnostmi postglaci-fluviálních sedimentů. Na základě fotografií a terénního výzkumu pak byly v profilech popsány a interpretovány periglaciální jevy.

#### 3.1 Popis studovaných profilů

Studované profily se nacházejí v různých částech pískovny, přičemž byly tyto profily vybrány tak, aby se nacházely v navzájem si kontrastních sedimentárních místech. První dva profily A a B (viz Obr. 6) byly vybrány ze západní části pískovny v centru deprese s největší mocností postglaci-fluviálních sedimentů, profily C a D pak na okraji deprese s menší mocností výplně (zejména profil C; viz Obr. 7). Celkový pohled na umístění profilů A–D v západní části pískovny je znázorněn na Obr. 5. Profil V byl vybrán ve východní části pískovny z deprese mnohem mělké a svou sedimentární výplní odlišnější (viz Obr. 8). Vzhledem k tomu, že profily A–D jsou široké pouze několik málo metrů, tak byly znázorněny bodově, avšak profil V byl začištěn v délce několika desítek metrů, tudíž byl znázorněn linií. Laterální rozsah a výška jednotlivých profilů jsou zaznamenány v Tab. 1. Poloha jednotlivých profilů je znázorněna v Obr. 9.

Tab. 1 Laterální rozsah a výška začištěných profilů

|          | šířka [m] | výška [m] |
|----------|-----------|-----------|
| profil A | 3,5       | 2,0       |
| profil B | 6,5       | 2,0       |
| profil C | 1,7       | 1,5       |
| profil D | 3,0       | 1,5       |
| profil V | 65,0      | 3,0       |



Obr. 5 Celkový pohled na rozložení profilů A–D v západní depresi kolnovické pískovny (fotoarchiv M. Hanáčka, červen, 2016; upraveno)



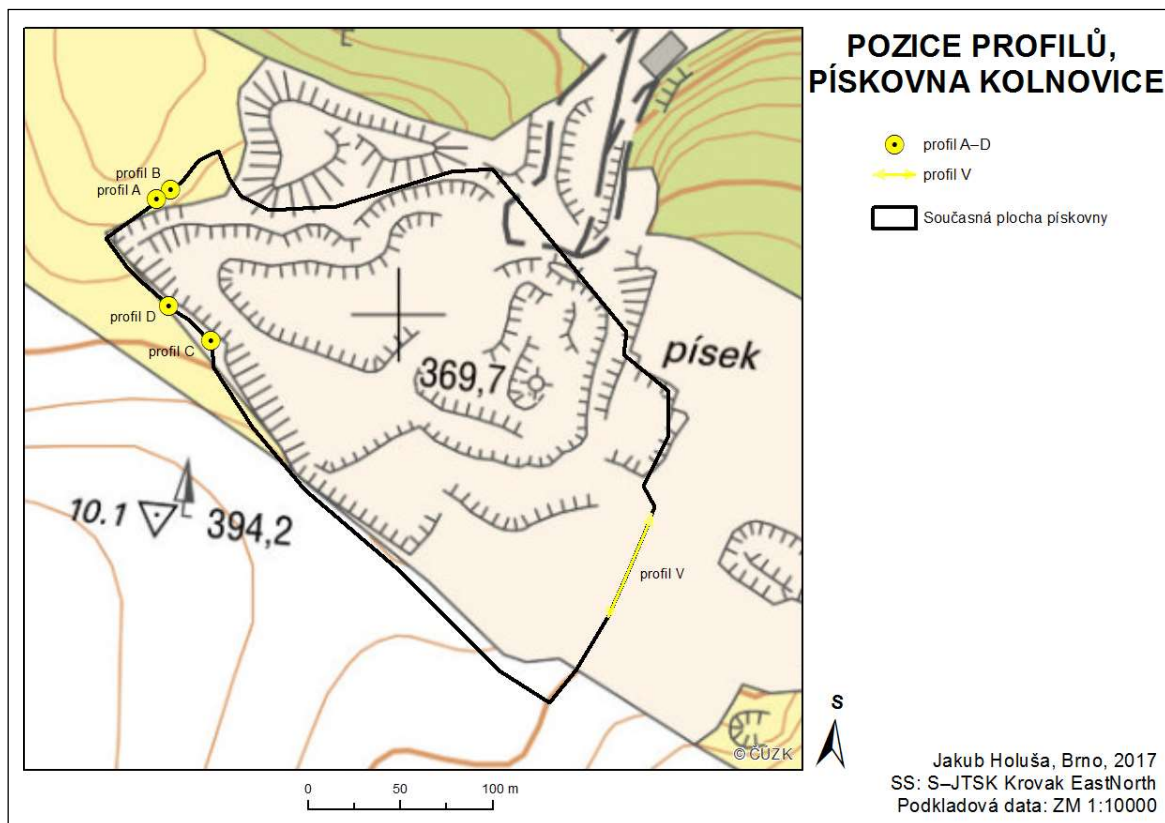
Obr. 6 Pozice profilů A a B v kolnovické pískovně (fotoarchiv M. Hanáčka, červen 2016; upraveno)



Obr. 7 Pozice profilů C a D v kolnovické pískovně s vyznačenou hranicí mezi glaci-fluviálními a postglaci-fluviálními sedimenty (fotoarchiv M. Hanáčka, červen 2016; upraveno)



Obr. 8 Celkový pohled na profil V kolnovické pískovny (fotoarchiv M. Hanáčka, říjen, 2016; upraveno)

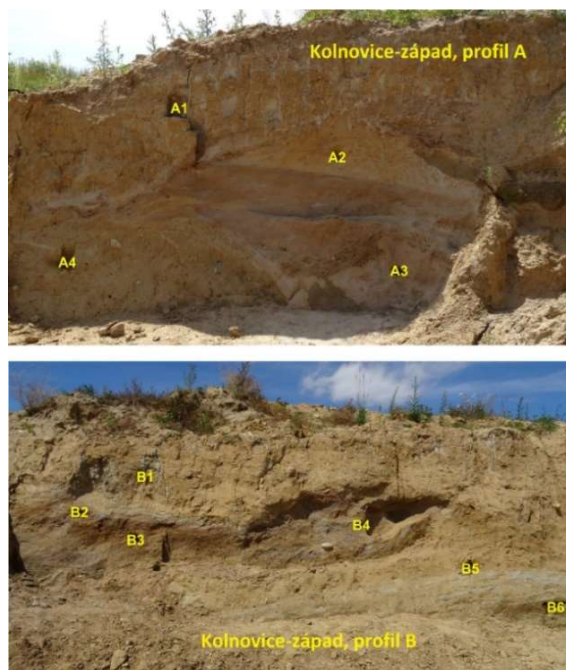


Obr. 9 Poloha jednotlivých profilů v rámci pískovny. Současný rozsah pískovny (říjen 2016) s aktivní těžbou je vyznačen černou linií

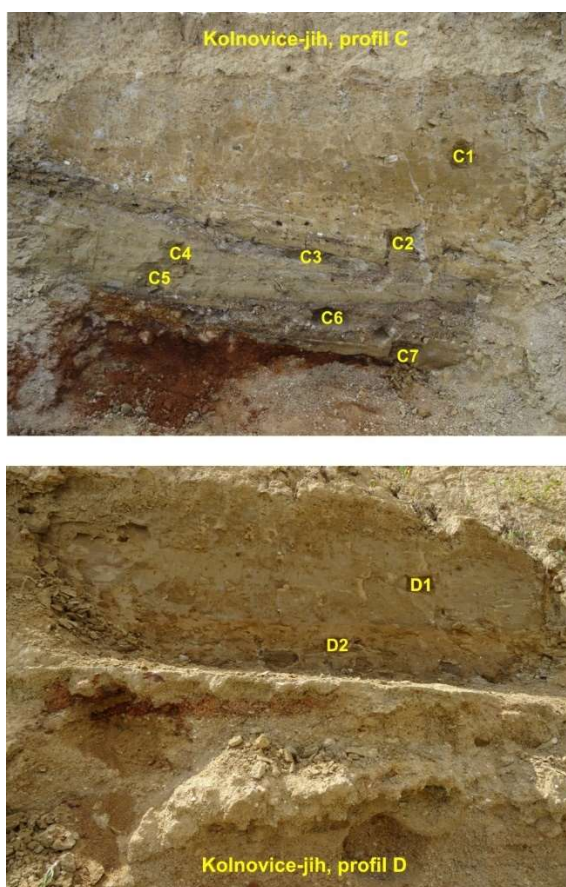
Jednotlivé profily byly začištěny pomocí lopat, krumpáčů a několika druhů špachtliček v období červen–říjen 2016 před samotným odběrem vzorků. Profily byly následně fotograficky zdokumentovány; fotografie byly dále použity při popisu periglaciálních tvarů a při faciálním popisu sedimentů.

### 3.2 Odběr vzorků

Všechny vzorky byly odebrány v období červen–říjen 2016 v pískovně Kolnovec, která je detailněji popsána v kapitole 2.5. Celkem bylo odebráno 25 vzorků sedimentů, přičemž byly odebrány ze začištěných a popsáných profilů (viz Obr. 10–12) jak z východní, tak i ze západní a jižní stěny pískovny. Vzorky byly odebrány tak, aby se jimi dal vystihnout charakter a logaritmická rozmanitost vrstev daného profilu, tudíž byly z profilu D odebrány pouze dva vzorky, avšak z mnohem více strukturně složitějšího profilu C bylo odebráno vzorků sedm (viz Obr. 11). Všechny vzorky byly odebrány pouze z postglacifluviálních sedimentů. Vápnitost vzorků byla testována pomocí HCl.



Obr. 10 Vzorky odebrané z profilů A a B v západní stěně kolnovické pískovny (fotoarchiv M. Hanáčka, červen 2016; upraveno)



Obr. 11 Vzorky odebrané z profilů C a D v jižní stěně kolnovické pískovny (fotoarchiv M. Hanáčka, červen 2016; upraveno)





Obr. 12 Vzorky odebrané z profilu V ve východní stěně kolnovické pískovny (fotoarchiv M. Hanáčka, červen–říjen 2016; upraveno)

Vzorky byly odebrány lopatkou, z níž byl vzorek přemístěn do předem nachystaných mikroténových pytlíků. Hmotnost vzorků byla rozdílná, a to především díky tomu, že je pro větší kvalitu výsledků potřeba z hrubozrnnějších vzorků odebrat větší množství (např. šterkovito-písčitého vzorku B3 bylo odebráno 826 g), naopak u jemnozrnných vzorků postačuje menší gramáž (např. vzorku spraše V2 bylo odebráno 543 g). Odebrané vzorky byly vysušeny a následně zanalyzovány v Environmentální laboratoři Geografického ústavu na Přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity v Brně a v laboratoři Geologického ústavu AV ČR v Praze-Suchdole.

### 3.3 Granulometrická analýza sedimentů

Odebrané vzorky byly podrobeny granulometrické analýze, přičemž byly všechny vzorky analyzovány tzv. mokrou síťovou metodou, kdy byly vzorky mechanicky rozděleny pomocí třesacího síťovacího zařízení (Retsch AS200 Basic) s již nachystanými síty s průměry ok 4; 2; 1; 0,5; 0,25; 0,125 a 0,063 mm za průběžného proprachlování sedimentu vodou přívodem z hadice. Mokrý síťová metoda byla zvolena pro větší přesnost výsledků, neboť při suché síťové metodě mohou zůstat na hrubších zrnech nabalena zrna menších frakcí, tudíž by docházelo ke zkreslení výsledků ve smyslu nabohacení hrubších, a naopak ochuzení jemnějších frakcí.

Pro síťování na třesacím zařízení byly jednotlivé vzorky rozděleny nejméně na poloviny, aby nedošlo k přeplnění sít a síťovaný materiál se mohl optimálně dostat do kontaktu s jednotlivými síty. Síta jsou před samotným analyzováním sestavena tak, aby síto s největšími oky (4 mm) bylo nahoře, naopak síto s nejmenšími oky (0,063 mm) dole. Pod soustavu sít byla umístěna nádoba, na jejíž boční stěně při dně je umístěn vývod, kterým byl kal zachytáván do již připravených nádob o objemu 10–12 litrů. Pokud se ve vzorcích nacházely částice větší než 4 mm, tak byly po vysušení ručně síťovány na soustavě sít s velikostí ok 32, 16, 8 a 4 mm. Naopak částice menší než 0,063 mm byly výtokem zachyceny do připravených nádob, kde docházelo k jejich usazení na dně a přebytečná voda se poté odebrala a vzorek se vysušil. Po vysušení byly jednotlivé zrnitostní frakce umístěny do shodných igelitových pytlíků, v nichž se poté materiál zvážil na vahách s přesností na desetinu gramu, výsledky byly zaznamenány v programu Excel. Frakce <0,063 mm byla následně analyzována laserovou granulometrií (přístroj CILAS 1190) na Geologickém ústavu AV ČR po zaškolení Mgr. Lenkou Lisou, PhD.

Princip laserové granulometrie (difrakce) je založen na měření úhlové změny rozptýleného paprsku, který prochází vzorkem s dispergovanými částicemi, přičemž toto rozptýlené laserové světlo je zaznamenáváno na detektorech. Úhel, pod kterým byl paprsek rozptýlen, je nepřímo úměrný velikosti částice, tudíž čím větší úhel, tím menší částice, a naopak. Software poskytnutý výrobcem pak přepočítá informace z detektorů na objemové zrnitostní složení vzorku (RYZAK, BIEGANOWSKI, 2011).

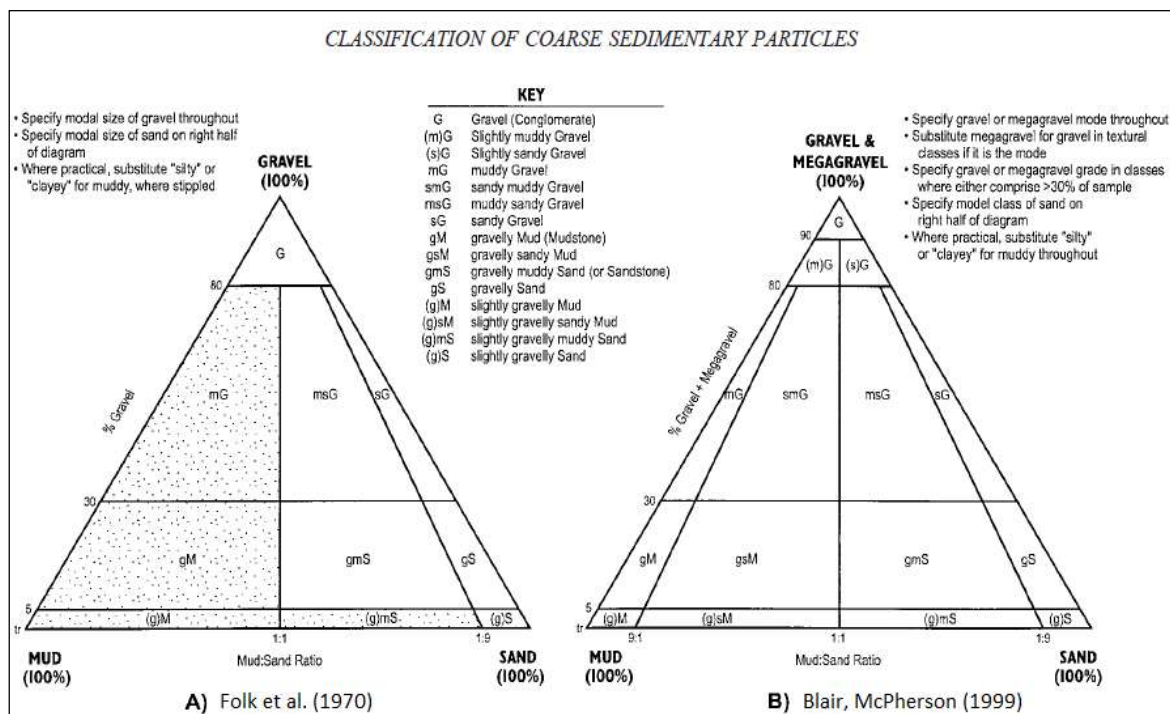
Pro samotnou analýzu bylo zapotřebí z frakce <0,063 mm jednotlivých vzorků odebrat 5 g vzorku, který byl následně přemístěn do jednotlivých popsanych mikroténových pytlíků. Před samotnou laserovou difrakcí bylo potřeba vzorky připravit. Frakce <0,063 mm tvořila agregáty, tudíž bylo nejprve zapotřebí materiál dispergovat. Pětigramové vzorky byly přemístěny do již označených uzavíratelných zkumavek, do nichž byl posléze přidán 10% koncentrovaný roztok hydroxidu draselného (KOH), a to po rysku značící 15 ml. Zkumavky byly následně umístěny do horké lázně, kde se nechaly přibližně 15 minut, poté se vytáhly. Po protřepání byly zkumavky se suspenzí vždy po šesti kusech uloženy do centrifugy ROTOFIX 32A, pomocí níž byl oddělen KOH od již dispergovaného vzorku sedimentu. Zbývající KOH byl ze zkumavky vylit a následně byla do zkumavek přilita voda (po rysku cca 25 ml) a v ní se pomocí skleněné tyčinky sediment rozmíchal. Takto připravená suspenze byla ještě jednou ručně promíchána a poté byla 3 ml pipetou odebrána a vložena do přístroje, který vzorky pomocí programu Size Expert zanalyzoval.

Výsledkem laserové difrakce byla tabulka v programu Excel, avšak pouze s kumulativními hodnotami jednotlivých frakcí od 0,040  $\mu\text{m}$  po 100  $\mu\text{m}$ . Bylo tedy nutností naměřená data přepočítat. Nejprve bylo třeba zjistit relativní zastoupení jednotlivých frakcí, přičemž za mezní hodnoty byly zvoleny násobky  $\phi$ . Jelikož byly výsledky vztaženy k pětigramovému vzorku, musely se poté ještě hodnoty rozdílů kumulativních hodnot přepočíst vzhledem k celkovému podílu prachové a jílové frakce (<0,063 mm) v jednotlivých vzorcích.

### **3.4 Zpracování dat granulometrické analýzy**

Na základě podílu jednotlivých frakcí pak byla data využita k dalšímu zpracování, přičemž bylo třeba nejprve dané sedimenty zrnitostně interpretovat, a to podle modifikovaného diagramu Folka a kol. (1970) v práci Blaira a McPhersona (1999). Blair a McPherson (1999) v souladu s Folkovým systémem také nejprve rozlišují texturální třídy podle hlavní složky, teprve poté podle menších složek, které jsou uvedeny jako popisy hlavní složky. Štěrkový sediment je v tomto novém schématu stejně jako originál kategorizován jako jedna z patnácti texturních tříd založených nejprve na množství (% hmotnosti) štěrku, za druhé na poměru bahna (anglicky „mud“) /písku, a to > 9:1, mezi 9:1 a 1:1, mezi 1:1 a 1:9, > 1:9. Blair a McPhersonův diagram se poté od Folkova liší především v klasifikaci bahnitých štěrků a štěrkovitých bahen (viz Obr. 13A, B). Výsledky byly také

analyzovány v programu Gradistat, verze 8 (KENNETH PYE ASSOCIATES LTD., ©2016), který poskytl hodnoty střední velikosti zrna ( $M_z$ ), koeficientu vytřídění ( $\sigma$ ), šikmosti ( $Sk$ ) a špičatosti ( $K$ ). Výstupem tohoto programu byly také histogramy s rozdělením (viz Příl. 3–7).



Obr. 13 Porovnání původního diagramu Folka a kol. (1970) a modifikovaného diagramu dle Blaira a McPhersona (převzato z: BLAIR, MCPHERSON, 1999).

Sedimenty byly dále na základě svých zrnitostních vlastností zařazeny do facií. K tomuto zařazení sloužily především publikace od Eylese a kol. (1983), Zielinského, van Loona (2003) a Evanse, Benna (2004). Samotné glaci-fluviální sedimenty byly popsány jen makroskopicky, a to podle typu zvrstvení a povrchního posouzení zrnitosti. Odlišení glaci-fluviálních sedimentů od postglaci-fluviálních sedimentů bylo provedeno podle srovnání popsaných facií v práci od Hanáčka (2012). Granulometrie byla zřejmě srovnána s prací Sikorové a kol. (2006) a Bušíkové (2016).

### 3.5 Model pískovny

K vytvoření modelu povrchu pískovny u Kolnovic bylo zapotřebí nasbírat data pomocí diferenční GPS (GeoExplorer 6000XH). Práce v terénu proběhla 27. 10. 2016. Nejdůležitějším úkolem bylo zejména správně určit rozhraní mezi postglaci-fluviálními a glaci-fluviálními sedimenty. Báze postglaci-fluviálních sedimentů byla zaměřena sérií bodů, u nichž byly pomocí diferenční GPS vypočteny souřadnice X (zeměpisná délka), Y (zeměpisná šířka) a Z (nadmořská výška). Tyto body byly pochopitelně zaměřeny při okraji pískovny. Dále bylo nutno zaměřit strop glaci-fluviálních sedimentů, a to opět pomocí diferenční GPS – glaci-fluviální sedimenty totiž vystupují až k povrchu.

Pro co největší přesnost satelitního zaměření byla doba měření jednoho bodu stanovena na 180 sekund. Výstupem měření byl poté bodový shapefile, který se dále zpracoval. Celkem bylo po obvodu pískovny zaměřeno 61 bodů.

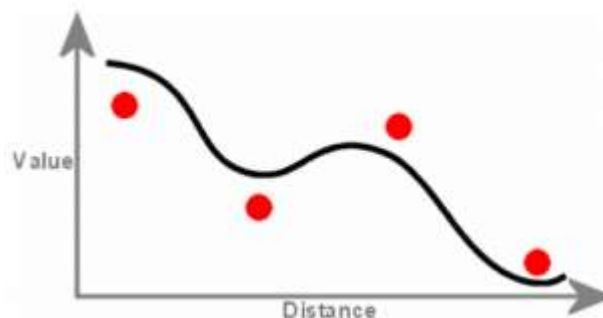
Aby mohla být pro další postup data použita, byla důležitá jejich úprava. Nejprve bylo zapotřebí diferenčního přepočtu dat pomocí dat z dostupné referenční stanice, s čímž jsem se obrátil pro pomoc na Ing. Kateřinu Tajovskou, PhD. Po konzultaci s Mgr. Radimem Stuchlíkem byla provedena transformace souřadnice X a Y jednotlivých bodů ze souřadnicového systému WGS 1984 do souřadnicového systému S-JTSK Krovak EastNorth. Pro tuto transformaci byl použit soubor transform.xls, jehož autorem je Jiří Brutus, který vycházel ze souboru gabor\_timar.xls od Gábora Tilmára, kde jsou uvedeny všechny informace o použitých transformacích, přesnostech aj. (BRUTUS, 2003).

Po tomto převodu byla naměřená data doplněna o data z geologických vrtů archivovaných ve vrtné databázi České geologické služby. Pro tuto práci byl využit vrt s GDO klíčem 281756. Ve vrtu bylo rozlišeno několik vrstev různých typů sedimentů (viz Příl. 1). Pro účely modelu byly využity: 1) nadmořská výška vrtu pro tvorbu modelu povrchu současného reliéfu a 2) pro model nadmořské výšky povrchu glacifluviálních sedimentů poté nadmořská výška hranice mezi postglacifluviálními a glacifluviálními sedimenty, která byla získána po odečtení mocnosti postglacifluviálních sedimentů od nadmořské výšky vrtu. Takto získané dvě Z-ové souřadnice byly spolu s již zjištěnými souřadnicemi X a Y přidány do souboru naměřených souřadnic. Tento výsledný soubor již mohl být použit pro samotnou tvorbu 3D modelů. Informace o jednotlivých vrtech pocházejících z databáze ČGS lze najít v sekci Mapové aplikace -> Geologie -> Vrtná prozkoumanost (ČGS, 2017).

Pro samotný výsledný model bylo nejprve třeba vybrat nejvhodnější metodu interpolace bodových dat, tj. již upravených bodů z výše zmíněného adresáře. Byly vyzkoušeny metody *Spline*, *Inverse distance weighting (IDW)* a *Kriging*, přičemž za nejvhodnější metodu byla vybraná právě poslední zmíněná kvůli její nejpřesnější interpolaci. *Kriging* se řadí mezi stochastické interpolační metody zahrnující oproti metodám deterministickým prvek náhodnosti. Tyto metody vedou nejen k vytvoření prostorové predikce, ale umožňují rovněž určit i přesnost této předpovědi (KŘIKAVOVÁ, 2009).

Samotná metoda je podobná deterministické metodě IDW. V případě IDW váhy závisí výlučně na vzdálenosti od předpovědního místa. U metody *Kriging* váhy nezávisí pouze na vzdálenosti mezi měřenými body a předpovědním místem, ale také na prostorovém uspořádání měřených bodů okolo místa předpovídané hodnoty. Tudiž aby mohlo být použito prostorové

uspořádání měřených bodů pro výpočet vah, musí být určena prostorová autokorelace (KŘIKAVOVÁ, 2009). Schéma metody Kriging je znázorněno v Obr. 14.



Obr. 14 *Kriging* (převzato z: KŘIKAVOVÁ, 2009).

Ze získaných dat byly vytvořeny dva modely mocnosti postglacifluviálních sedimentů, lišící se způsobem znázornění. První model zachycuje mocnost postglacifluviálních sedimentů ve formě izolinií (interval 1 m), druhý model znázorňuje mocnost pomocí hypsometrie (interval 0,5 m). Relativně široké intervaly byly zvoleny kvůli nedostatku dat ze středu pískovny (pouze vrt 281756). Tyto dva výsledné modely byly sloučeny do jednoho výstupu. Tento výstup je dále využíván k interpretaci prostorového rozmístění erozních a sedimentačních procesů po uložení glaci-fluviální akumulace ve studovaném území.

## 4 VÝSLEDKY

### 4.1 Facie v profilech

Ve studovaných profilech bylo rozlišeno a popsáno celkem čtrnáct facií (viz Tab. 2). Facie byly definovány dle granulometrie, tvaru těles, průběhu báze a typu zvrstvení. Pro definici facií a sestavení faciálních kódů byla použita metodika Eylese a kol. (1983), Zieliňského, van Loona (2003) a Evanse, Benna (2004), která byla pro účely této práce modifikována. Kódy facií se skládají ze série písmen, které odrážejí granulometrii nebo zrnitost (D = diamikton, angl. diamicton; G = štěrk, angl. gravel; S = písek, angl. sand), následovaných malými písmeny naznačující vnitřní textury (EVANS, BENN, 2004). Tabulky a histogramy s granulometrickými vlastnostmi jednotlivých vzorků jsou zobrazeny v Příl. 2–7. Další vlastnosti jednotlivých vzorků (střední velikost zrna, špičatost, šikmost, koeficient vytřídění, aj.) a jejich klasifikace dle modifikovaného diagramu Folka (1970, in BLAIR, MCPHERSON, 1999) a klasifikace diamiktonů dle Moncrieffa a kol. (1989) jsou shrnuty v Příl. 8. Všechny sedimenty byly nevápnité.

Tab. 2 Popis a definice facií sedimentárních těles ve studovaných profilech

| Facie          | Popis facie   |  |
|----------------|---|--|
|                | česky   | english  |
| <b>DMmm</b>    | Diamikton, bahnitý, s podpůrnou strukturou mezihmoty, masivní             | Diamicton, muddy, matrix-supported, massive                      |
| <b>DMms</b>    | Diamikton, bahnitý, s podpůrnou strukturou mezihmoty, stratifikovaný      | Diamicton, muddy, matrix-supported, stratified                   |
| <b>DGm-cm</b>  | Diamikton, štěrkovitý, s podpůrnou strukturou mezihmoty i klastů, masivní | Diamicton, clast-rich, matrix supported-clast supported, massive |
| <b>Gt</b>      | Štěrk s korytovitým zvrstvením  | Gravel, trough cross-stratified                                  |
| <b>Gp</b>      | Štěrk s planárním zvrstvením  | Gravel, planar cross-stratified                                  |
| <b>GSm</b>     | Štěrk, písčité, masivní   | Gravel, sandy, massive   |
| <b>SGm</b>     | Písek, štěrkovitý, masivní  | Sand, gravelly, massive  |
| <b>Sm</b>      | Písek, masivní  | Sand, massive  |
| <b>Sp-St</b>   | Písek s planárním až korytovým zvrstvením                                 | Sand, trough or planar cross-stratified                          |
| <b>SGm-SGt</b> | Písek, štěrkovitý, masivní až korytovitě zvrstvený                        | Sand, gravelly, massive to trough cross-stratified               |
| <b>SGt</b>     | Písek, štěrkovitý s korytovitým zvrstvením                                | Sand, gravelly, trough-cross stratified                          |
| <b>Sh</b>      | Písek s horizontálním zvrstvením  | Sand, horizontally-stratified                                    |
| <b>St</b>      | Písek s korytovitým zvrstvením  | Sand, trough cross-stratified                                    |

#### 4.1.1 Facie v glaci-fluviálních sedimentech

Glaci-fluviální sedimenty byly nejlépe odkryty v profilu V, poněkud hůře v podloží profilů A–D. Podle typu zvrstvení v nich bylo rozlišeno celkem pět facií, a to St, Sh, SGm, Gp a Gt. Detailní snímky všech facií jsou znázorněny v Příl. 14.

#### Facie St

Facie písku s korytovitým zvrstvením se vyskytuje v profilu V a v západní stěně pod profilem B. Tvoří ji sety písku s korytovitým šikmým zvrstvením. Makroskopicky převládá hrubý

a střední písek. V profilu V dosahují dílčí korytovitá tělesa mocnosti 30 cm. Jsou naložena na sobě a tvoří těleso o mocnosti nejméně 2 m a o šířce cca 45 m. Facie tvoří v profilu V další samostatné těleso nad níže popsanou facií Gp. V západní stěně, pod profilem B, tvoří těleso o mocnosti nejméně 2 m a šířce v desítkách m. Okraje ani báze tělesa nejsou odkryty.

### **Facie Sh a SGm**

Facie horizontálně zvrstveného velmi hrubozrnného písku (Sh) se vyskytuje v profilu V. Tvoří ji horizontálně až mírně ukloněný zvrstvený písek. Převládají v ní složky hrubého a středního písku. Facie tvoří ukloněné deskovité těleso o mocnosti min. 2 m a šířce min. 40 m. Těleso facie Sh nasedá s mírně ukloněnou rovnou bází na podložní těleso facie St. Uvnitř tělesa se vyskytují neprůběžné polohy masivního šterkovitého písku facie SGm s klasty často 5 cm velkými (ojediněle až 15 cm). Polohy dosahují mocnosti 50 cm a šířky v profilu 12 m. V podloží i nadloží poloh facie SGm je facie Sh.

### **Facie Gp**

Facie šterku s planárním zvrstvením je dobře odkryta v profilu V. Částečně je odhalena v jižní stěně pod profily C a D, kde ale malá šířka profilů i rychlé zasucení neumožnilo její bližší popis. Ve všech případech je tvořena zřetelně šikmo planárně zvrstveným šterkem s převahou pebbles. Jedná se o písčité šterky. V profilu V tvoří čočkovité těleso o šířce min. 9 m, přičemž stěna odhaluje pouze menší část, maximálně polovinu tělesa. Mocnost tělesa je 1,7 m. V nadloží tohoto tělesa je podobně široké a cca 0,75 m mocné těleso facie St.

### **Facie Gt**

Facie šterku s korytovitým zvrstvením je odkryta v západní stěně, pod profilem A. Facii tvoří až 10 cm mocné vrstvy pebbles, které se střídají s vrstvami písčitého šterku. Tyto vrstvy tvoří výplň zahloubeného koryta o šířce cca 20 m. Mocnost výplně je min. 2 m. Na tuto facii laterálně navazuje těleso facie St.

## **4.1.2 Facie v postglacifluviálních sedimentech**

V rámci postglacifluviálních sedimentů byly rozlišeny čtyři skupiny diamiktonů, pro něž byly definovány tři samostatné facie s kódy DMmm, DMms a DGm-cm. Dále byly v postglacifluviálních sedimentech definovány písčité a šterkovito-písčité facie Sm, Sp-St, SGm, SGt-SGm a GSm. Detailní snímky diamiktických facií jsou znázorněny v Příl. 15, detailní snímky písčitých a šterkovito-písčitých facií v Příl. 16.

### **4.1.2.1 Diamiktony v postglacifluviálních sedimentech**

#### **Facie DMmm**

Tato facie masivního bahnitého diamiktonu s podpůrnou strukturou mezihmoty byla definována pro dvě skupiny diamiktonů v profilech A, B, C, D a V. První skupina diamiktonů byla

definována pro vzorky A1, B1, C1, D1, D2, V1 a V2, druhá skupina pro vzorky V5 a V6. Diamiktony ve všech profilech tvoří nejsvrchnější člen postglacifluviálních sedimentů (Příl. 9–13), pouze těleso vzorku V2 se nachází při jejich bázi (Příl. 13). Detailní snímky této facie jsou zachyceny v Příl. 15 (Obr. A–C).

Diamiktony první skupiny jsou v profilech A, B, C a D představovány deskovitými, laterálně stálými tělesy, v profilu V čočkovitými, náhle vyklíňujícími tělesy. V profilech A, B a V jsou to tělesa s ostrou a zvlněnou bází, v profilech C a D je báze nezřetelná. Mocnost těchto těles se pohybuje v rozmezí 0,4–2,5 m. Diamiktony této skupiny se vyznačují vysokým podílem prachu (29–65 %), většinou i jílu (3–16 %) a nízkým podílem šterku (3–34 % -> kromě vzorku B1). Pískové frakci (19–60%) dominuje velmi jemný a jemný písek (0,063–0,25 mm). Ve všech případech se jedná o velmi špatně vytríděné sedimenty, průměrná velikost zrna se pohybuje v rozmezí 33–344 μm.

Diamiktony druhé skupiny jsou tvořeny úzkým a mocným čočkovitým tělesem s hlubokou korytovitou bází (viz Příl. 13). Mocnost tělesa dosahuje až 1,1 m. Celkově se tyto diamiktony vyznačují tím, že mají nízký podíl šterkové frakce (8–25 %), naopak jsou bohaté na písčitou (36–51 %) a prachovou (20–41 %) složku. Pískové frakci dominuje její hrubá složka. Podíl jílu se pohybuje v rozmezí 4–14 %. Jedná se o velmi špatně vytríděné sedimenty, průměrná velikost zrna se pohybuje v rozmezí 55–382 μm.

### **Facie DMms**

Facie masivního, bahnitého a zvrstveného diamiktonu s podpůrnou strukturou mezihmoty byla definována pro profily A, B a C. Ve všech profilech se jedná o deskovité těleso s ostrou bází nasedající na glaci-fluviální sedimenty. Mocnost facie DMms se pohybuje v rozmezí 0,5–1,2 m. Granulometrické složení je podobné diamiktonům DMmm, avšak na rozdíl od nich se v DMms vyskytují vytríděné šterkovito-písčité polohy. Tyto polohy jsou nejlépe vyvinuty v profilu C, kde tvoří tenké, neprůběžné polohy s mocností až 20 cm. V rámci profilů se vyskytují při bázi postglaci-fluviálních sedimentů (viz Příl. 9–11). Detailní snímky s typickou texturou této facie jsou zachyceny v Příl. 15 (Obr. D, E).

Z diamiktických poloh byly odebrány vzorky A4, B5, B6, C2, C4, C5 a C7. Šterková frakce zde tvoří 1–9 %, písčítá 41–59 %, prachová 34–49 % a jílová 3–7 %. Průměrná velikost zrna kolísá v rozmezí 53–103 μm. Dle  $M_z$  lze říci, že jsou vzorky profilu C obecně jemnozrnější, než vzorky profilů A B.

Ze šterkovito-písčitých poloh byly odebrány vzorky C3 a C6. Dominuje zde hrubý písek a pebbles. Písčítá frakce tvoří 40–62 %, šterková frakce je podstatněji zastoupena u vzorku C6 (42 %) než u vzorku C3 (13 %). Prach tvoří 16–23 %, jíl maximálně 12,5 %. Celkově tedy lze konstatovat,



že sediment vzorku C6 je mnohem hrubozrnnější ( $M_Z = 865 \mu\text{m}$ ) než sediment vzorku C3 ( $M_Z = 291 \mu\text{m}$ ).

#### **Facie DGm-cm**

Tato facie masivního štěrkovitého diamiktonu s podpůrnou strukturou mezihmoty a klastů byla definována v profilu V. Byly z ní odebrány vzorky V3 a V4. Vzorky byly odebrány z čočkovitého tělesa se zahloubenou, ale ne typickou korytovitou bází. Mocnost tohoto tělesa je cca 2 m. Jedná se o sedimenty s vysokým podílem štěrku, v písčité frakci dominuje hrubý písek. V rámci profilu V laterálně navazuje na těleso facie DMmm (viz Příl. 13). Detailní snímek s typickou texturou této facie je zachycen v Příl. 15 (Obr. F).

Podíl štěrku je 27–41 %, písku 48–60 %, prachu 9–11 % a jílu cca 2 %. Průměrná velikost zrna nabývá hodnot 776–1250  $\mu\text{m}$ , přičemž hrubozrnnější je vzorek V3, nacházející se blíže bázi postglacifluviálních sedimentů.

#### **4.1.2.2 Písčité a štěrkovito-písčité facie v postglacifluviálních sedimentech**

Tato tělesa byla rozlišena v profilech A B. Nachází se mezi tělesy dvou diamiktonů, DMmm a DMms.

#### **Facie GSm**

Facie masivního písčitého štěrku byla definována v profilu B a byl z ní odebrán vzorek B4. Jedná se o čočkovité těleso s ostrou, zvlněnou bází. Mocnost tělesa se pohybuje v rozmezí 0,2–0,7 m. Podstatnými složkami jsou velmi hrubý písek a pebbles. Laterálně toto těleso navazuje na facii SGt (viz Příl. 10). Detailní snímky s typickou texturou této facie jsou zachyceny v Příl. 16 (Obr. B).

Pebbles tvoří 30 % vzorku, štěrková frakce celkově 45 %. Písková složka tvoří 47 %, prachová složka 7 % a jílová složka 1,0 %. Koeficient vytrídění  $\sigma = 4,869$ ;  $M_Z = 1090 \mu\text{m}$ .

#### **Facie SGm–SGt**

Facie štěrkovitého písku s masivním až korytovitým zvrstvením tvoří čočkovité těleso s korytovitou bází v profilu B a byl z ní odebrán vzorek B2. Mocnost tělesa se pohybuje v rozmezí 0,1–0,3 m. Podstatnými složkami jsou hrubý a velmi hrubý písek. V rámci profilu B se nachází jak nad, tak pod facii SGt (viz Příl. 10). Detailní snímek s typickou texturou této facie je zachycen v Příl. 16 (Obr. C).

Hrubý a velmi hrubý písek představují 48 % a 21 %, písek celkově 86 %. Štěrková frakce tvoří mnohem méně, a to 8 %, prachová a jílová složka 5 % a 1 %. Koeficient vytrídění  $\sigma = 2,979$ ;  $M_Z = 702,60 \mu\text{m}$ .

### **Facie SGt**

Facie štěrkovitého hrubozrnného písku s korytovitým zvrstvením byla definována v profilu B a byl z ní odebrán vzorek B3. Jedná se o čočkovité těleso s korytovou bází, jeho mocnost je v rozmezí 0,2–0,5 m. Podstatnými složkami jsou střední a hrubý písek. V rámci profilu B toto sedimentární těleso laterálně navazuje na facii GSm a leží mezi dvěma tělesy facie SGm-SGt (viz Příl. 10). Detailní snímky s typickou texturou této facie jsou zachyceny v Příl. 16 (Obr. A).

Střední a hrubý písek tvoří 22 %; resp. 26 %, a písčité frakce celkově 70 %. Štěrková frakce představuje celkem 24 %, prachová 5 % a jílová 2 %. Průměrná střední velikost zrna je 939,50  $\mu\text{m}$ .

### **Facie Sm**

Masivní písek byl definován v profilu A a byl z něho odebrán vzorek A3. Těleso má čočkovitý tvar s mocností až 0,6 m. Báze nebyla zastižena. Maximální laterální rozsah tělesa je cca 2 m. Podstatné složky tvoří střední a hrubý písek. V rámci profilu A se nachází ve spodní části pod facii SGm (viz Příl. 9). Detailní snímky s typickou texturou této facie jsou zachyceny v Příl. 16 (Obr. F).

Střední písek představuje 68 %, hrubý písek 14 %, písek celkově 96 %. Štěrková frakce má velmi malé zastoupení (0,1 %), prachová pak tvoří 3 % a jílová 1 %. Koeficient vytrídění má hodnotu 1,690, což ze vzorku činí nejlépe vytríděný ze všech analyzovaných vzorků. Průměrná střední velikost zrna je 343  $\mu\text{m}$ .

### **Facie Sp–St**

Facie středního písku s planárním až korytovitým zvrstvením byla definována v profilu A a byl z ní odebrán vzorek A2. Jedná se o čočkovité těleso s korytovou bází s mocností až 1,1 m. Laterální rozsah tohoto tělesa je 3,5 m. Vzorek je nejvíce tvořen středním a hrubým pískem. V rámci profilu A nasedá na facii SGm (viz Příl. 9). Detailní snímek s typickou texturou této facie je zachycen v Příl. 16 (Obr. E).

Střední a hrubý písek představují 61 % a 25 %, písek celkově 96 %. Štěrková frakce má zde velmi malé zastoupení (0,1 %), prachová tvoří 4 % a jílová 0,5 %, což ze vzorku A2 činí vzorek s nejmenším podílem jílové složky ze všech zkoumaných vzorků. Koeficient vytrídění  $\sigma = 1,785$ ;  $M_z = 402 \mu\text{m}$ .

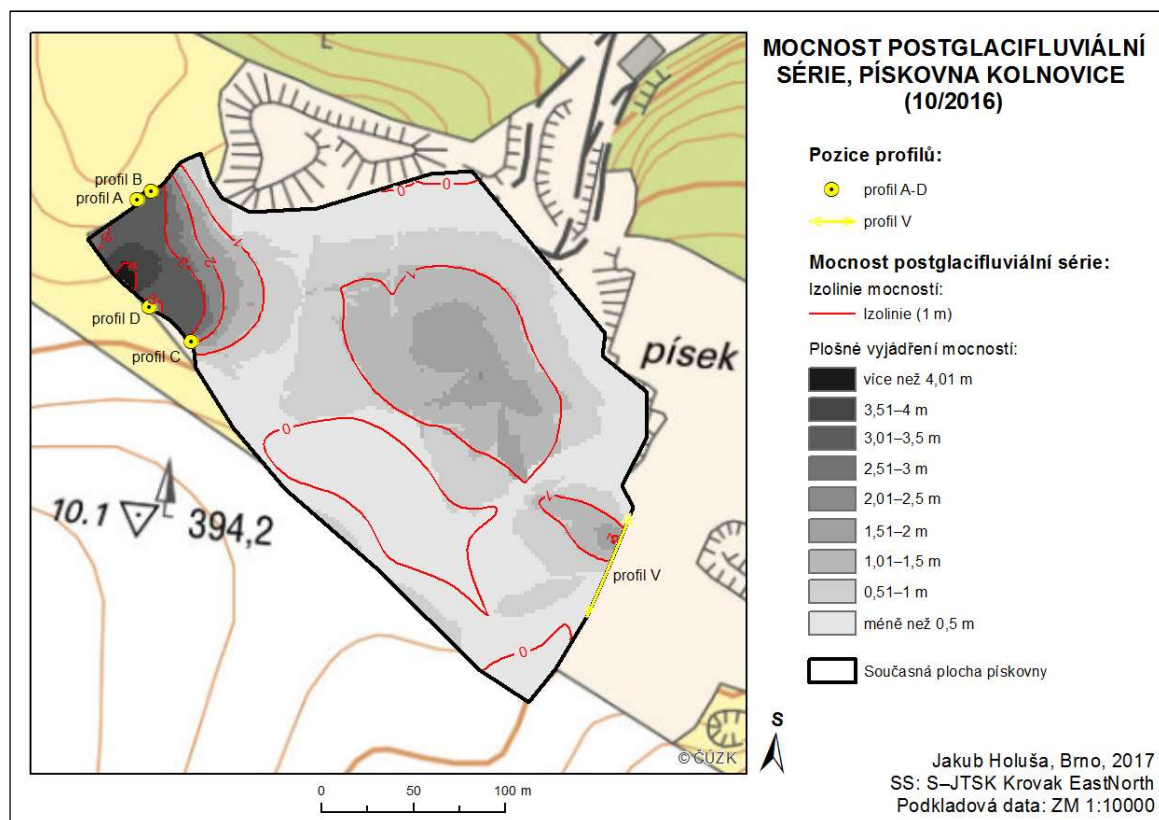
### **Facie SGm**

Facie masivního štěrkovitého písku byla odkryta v profilu A. Jedná se o čočkovité těleso s nevýraznou zvlněnou bází, mocnost se pohybuje v rozmezí 0,1–0,4 m. Makroskopicky jsou podstatnými složkami jsou štěrčík a pebbles. V profilu A se nachází mezi tělesy facií Sp-St a Sm (viz Příl. 9). Detailní snímek s typickou texturou této facie je zachycen v Příl. 16 (Obr. D).

## 4.2 Model pískovny

Na základě všech postupů uvedených v kapitole 3.4 byl vytvořen model pískovny. Model je ve své finální podobě omezen pouze na prostor aktuálního rozsahu pískovny (k 27. 10. 2016), přičemž původně bylo zamýšleno, že by model tento prostor přesahoval, avšak díky značně nepřesným výsledkům interpolace mimo vlastní pískovnu byl model omezen hranicí pískovny. Značnou nepřesnost způsobil nedostatek bodů, resp. geologických vrtů v blízkém okolí pískovny. V geologickém vrtu 281756 bylo rozhraní mezi postglacifluviálními a glacifluviálními sedimenty definováno v hloubce 2 m (viz Příl. 1). Ze sedimentárního hlediska jsou zde glacifluviální sedimenty tvořeny převážně šterkovitým pískem, částečně jemnozrnným pískem. Výsledný model s mocnostmi postglacifluviálních sedimentů vyjádřenými izolinemi a hypsometrií byl poté nasazen na Základní mapu České republiky 1 : 10000 (GEOPORTÁL ČÚZK, ©2010; viz Obr. 15). K tomuto kroku bylo přistoupeno proto, aby byla z modelu jasně patrná okolní morfologie povrchu vůči depresím vyplněným postglacifluviálními sedimenty.

Nejvyšší hodnoty mocnosti postglacifluviální série byly na základě interpolovaných hodnot zjištěny v západní části pískovny, a to 4,48 m. V těchto místech byly také začištěny profily A až D, přičemž největší mocnosti (přes 3 m) byly zaznamenány u profilů A, B, D; u profilu C byla naměřena mocnost cca 2,5 m (viz Obr. 15).



Obr. 15 Výsledný model mocností postglacifluviálních sedimentů v prostoru pískovny Kolnovice

Žáček a kol. (2004) uvádějí ve své práci mocnost sprašových hlín v kolnovické pískovně v rozmezí 0,4–1,4 m. Od té doby však těžba postoupila, která zejména v západní části pískovny odkryla další, ještě mocnější vrstvy. Přítomnost postglacifluviálních sedimentů byla definována při interpolaci bodových hodnot i v samotném středu současné pískovny – model ukazuje mocnost skoro až dva metry. Postglacifluviální sedimenty zde byly zjištěny při průzkumném geologickém vrtu s GDO klíčem 281756 provedeném v r. 1982, tedy ještě v období, kdy se zde nacházela pouze malá pískovna pro potřeby místního zemědělského družstva. Výskyt postglacifluviálních sedimentů potvrzují také fotografie pořízené M. Hanáčkem v r. 2004 (viz Obr. 16).



Obr. 16 Výskyt postglacifluviálních sedimentů ve středu současné pískovny. Rozhraní mezi postglacifluviálními a glacifluviálními sedimenty znázorněna zeleně (fotoarchiv M. Hanáčka, 2004)

### 4.3 Postsedimentární tvary

Při podrobném studiu jednotlivých profilů v kolnovické pískovně bylo rozlišeno mnoho postsedimentárních tvarů. Jedná se především o pukliny, vzpřímení klastů, mramorování a deformaci vrstev. Většina popsáných postsedimentárních tvarů se nachází ve východní části pískovny (viz Příl. 13). Poloha a tvar jednotlivých jevů v rámci jednotlivých profilů jsou znázorněny v Příl. 9–13.

#### 4.3.1 Pukliny

Pukliny byly zachyceny v profilu V (viz Příl. 18). Pukliny zobrazené v Příl. 18A, B jsou úzké (max. 5 cm) a jejich délka se pohybuje v rozmezí 0,6–1,1 m. Tyto pukliny vespod vyznívají v tělese neporušených facií Sh-SGm, horní konec poté vyznívá ve zvířeném povrchovém tělese Sh-SGm.

Jsou vyplněny právě písčitém materiálem ze zvířeného tělesa a jsou také nabohaceny vysráženým  $\text{CaCO}_3$ .

Puklina zachycená v Příl. 18C je dlouhá přibližně 1 m, široká max. 5 cm. Puklina vespod vyznívá uvnitř facie St, horní konec vyznívá v deformované facii St. Výplní je písčitém materiálem facie St, avšak lze si také v Příl. 18C všimnout, že se uvnitř pukliny nachází klast o velikosti cca 3 cm. Tato puklina porušuje primární stratifikaci facie St.

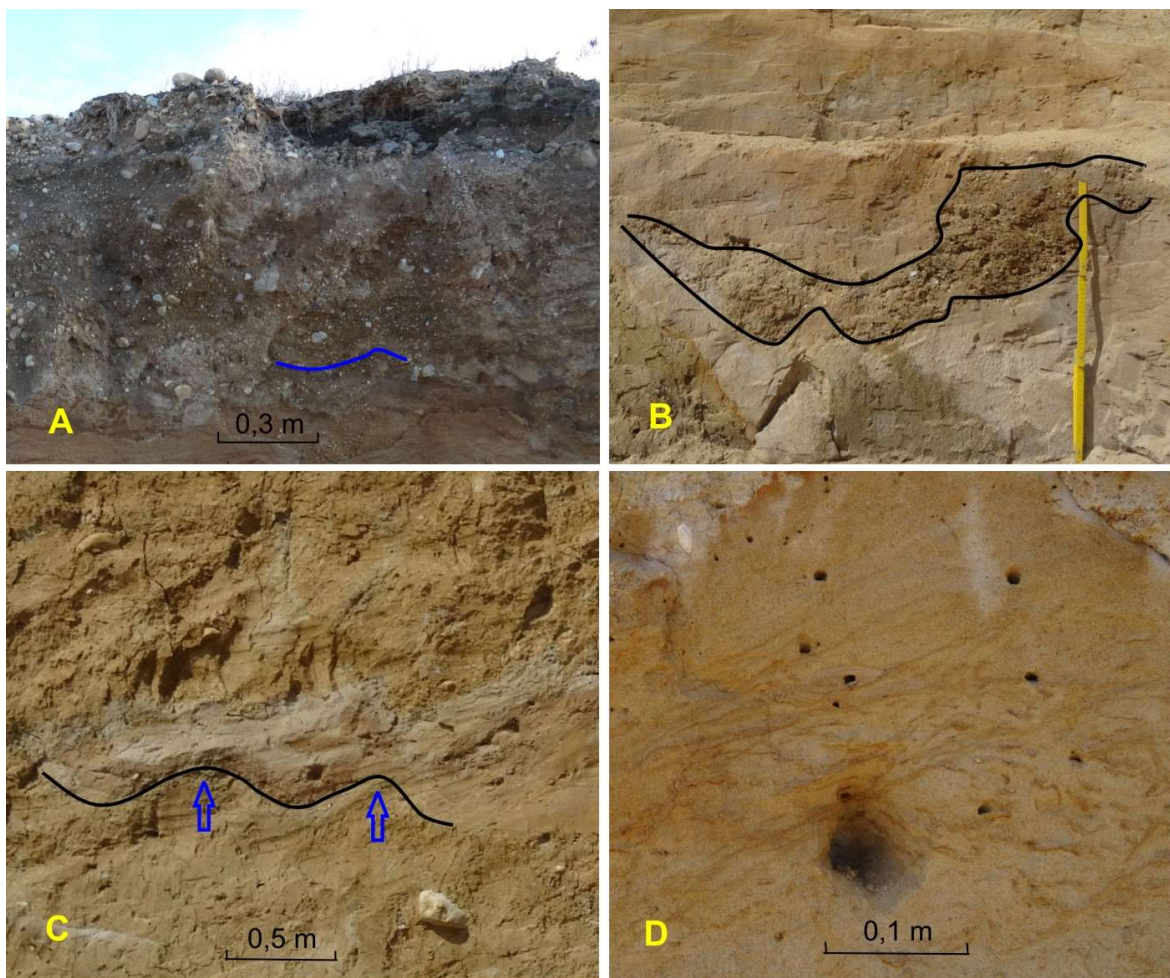
Puklina zachycená v Příl. 18D dlouhá přibližně 1,1 m. Její tvar je kónický. Tato puklina vespod vyznívá uvnitř facie St, horní konec odpovídá povrchu facie St (puklina nepokračuje do nadložního šterkovitého písku). Zajímavostí je, že se nejedná o jednu širokou puklinu, ale o dvě, které se cca 30 cm od horního konce spojují v jednu puklinu (viz Příl. 18D). Puklina porušuje primární stratifikaci facie St, avšak ve svrchních cca 30 cm se mezi sbíhajícími se puklinami nachází klast glaciálu sedimentu bez narušení primární stratifikace. Puklina je vyplněna okolním písčitém materiálem facie St.

#### **4.3.2 Vzpřímení klastů**

Vzpřímených klastů lze nalézt zejména ve východním profilu velké množství. Podstatnými jsou však ty klasty, které jsou zobrazeny v Příl. 17A. V této části profilu je cca 25–30 klastů velmi blízko sebe; šířka tohoto shluku je cca 80 cm. Tyto klasty jsou navíc uloženy v diamiktonu DMmm. Největší z nich mají na výšku i 20 cm (klast 1, poměr os 2:1; viz Příl. 17C), naopak nejmenší pouze 2–3 cm (klast 2; poměr os 3:2). U některých klastů lze vyzorovat neúplné napřímení, i když je poměr os a/b velký (např. u klastu 3 je poměr 2:1). Ostatní vzpřímené klasty v blízkosti zmíněného shluku se nacházejí vně šterkovitých písků.

#### **4.3.3 Deformace vrstev**

V studované oblasti jsou zdeformované vrstvy patrné ve východní části pískovny, v profilu V (viz Obr. 17A). Došlo zde k províření nehomogenního písčito-šterkového materiálu v postglaciálu sedimentech. Deformace primární stratifikace se projevila hlavně ve svrchní části tělesa facii Sh a SGm. Další deformace se dají rozlišit v západní části pískovny, a to v profilu A. Zde se nachází poloha šterkovitého písku (SGm), která je právě v pravé části profilu provířena (viz Obr. 17B). Provířen nebo vzduť byl i spodní diamikton DMms v profilu A (viz Obr. 17C). U facie St-Sp (vzorek A2) bylo zprohýbáno původní zvrstvení (viz Obr. 17D).



Obr. 17 Deformace vrstev v profilech. A: deformace vrstev v profilu V, B: províření facie SGm v profilu A (délka měřítka 60 cm), C: deformace povrchu facie DMms v profilu A, D: zprohýbání původního zvrstvení facie St-Sp (fotoarchiv M. Hanáčka, červen-říjen 2016; upraveno)

#### 4.3.4 Mramorování

Výrazné mramorování je vázáno na svrchní diamiktické facie profilů jak z jižní, tak východní i západní stěny pískovny (viz Obr. 18). Mramorování sleduje pukliny v sedimentech a projevuje se kolem nich vybělením uloženin. Sedimenty z těchto diamiktonů se vyznačují relativně vysokým podílem jílové frakce, který se pohybuje se v rozmezí 5–16 %. Jílová frakce pak tvoří největší část ve vzorcích A1, V1 a V2, kde je mramorování nejintenzivnější.



Obr. 18 Znaky mramorování ze začištěného profilu A v západní stěně pískovny (fotoarchiv Martina Hanáčka, červen 2016)

## **5 INTERPRETACE**

### **5.1 Geneze sedimentů**

#### **5.1.1 Geneze glacifluviálních sedimentů**

Sedimentární architektura glacifluviálních sedimentů naznačuje poněkud odlišný vývoj ve východní a v západní části pískovny. V západní části tvoří facie Gp a St výplně hlubokých koryt (ZIELIŃSKI, VAN LOON, 2003; HANÁČEK, 2012). Tyto hluboké výplně jsou založeny v místě preglaciálních fluvialních koryt zařezávajících se do krystalinického podloží (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004). Ve východní části na facii St nasedá těleso facie Sh s vložkami SGm, které naznačuje změlčení (ZIELIŃSKI, VAN LOON, 2003). Po vyplnění koryt a ukončení sedimentace ve východní části zůstala v místě mělkého koryta jen mělká deprese. Naopak v západní části zůstala morfologie koryta zčásti zachována a zůstala zde hluboká deprese.

#### **5.1.2 Geneze postglacifluviálních sedimentů**

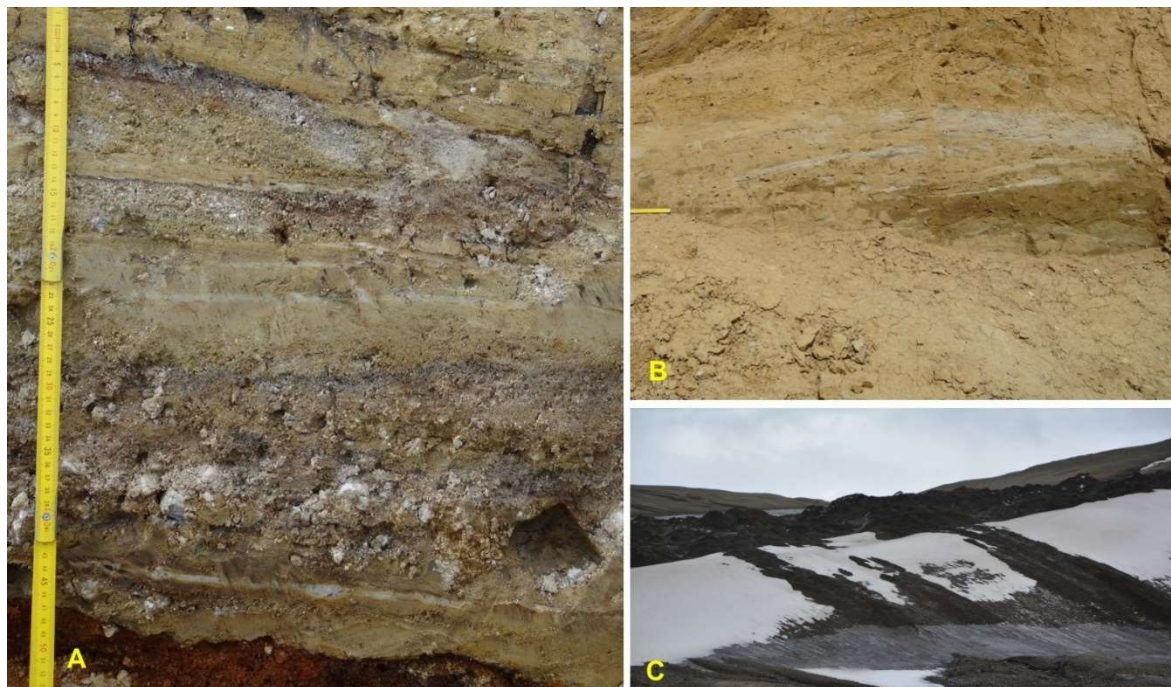
##### **5.1.2.1 Diamiktony**

Postglacifluviálním sedimentům dominují facie DMmm (masivní bahnitý diamikton s podpůrnou strukturou mezihmoty) a DMms (masivní, bahnitý a zvrstvený diamikton s podpůrnou strukturou mezihmoty). Jelikož se jedná o postglacifluviální sedimenty, tak lze uvažovat o uložení v periglaciálním prostředí hlavně eolickými procesy, doplněných koluviálními a částečně fluvialními procesy.

Po ukončení fluvialní aktivity na výplavové plošině mohl být jediným uvažovaným zdrojem prachové frakce facie DMms eolický transport a depozice. Prachová frakce byla poté po jejím uložení přimíchávána do úlomkotoků (vzorky A4, B5, B6 a C2–7). Ze svahových procesů se při tvorbě této facie uplatňovala zejména soliflukce, která z okrajů deprese v západní části pískovny resedimentovala na povrch vystupující glacifluviální sedimenty. Při pohybu po svahu se tyto mísily s již uloženými eolickými sedimenty. Důležitou roli zde sehrála aktivní vrstva permafrostu, která při sezónním rozmrznutí poskytovala vodu, nezbytnou pro pohyb sedimentů po svahu. V této facii se nacházejí i vytríděné polohy nejpatrnější v profilu C, kde tvoří tenká, neprůběžná štěrkovito-písčítá tělesa (viz Obr. 19A). Jedná se o resedimentované glacifluviální sedimenty, které primárně obsahovaly hlavně písek a štěrk a skoro žádný prach. Resedimentované glacifluviální sedimenty se následně míchaly a střídaly s resedimentovanými eolickými sedimenty (diamiktony). Ve všech tělesech této facie si lze také všimnout pro soliflukci typického zprohýbání vrstev, nejlépe vyvinutém v tělesech v profilu A a B (viz Obr. 19B). Soliflukčnímu přemístění sedimentů také nahrává to, že mocnosti této facie jsou v jednotlivých profilech relativně variabilní. Pod profilem D měly glacifluviální sedimenty rovný, horizontální povrch, tudíž zde nemohlo docházet ke svahovým pohybům. U těchto sedimentů facie DMms se dá v jistých místech uvažovat i niveoeolický původ, kde byly větrem unášené částice ukládány na sněhová pole. Takto uložené sedimenty jsou známy



z mnoha periglaciálních oblastí světa (CHRISTIANSEN, 1998; AYLING, MCGOWAN, 2006; RYMER, 2014), příklad z ostrova Jamese Rosse je ukázán na Obr. 19C. Facie DMms se shoduje s koluviálními hlinitopísčitymi sedimenty Žáčka a kol. (2004).



Obr. 19 A: Střídání štěrkovito-písčitých a diamiktických poloh v rámci profilu C, B: detailní snímek soliflukcí zprohýbaných vrstev v profilu B (měřítko dlouhé 20 cm), C: niveoeolické sedimenty z ostrova Jamese Rosse (fotoarchiv M. Hanáčka, srpen 2016; fotoarchiv D. Nývlt, únor 2017)

Facie DMmm byla při jejím definování rozdělena do dvou skupin. Jedná se o stejné facie, které ale byly uloženy za rozdílných podmínek a na různých místech. Facie DMmm první skupiny (vzorky A1, B1, C1, D1, V1 a V2) vznikla velmi pravděpodobně navátím prachu a jílu, avšak vzhledem k mnohem aridnějším klimatickým podmínkám již nedošlo k svahovému transportu původních glaci-fluviálních sedimentů. Dalším faktorem bylo to, že původní deprese již byla zčásti zanesena fací DMms, a tak nemusel být v depresi dostatečný gradient ke gravitačnímu transportu. V profilech C a D se facie DMmm navíc zvolna vyvíjí z facie DMms postupným vymizením hrubších vytríděných poloh, takže směrem od báze postglaci-fluviálních sedimentů rostl vliv eolických a současně klesal vliv soliflukčních procesů. Docházelo zde pravděpodobně maximálně k saturaci vodou z tajícího sněhu, který na plochem terénu nemohl tvořit mocné akumulace – sněh se spíše ukládal v depresích. Oproti facii DMms jsou mocnosti těles této facie ve všech profilech víceméně stejné.

Sediment vzorků V1 a V2 je mnohem jemnozrnější než ostatní již výše zmíněné sedimenty facie DMmm. Podíly štěrku a písku jsou mnohem menší, tudíž zde pravděpodobně nedocházelo k žádným nebo velice mírným svahovým procesům. Menší intenzita svahových procesů vyplývala i

z mělkého tvaru východní deprese. Hrubo zrnější částice se do těchto poloh mohly dostat vymrzáním z níže položených glacifluviálních sedimentů.

Vznik sedimentu druhé skupiny (vzorky V5 a V6) je oproti vzniku sedimentů vzorků V1 a V2 odlišnější. Jejich geneze velmi pravděpodobně souvisí s výskytem malého vodního toku, který erodoval na povrch vycházející glacifluviální sedimenty. Výskyt vodního toku však musel být velmi nepravidelný a určitě ne více než sezónní. Jeho působením se vytvořilo úzké fluviální koryto, jehož zachovalá svažitost okrajů by mohla nasvědčovat zmrzlý povrch. Koryto poté bylo vyplněno částečně koluviálními sedimenty, dominantně však sedimenty eolickými.

Facie DGm-cm velmi pravděpodobně představuje resedimentované glacifluviální sedimenty s eolickou příměsí. Prachové složky sedimentu částečně představují větrem navátý materiál, částečně však může tato složka pocházet z původních glacifluviálních sedimentů. Granulometrické rozdíly vzorků V3 a V4 mohou odrážet variabilitu zdrojových glacifluviálních sedimentů, tudíž by se dal tento sediment považovat za prostý koluviální sediment, vzniklý pouhým sesutím glacifluviálních uloženin bez současného vlivu proudící vody. Původní texturní znaky zanikly při gravitační redepozici glacifluviálních sedimentů z okrajů morfologicky zachovalé říční lavice do opuštěného koryta.

#### **5.1.2.2 Písčité a štěrkovito-písčité sedimenty**

V kolnovické pískovně se jedná o facie Sp-St, Sm, SGm z profilu A a facie SGt, SGm-SGt a GSm z profilu B, tedy o čočkovitá tělesa, která byla s velkou pravděpodobností uložena vodním tokem, který v této depresi protékal (viz Obr. 20). Tomu napovídají i vlastnosti těles – jedná se o čočkovitá tělesa s korytovitou bází, u nichž lze rozeznat korytovité zvrstvení (hlavně u facií SGm-SGt a SGt). Korytu aktivnímu až po uložení glacifluviální akumulace napovídá to, že se mezi glacifluviálními sedimenty a čočkovitými štěrkopískovými a písčitoštěrkovými tělesy nachází facie DMms, která byla uložena kombinací eolického a soliflukčního transportu (viz výše).



Obr. 20 Sedimenty v profilech A, B uložené vodním tokem v nejnižším místě deprese v západní části pískovny (ohraňené černou linií). Rozhraní mezi glacifluviálními a postglacifluviálními sedimenty je zvýrazněno zelenou linií (fotoarchiv M. Hanáčka, červen 2016; upraveno)

Facie GSm oproti faciím SGt a SGm-SGt obsahuje největší podíl šterkové frakce, a to 45 %. Ze všech facií má i největší střední velikost zrna, a to 1090  $\mu\text{m}$ ; hodnota koeficientu vytrřídění (4,869) je také jedna z nejvyšších a sklonitost je nejvíce negativní ze všech studovaných sedimentů. Facie SGt má podíl šterkové frakce nižší (24 %), tím pádem i nižší hodnotu střední velikosti zrna (939,5  $\mu\text{m}$ ). Hodnota koeficientu vytrřídění je velmi podobná, avšak šikmost rozložení zrnitosti je téměř symetrická, nebo spíše ukazuje na relativní nabohacení jemnějšími frakcemi. Vzhledem k tomu, že obě tělesa na sebe laterálně navazují, tak lze konstatovat, že v místě facie GSm v profilu B probíhala proudnice, kde měl vodní tok nejvyšší unášecí schopnost, naopak směrem k profilu A unášecí schopnost klesala, což vedlo k vytvoření facie SGt. Obě facie tedy vznikly prakticky současně. Facie SGm-SGt zde tvoří dvě tělesa, mezi nimiž se nachází facie SGt a GSm. Spodní těleso facie SGm-SGt muselo vzniknout dříve než těleso SGt, naopak svrchní vzniklo ze všech šterkovito-písčitých těles nejpozději. Podle Zieliňského, van Loona (2003) by vznik facií SGt a SGt-SGm mohl souhlasit s migrací malých 3D dun v korytě.

Převážně písčité facie (Sp-St, Sm) z profilu A jsou sedimenty s nejlepším stupněm vytrříděním ze všech ve studované lokalitě ( $\sigma_{A2} = 1,785$ ;  $\sigma_{A3} = 1,690$ ). Byly uloženy podobně jako facie profilu B ve stejném paleokorytě, avšak v místech již vzdálených od proudnice natolik, že se zde vytvořily relativně vytrříděné písky. Proudový režim zde musel být stabilní, naznačující mírné ochuzení o jemnější frakce v zrnitostním složení sedimentu a leptokurtické rozdělení zrnitosti. Vnitřní struktury lze spatřit pouze u facie Sp-St, a to buď jako planární anebo korytovité šikmé zvrstvení. Uložení facie SGm v profilu A naopak naznačuje přiblížení proudnice směrem k profilu A, avšak velmi pravděpodobně pouze na velmi krátkou dobu, což dokládá malá mocnost tělesa.

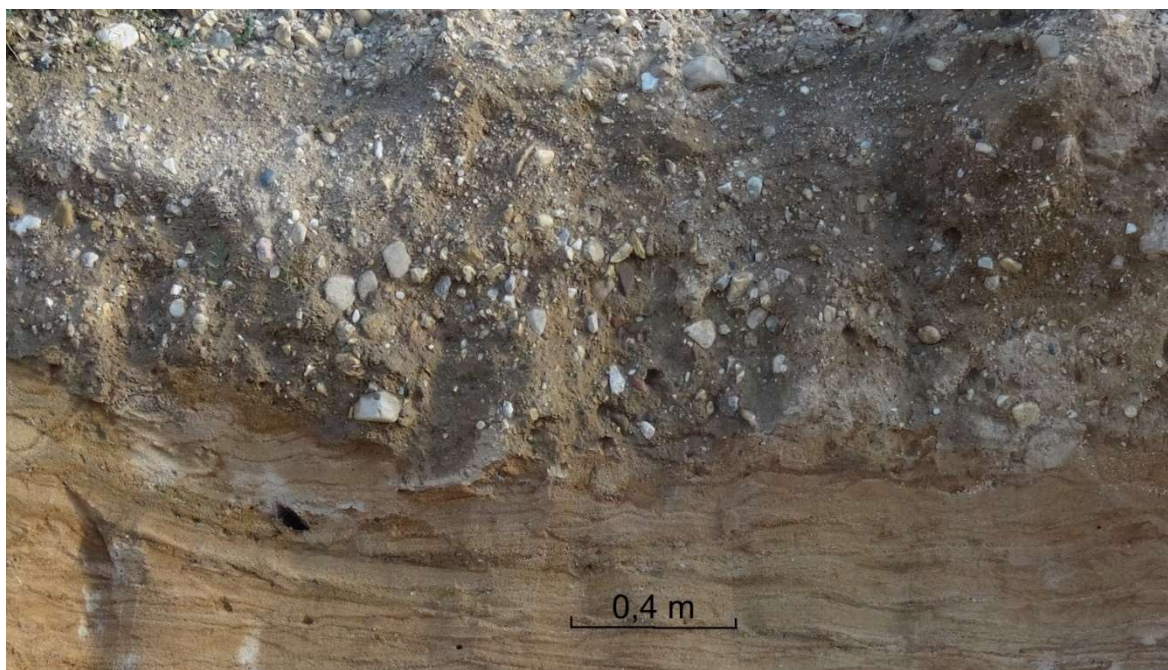
Z uvedených poznatků lze tedy konstatovat, že se štěrkovito-písčítá tělesa v profilech A a B ukládala ve stejném korytě. Vodní tok nebyl nikterak velký, což naznačují mocnosti jednotlivých těles. Vodní tok se také vertikálně a laterálně měnil, avšak tyto změny nebyly zásadní.

## 5.2 Geneze postsedimentárních tvarů

Postsedimentární tvary se v kolnovické pískovně většinou omezují pouze na východní stěnu a v ní začištěný profil V (viz Příl. 13). V západní a jižní části je jich méně, vyskytují se zde pouze soliflukční (geliflukční) a kryoturbační jevy. Jednotlivé tvary jsou vázány na různé podmínky, podrobněji popsane v dalších odstavcích.

Pukliny byly na základě tvaru a místě výskytu interpretovány jako mrazové pukliny (MATSUOKA, 2011; LOWE, WALKER, 2015). Mrazové pukliny vyskytující se v profilu V (viz Příl. 18) byly vytvořeny během velmi chladných období, kdy teploty klesaly relativně rychle a hluboko pod bod mrazu. Jejich výskyt je typický v nezpevněných sedimentech, mohou se však objevit i ve skalním podloží (LOWE, WALKER, 2015). Péwé (1966) tvrdí, že k vytvoření puklin musí být průměrná roční teplota maximálně  $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$  po dobu několika let. Embleton, King (1975) poukazují na to, že jižní hranice aktivních klínů odpovídá izotermě průměrných ročních teplot  $-6$  až  $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Podle Matsuoky (2011) pak musí být pro tvorbu puklin v písčítých a štěrkových sedimentech splněny dvě podmínky – průměrná roční teplota vzduchu musí být nižší než  $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$  a musí se zde nacházet souvislý permafrost. Mocnější sněhová pokrývka se v tomto prostředí vyskytovala velmi sporadicky – kdyby se zde nacházela, nedošlo by ke vzniku puklin díky izolačním vlastnostem sněhu. Johnsson (1959) a Lowe, Walker (2015) potvrzují, že výplň puklin či klínů musí pocházet buď seshora (např. z větrné suspenze) anebo ze stran, avšak nikdy ne z podloží, čemuž odpovídá i výplň puklin v Kolnovicích.

V začištěných profilech pískovny lze spatřit také vymrzlé klasty, a to zejména v profilu V (viz Obr. 21). Vymrznutí postihuje klasty všech velikostí a není pro ně důležitá přítomnost permafrostu. Pro tento proces je důležitá četnost opakování regelačních cyklů. Tyto procesy jsou běžné i pro současné nížiny v ČR, kdy v zimě mnohokrát teplota osciluje kolem  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ . Jelikož jsou klasty hornin schopnější vést teplo lépe než okolní jemnozrnný sediment, voda na nich namrzá a tvoří půdní led, avšak klast se již po roztátí ledu nedostane do své původní polohy, neboť do prázdného místa stačí natéct jemný sediment.



Obr. 21 Vymrzlé a vzpřímené klasty v profilu V (fotoarchiv M. Hanáčka, říjen 2016; upraveno)

Vzpřímené klasty v takovém shluku, jak je tomu na Příl. 17, se váží zejména na tříděné půdy, a tudíž na opakovanou regelaci svrchní části půdy nebo aktivní vrstvu permafrostu. Jelikož se nacházejí ve východní části pískovny, kde je povrch horizontální či velmi mírně ukloněný, tak se pravděpodobně jedná o podpovrchový pozůstatek buď tříděného pruhu, anebo tříděných polygonů. Tříděné polygony jsou dle Washburna (1979) doprovázeny při svých okrajích výskytem ledových klínů, které však kolem klastů v profilu V nelze rozeznat, tudíž se pravděpodobněji jedná o tříděný pruh. Tříděné pruhy se mohou vyskytovat v rozdílných klimatech, ty nejdelší však vznikají ve spojitosti s permafrostem, resp. jeho aktivní vrstvou. Materiál tříděných pruhů je charakterizován vzpřímenými klasty, které jsou paralelní s pruhem. Velikost těchto klastů klesá s hloubkou. Klimatické podmínky pro vznik těchto tříděných forem jsou různé. Dle příkladové studie ze severního Japonska (ostrov Hokkaidó) od Koazeho a kol. (1974) je pro vznik tříděných forem podmínkou alespoň nesouvislý permafrost a průměrné roční teploty vzduchu musí být nižší než 0 °C.

Vzpřímené klasty lze nalézt ovšem po celém profilu V, ale nikde již netvoří tak významnou akumulaci (viz Obr. 21). Jejich původ lze vztáhnout na opakující se regulační cykly a tím pádem i např. na iniciální stádia vývoje tříděných půd.

Deformace vrstev byla interpretována jako tzv. kryoturbační jevy. Kryoturbační jevy se nemusí nutně vázat na výskyt permafrostu, navíc jejich vznik ani nemusí být podmíněn hlubokými mrazy – mohou se tvořit i v interglaciálech; nejsou tedy diagnostické pouze pro periglaciální prostředí (VAN VLIET-LANOË, 1988; KASSE, 1999). Podmínkou jejich vzniku je silná saturace sedimentu (aktivní vrstvy) vodou nad nepropustným podkladem (SEKYRA, 1960; KASSE, 1999),

k čemuž ve východní stěně pískovny místy pravděpodobně docházelo, neboť se domnívám, že se na povrchu tvořila buď jezírka malých rozměrů, případně vodou více saturovaná vrstva. Tato jezírka se mohla tvořit v místech malých depresí, které vznikly nerovnoměrným promrzáním sedimentu. Spodní nepropustnou vrstvu pravděpodobně vytvořil povrch permafrostu (permafrost table). Sekyra (1960) také uvádí, že další podmínkou k vytvoření kryoturpace je horizontální povrch (na ukloněném by došlo k soliflukci), a také vhodné klimatické podmínky (ideálními jsou vlhčejší chladná období na počátku stadiálů, kdy dochází k větší akumulaci sněhu, jehož letním táním je aktivní vrstva permafrostu nebo svrchní části půdy následně dostatečně zvodněna). Kryoturbačně deformované vrstvy jsou nejvíce patrné v západní části pískovny, resp. v profilech A a B, kde je zdeformována celá sekvence šterkovito-písčitých sedimentů a také diamiktony facie DMms (viz Obr. 17B–D). Naopak ve východní stěně bylo zprohýbání vrstev interpretováno pouze na jednom místě (viz Obr. 17A). Projevy kryoturpace zcela chybí v profilu D, kde je sice povrch rovný, avšak příčinou může být nedostatečná kontrastní litologie v porovnání s profily A a B.

Projevy soliflukce jsou patrné zejména v profilu C, kde se ve facii DMms střídají diamiktické a vytríděné šterkovito-písčité polohy (viz Obr. 19A). Vzhledem k tomu, že k soliflukci docházelo současně s výskytem permafrostu, tak by se dala nazvat geliflukcí, což je právě jeden z druhů soliflukce (WASHBURN, 1997). Geliflukce je tedy spojena se sezónním táním aktivní vrstvy permafrostu (MATSUOKA, 2001). Nejprve došlo k uložení diamiktických poloh, které se následně mísily s geliflukčně transportovanými resedimentovanými glaci-fluviálními sedimenty. Ke vzniku geliflukce je zapotřebí regulačních cyklů. Hodnotu průměrné roční teploty vzduchu je obtížné stanovit, avšak na základě pozorování shrnutých v článku od Matsuoky (2001) vyplývá, že je zapotřebí, aby tato hodnota byla nižší než 0 °C, ovšem existují i výjimky, kdy může být průměrná teplota vyšší než 0 °C, a přesto ke geliflukci dochází. Minimální průměrná roční teplota, při které byla pozorována geliflukce v kanadské Arktidě (Melvillův ostrov), je -16,5 °C (BENNET, FRENCH, 1991).

Pro výskyt mramorování také není nezbytná přítomnost permafrostu, mramorování totiž vzniká nejčastěji transformací luvického či kambického horizontu, tj. holocenních (interglaciálních) půd (NĚMEČEK a kol., 1990; KOZÁK a kol., 2009). NĚMEČEK a kol. (1990) popisují období vzniku mramorovaných horizontů jako klimatické optimum až pozdní úsek teplých období. Holocennímu stáří také napovídá to, že je mramorovaný vždy pouze svrchní diamikton DMmm, tudíž mramorování neproniklo příliš hluboko. V kolnovické pískovně se potvrzuje hypotéza zmíněná v rešeršní části, a to že se výskyt mramorovaného horizontu váže na sedimenty se sníženou hydraulickou vodivostí, tedy na sedimenty s relativně vysokým obsahem jílu. Ze všech studovaných profilů je mramorování nejlépe vyvinuto u těles facie DMmm (viz Obr. 18), kde se podíl jílu pohybuje v rozmezí 5–16 %. Tudíž lze konstatovat, že s rostoucím podílem jílu v jemnozrnných sedimentech roste

i pravděpodobnost výskytu mramorovaného horizontu, protože mělký oběh vody v nejsvrchnější části půdy má k dispozici jílový materiál, který unáší a vytváří jím mramorování.

### 5.3 Vývoj v západní a východní části pískovny

Ve východní části pískovny, v místech, kde byl začištěn profil V, došlo po uložení glacifluviální akumulace nejprve k deformaci na povrchu se nacházejících glacifluviálních sedimentů a zároveň také k svahovým pohybům a tím pádem k vytvoření koluviálních sedimentů. V prověřených sedimentech pak došlo k vytvoření mrazových puklin, popsanych v Příl. 18A–C. Dvě pukliny sbíhající v jednu (Příl. 18D) pravděpodobně vznikly nepatrně dříve, a to vzhledem k tomu, že se tyto pukliny nacházejí pouze v nepřeprocovaném glacifluviálním sedimentu facie St. Další tři pukliny totiž prorážejí již deformované sedimenty facií Sh-SGm a St. Mrazové pukliny vznikly za velmi záporných teplot. V návaznosti na vznik mrazových puklin došlo k vytvoření akumulace vzpřímených klastů (tříděného pruhu) před uložením facie DMmm (vzorek V1). Zdrojem klastů pro tříděný pruh byly glacifluviální sedimenty facií Sh a SGm.

Po období vzniku mrazových puklin a tříděného pruhu došlo k eolické akumulaci malého, neprůběžného čočkovitého tělesa (vzorek V2). Po uložení tohoto čočkovitého tělesa došlo ke koluviální resedimentaci glacifluviálních sedimentů, což mělo za následek vznik facie DGm-cm, nacházející se v nadloží čočkovitého tělesa (vzorek V2), a jejího faciálního ekvivalentu v nadloží facie St. Po této resedimentaci došlo k uložení mocného a laterálně rozsáhlého sprašového tělesa DMmm (vzorek V1), které překrylo na povrchu se nacházející tříděný pruh. Poté, co se toto rozsáhlé těleso uložilo, došlo k častému střídání zamokření a vyschnutí, což mělo za následek vytvoření mramorování facie DMmm. V souvislosti s vytvořením tohoto rozsáhlého tělesa došlo také ke koluviálně-eolickému vyplnění malého, opuštěného, pravděpodobně fluviálního koryta (facie DMmm, vzorky V5, V6). Nejprve došlo ke koluviální resedimentaci původních glacifluviálních sedimentů, což naznačuje větší podíl hrubozrnných písků a štěrků (vzorek V5), které byly následně zaneseny eolickými sedimenty, což dokazuje jemnozrnnější vzorek V6. Tyto sedimenty se poté vzájemně mezi sebou mísily a daly za vznik facii DMmm.

V západní depresi byl vývoj značně odlišný. Nejprve došlo k akumulaci eolických sedimentů, které se následně mísily s geliflukčně stékajícími glacifluviálními sedimenty z okrajů deprese. Na bázi postglacifluviálních sedimentů v profilech A, B a C došlo velmi pravděpodobně k vytvoření niveoeolického sedimentu. Takto uložené sedimenty se střídáním vytríděných štěrkovito-písčitých a diamiktických poloh byly interpretovány jako facie DMms.

Po uložení sedimentů facie DMms došlo k pozastavení eolické sedimentace. Voda ze svahovin se stékala v depresích a došlo tak k vytvoření vodního toku, který protékal západní depresi a také částečně rejuvenoval depresní reliéf hlubokých koryt facií Gp a St v podložních

glacifluviálních sedimentech, které zase vyplňují korytovou depresi v krystalinickém podloží. S výskytem vodního toku a jeho akumulární činností došlo k vytvoření štěrkovito-písčitých a písčitých facií v profilech A a B, které se zařezávají do již uložených sedimentů facie DMms. S nástupem aridnějšího a chladnějšího klimatu došlo k vyschnutí vodního toku v západní depresi, a tudíž i k ukončení jeho akumulární činnosti. Mrazové vzdouvání povrchu facie DMms bylo pak usnadněno rozdílnou propustností štěrkopískových a pískových sedimentů na straně jedné, a diamiktonů na straně druhé.

V této aridnější fázi došlo k opětovné eolické akumulaci a tím pádem k vytvoření sedimentů facie DMmm, které kompletně překryly fluviální sedimenty a všechna tělesa facie DMms v západní části pískovny. Vzhledem k tomu, že již uložené sedimenty facie DMms částečně zaplnily původní hlubokou depresi a snížily tak původní relativně vysoký gradient ke gravitačnímu transportu, nedocházelo již ke svahovým pohybům. Částečný vliv na absenci svahových pohybů má také aridní klima, jelikož pro svahový transport je podmínkou dostatečné saturování vodou. Po ukončení eolické akumulace došlo díky zvýšení humidity a vysokému podílu jílu k vytvoření mramorování.

Rozdíl v distribuci periglaciálních jevů ve dvou depresích kolnovické pískovny je značný. Zatímco v západních a jižních profilech se nenacházejí prakticky žádné (kromě kryoturbačních jevů), ve východní části je jich hned několik druhů. To může být způsobeno samotnou morfologií obou částí. Zatímco v západní části se nachází mocná deprese s relativně příkrými svahy, ve které dominovaly gravitační a proudové procesy, tak ve východní části se nachází velmi plochý terén, a jak již bylo popsáno v kapitole 5.2, periglaciální procesy se spíše vážou na horizontální povrch. Dalším důležitým faktorem je také rozdílný vývoj obou dílčích částí povrchu pískovny. V západní části pískovny docházelo k mocným akumulacím eolických sedimentů (až 4,5 m), které jsou velmi jemné, a tudíž nejsou úplně vhodné pro působení většiny periglaciálních procesů. Naopak ve východní části pískovny se nacházela mělká deprese, která nebyla v tak velké míře zanášena eolickými sedimenty – primárně zde docházelo k resedimentaci a ovlivnění starších glacifluviálních sedimentů kryogenními procesy. Zde dosahuje mocnost postglacifluviálních sedimentů méně než 2 m. Avšak i z této části byly popsány dvě čocky čistě eolických sedimentů, ve kterých ale nelze spatřit známky po působení periglaciálních procesů. Podstatnou roli ve vývoji také v západní depresi hrál sezónní vodní tok, který zamezoval tvorbě periglaciálních jevů. Ten sice s nástupem dalšího glaciálu vyschl, ale jeho údolí bylo následně zaváto další mocnou akumulací eolických sedimentů. Avšak právě častý výskyt vzdouvání v profilech A a B může být zapříčiněn odlišnou litologií diamiktické facie DMms a štěrkopískových facií sezónního toku. V eolických sedimentech facie DMmm v západní depresi se sporadicky vyskytují mrazově vzpřímené klasty (zejména v profilu B; viz Příl. 10).



## 6 DISKUZE

Při interpretaci vzniku periglaciálních jevů byly popsány i základní klimatické podmínky, které působily při jejich tvorbě (SEKYRA, 1960; PEWÉ, 1966; KOAZE a kol., 1974; EMBLETON, KING, 1975; VAN VLIET-LANOË, 1988; NĚMEČEK a kol., 1990; KASSE, 1999; MATSUOKA, 2001, 2011). Na jejich základě se dají přibližně rekonstruovat paleoklimatické podmínky, které v okolí kolnovické pískovny panovaly při ukládání postglacifluviálních sedimentů.

V první fázi po uložení glacifluviální akumulace byly uloženy diamiktony DMms. Byly také vytvořeny mrazové pukliny v glacifluviálních sedimentech v profilu V. Během této fáze došlo také k vytrídění štěrkovito-písčitých poloh v profilu B a C, což je pravděpodobně výsledkem geliflukce. Pro vznik mrazových puklin uvádějí autoři (PÉWÉ, 1966; EMBLETON, KING, 1975; MATSUOKA, 2011) rozdílné průměrné roční teploty, nejspíše však bude pravděpodobně odpovídat průměrná roční teplota vzduchu  $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$ . V tomto období se zde musel nacházet permafrost, který byl také podmínkou vzniku mrazových puklin a geliflukce. V letním období musela teplota stoupat a kolísat kolem hodnoty  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ , jinak by nemohly vzniknout geliflukční tvary, patrné zejména v profilech A, B a C. Regelační cykly měly za následek také vytvoření písčitých výplní mrazových puklin. Klima muselo být zároveň velmi suché, avšak aktivní vrstva permafrostu mohla být částečně nasycená z tajícího sněhu akumulovaného během celé zimy. Vlivem periglaciálních procesů také došlo k deformaci svrchních glacifluviálních sedimentů ve východním profilu, což je patrné zejména na Obr. 22. Na toto období se pravděpodobně váže vznik štěrkovito-písčitých a písčitých facií v profilu A a B, které byly uloženy vodním tokem. Tento vodní tok pravděpodobně vznikl tak, že do centra deprese stékala voda ze zvodnělých svahovin (z facie DMms) v okolí a odtékala depresí jako vodní tok. Toto období by se celkově dalo vztáhnout k vrcholnému glaciálu sálského zalednění a nadcházejícímu období, kdy se zde ještě nacházel permafrost. Období vrcholného sálského zalednění ve střední Evropě koreluje Nývlt a kol. (2011) s prvním sálským zaledněním (Saale 1, dříve stadiál Drenthe). Toto zalednění odpovídá MIS 6 (Marine Isotope Stage), tj. před 160-140 ka (SVENDSEN a kol., 2004).



Obr. 22 Deformace svrchních částí facií Sh a GS<sub>m</sub> v profilu V. Místy lze spatřit původní texturu sedimentu

Po vyvrcholení sálského zalednění docházelo k postupnému oteplení, které vyústilo v tzv. eemský interglaciál (MIS 5e), kdy byly teploty vzduchu zhruba o 2 °C vyšší než dnes a srážkové úhrny byly také vyšší. Celkově bylo období interglaciálu MIS 5e teplejší než holocén a vyvrcholilo před cca 125 ka (EVANS, BENN, 2010).

Po eemském interglaciálu se začalo opět ochlazovat, avšak ochlazování nebylo kontinuální. Svendsen a kol. (2004) popisují celkem tři viselské stadiály – Early Weichselian (90–80 ka), Middle Weichselian (60–50 ka) a Late Weichselian (cca 20 ka), přičemž právě Late Weichselian odpovídá poslednímu glaciálnímu maximu (Last Glacial Maximum – LGM). V LGM postoupil kontinentální ledovec nejvíce na jih a zastavil se přibližně na ose Berlín-Varšava (SVENDSEN a kol., 2004). V prostoru kolnovické pískovny se opět nacházela periglaciální zóna s permafrostem, čemuž napovídají regionální syntézy od Vandenberghe a kol. (2014) či Lindgren a kol. (2015). Přibližná průměrná roční teplota vzduchu se na základě článku od Vandenberghe a kol. (2014) mohla v prostoru kolnovické pískovny pohybovat v rozmezí -5 až -10 °C. Mocnost permafrostu se pohybovala v rozmezí 0–200 m (VANDENBERGHE a kol., 2014). K tomuto období se váže především vznik sprašových hlín (facie DM<sub>mm</sub>) v profilech A–V. Nelze také vyloučit vznik

kryoturbačních tvarů, a to zejména v profilu V. Od LGM docházelo k postupnému oteplování, které s drobnými ochlazeními (např. mladý dryas či Malá doba ledová) trvá až do dnešních dnů.

V souvislosti s periodickými vodními toky nacházejícími se v západní depresi kolnovické pískovny lze diskutovat i možnost rejuvenace reliéfu. Rejuvenace spočívá v omlazení starého (popř. zarovnaného) reliéfu obnovenou silnou erozí (GEOLOGICKÁ ENCYKLOPEDIE, ©2007). V kolnovické pískovně došlo nejprve k vyplnění preglaciálního paleokoryta glacifluviálními sedimenty (CHÁB a kol., 2004; ŽÁČEK a kol., 2004), tj. facie Gt a St v západní stěně. Po ukončení fluviální aktivity zde zůstala protáhlá deprese (morfologie nejmladšího, již nevyplněného koryta), která byla postupně zaplňována svahovinami (facie DMms) a sedimenty malého vodního toku, který svahoviny částečně erodoval a tím pádem rejuvenoval reliéf. Po ukončení této fluviální akumulace došlo k dalšímu zanesení deprese, tentokrát eolickými sedimenty. Po uložení eolických sedimentů se rejuvenační proces obnovil jen slabě. V depresi se epizodicky koncentruje srážková voda, ale stabilní vodní tok již nevznikl.

Jednou z hlavních otázek je, zdali se v prostoru kolnovické pískovny v nadloží glacifluviálních sedimentů vyskytují spraše, resp. vzhledem k nevápnitosti sedimentů sprašové hlíny. Evropský sprašový pás představuje nejrozsáhlejší a nejsouvislejší kontinentální archiv posledního glaciálu s vysokými rychlostmi sprašové sedimentace s dostatečným časovým rozlišením nezbytným pro záznam několikatisíciletého měřítka klimatických změn (ANTOINE a kol., 2013). Spraše pokrývající severní předpolí středoevropských pohoří byly cyklicky akumulovány během období pleniglaciálu viselského glaciálu, jehož klima bylo mnohem kontinentálnějšího charakteru než v současnosti, a to díky snížené hladině světového oceánu a významnému vlivu Severoevropského ledovcového štítu. Spraše v předpolích středoevropských pohoří byly ukládány v období 70–15 ka (BADURA a kol., 2013).

Kolnovické sprašové hlíny se obecně vyznačují relativně vysokým podílem písčité frakce (20–60 %). Z písčité frakce u těchto sedimentů dominují velmi jemné (4–14 %) a jemné (5–19 %) písky.

Růžičková a kol. (2003) na základě svého granulometrického výzkumu spraší v Čechách a na Moravě uvádí, že obsah prachové komponenty (0,002–0,063 mm) je v rozmezí 70–95 %, obsah písku (převážně jemnozrného) 5–12 %, vzácně až 17 %, obsah jílu (<0,002 mm) je 1–5 %, výjimečně 8 %. Růžičková a kol. (2003) aplikovali v minearologii používanou hranici mezi jílem a prachem stanovenou na 0,002 mm, v této práci je pro tuto hranici použita sedimentologicky definovaná hranice na logaritmické škále Udden-Wentworthově, tedy 0,0039 mm. V případě spraší na našem území je průměr zrnitosti  $M_z = 4,0–6,8 \phi$ , koeficient vytřídění  $\sigma = 1,8–3,5$  (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003). Těmto rozsahům od Růžičkové a kol. (2003) však neodpovídá žádný z analyzovaných

vzorků v této práci (viz Tab. 3). Obecně se však udává, že převládající prachové frakce by mělo být minimálně 50–60 %. Důvody rozdílů v obsahu jednotlivých zrnitostních frakcí ve spraši jsou různé, neboť mohou být způsobeny kromě rozdílných zdrojů, měnících se podmínek transportu a sedimentace např. i postupem při odběru vzorků nebo metodikou zrnitostní analýzy (RŮŽIČKOVÁ a kol., 2003).

Tab. 3 Zrnitostní vlastností vzorků pravděpodobně představujících sprašové hlíny z kolnovické pískovny

| Podíl (%): | jíl (<4 μm) | prach (4–63 μm) | písek (63–2000 μm) | štěrk (> 2000 μm) | M <sub>z</sub> (μm) | σ <sub>i</sub> |
|------------|-------------|-----------------|--------------------|-------------------|---------------------|----------------|
| A1         | 12,8        | 40,8            | 44,0               | 2,4               | 43,03               | 7,522          |
| B1         | 4,8         | 44,1            | 48,8               | 2,3               | 80,13               | 4,778          |
| C1         | 6,3         | 42,4            | 48,6               | 2,7               | 65,70               | 5,662          |
| D1         | 8,5         | 28,8            | 60,0               | 2,7               | 73,26               | 7,094          |
| D2         | 4,8         | 42,3            | 50,0               | 2,9               | 84,24               | 4,835          |
| V1         | 15,9        | 49,8            | 29,5               | 4,8               | 33,35               | 9,610          |
| V2         | 10,3        | 67,0            | 19,8               | 2,9               | 34,41               | 6,120          |

V České republice se dále výzkumem spraši zabývali např. Lisá a kol. (2014), přičemž součástí výzkumu byla i granulometrická analýza spraši. Studovány byly odkryvy v Dolních Věstonicích, Předmostí u Přerova a Hošťálkovic (okres Ostrava-město). Pro porovnání zrnitostních vlastností byly vybrány nejsvrchnější polohy spraši, nacházející se přímo v podloží holocenních půd, jelikož se jedná o geneticky nejmladší spraše, které by mohly odpovídat sedimentům v Kolnovicích. Nutno podotknout, že Lisá a kol. (2014) použili pro hranici mezi jílem a prachem 0,00552 mm a pro hranici mezi prachem a pískem 0,0625 mm, což jsou však hodnoty velmi podobné Udden-Wentworthově škále. Ve spraších z Dolních Věstonic lze vyzorovat směrem od báze profilu k povrchu klesající trend podílu jílu a prachu, naopak podíl písku kontinuálně přibýval. Spraše z Předmostí se vyznačují stejnými vlastnostmi. U spraši z Hošťálkovic také postupně narůstá podíl písku a klesá podíl jílu, avšak u podílu prachové frakce lze vyzorovat rostoucí trend. Zrnitostní vlastnosti všech tří profilů pro dva nejvýše odebrané vzorky jsou zachyceny v Tab. 4.

Tab. 4 Zrnitostní vlastnosti vzorků odebraných ze svrchních 10 cm spraši v jednotlivých lokalitách. Označení „1“ znamená hloubku 10 cm, označení „2“ hloubku 5 cm (zdroj: LISÁ a kol., 2014)

| Podíl (%):        | Jíl  | Prach | Písek |
|-------------------|------|-------|-------|
| Dolní Věstonice 1 | 11,3 | 49,3  | 39,5  |
| Dolní Věstonice 2 | 7,0  | 34,2  | 58,7  |
| Předmostí 1       | 12,8 | 58,6  | 28,6  |
| Předmostí 2       | 20,9 | 69,5  | 9,6   |
| Hošťálkovice 1    | 8,9  | 68,8  | 22,6  |
| Hošťálkovice 2    | 9,8  | 68,7  | 21,5  |

Zajímavé srovnání je také s polskými sprašovými sériemi, kterými se zabývala např. Issmer (1999). Ve studii analyzovala spraše z celkem tří lokalit v jihozápadním Polsku poblíž obce Cisów.

Zrnitostní analýza prokazuje, že podíl jílové složky je v rozmezí cca 4–15 %, prachová složka tvoří cca 50–65 %. Hodnoty jsou přibližné, neboť v této práci byly stanoveny frakce koloidního jílu (<0,002 mm), jílu (0,002–0,02 mm) a jemného prachu (0,02–0,05 mm). K frakci jemného prachu byla tedy přičtena jílová frakce. Podíl písčité složky dosahuje cca 20–30 %, avšak písčité frakce zde zaujímá interval 0,1–1 mm, tudíž tato hodnota není úplně průkazná. Stáří těchto spraší pak Issmer (1999) na základě lito- a morfostratigrafických dat stanovuje na 20 ka BP, což odpovídá viselskému pleniglaciálu.

Další srovnání s kolnovickými sprašemi se nabízí se sprašemi v další práci Issmer (2001). V této práci jsou kromě již výše zmíněných cisóvských spraší analyzovány spraše ze západního Pomořanska. Issmer (2001) zde rozlišila dva hlavní typy spraší – masivní a laminované. Hranice zrnitostních frakcí byly použity stejně jako v předchozí práci (ISSMER, 1999). Masivní spraše jsou nejvíce tvořeny jemným prachem (30–42 %), dále hrubým prachem (0,05–0,1 mm; 13–27 %), jílem (20–37 %), koloidním jílem (10–14 %) a pískem (6–22 %). Hodnoty jsou tedy opět velmi podobné kolnovickým spraším. Další skupinou spraší jsou kryptolaminované spraše. Ty se vyznačují v průměru cca 4–7% podílem písku, 25 % hrubého prachu, cca 42 % jemného prachu, 30 % koloidního jílu a 10 % jílu. Laminované spraše tvoří průměrně nejvíce jemný prach (40 %), písek (7 %), hrubý prach (20 %), koloidní jíl (32 %) a jíl (10 %). Poslední skupinou jsou pruhované spraše, které průměrně nejvíce tvoří písek (35 %), dále hrubý prach (24 %), jemný prach (22 %), koloidní jíl (13 %) a jíl (11 %).

Pro porovnání s kolnovickými sprašovými hlínami (vzorky V1, V2) nejlépe odpovídají spraše z Hošťálkovic, neboť se nacházejí v oblasti s velmi podobným vývojem. Dále lze dobře porovnat kolnovické spraše s těmi z jihozápadního Polska (Cisów). Zrnitostní vlastnosti hošťálkovických a cisóvských vzorků se nejvíce podobají vzorkům V1 a V2 z východní části pískovny. Ostatním vzorkům nejlépe odpovídají západopomořanské laminované a pruhované spraše. Ty zde bezprostředně nasedají na podložní glacifluviální sedimenty, z nichž byly obohaceny hrubozrnným materiálem. Ten samý případ lze pozorovat i v kolnovické pískovně, kde také postglacifluviální sedimenty nasedají na glacifluviální sedimenty, tudíž jimi mohou být ovlivněny. Jediným rozdílem je to, že v Kolnovicích se jedná o masivní sprašové hlíny. Vzhledem k výraznému podílu písku bych tedy volil pro sedimenty vzorků A1, B1, C1, D1 a D2 označení písčité sprašové hlíny.

V Hošťálkovicích Lisá a kol. (2014) pomocí datovací metody OSL stanovili stáří nejmladších spraší na  $26 \pm 3$  ka, v Cisówě Issmer (1999) stáří stanovuje na 20 ka BP. Toto stáří by se dalo přibližně vztáhnout i na kolnovické sprašové hlíny, tedy na svrchní diamiktony DMmm. Dalo by se tedy konstatovat, že kolnovické sprašové hlíny a písčité sprašové hlíny vznikly během

viselského pleniglaciálu a více odpovídají svými zrnitostními vlastnostmi spraším nacházejícími se v jižním Polsku nebo na severní Moravě a v českém Slezsku, než klasickým spraším vyskytujícími se na jižní Moravě.

V prostoru kolnovické pískovny a v blízkém okolí popisoval Gába (2001) výskyt tzv. bazálních tillů, nasedajících přímo na výplavové glacifluviální štěrko- a štěrkopísčité sedimenty. Interpretoval je jako sedimenty bazální morény, avšak již Vitásek (1926) na Hlučínsku podobné sedimenty popisuje jako sprašové hlíny. Sprašové hlíny (též dejektivní spraše) se dle Vitáska (1926) od tzv. pravých spraší (vznikly čistě eolickou sedimentací) liší tím, že obsahují menší štěrkové valouny a také cizí příměsi štěrku. Jsou také na Hlučínsku mnohem rozšířenější než tzv. pravé spraše. Dejektivní spraše vznikaly podle Wahnsehaffeho (1909, in VITÁSEK, 1926) z původní spraše splachováním, táním sněhu, deštěm a z části i větrem. V současnosti však zejména Růžičková a kol. (2003) používá pro svahovými procesy resedimentované spraše název buď koluvioeolické nebo eolickokoluviální, přičemž záleží na převažujícím procesu depozice. Ze svahových procesů se může uplatňovat buď ploužení, geliflukce, nebo splach, nevylučuje se také pouhé působení gravitace. Růžičková a kol. (2003) také připomíná, že by se spraše, u nichž došlo k resedimentaci, neměly sprašemi vůbec nazývat. Vzhledem k tomu, že jsou sprašové sedimenty v prostoru kolnovické pískovny masivní, není důvod je označovat za přechodné koluvioeolické nebo eolickokoluviální sedimenty, a výše navržené označení písčité sprašové hlíny je pro ně nejvhodnější.

Hrance nebyly v postglacifluviálních sedimentech zjištěny. Podle ústního sdělení Hanáčka se hrance velmi sporadicky vyskytují i v podložních glacifluviálních sedimentech, takže mohou být i redeponované z jiných oblastí. Nepřítomnost vlivu eolické koraze může mít dva důvody: převážně sedimentační režim v postglacifluviálním vývoji na lokalitě, neboť hrance se tvoří spíše v oblastech deflace (PRESS, SIEVER, 1998). Druhým důvodem může být převážná může být převážná hrubozrnnost kolnovických glacifluviálních sedimentů (BUŠÍKOVÁ, 2016) oproti glacifluviálním sedimentům na Vidnavsku, kde jsou hrance častější (GÁBA, PEK, 1999a; ŽÁČEK a kol., 2004), takže písek v Kolnovicích nebyl snadno eolicky transportovatelný.

## 7 ZÁVĚR

Na základě kombinované granulometrické analýzy a makroskopického pozorování texturních vlastností bylo ve studovaných profilech v písčovině v Kolnovicích rozlišeno čtrnáct facií, z toho devět v postglacifluviálních sedimentech a pět v glacifluviálních sedimentech. Facie a jejich zrnitostní vlastnosti dále posloužily k interpretaci vzniku sedimentů a zrnitostní vlastnosti diamiktonů posloužily v diskuzi k tomu, aby se potvrdilo, zdali se jedná o sprašové hlíny. Faciální interpretace glacifluviálních sedimentů umožnila rekonstruovat reliéf, na kterém pak probíhaly postglacifluviální erozní a depoziční procesy.

K výzkumu byly vybrány dvě navzájem odlišná prostředí, a to hluboká západní deprese, kde došlo k mocným akumulacím postglacifluviálních sedimentů, a východní deprese, která je však mnohem mělká a je vyplněna převážně jiným typem materiálu. Při akumulaci sedimentů v západní depresi se v první fázi uplatňoval zejména eolický a geliflukční transport, následovaný vznikem malého vodního toku, který tuto depresi protékal a ukládal písčité a štěrkovito-písčité sedimenty. Závěrečná fáze akumulace, během níž se vznikly sprašové hlíny, byla významně ovlivněna prakticky pouze eolickým transportem. Z periglaciálních tvarů se hojněji vyskytují projevy kryoturbace a ojediněle mrazové napřímení klastů.

Ve východní části také převažoval eolický a koluviální transport sedimentů, avšak díky mírně zvlněnému povrchu docházelo ke koluviálnímu transportu pouze do malých, lokálních depresí. Čistě eolická tělesa nacházející se ve východním profilu byla na základě srovnání zrnitostních vlastností s jinými pracemi z jižního Polska či severní Moravy interpretována jako sprašové hlíny. Byla zde interpretována také spousta deformovaných glacifluviálních sedimentů, a to zejména v nadloží facií Sh a SGM.

Ve východním profilu bylo rozlišeno velké množství periglaciálních tvarů, jako např. mrazové pukliny, vzpřímené klasty (tříděný pruh), vymrzlé klasty či kryoturbace, jejichž klimatické podmínky vzniku byly použity pro rekonstrukci prostředí, ve kterém vznikaly. Na základě paleoklimatických podmínek a pozice periglaciálních tvarů byla také nastíněna jejich stratigrafie, ze které vyplynulo, že vznik mrazových puklin, tříděných pruhů, neprůběžného čočkovitého tělesa facie DMmm (vzorek V2) se váže na sálské zalednění (Saale 1) a akumulace velkého sprašového tělesa na viselské zalednění. Ostatní periglaciální projevy, jako vzpřímené klasty, vymrzlé klasty a kryoturbace vznikaly průběžně po celou dobu vývoje. Mramorování, které bylo rozlišeno ve všech svrchních diamiktonech, je holocenního stáří. V západní depresi se vznik těles facie DMms váže také na sálské zalednění a pravděpodobně se k němu váže i vznik písčitých a štěrkovito-písčitých těles v profilech A a B. Svrchní diamiktony, interpretované jako písčité sprašové hlíny, se ukládaly během viselského zalednění.

## 8 LITERATURA

### 8.1 Tištěné monografie

ANTOINE, P., ROUSSEAU, D.-D., DEGEAI, J.-P., MOINE, O., LAGROIX, F., KREUTZER, S., FUCHS, M., HATTÉ, C., GAUTHIER, C., SVOBODA, J., LISÁ, L. (2003): High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial–Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quaternary Science Reviews*, č. 67, s. 17–38.

AYLING, B. F., MCGOWAN, H. A. (2006): Niveo-eolian Sediment Deposits in Coastal South Victoria Land, Antarctica: Indicators of Regional Variability in Weather and Climate. *Arctic, Antarctic and Alpine Research*, 38, č. 3, s. 313–324.

BADURA, J., JARY, Z., SMALLEY, I. (2013): Sources of loess material for deposits in Poland and parts of Central Europe: The lost Big River. *Quaternary International*, č. 296, s. 15–22.

BENEDICT, J. B. (1970): Frost cracking in the Colorado Front Range. *Geographic Annulary*. 52, č. 2, s. 87–93.

BENNET, L. P., FRENCH, H. M. (1991): Solifluciton and the role of permafrost creep, eastern Melville Island, N. W. T., Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2, č. 2, 95–102.

BJÖRCK, S., CLEMMENSEN, L. B. (2004): Aeolian sediment in raised bod deposits, Halland, SW Sweden: a new proxy record of Holocene winter storminess variation in southern Scandinavia? *The Holocene*. 14, č. 5, s. 677–688.

BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G. (1999): Grain-Size and Textural Classification of Coarse Sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, č. 1, s. 6–19.

BUŠÍKOVÁ, Z. (2016): Vliv zrnitosti na sedimentárně-geologické vlastnosti glacifluviálních sedimentů: příkladová studie z lokality Kolnovice. Bakalářská práce. Masarykova univerzita, Brno. 54 s.

CZUDEK, T., DEMEK, J., PANOŠ, V., SEICHTEROVÁ, H. (1963): The Pleistocene rhythmically bedded shape sediments in the Hornomoravský úval (the Upper Moravian Graben). *Sborník geologických věd*. č. 1, s. 75–100.

CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. SURSUM, Tišnov. 213 s.

CZUDEK, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru. Moravské zemské muzeum, Brno. 238 s.



- DEMEK, J., MACKOVČIN, P. (eds.) (2014): Zeměpisný lexikon ČR: Hory a nížiny. Mendelova univerzita, Brno. 3. vydání. 610 s.
- EMBLETON, C., KING, A. M. C. (1975): Periglacial Geomorphology. Edward Arnold, London. 203 s.
- EVANS, D. J. A., BENN, D. I. (2004): A practical guide to the study of glacial sediments. Arnold, Londýn. 266 s.
- EVANS, D. J. A., BENN, D. I. (2010): Glaciers and Glaciation. Hodder Education, Londýn. 802 s.
- EYLES, N., EYLES, C. H., MIALL, A. D. (1983): Lithofacies types and vertical profile models; an alternative approach to the description and environmental interpretation of glacial diamict and diamictite sequences. *Sedimentology*, 30, č. 3, s. 393–410.
- FOLK, R. L., ANDREWS, P. B., LEWIS, D. W. (1970): Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. In: BLAIR, T. C., MCPHERSON, J. G. (1999): Grain-Size and Textural Classification of Coarse Sedimentary particles. *Journal of Sedimentary Research*, 69, č. 1, s. 6–19.
- FRENCH, H. M. (1996): The Periglacial Environment. Addison Wesley Longman, Harlow, 341 s.
- GÁBA, Z. (1972): Nejzazší výskyt uloženin kontinentálního zalednění na Jesenicku. *Časopis Slezského muzea Opava*, č. 21A, s. 135–138.
- GÁBA, Z. (1992): Profil ledovcovými uloženinami u Vidnavy ve Slezsku. *Časopis Slezského muzea Opava*, č. 41A, s. 167–172.
- GÁBA, Z., PEK, I. (1999a): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. *Okresní vlastivědné muzeum, Šumperk*. 111 s.
- GÁBA, Z., PEK, I. (1999b): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti kvartérního kontinentálního zalednění. 2. Sedimentární souvky. *Acta Universitatis Palackianae Olomouensis, Facultas rerum naturalium. Geologica*, č. 36, s. 13–37.
- GÁBA, Z. (2001): Rozdíly v souvkových společenstvech bazálních morén a ledovcového výplavu. *Časopis Slezského Muzea Opava*, č. 50, s. 143–147.
- HANÁČEK, M. (2010): Sedimentologické studium glacifluviálních sedimentů na lokalitě Kolnovice na Jesenicku. Diplomová práce. Masarykova univerzita, Brno. 52 s.
- HANÁČEK, M. (2011): Sedimenty terminoglaciacíálního kuželu v údolí Javorné na Zlatohorsku. *Acta Musei Moraviae, Scientiae geologicae*, 96, č. 1, s. 61–86.

- HANÁČEK, M. (2012): Glacifluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnání s terminoglaciací kužely mezi Sokolským hřbetem a Zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 19, č. 1–2, s. 17–25.
- HANÁČEK, M. (2014): Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografické rekonstrukce pleistocenního kontinentálního zalednění Jesenicka. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, 21, č. 1–2, s. 17–24.
- HANÁČEK, M., SKÁCELOVÁ, Z., NEHYBA, S., NÝVLT, D. (2015): Nová interpretace ledovcových sedimentů lokality Písečná u Javorníku. In 21. Kvartér, 27. 11. 2015, Brno.
- HANÁČEK, M., ENGEL, Z., PROCHÁZKOVÁ, B. (2016): Vývoj ledovcových sedimentů na kontaktu s Žulovským masivem ve Štachlovicích u Vidnavy. *Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku*, Brno, 23, č. 1–2, s. 13–23.
- HARRIS, C., DAVIES, M. C. R., COUTARD, J.-P. (1997): Rates and processes of periglacial solifluction: an experimental approach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, č. 9, s. 383–398.
- HRBÁČEK, F., NÝVLT, D., LÁSKA, K. (2016): Active layer thermal dynamics at two lithologically different sites on James Ross Island, Eastern Antarctic Peninsula. *Catena*, 149, č. 2, s. 592–602.
- HUGENHOLTZ, C. H., HOOPER, D. M. (2015): Niveo-Aeolian Deposits. In: HARGITAI, H., KERESZTURI, Á.: *Encyclopedia of Planetary Landforms*. s. 1445–1450.
- CHÁB, J., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., MANOVÁ, M., NÝVLT, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., VEČEŘA, J., ŽÁČEK, V. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami, 14–224 Jeseník. Česká geologická služba, Praha.
- CHRISTIANSEN, H. H. (1998): 'Little Ice Age' nivation activity in northeast Greenland. *The Holocene*, 8, č. 6, s. 719–728.
- ISSMER, K. (1999): Vistulian loess deposits of the Dalków Hills. *Geological Quarterly*, 43, č. 1, s. 113–120.
- ISSMER, K. (2001): Vistulian loess deposits in western Poland and their palaeoenvironmental implications. *Quaternary International*, č. 76/77, s. 129–139.
- JOHANSSON, G. (1959): True and false ice-wedges in southern Sweden. *Geografiska Annaler*, 41, č. 1, s. 15–33.
- KASSE, C. (1999): Can involutions be used as palaeotemperature indicators? *Biuletyn Periglacialny*, č. 38, s. 95–109.
- KLÍMA, B. (1948): Slezské hrance. *Přírodovědný Sborník*. č. 9, s. 70–72.

- KOZÁK, J. a kol. (2009): Atlas půd České republiky. ČZU, Praha. 150 s.
- KOAZE, T., NOGAMI, M., IWATA, S. (1974): Paleoclimatic significance of fossil periglacial phenomena in Hokkaidó, northern Japan. *Quaternary Research*, 12, č. 4, s. 177–191.
- KREJČÍ, O., BAROŇ, I., BÍL, M., HUBATKA, F., JUROVÁ, Z., KIRCHNER, K. (2002): Slope movements in the Flysch Carpathians of Eastern Czech Republic triggered by extreme rainfalls in 1997: A case study. *Physics and Chemistry of the Earth*. 27, č. 36, s. 1567–1576.
- KŘIKAVOVÁ, L. (2009): Interpolace bodových dat v GIS. České vysoké učení technické, Praha. Bakalářská práce. 55 s.
- LINDGREN, A., HUGELIUS, G., KUHRÝ, P., CHRISTENSEN, T. R., VANDENBERGHE, J. (2015): GIS-based Maps and Area Estimates of Northern Hemisphere Permafrost Extent during the Last Glacial Maximum. *Permafrost and Periglacial Processes*, 27, č. 1, s. 1–11.
- LISÁ, L., HOŠEK, J., BAJER, A., MATYS GRYGAR, T., VANDENBERGHE, D. (2014): Geoarchaeology of Upper Palaeolithic loess sites located within a transect through Moravian valleys, Czech Republic. *Quaternary International*, č. 351, s. 25–37.
- LOWE, J., WALKER, M. (2015): *Reconstructing Quaternary Environments*. Routledge, Abingdon. 538 s.
- MACOUN, J., ŠIBRAVA, V., TYRÁČEK, J., KNEBLOVÁ-VODIČKOVÁ, V. (1965): *Kvartér Ostravska a Moravské brány*. Ústřední ústav geologický, Praha. 419 s.
- MATSUOKA, N. (2001): Solifluction rates, processes and landforms: a global review. *Earth Science Reviews*, 55, č. 1–2, s. 107–134.
- MATSUOKA, N. (2011): Climate and material controls on periglacial soil processes: toward improving periglacial climate indicators. *Quaternary Research*, 75, č. 2, s. 356–365.
- MATTHEWS, A. J. (2013): *Encyclopedia of Environmental Change*. SAGE. 1496 s.
- MÍSAŘ, Z., POUBA, Z., SKÁCEL, J. (1996): *Geologická mapa ČR, List Jeseník*. Český geologický ústav, Praha.
- MONCRIEFF, A. C. M. (1989): Classification of poorly-sorted sedimentary rocks. *Sedimentary Geology*. 65, č. 1–2, s. 191–194.
- NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. (1990): *Pedologie a paleopedologie*. Academia, Praha. 546 s.

- NÝVLT, D., ENGEL, Z., TYRÁČEK, J. (2011): Pleistocene glaciations of Czechia. In: EHLERS, J., GIBBARD, P. L., HUGHES, P. D. (eds): Quaternary glaciations – Extent and chronology: a closer look. *Developments in Quaternary Science*, Amsterdam, s. 37–46.
- PÁNEK, T., KAPUSTOVÁ, V., HRADECKÝ, J., BAROŇ, I., ŠILHÁN, K. (2013): Holocene reactivations of catastrophic complex flow-like landslides in the Flysch Carpathians (Czech Republic/Slovakia). *Quaternary Research*, 80, č. 1, s. 33–46.
- 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 s vysvětlivkami, 14–221 Žulová. Česká geologická služba, Praha.
- PÉWÉ, T. L. (1966): Paleoclimatic significance of fossil ice wedges. *Biuletyn Periglacialny*, č. 15, s. 65–73.
- POUBA, Z., DVOŘÁK, J., UNZEITIG, M. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1 : 200000, M–33–XVIII Jeseník. Ústřední ústav geologický, Praha. 178 s.
- PRESS, F., SIEVER, R. (1998): *Understanding Earth*. Freeman, New York. 682 s.
- PROSOVÁ, M. (1981): Oscilační zóna kontinentálního ledovce. *Acta Universitatis Carolinae – Geologica*, č. 3, s. 265–294.
- RŮŽIČKOVÁ M., RŮŽIČKA, M., ZEMAN, A., KADLEC, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky. Česká geologická služba, Praha. 92 s.
- RYMER, K. (2014): Characteristics of aeolian and niveo-aeolian deposits in central Spitsbergen (Ebba valley). 35th Polar Symposium Diversity and state of polar ecosystems, Wrocław.
- RYZAK, M., BIEGANOWSKI, A. (2011): Methodological aspects of determining soil particle-size distribution using the laser diffraction method. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 174, č. 4, s. 624–633.
- SEKYRA, J. (1960): Působení mrazu na půdu. Ústřední ústav geologický, Praha, 164 s.
- SIKOROVÁ, J., VÍŠEK, J., NÝVLT, D. (2006): Texture nad petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské Mts., Czechia. *Geological Quarterly*, 50, č. 3, s. 345–352.
- SVENDSEN, J. I., ALEXANDERSON, H., ASTAKHOV, V. I., DEMIDOV, I., DOWDESWELL, A., FUNDER, S., GATAULLIN, V., HENRIKSEN, M., HJORT, C., HOUMARK-NIELSEN, M., HUBBERTEN, H. W., INGÓLFSSON, Ó., JAKOBSSON, M., KJÆR, K. H., LARSEN, E., LOKRANTZ, H., LUNKKA, J. P., LYSÅ, A., MANGERUD, J., MATIOUCHKOV, A., MURRAY, A., MÖLLER, P., NIESSEN, F., NIKOLSKAYA, O.,

POLVAK, L., SAARNISTO, M., SIEGERT, C., SIEGERT, M. J., SPIELHAGEN, R. F., STEIN, R. (2004): Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia. *Quaternary Science Reviews*, 23, č. 11, s. 1229–1271.

VAN EVERDINGEN, R. O. (1998): Multi-Language Glossary of Permafrost and Related Ground-Ice Terms. International Permafrost Association, Longyearbyen, 222 s.

VAN VLIET-LANOË, B. (1988): The significance of cryoturbation phenomena in environmental reconstruction. *Journal of Quaternary Science*, 3, č. 1, s. 85–96.

VANDENBERGHE, J., FRENCH, H. M., GORBUNOV, A., MARCHENKO, S., VELICHKO, A. A., HUIJUN, J., ZHIJIU, C., TINGJUN, Z., XUDONG, W. (2014): The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: Permafrost extent and mean annual air temperatures, 25–17ka BP. *Boreas*, 43, č. 3, s. 652–666.

VITÁSEK, F. (1926): Morfologický vývoj Hlučínska. Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy univerzity, č. 66, s. 3–38.

WAHNSCHAFFE, F. (1909): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes. Auf geologischer Grundlage dargestellt. In: VITÁSEK, J. (1926): Morfologický vývoj Hlučínska. Spisy vydávané Přírodovědeckou fakultou Masarykovy univerzity, č. 66, s. 3–38.

WASHBURN, A. L. (1979): *Geocryology: A Survey of Periglacial Processes and Environments*. Edward Arnold, London. 406 s.

WASHBURN, A. L. (1997): Plugs and Plug Circles. A Basic Form of Patterned Ground, Cornwallis Island, Arctic Canada – Origin and Implications. Geological Society of America, Colorado. 87 s.

ZIELIŃSKI, T., VAN LOON, A. J. (2003): Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32, č. 4, s. 590–611.

ŽÁČEK, V., ČURDA, J., KOČANDRLE, J., NEKOVARČÍK, Č., NÝVLT, D., PECINA, V., SKÁCELOVÁ, D., SKÁCELOVÁ, Z., VEČEŘA, J. (2004): Základní geologická mapa České republiky 1 : 25 000 s vysvětlivkami, 14–222 Vidnava. Česká geologická služba, Praha.

## **8.2 Elektronické zdroje**

BRUTUS, J. (2003): Transformace z WGS84 do S-JTSK, <http://www.geospeleos.com/Mapovani/Index.htm> (10. 1. 2017).

ČGS (2017): Mapové aplikace, <http://mapy.geology.cz/GISViewer/?mapProjectId=4> (8. 1. 2017).

GEOLOGICKÁ ENCYKLOPEDIÉ (©2007): Rejuvenace, <http://www.geology.cz/aplikace/encyklopedie/term.pl?rejuvenace> (30. 4. 2017).

GEOPORTÁL ČÚZK (©2010): Prohlížečí služba WMS – ZM 10, [http://geoportal.cuzk.cz/\(S\(screwjrdipe5ucry2ons2pgp\)\)/Default.aspx?menu=3115&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba](http://geoportal.cuzk.cz/(S(screwjrdipe5ucry2ons2pgp))/Default.aspx?menu=3115&mode=TextMeta&side=wms.verejne&metadataID=CZ-CUZK-WMS-ZM10-P&metadataXSL=metadata.sluzba) (31. 3. 2017).

KENNETH PYE ASSOCIATES LTD. (©2016): GRADISTAT, <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html> (24. 3. 2017).

PIŠŮT, P. (2008): Pedogeographia Comeniana – Mramorovaný horizont Bg, <http://pedogeografiak.blogspot.cz/2008/02/mramorovan-horizont-bg.html> (19. 2. 2016).

ÚSTAV GEOLOGIE A PEODOLOGIE (©2008–2017): Morfogenetický klasifikační systém půd, [http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/attachment/morfogeneticky\\_klasifikacni\\_system\\_pud.pdf](http://ldf.mendelu.cz/ugp/wp-content/ugp-files/attachment/morfogeneticky_klasifikacni_system_pud.pdf) (31. 3. 2017)

## **PŘÍLOHY**

## SEZNAM PŘÍLOH

Příl. 1 Typy sedimentů zachycené v geologickém vrtu č. 281756 (šedou barvou jsou zvýrazněny glaci-fluviální sedimenty, žlutou postglaci-fluviální sedimenty)

Příl. 2 Granulometrické vlastnosti jednotlivých vzorků získané kombinací mokré síťovací metody a laserové difrakce

Příl. 3 Histogramy vzorků A1–B2

Příl. 4 Histogramy vzorků B3–C2

Příl. 5 Histogramy vzorků C3–D1

Příl. 6 Histogramy vzorků D2–V5

Příl. 7 Histogram vzorku V6

Příl. 8 Vlastnosti jednotlivých vzorků, jejich klasifikace dle Blaira, McPhersona (1999) a Mancricieffa (1989), a faciální klasifikace.  $M_z$  ... průměrná velikost zrna,  $\sigma$  ... koeficient vytřídění,  $Sk$  ... šikmost,  $K$  ... špičatost

Příl. 9 Facie v profilu A. Působení kryogenních procesů znázorněno modrými šipkami, periglaciální facie modrými liniemi

Příl. 10 Facie v profilu B. Působení kryogenních procesů znázorněno modrými šipkami

Příl. 11 Facie v profilu C. Zelenou linií je vyznačena báze postglaci-fluviálních sedimentů

Příl. 12 Facie v profilu D. Zelenou linií je vyznačena báze postglaci-fluviálních sedimentů

Příl. 13 Facie v profilu V. Vodíci linkami je zaznačena poloha periglaciálních tvarů

Příl. 14 Detailní snímky glaci-fluviálních facií. A: facie Gt pod profilem A, B: facie St pod profilem B, C: facie St v profilu V s mrazovou puklinou, D: facie Sh a SGM v profilu V, E: facie Gp v profilu V, F: facie Gp v profilu C

Příl. 15 Detailní snímky diamiktonů. A: diamikton DMmm v profilu A, B: diamikton DMmm v profilu V, C: diamikton DMmm v profilu V, D: diamikton DMms v profilu B, E: diamikton DMms v profilu C, F: diamikton DGm-cm v profilu V

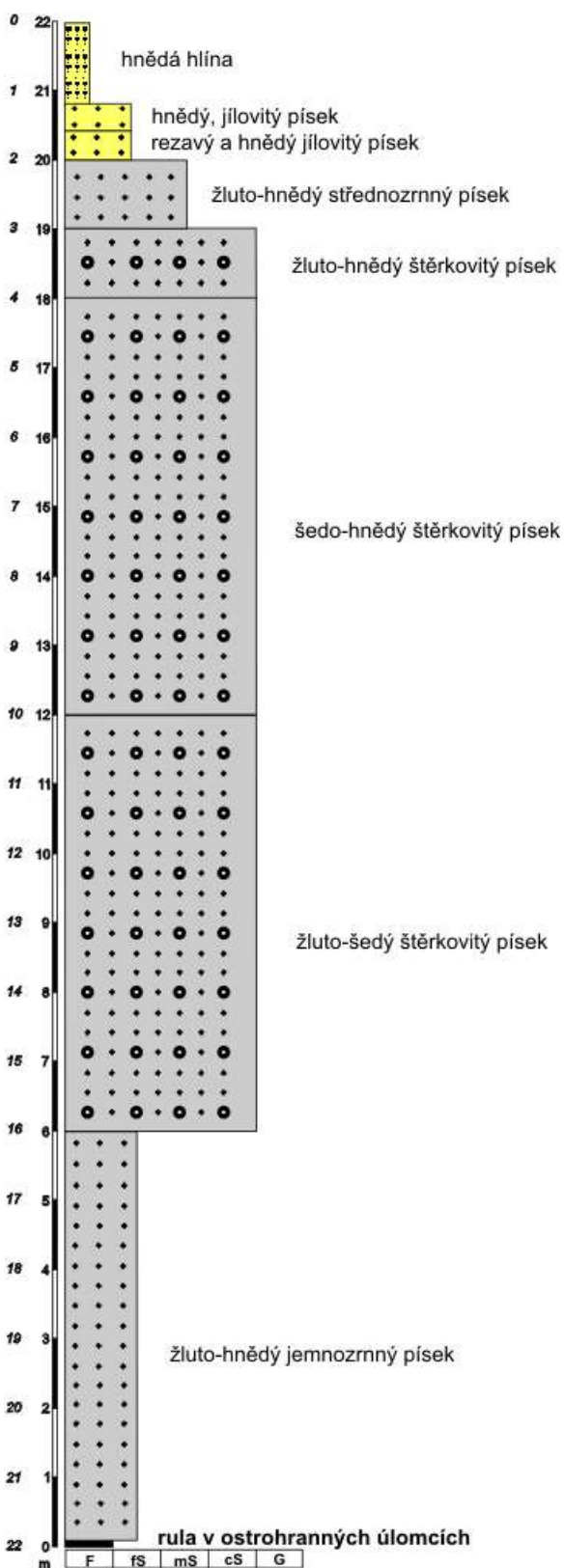
Příl. 16 Detailní snímky šterkovito-písčitých těles v postglaci-fluviálních sedimentech. A: facie SGt v profilu B, B: facie GSm v profilu B, C: facie SGM-SGt v profilu B, D: facie SGM v profilu A, E: facie Sp-St v profilu A, F: facie Sm v profilu A



Příl. 17 Vzpřímené klasty v profilu V. A: Poloha akumulace vzpřímených klastů v souvislosti s facií DMmm a šterkovito-písčítým tělesem, B: Polodetail akumulace vzpřímených klastů, C: Detailní fotografie akumulace vzpřímených klastů

Příl. 18 Pukliny v profilu V

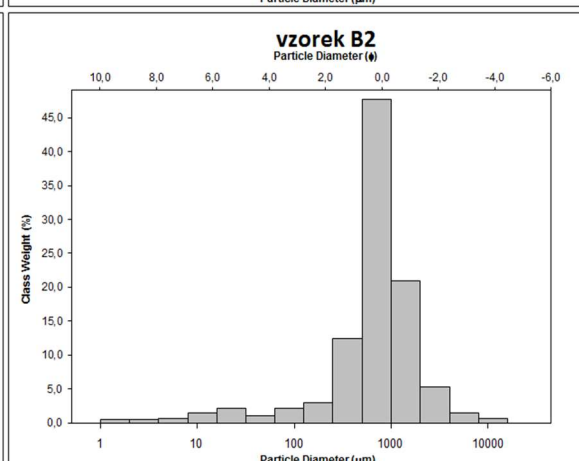
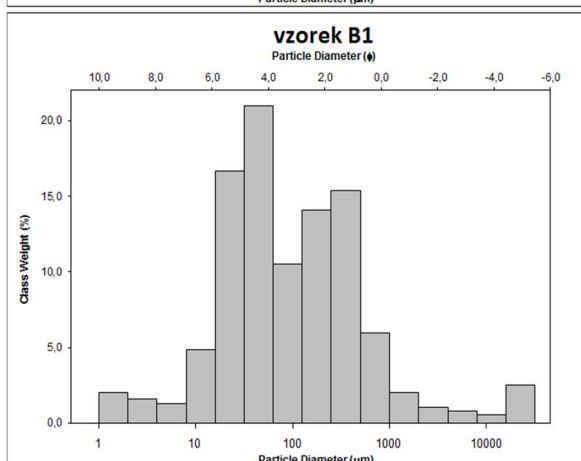
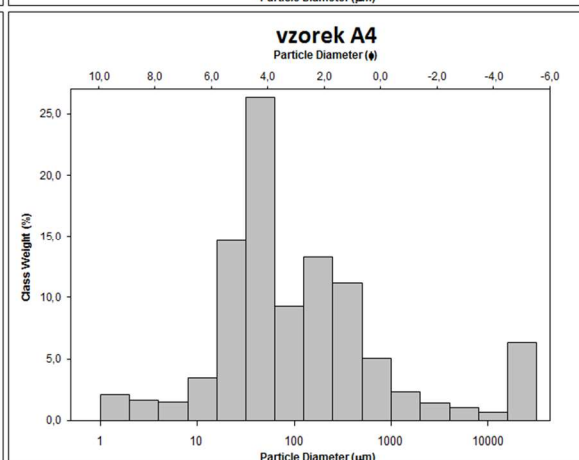
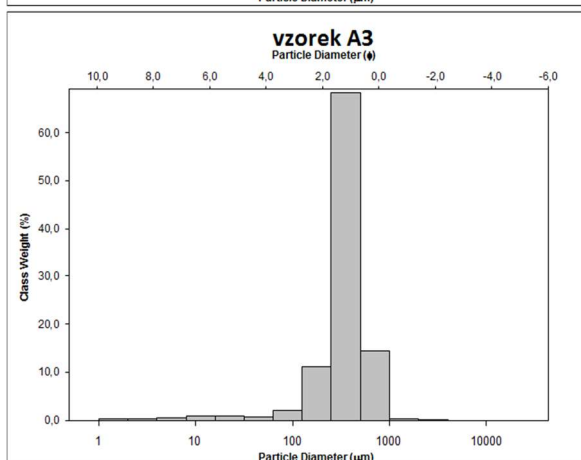
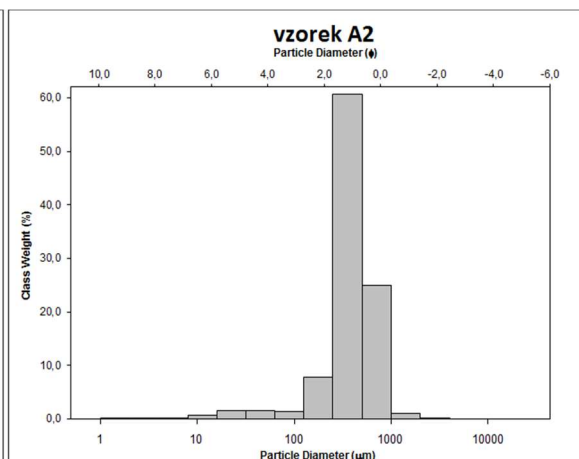
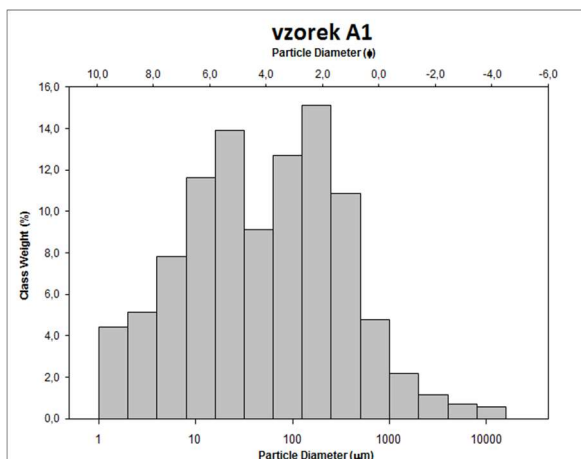
Příl. 1 Typy sedimentů zachycené v geologickém vrtu č. 281756 (šedou barvou jsou zvýrazněny glaciáluální sedimenty, žlutou postglaciáluální sedimenty)



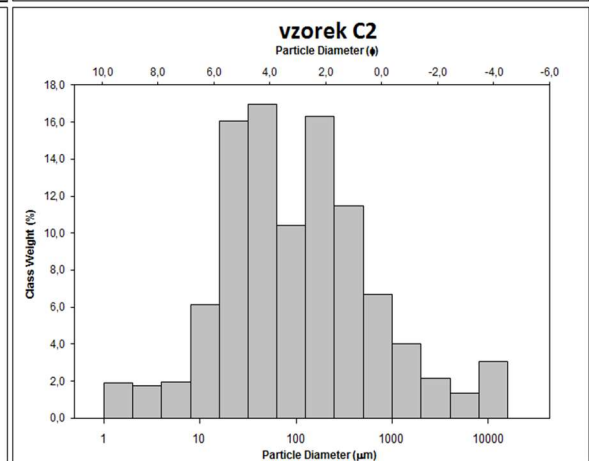
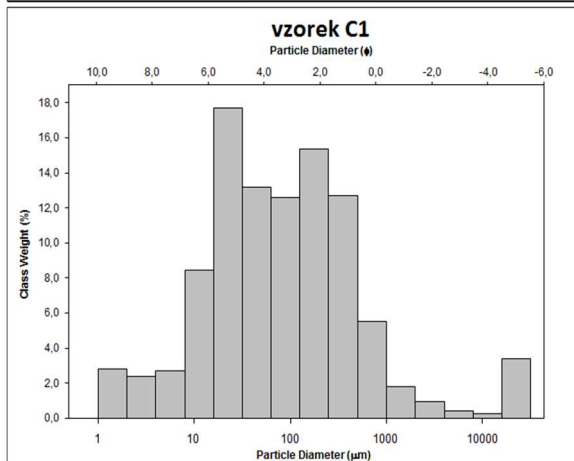
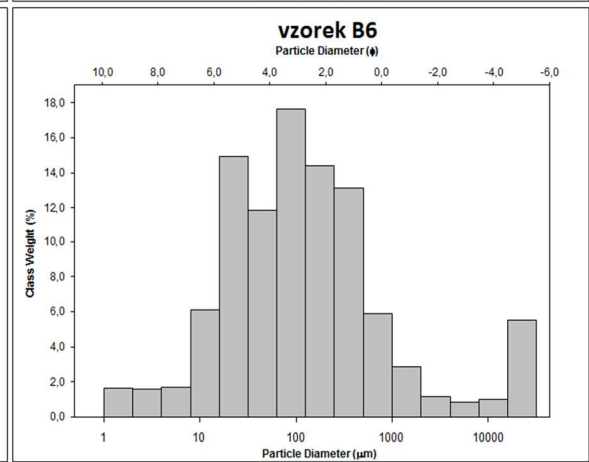
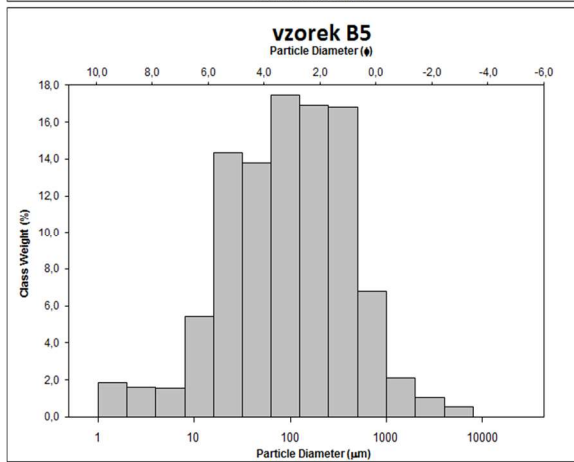
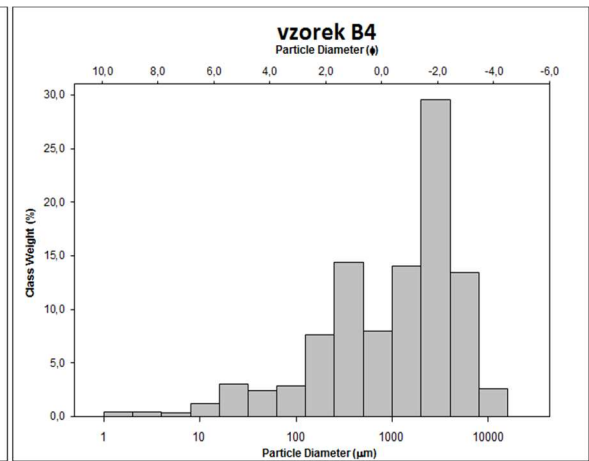
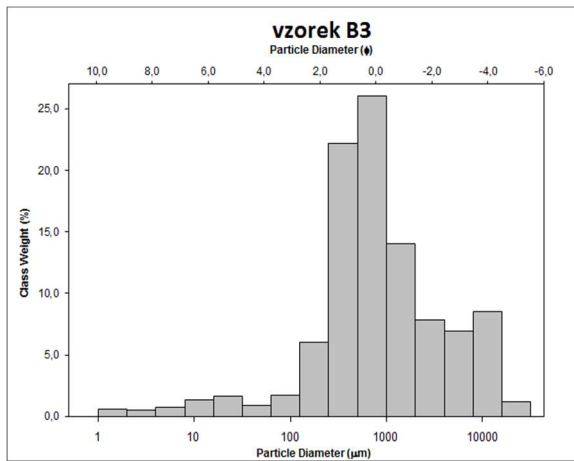
Příl. 2 Granulometrické vlastnosti jednotlivých vzorků získané kombinací mokré síťovací metody a laserové difrakce

|                  | A1   | A2   | A3   | A4   | B1   | B2   | B3   | B4   | B5   | B6   | C1   | C2   | C3   | C4   | C5   | C6   | C7   | D1   | D2   | V1   | V2   | V3   | V4   | V5   | V6   |     |
|------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-----|
| 32-64 mm         | 9,1  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 30,2 | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  |     |
| 16-32 mm         | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 6,3  | 1,8  | 0,0  | 1,2  | 0,0  | 0,0  | 5,5  | 3,3  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 7,6  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 0,0  | 3,3  | 3,3  | 2,6  | 1,2  | 6,3  | 2,6 |
| 8-16 mm          | 0,5  | 0,0  | 0,0  | 0,6  | 0,4  | 0,7  | 8,5  | 2,6  | 0,0  | 1,0  | 0,3  | 3,0  | 0,5  | 0,0  | 1,2  | 13,3 | 0,0  | 0,6  | 1,3  | 1,0  | 0,3  | 12,4 | 4,5  | 5,1  | 1,5  |     |
| 4-8 mm           | 0,6  | 0,0  | 0,0  | 1,0  | 0,5  | 1,5  | 6,9  | 13,4 | 0,5  | 0,8  | 0,4  | 1,3  | 4,0  | 0,8  | 0,8  | 10,5 | 0,4  | 1,0  | 0,8  | 2,1  | 0,8  | 14,3 | 7,4  | 5,8  | 1,4  |     |
| 2-4 mm           | 1,0  | 0,1  | 0,1  | 1,4  | 0,7  | 5,3  | 7,8  | 29,5 | 1,0  | 1,1  | 0,9  | 2,1  | 8,1  | 1,6  | 0,7  | 10,4 | 0,9  | 1,1  | 0,8  | 1,7  | 1,7  | 11,8 | 14,3 | 7,7  | 2,8  |     |
| 1-2 mm           | 1,9  | 1,1  | 0,4  | 2,3  | 1,4  | 20,8 | 14,0 | 14,0 | 2,1  | 2,8  | 1,8  | 3,9  | 16,2 | 3,5  | 2,0  | 12,9 | 2,6  | 2,5  | 1,9  | 3,0  | 3,1  | 14,9 | 24,0 | 15,2 | 8,4  |     |
| 0,5-1 mm         | 4,2  | 25,0 | 14,3 | 5,0  | 4,1  | 47,5 | 25,9 | 7,9  | 6,7  | 5,9  | 5,4  | 6,6  | 17,0 | 5,9  | 5,9  | 9,3  | 6,1  | 6,8  | 6,3  | 4,9  | 3,8  | 13,8 | 14,3 | 17,5 | 12,6 |     |
| 0,25-0,5 mm      | 9,5  | 60,5 | 68,1 | 11,1 | 10,6 | 12,4 | 22,1 | 14,3 | 16,7 | 13,0 | 12,5 | 11,3 | 13,2 | 10,1 | 11,2 | 7,0  | 10,1 | 16,9 | 15,2 | 7,7  | 4,3  | 12,3 | 13,8 | 9,5  | 6,6  |     |
| 0,125-0,25 mm    | 13,3 | 7,8  | 11,0 | 13,2 | 9,8  | 3,0  | 6,0  | 7,6  | 16,8 | 14,3 | 15,1 | 16,1 | 8,7  | 12,9 | 12,3 | 6,8  | 12,0 | 19,3 | 16,1 | 8,1  | 4,4  | 4,5  | 4,8  | 4,7  | 4,6  |     |
| 0,063-0,125 mm   | 11,1 | 1,4  | 2,1  | 9,1  | 7,2  | 2,2  | 1,7  | 2,8  | 17,1 | 17,3 | 12,2 | 10,2 | 7,0  | 12,8 | 17,2 | 4,5  | 11,5 | 14,4 | 10,5 | 5,8  | 3,6  | 2,8  | 3,0  | 3,6  | 4,2  |     |
| 0,031-0,063 mm   | 7,8  | 1,5  | 0,7  | 25,6 | 14,2 | 1,1  | 0,9  | 2,3  | 13,3 | 11,5 | 12,7 | 16,4 | 11,0 | 19,3 | 17,0 | 4,9  | 10,8 | 0,6  | 19,8 | 9,2  | 14,5 | 1,7  | 2,3  | 2,1  | 6,2  |     |
| 0,0156-0,031 mm  | 12,2 | 1,5  | 1,0  | 14,5 | 11,5 | 2,1  | 1,6  | 3,0  | 14,2 | 14,8 | 17,4 | 15,9 | 8,8  | 18,7 | 16,4 | 7,7  | 22,5 | 7,9  | 16,4 | 17,3 | 29,5 | 3,5  | 4,6  | 7,8  | 13,8 |     |
| 0,0078-0,0156 mm | 10,2 | 0,5  | 0,9  | 3,4  | 3,3  | 1,5  | 1,3  | 1,2  | 5,4  | 6,1  | 8,3  | 6,0  | 2,3  | 6,8  | 6,8  | 3,0  | 12,9 | 12,9 | 4,8  | 14,9 | 17,0 | 2,5  | 2,8  | 7,6  | 12,8 |     |
| 0,0039-0,0078 mm | 6,9  | 0,2  | 0,5  | 1,5  | 0,9  | 0,6  | 0,7  | 0,3  | 1,5  | 1,6  | 2,6  | 1,9  | 0,6  | 1,9  | 2,5  | 0,4  | 2,9  | 7,4  | 1,3  | 8,4  | 3,8  | 1,0  | 1,0  | 2,9  | 8,4  |     |
| 0,002-0,0039 mm  | 4,5  | 0,2  | 0,3  | 1,6  | 1,1  | 0,5  | 0,5  | 0,4  | 1,6  | 1,6  | 2,3  | 1,7  | 0,9  | 1,9  | 2,1  | 0,6  | 2,4  | 3,2  | 1,6  | 5,4  | 2,9  | 0,6  | 0,8  | 1,3  | 5,6  |     |
| 0,001-0,002 mm   | 3,9  | 0,2  | 0,3  | 2,1  | 1,4  | 0,5  | 0,5  | 0,4  | 1,8  | 1,6  | 2,7  | 1,9  | 1,0  | 2,2  | 2,4  | 0,7  | 3,0  | 3,0  | 2,0  | 6,5  | 4,2  | 0,7  | 0,8  | 1,8  | 4,7  |     |
| <0,001 mm        | 3,3  | 0,1  | 0,2  | 1,2  | 0,8  | 0,3  | 0,4  | 0,2  | 1,3  | 1,1  | 2,1  | 1,4  | 0,6  | 1,6  | 1,5  | 0,5  | 2,0  | 2,4  | 1,2  | 4,0  | 2,8  | 0,5  | 0,5  | 1,1  | 3,9  |     |

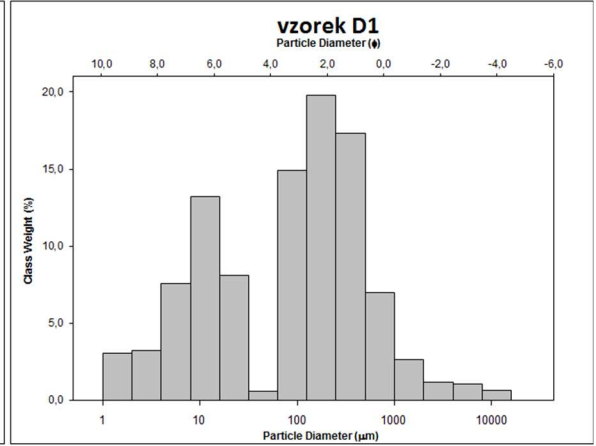
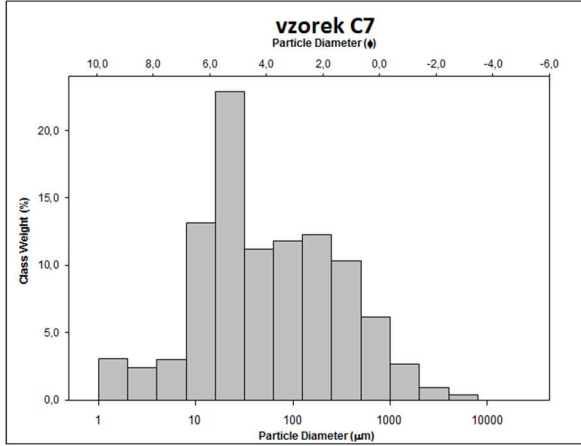
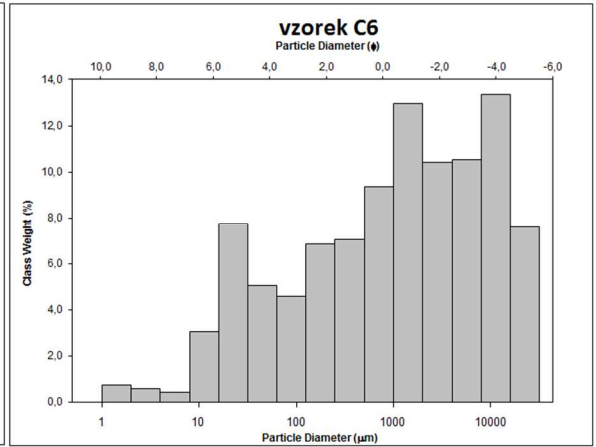
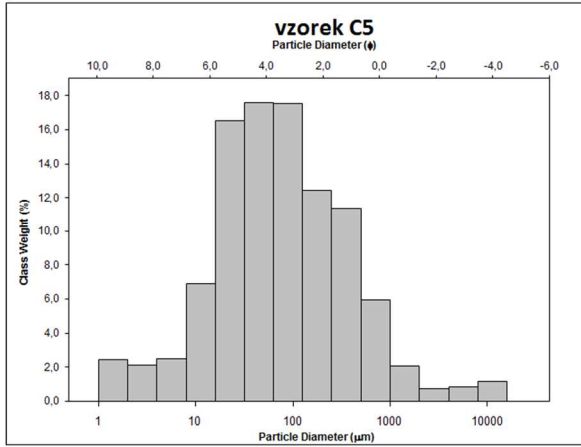
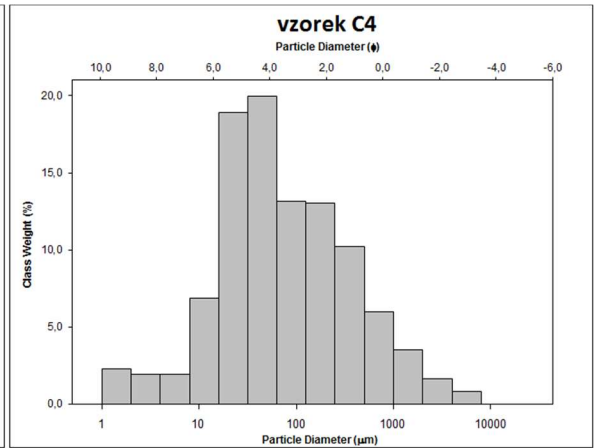
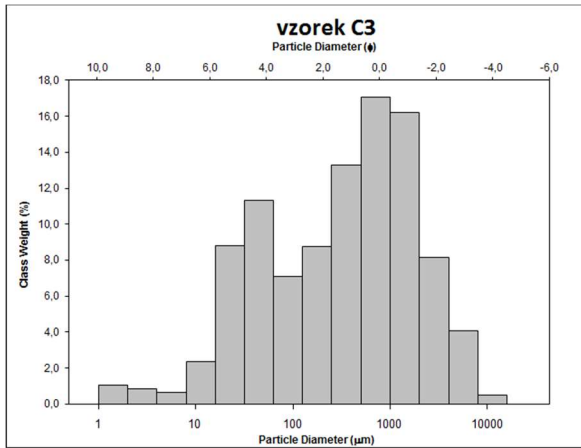
Přil. 3 Histogramy vzorků A1–B2



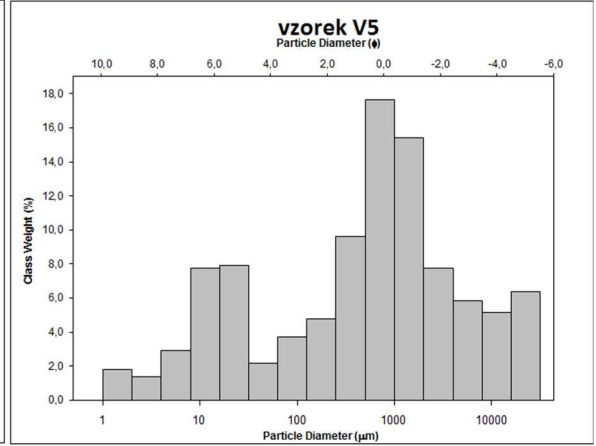
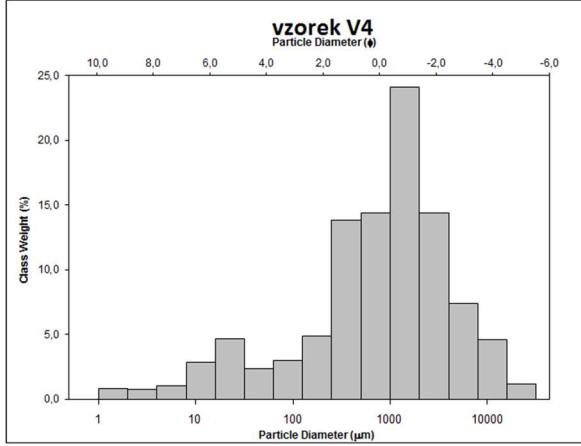
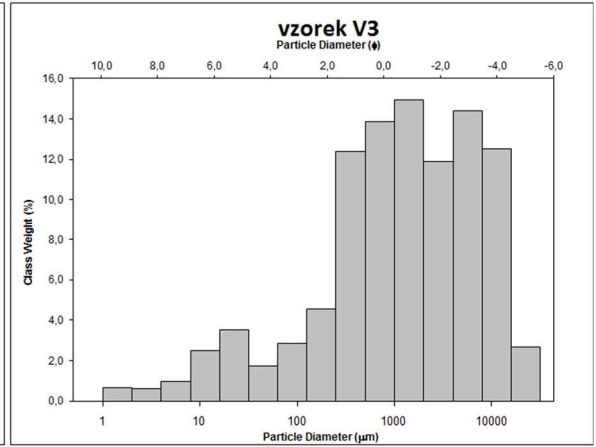
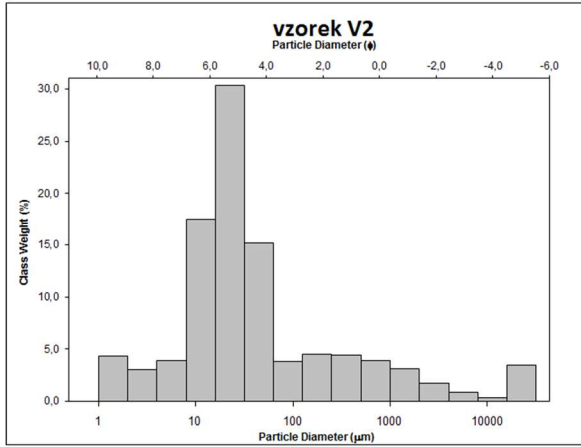
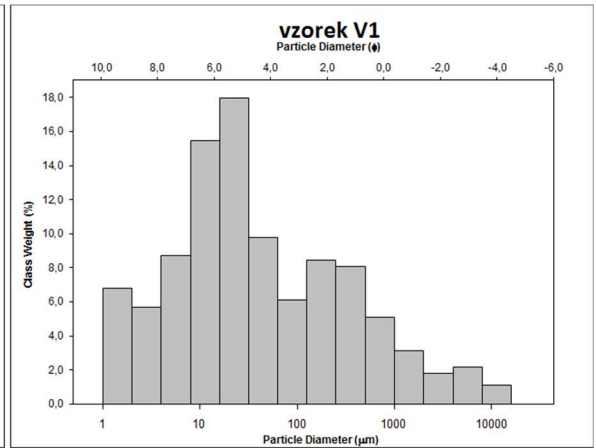
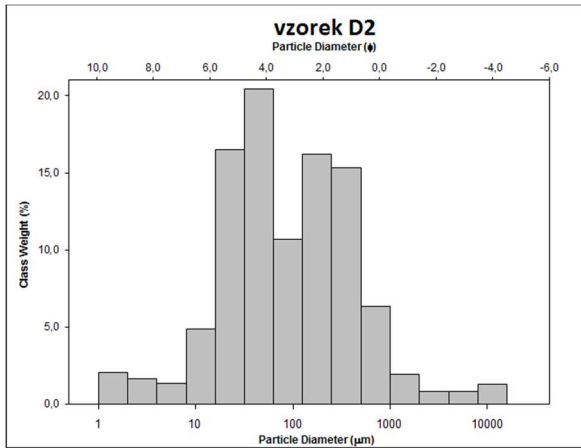
Příl. 4 Histogramy vzorků B3–C2



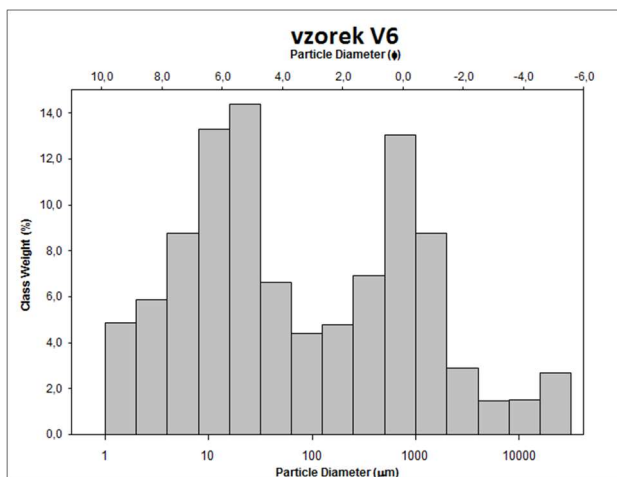
Příl. 5 Histogramy vzorků C3–D1



Příl. 6 Histogramy vzorků D2–V5



Příl. 7 Histogram vzorku V6

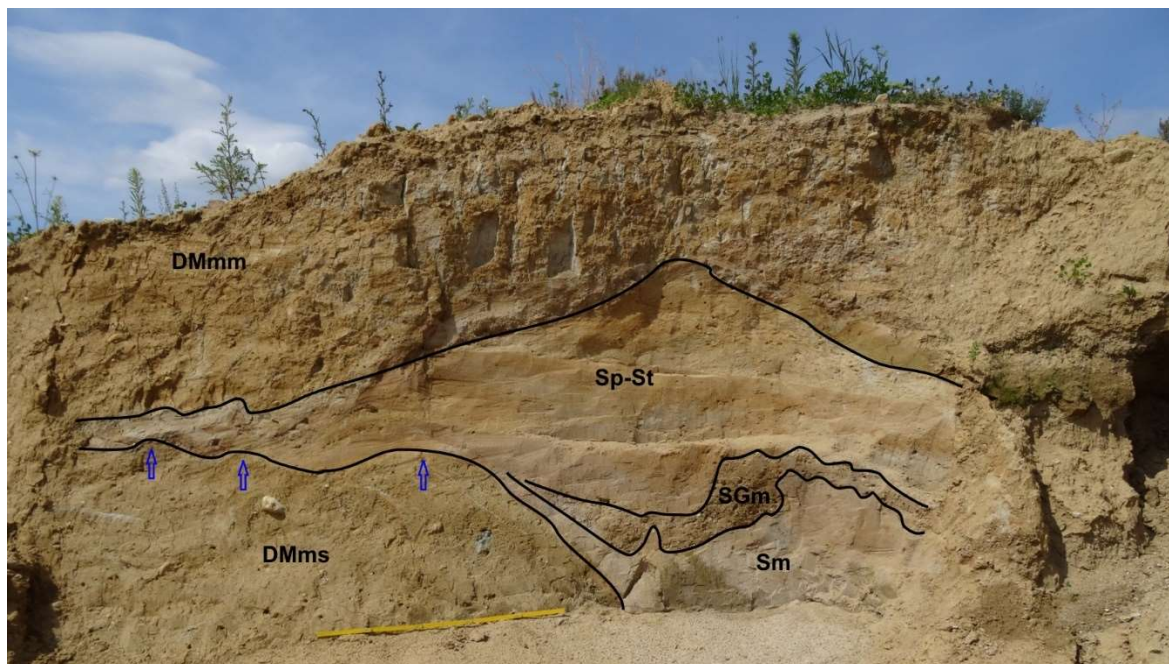




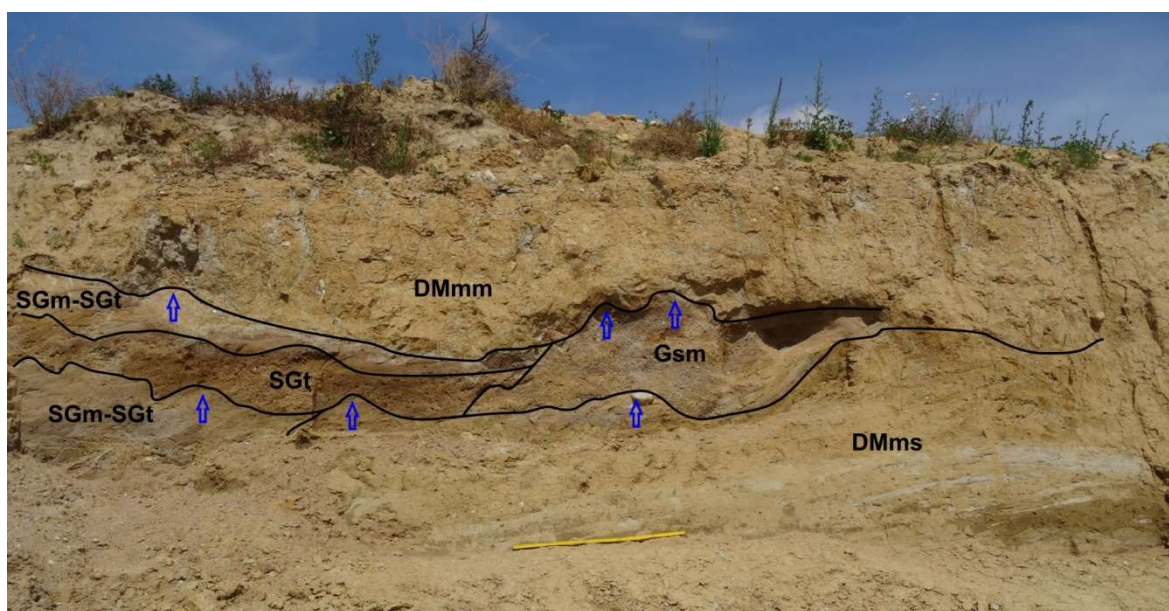
Příl. 8 Vlastnosti vzorků, jejich klasifikace dle Blaira, McPhersona (1999) a Moncrieffa (1989) a faciální klasifikace. Mz ... průměrná velikost zrna,  $\sigma$  ... koeficient vyřídění, Sk ... šikmost, K ... špičatost

| Vzorek | Podíl frakce (%) |       |       |      | Vlastnosti vzorků |          |        |       | Rozdělení histogramu | Interpretace (dle Blaira, McPhersona, 1999) | Interpretace (dle Moncrieffa, 1989; pouze pro diamiktony) | Facie   |
|--------|------------------|-------|-------|------|-------------------|----------|--------|-------|----------------------|---|---|---------|
|        | Štěrk            | Písek | Prach | Jíl  | Mz [μm]           | $\sigma$ | Sk     | K     |                      |   |   |         |
| A1     | 11,2             | 40,0  | 37,1  | 11,7 | 63,83             | 11,470   | 0,021  | 1,111 | Bimodální            | štěrkovité písčité bahno                    | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMmm    |
| A2     | 0,1              | 95,7  | 3,7   | 0,5  | 402,00            | 1,785    | -0,032 | 1,568 | Unimodální           | jemně štěrkovitý písek                      |   | Sp-St   |
| A3     | 0,1              | 95,9  | 3,1   | 0,9  | 342,70            | 1,690    | -0,164 | 1,788 | Unimodální           | jemně štěrkovitý písek                      |   | Sm      |
| A4     | 9,3              | 40,7  | 45,0  | 4,9  | 90,75             | 7,997    | 0,343  | 1,553 | Trimodální           | štěrkovité písčité bahno                    | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMms    |
| B1     | 33,6             | 33,1  | 30,0  | 3,3  | 344,30            | 8,656    | -0,029 | 0,356 | Bimodální            | písčité bahnitý štěr                        | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMmm    |
| B2     | 7,5              | 85,9  | 5,3   | 1,3  | 702,60            | 2,979    | -0,247 | 2,395 | Unimodální           | štěrkovitý písek                            |   | SGm-SGt |
| B3     | 24,3             | 69,7  | 4,5   | 1,5  | 939,50            | 4,909    | 0,102  | 1,445 | Bimodální            | štěrkovitý písek                            |   | SGt     |
| B4     | 45,4             | 46,6  | 6,9   | 1,0  | 1089,70           | 4,869    | -0,423 | 1,013 | Bimodální            | bahnitý písčité štěr                        |   | GSm     |
| B5     | 1,5              | 59,3  | 34,4  | 4,7  | 91,53             | 4,666    | -0,113 | 0,984 | Bimodální            | jemně štěrkovité bahnitý písek              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMms    |
| B6     | 8,4              | 53,3  | 34,0  | 4,3  | 103,20            | 7,921    | 0,149  | 1,371 | Trimodální           | štěrkovité bahnitý písek                    | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMms    |
| C1     | 4,9              | 47,0  | 41,0  | 7,1  | 72,47             | 6,572    | 0,002  | 1,140 | Polymodální          | jemně štěrkovité písčité bahno              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMmm    |
| C2     | 6,4              | 48,2  | 40,3  | 5,0  | 95,74             | 6,493    | 0,085  | 1,129 | Trimodální           | štěrkovité bahnitý písek                    | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMms    |
| C3     | 12,6             | 62,1  | 22,8  | 2,5  | 291,30            | 6,195    | -0,222 | 0,783 | Bimodální            | štěrkovité bahnitý písek                    | písčité diamiktit bohatý na klasty                        | DMms    |
| C4     | 2,4              | 45,2  | 46,7  | 5,7  | 71,68             | 5,355    | 0,111  | 1,117 | Unimodální           | jemně štěrkovité písčité bahno              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMms    |
| C5     | 2,7              | 48,6  | 42,7  | 6,0  | 73,20             | 5,226    | 0,007  | 1,106 | Unimodální           | štěrkovité písčité bahno                    | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMms    |
| C6     | 41,7             | 40,5  | 16,0  | 1,8  | 865,20            | 11,310   | -0,226 | 0,816 | Trimodální           | bahnitý písčité štěr                        | písčité diamiktit bohatý na klasty                        | DMms    |
| C7     | 1,3              | 42,3  | 49,1  | 7,3  | 53,31             | 5,886    | 0,104  | 1,034 | Bimodální            | jemně štěrkovité písčité bahno              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMms    |
| D1     | 2,7              | 59,9  | 28,7  | 8,6  | 73,26             | 7,094    | -0,321 | 0,839 | Bimodální            | jemně štěrkovité bahnitý písek              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMmm    |
| D2     | 2,9              | 49,9  | 42,3  | 4,9  | 84,24             | 4,835    | 0,023  | 1,007 | Bimodální            | jemně štěrkovité bahnitý písek              | střední diamiktit chudý na klasty                         | DMmm    |
| V1     | 4,8              | 29,5  | 49,7  | 15,9 | 33,35             | 9,610    | 0,184  | 1,011 | Trimodální           | jemně štěrkovité písčité bahno              | bahnitý diamiktit chudý na klasty                         | DMmm    |
| V2     | 6,1              | 19,2  | 64,8  | 9,9  | 40,80             | 7,804    | 0,332  | 1,905 | Unimodální           | štěrkovité písčité bahno                    | bahnitý diamiktit bohatý na klasty                        | DMmm    |
| V3     | 41,3             | 48,3  | 8,6   | 1,8  | 1250,10           | 7,083    | -0,181 | 1,088 | Trimodální           | bahnitý písčité štěr                        | písčité diamiktit bohatý na klasty                        | DGm-cm  |
| V4     | 27,4             | 59,9  | 10,7  | 2,1  | 775,60            | 6,137    | -0,305 | 1,361 | Bimodální            | štěrkovité bahnitý písek                    | písčité diamiktit bohatý na klasty                        | DGm-cm  |
| V5     | 24,8             | 50,6  | 20,4  | 4,2  | 381,50            | 13,920   | -0,252 | 1,000 | Trimodální           | štěrkovité bahnitý písek                    | písčité diamiktit bohatý na klasty                        | DMmm    |
| V6     | 8,2              | 36,4  | 41,2  | 14,2 | 55,46             | 13,720   | 0,222  | 0,806 | Trimodální           | štěrkovité písčité bahno                    | střední diamiktit bohatý na klasty                        | DMmm    |

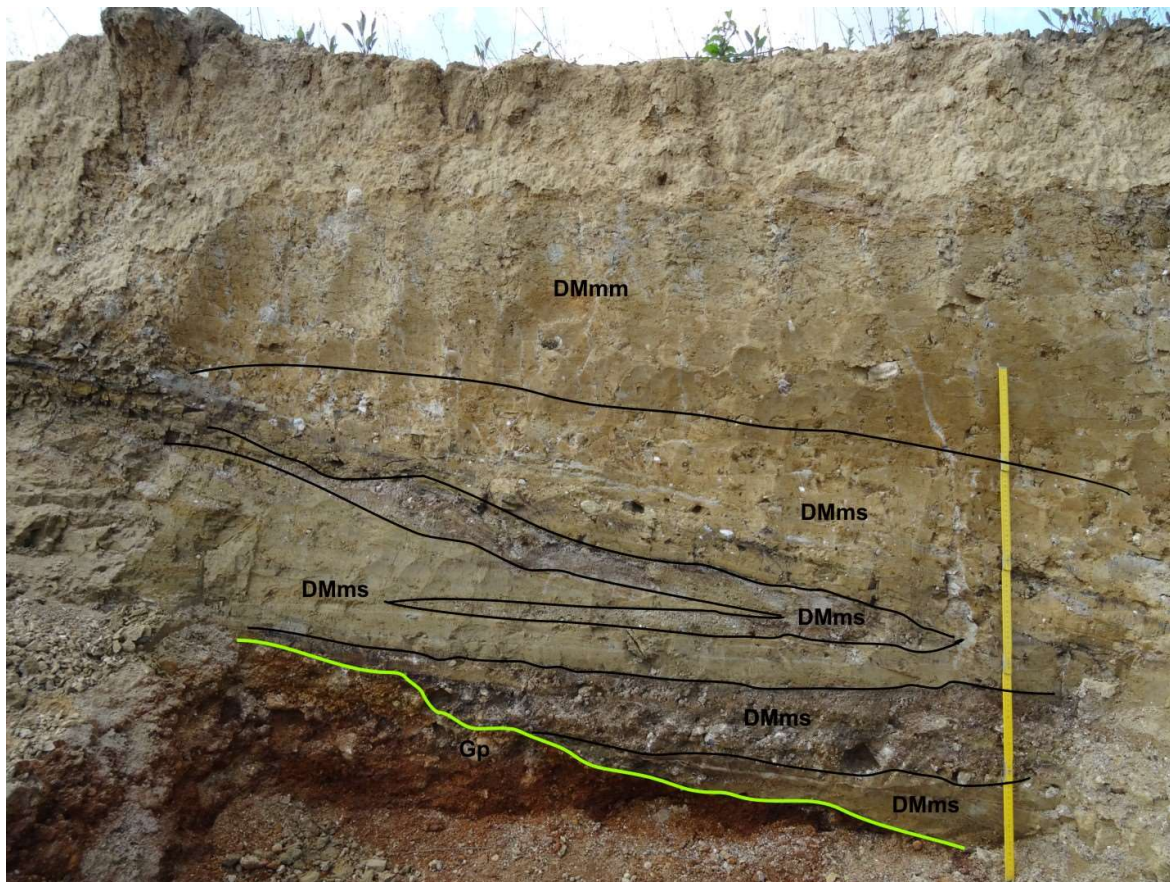
*Příl. 9 Facie v profilu A. Působení kryogenních procesů znázorněno modrými šipkami, periglaciální facie modrými liniemi*



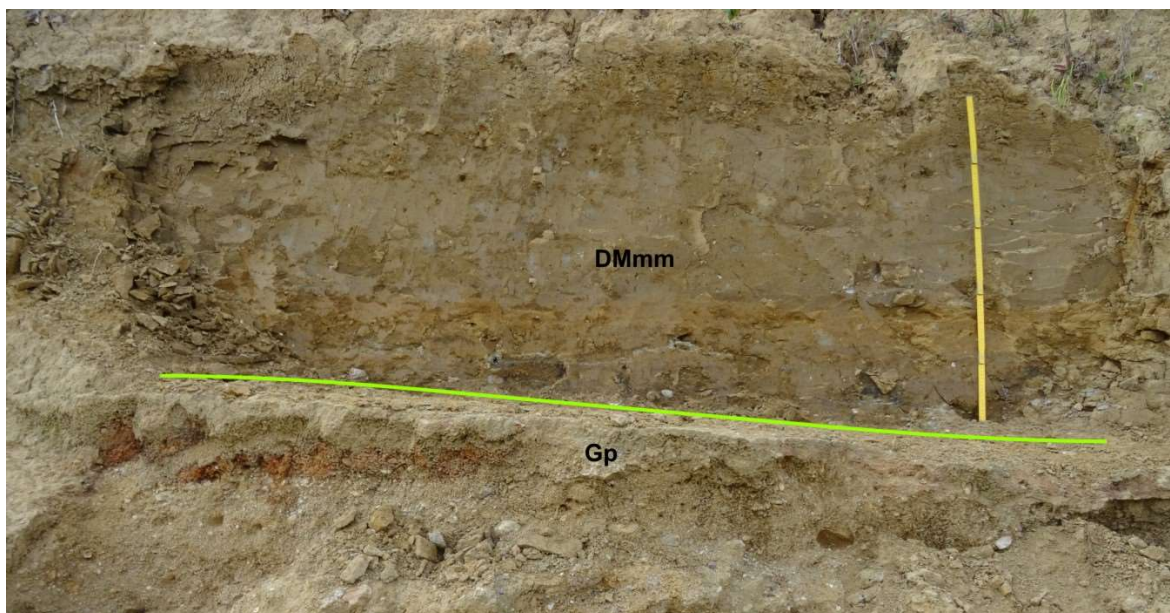
*Příl. 10 Facie v profilu B. Působení periglaciálních procesů znázorněno modrými šipkami*



*Příl. 11 Facie v profilu C. Zelenou linií je vyznačena báze postglacifluviálních sedimentů*



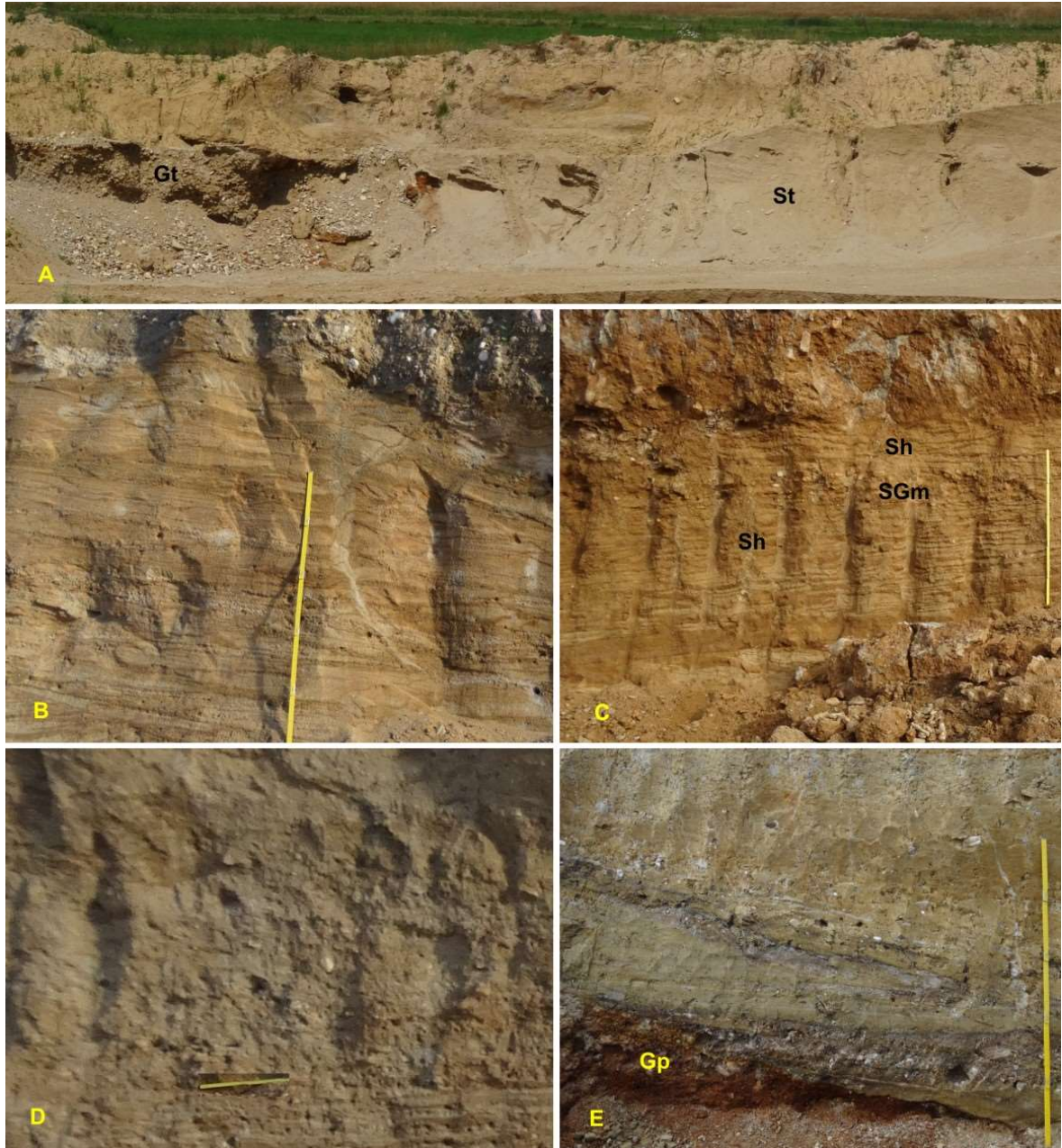
*Příl. 12 Facie v profilu D. Zelenou linií je vyznačena báze postglacifluviálních sedimentů*



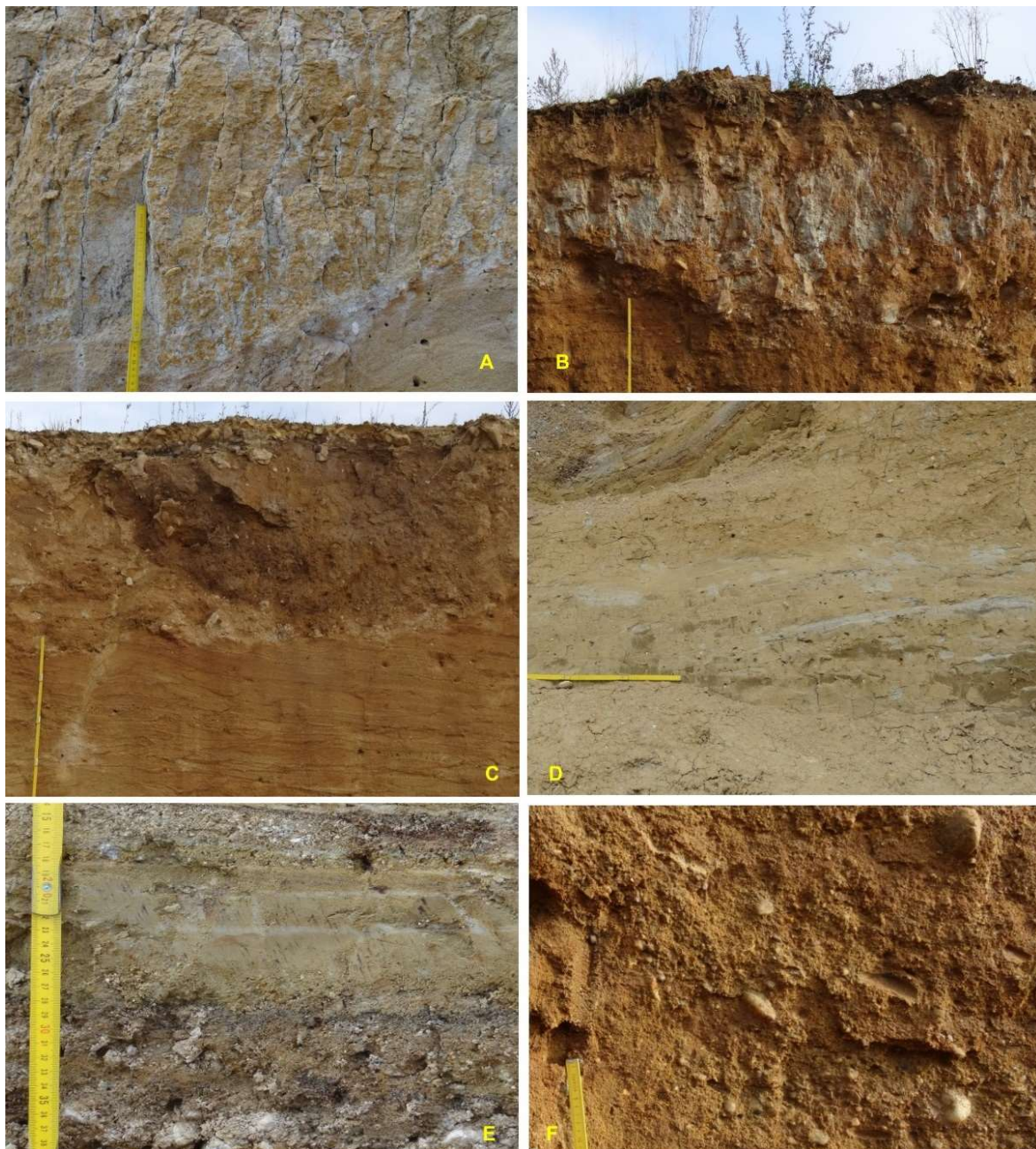
*Přil. 13 Facie v profilu V. Vodicími linkami je zaznačena poloha periglaciálních tvarů*



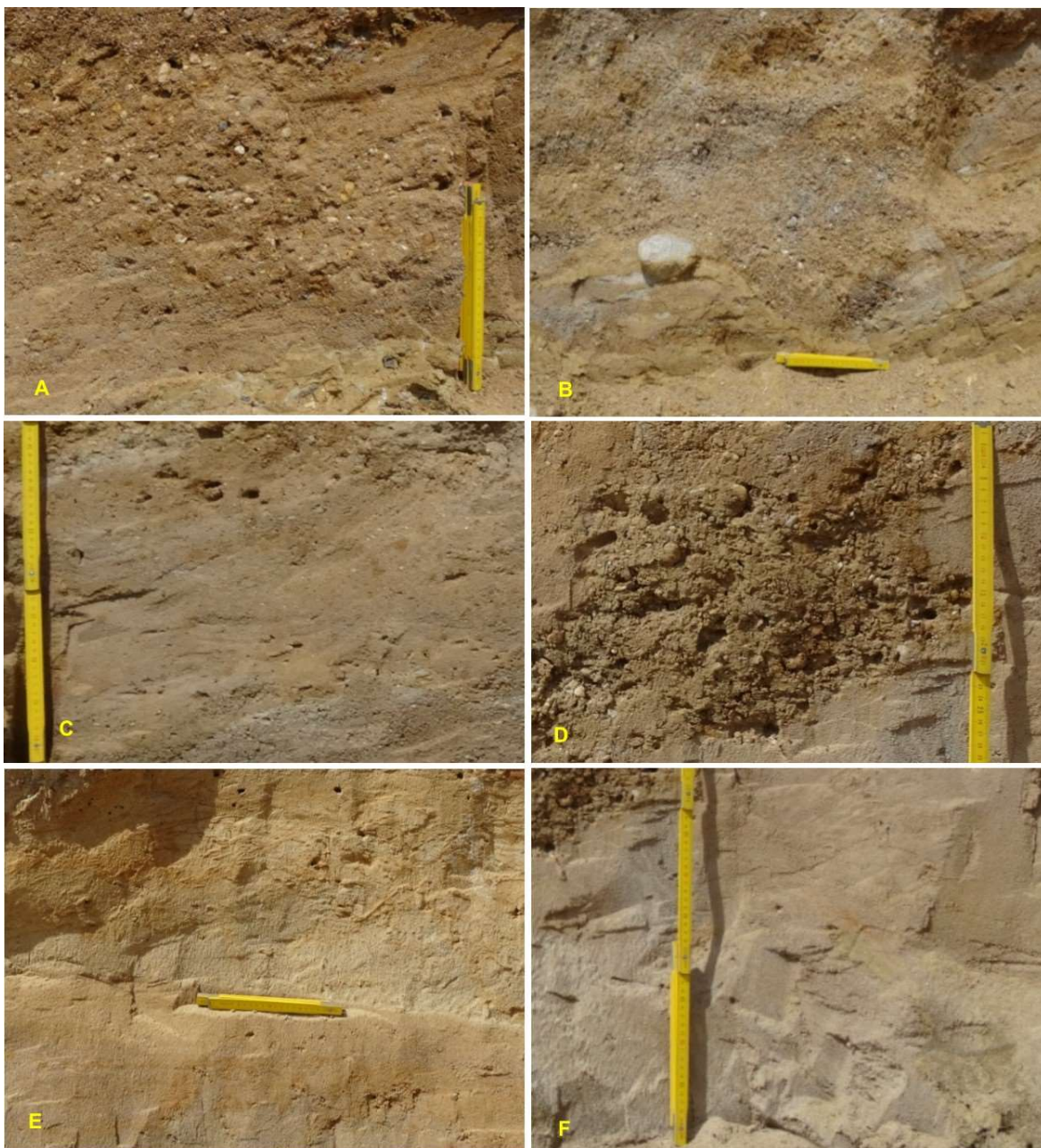
*Příl. 14 Detailní snímky glacifluviálních facií. A: facie Gt a St pod profily A, B: facie St v profilu V s mrazovou puklinou, C: facie Sh a SGm v profilu V, D: facie Gp v profilu V (délka měřítka 40 cm), E: facie Gp v profilu C*



*Příl. 15 Detailní snímky diamiktonů. A: diamikton DMmm v profilu A, B: diamikton DMmm v profilu V, C: diamikton DMmm v profilu V, D: diamikton DMms v profilu B, E: diamikton DMms v profilu C, F: diamikton DGm-cm v profilu V*



*Příl. 16 Detailní snímky štěrkovito-písčitých těles v postglacifluviálních sedimentech. A: facie SGt v profilu B, B: facie GSm v profilu B, C: facie SGm-SGt v profilu B, D: facie SGm v profilu A, E: facie Sp-St v profilu A, F: facie Sm v profilu A*



*Příl. 17 Vzpřímené klasty v profilu V. A: poloha akumulace vzpřímených klastů v souvislosti s facií DMmm a štěrkovito-písčítým tělesem (délka měřítka 100 cm), B: polodetail akumulace vzpřímených klastů (délka měřítka 50 cm), C: detailní fotografie akumulace vzpřímených klastů (délka měřítka 5 cm; čísla klastů viz text)*





*Příl. 18 Pukliny v profilu V*

