MASARYKOVA UNIVERZITA
Přírodovědecká fakulta



Bc. Jan SEDLÁČEK

Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska

Diplomová práce

Vedoucí práce: Mgr. Martin Ivanov, Dr.

Brno 2008

© 2008
Jan Sedláček
Všechna práva vyhrazena

Jméno a příjmení autora: Jan Sedláček

Název diplomové práce: Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska.

Název v angličtině: Investigation of deposits of continental glaciation in eastern part Opava region.

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie

Vedoucí diplomové práce: Mgr. Martin Ivanov, Dr.

Rok obhajoby: 2008

Anotace v češtině: Předkládaná diplomová práce je zaměřena na studium převážně glacifluviálních sedimentů kvartérního kontinentálního zalednění. Výzkum byl za využití vhodných sedimentárně petrologických metod proveden na třech lokalitách ve východní části Opavska. Ledovec při svém postupu, lokálně směřujícím od SSV, do své hmoty začlenil značné množství hornin, kterých bylo využito k rekonstrukci délky a typu transportu. Použité analýzy ukazují na velmi dynamické prostředí ukládání sedimentů. V profilech bylo zjištěno několik oscilací, které odpovídají postupovým a ústupovým fázím ledovce. Studované sedimenty spadají do sálského zalednění a byly uloženy v různých částech výplavové plošiny. Výsledná data byla korelována s již publikovanými údaji.

Klíčová slova: Kvartér, pevninské zalednění, glacifluviální sedimenty, depoziční architektura, granulometrie, valounové analýzy, analýza tvaru klastů

Anotace v angličtině: Presented diploma thesis is focused on the research on mainly glacifluvial deposits within the area of continental glaciation. The research realized with the assistance of suitable sedimentary-petrological methods was carried out in three localities in eastern part the Opava region. The glacier, locally extending from NNE on its advance, integrated enormous volume of rocks into its masses being used for reconstruction of the transport length and type. All the analyses applied show on the presence of highly dynamic sedimentary enviroment. A few oscillations have been ascertained in profiles corresponing with the advancing and recession phases. Investigated deposits correspond with the Saalian glaciation and they were deposited in different parts of outwash plain. The results received have been correlated with earlier published data.

Key words: Quaternary, continental glaciation, glacifluvial sediments, depositional architecture, granulometry, clast litological analysis, clast shape analysis

Prohlašuji, že tuto práci jsem vypracoval samostatně. Veškerou literaturu a ostatní prameny, z nichž jsem při přípravě práce čerpal, řádně cituji a uvádím v seznamu použité literatury. Dále dávám souhlas k zapůjčování diplomové práce.

V Brně dne 25. dubna 2008 **……**

podpis

PODĚKOVÁNÍ

Na tomto místě bych rád poděkoval vedoucímu diplomové práce Mgr. Martinu Ivanovovi, Dr. za vedení, konzultace a poskytnutí informací použitých při sestavování této práce. Dále bych chtěl poděkovat konzultantovi Mgr. Danieli Nývltovi za cenné rady a připomínky, které pomohly ke zkvalitnění této práce. Dále Martinu Hanáčkovi za pomoc při zpracování vzorků. Poděkování patří také lidem z České geologické služby RNDr. Zdeňku Táborskému a RNDr. Františku Veselovskému za separaci a pomoc při zpracování těžkých minerálů. V neposlední řadě děkuji doc. RNDr. Slavomíru Nehybovi, Dr. za umožnění přístupu do sedimentologické laboratoře. Chtěl bych poděkovat také Mgr. Zuzaně Kuljovské za jazykové a stylistické úpravy. Děkuji také přátelům a hlavně mojí rodině za podporu při psaní této práce. Zvláštní poděkování patří Bc. Danieli Šimíčkovi za neocenitelnou pomoc při terénních pracích, dále za pomoc při zpracování vzorků, rady a připomínky.

OBSAH

1. ÚVOD 7

2. POLOHA A GEOMORFOLOGIE 8

2.1 VYMEZENÍ OBLASTI 8
2.2. GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ 9

3. GEOLOGICKÉ POMĚRY 10

3.1 SPODNOKARBONSKÉ SEDIMENTY 10
3.2 KŘÍDOVÉ SEDIMENTY 10
3.3. NEOGÉN 10
3.4. PLIOCÉN – PLEISTOCENNÍ SEDIMENTY 11
3.5. KVARTÉRNÍ SEDIMENTY 11
3.5.1. SEDIMENTY KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ 14

4. NORDICKÉ HORNINY 16

4.1. KRYSTALINICKÉ SOUVKY 17
4.2. SEDIMENTÁRNÍ SOUVKY 18

5. GENEZE A TYPY LEDOVCOVÝCH SEDIMENTŮ 20

5.1. GLACIGENNÍ SEDIMENTY - TILLY 20
5.2. GLACIFLUVIÁLNÍ SEDIMENTY 21
5.3. GLACILAKUSTRINNÍ SEDIMENTY 22

6. ROZSAH A STRATIGRAFIE PEVNINSKÉHO ZALEDNĚNÍ NA OPAVSKU 23

7. PŘEHLED VÝZKUMŮ PLEISTOCENNÍHO ZALEDNĚNÍ NA OPAVSKU 25

8. METODIKA VÝZKUMU 28

8.1. ZRNITOSTNÍ ROZBOR SEDIMENTU 28
8.2. VALOUNOVÁ ANALÝZA 31
8.3. ANALÝZA TVARU KLASTŮ 32
8.4. PALEOPROUDOVÉ ANALÝZY 34
8.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ 34

9. VÝSLEDKY VÝZKUMU 37

9.1. POPIS LOKALIT 37
9.1.1. BĚLÁ 37
9.1.2. KOBEŘICE 38
9.1.3. PÍŠŤ 40
9.2. ZRNITOSTNÍ ROZBOR 44
9.3. VALOUNOVÁ ANALÝZA 48
9.4. ANALÝZA TVARU KLASTŮ 53
9.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ 61

10. DISKUSE 63

10.1. ZRNITOSTNÍ ROZBOR 63
10.2. VALOUNOVÁ ANALÝZA 65
10.3. ANALÝZA TVARU KLASTŮ 66
10.4. PALEOPROUDOVÉ ANALÝZY 67
10.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ 68

11. ZÁVĚR 69

12. POUŽITÁ LITERATURA 71

1. ÚVOD

V období středního pleistocénu byla nejsevernější část našeho území jak v Čechách, tak na Moravě a ve Slezsku opakovaně pokryta silným příkrovem kontinentálního ledovce, jenž zde zanechal rozsáhlá tělesa sedimentů. Touto problematikou se zabývá předkládaná diplomová práce, která mi byla zadána v září 2006 na přírodovědecké fakultě Masarykovy univerzity. Její celý název zní: Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska. Vedoucím práce je Mgr. Martin Ivanov, Dr., konzultantem Mgr. Daniel Nývlt.

Náplní práce je v prvé řadě seznámení s geomorfologií a geologií území, zpracování odborné literatury a zhodnocení současných znalostí o kvartérním kontinentálním zalednění v dané oblasti. Další částí je terénní studium opřené o podrobnou sedimentologickou dokumentaci, profilování studovaných lokalit a fotodokumentaci. Následující kapitoly se zabývají popisem metodiky výzkumu a následným uvedením výsledků a jejich diskusí. Do příloh jsou zahrnuta zdrojová data a fotodokumentace.

Cílem práce je podrobná sedimentárně-petrologická dokumentace vybraných lokalit, zhodnocení sedimentačního prostředí a srovnání dosažených výsledků s již publikovanými údaji z širšího okolí.

V dané oblasti byla provedena celá řada výzkumů, ale většina z nich v období šedesátých let. Novější publikace většinou jen celkově shrnují problematiku zalednění bez podepření o podrobná data. Navíc některé metody nebyly při dosavadním výzkumu použity a pokud ano, tak jen orientačně. To je dalším důvodem realizace této práce.

Samotný výzkum byl proveden v letech 2006 a 2007 ve třech pískovnách založených v glacigenních a glacifluviálních sedimentech. Jde o lokality Kobeřice, Bělá a Píšť.

2. POLOHA A GEOMORFOLOGIE

2.1 VYMEZENÍ OBLASTI

Studované území se nachází v české části Slezska, ve východní části regionu Opavsko. Ze severu je omezeno státní hranicí s Polskou republikou, z jihu tvoří hranici okraj Nízkého Jeseníku.

Podle geomorfologického členění spadá zájmové území do hercynského systému, subsystému epihercynské nížiny a provincie Středoevropské nížiny. Základní jednotkou je Opavská pahorkatina, která se člení do dílčích celků (Kolář, Boháč 1996). Členění je popsáno v tab. 1.

Opavskou pahorkatinu, na území ČR plošně totožnou se Slezskou nížinou, lze charakterizovat plochým reliéfem, který zaujímá plochu 394 km^2. Střední nadmořská výška území je 258,3 m n.m., střední sklon území činí 1° 49' (Demek ed. 1987). Přirozenou s. hranicí pahorkatiny je údolí řeky Psiny v orografickém celku Plaskowyz-Glubczicky (Macoun 1980). Nejvyššími body území jsou kóta 340 m n. m. situovaná jv. od vrchu Hradisko a Almín kopec s výškou 315 m n. m. nacházející se sv. od Oldřišova v Kobeřické pahorkatině. V jeho okolí se nacházejí četná periglaciální suchá údolí a holocenní strže (Demek ed. 1987).

Opavská pahorkatina		Charakteristika
Poopavská nížina	Otická nížina	Plochý periglaciální reliéf
	Opavsko–Moravická niva	Protáhlá rovina tvořená širokou údolní nivou řeky Opavy, příznačné volné meandry
	Kravařská rovina	Protáhlá rovina, reliéf tvořen hlavní (zábřežskou) terasou řeky Opavy
	Komárovská nížina	Rovina, plochý reliéf terasy, úpatní haldy a sprašové roviny
Hlučínská pahorkatina	Kobeřická pahorkatina	Plochý periglaciální reliéf s plošinami, zaoblené rozvodní hřbety, úvalovitá a neckovitá údolí
	Vřesinská pahorkatina	Plochý periglaciální reliéf, široce zaoblené rozvodní hřbety, úvalovitá asymetrická údolí, četné holocenní svahové strže

Tab. 1. Rozdělení Opavské pahorkatiny se stručným popisem dílčích celků, podle Demka ed. (1987).

2.2. GEOMORFOLOGICKÝ VÝVOJ

Koncem pliocénu a začátkem pleistocénu se vlivem neotektoniky vytvořily hřbety Z–V směru, které predisponovaly vznik pásem náporových morén (Macoun 1980). Na utvoření současného reliéfu se hlavní měrou podílely převážně pleistocenní sedimenty kontinentálního zalednění, přičemž největší vliv měly proglaciální glacifluviální sedimenty, nejde tedy na celém původně zaledněném území severní Moravy o glaciální reliéf. Velká dynamika vývoje reliéfu souvisela s častými fluktuacemi čela ledovce. Několikrát se střídaly fáze rozsáhlé akumulace, erozní fáze a fáze přerušení vývoje reliéfu, které odpovídají pokrytím oblasti pevninským ledovcem a degradaci permafrostu pod jeho příkrovem (Czudek 2005).

Stopy zanechané elsterským zaledněním byly zčásti smazány mladšími událostmi (Macoun, Králík 1995). Výrazným modelačním činitelem byl zejména sálský ledovec, který na území zanechal mohutné nánosy glacigenních, glacilakustrinních a glacifluviálních sedimentů a vytvořil morfologicky výrazné pásmo hlučínské náporové morény. Původní velkou členitost reliéfu zarovnaly erozní procesy (Czudek 2005) a následně akumulace spraší a sprašových hlín (Macoun et al. 1965).

3. GEOLOGICKÉ POMĚRY

Na studovaném území se stýká okraj Českého masivu reprezentovaný horninami moravskoslezského paleozoika se severní částí karpatské předhlubně. Styk obou jednotek je tektonický a nejvýrazněji se uplatňuje systém dislokací směru ZSZ−VJV až Z−V (Macoun 1980). Oblast byla postižena hercynským geotektonickým cyklem, a to asturskou a sudetskou fází vrásnění (Mísař et al. 1983).

Značnou část podloží tvoří horniny spodního karbonu a neogenní sedimenty. V jejich nadloží se nacházejí kvartérní sedimenty, z nichž jsou nejvíce zastoupeny eolické a ledovcové sedimenty. Geologická mapa východní části Opavska s níže přiloženou legendou je znázorněna na obr. 1.

3.1 SPODNOKARBONSKÉ SEDIMENTY

Sedimenty spodního karbonu náleží kulmu Nízkého Jeseníku a jsou zastoupené hradecko-kyjovickým souvrstvím, jehož depozice spadá do nejvyššího visé. Stavbu charakterizují rozsáhlé překocené vrásy přetržené vrásovými přesmyky s výraznou v. vergencí, která svědčí o generelním v. úklonu hladiny vrás (Dvořák in Přichystal 1993). Souvrství je v nižší části tvořeno lavicovitými tmavě šedými drobami s čočkami slepenců (hradecké vrstvy). Výše prachových a jílovitých poloh přibývá na úkor drob, které tvoří jen vložky (kyjovické vrstvy). Slepence hradeckých vrstev se liší od slepenců starších souvrství větším množstvím valounů křemene a kvarcitů i úbytkem kulmských hornin (Chlupáč et al. 2002).

3.2 KŘÍDOVÉ SEDIMENTY

Křídové sedimenty jsou zde bez povrchového výskytu. Tyto horniny byly zastiženy vrtem v nadloží karbonu 2 km v. od Hněvošic. Litologicky jde o třímetrovou polohu silně vápnitých, jemně až středně zrnitých glaukonitických písků, které do nadloží přecházejí do vápnitého jílu (Roth 1962).

3.3. NEOGÉN

Sedimenty spodního a středního miocénu

Sedimenty jsou vázány na karpatskou předhlubeň a z velké části tvoří přímé podloží kvartérních sedimentů. V eggenburgu byla oblast Opavska ještě souší. Mořská transgrese nastává v karpatu, kdy byla v severní části předhlubně nejprve uložena bazální klastika rozdílného

složení (písčité štěrky, drobovité pískovce, brekcie). Směrem do nadloží převládají pestré prachovce a hnědé jílovce (hnědé vrstvy). Nová transgrese postihla území v badenu, sled opět začíná bazálními klastiky (maximální mocnost 30 m), která jsou představována pískovci, slepenci a štěrky s valouny spodnokarbonských hornin. Nadložní pestré souvrství tvoří světle šedé až nazelenalé či rezavě žluté písky a písčité jíly s vložkami uhelných jílů. Obsahuje také polohy zemitého uhlí a lignitu. Šedé vápnité jíly zastupují již čistě mořskou facii. Někde leží na pestrém souvrství (Sudice), jinde na spodním karbonu (Hněvošice).

Sedimentace pokračovala do konce badenu v zálivu, který sem zasahoval z území Polska. Ve středním badenu se uložily šedé jíly s vložkami písků a pískovců, v nichž lze sledovat stopy změlčování. Tento vývoj vedl k sedimentaci evaporitů, přičemž významné jsou zejména Kobeřické sádrovce o mocnosti až 65 m. Celková mocnost sedimentů středního badenu místy dosahuje až 300 m (Müller ed. 1992). Sled badenu končí jíly a jílovci s hojnými rostlinnými zbytky a při bázi s vložkami kompaktních vápenců. Pak dochází ke zvedání sedimentačního prostoru a marinní sedimentace končí (Chlupáč et al. 2002).

Neogenní vulkanity

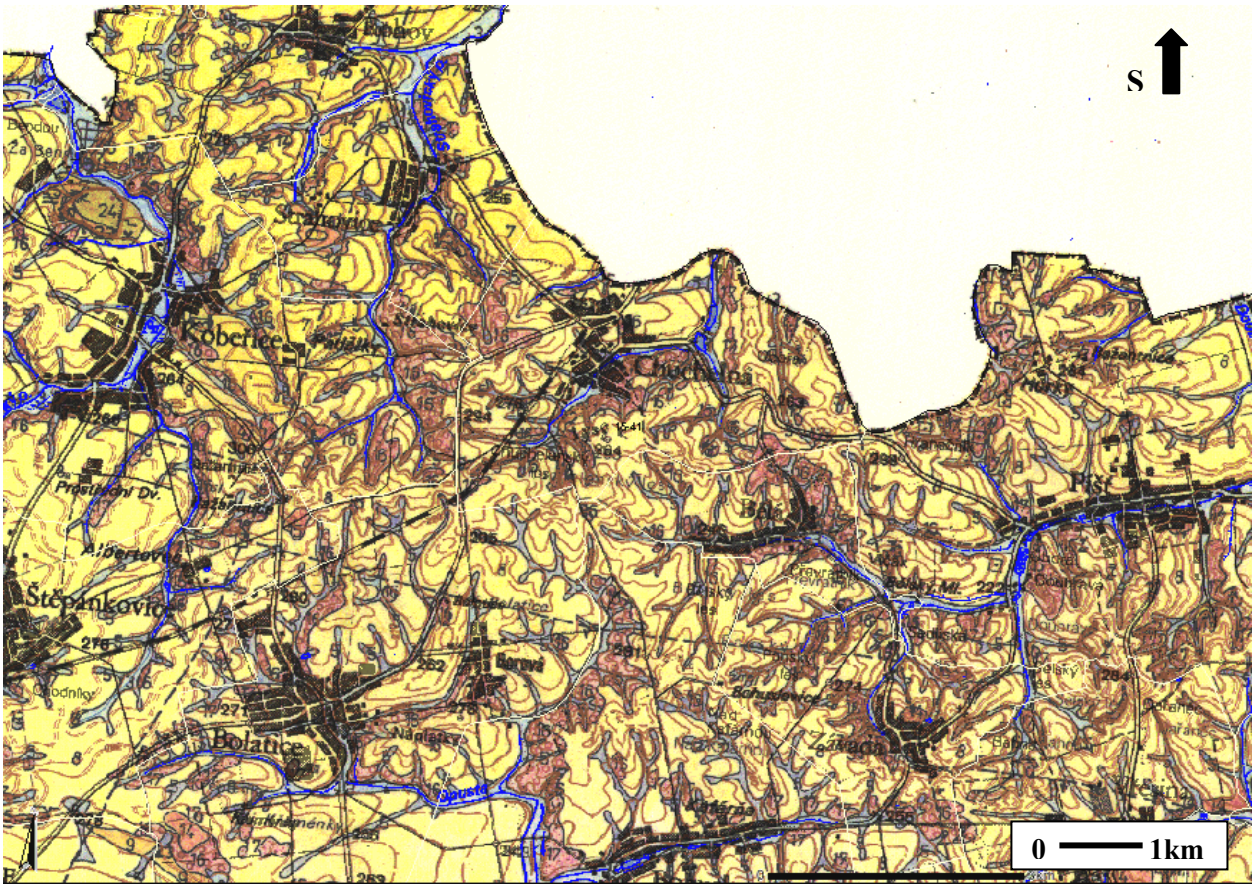
K vulkanickým projevům došlo během spodního badenu. Vulkanity jsou zastoupeny nefelinickými bazanity (povrchový výskyt u Kobeřic) a nefelinickými bazalty popsanými v okolí Otic a Budišovic (Macoun et al. 1965). Vulkanity byly zastiženy i u Hněvošic, kde se střídají bazaltové tufy s pumami, bazalty a tufity (Brzobohatý in Přichystal et al. 1993). Z geotektonického hlediska se jedná o návaznost na rozsáhlý kontinentální riftový systém, který se během kenozoika rozprostíral v západní a střední Evropě.

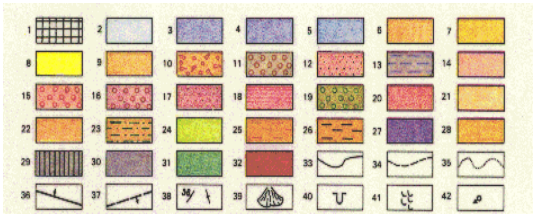
3.4. PLIOCÉN – PLEISTOCENNÍ SEDIMENTY

Obecně se označují jako preglaciální sedimenty. Tvoří komplex fluviálních, fluvio-lakustrinních a limnických uloženin. Bazálním členem jsou křemenné fluviální písčité štěrky. Počátek sedimentace spadá pravděpodobně do pozdního pliocénu a k jejímu vyznění dochází začátkem pleistocénu (Macoun 1980).

3.5. KVARTÉRNÍ SEDIMENTY

Zájmové území je součástí klasického kvartérního regionu a spadá do oblasti kvartérní sedimentace, jejímž charakteristickým znakem je široká škála genetických typů a také velké plošné rozšíření kvartérních sedimentů.





KVARTÉR – holocén: 1. antropogenní uloženiny; **2.**organické sedimenty; **3.** fluviální hlinito-písčité sed. nižšího nivního stupně; **4.** fluviální hlinito-písčité sed. vyššího nivního stupně; **5.** deluviofluviální sedimenty; **6.** ronové sedimenty; **pleistocén: 7.** spraše; **8.** sprašové hlíny; **9.** deluviální přev. soliflukční sed.; **10.** proluviální štěrky; **11.** fluviální písčité štěrky; **12.** eolicko-limnické křemité písky; **13.** organické sed.; **sálský glaciál: 14.** till; **15.** morénové šterky; **16.** glacilimnické šterkovité písky a písčité šterky; **17.** glacilimnické písčité sed.; **18.** glacilimnické jíly a varvy; **elsterský glaciál: 19.** fluviální šterky spodní akumulace hl. terasy; **20.** till; **plio-pleistocén: 21.** plio-pleistocenní sed.; **22.** preglaciální sed.; **TERCIÉR – neogén: 23.** vápnito-písčité jíly kosovu; **24.** sádrovcový horizont; **25.** jíly a jílovce; **26.** šedé vápnité jíly a jílovce; **27.** neovulkanity; **28.** marinní sed. nečleněného badenu; **PALEOZOIKUM – karbon - svrchní karbon: ostravské souv.: 29.** sp. hrušovské vrstvy, převážně písčité; **30.** petřkovické vrstvy, písčité; **hradecko-kyjovické souv.: 31.** kyjovické břidlice; **32.** hradecké droby; **33.** hranice stratigrafických jednotek; **34.** pravděpod. hranice jednotek; **35.** litologický přechod; **36.** známý průběh zlomu; **37.** zlom předpokládaný; **38.** znaménka polohy vrstev; **39.** výplavový kužel; **40.** erozní rýha; **41.** sesuv, sesuvné území; **42.** pramen.

Obr. 1. východní část Opavska s přiloženou legendou, výřez geologické mapy 1:50 000 (www.nts2.cgu/servlet**).**

Eolické sedimenty

Většinou jsou zastoupeny sprašovými hlínami, vzniklými ze spraší druhotným odvápněním. Tvoří morfologicky výrazné závěje na závětrných v. a jv. svazích a také vyplňují nerovnosti reliéfu. Sprašové hlíny jsou nezvrstvené, prizmaticky odlučné a často obsahují sekundárně vzniklé limonitické bročky a konkrece (o velikosti až 5 cm). Zastoupení spraší je nepatrné, jejich akumulace jsou známy na několika místech v. od Kobeřic a v. od Bolatic. V obou případech zde přechází do druhotně odvápněných sprašových hlín. Mocnost eolických sedimentů se pohybuje mezi 2−5 m, ojediněle až 10 m (Macoun, Šibrava 1961).

Svahové (koluviální) sedimenty

Mají proměnlivou mocnost, která se většinou pohybuje okolo 1 m, přičemž maximální zjištěná mocnost je 3 m. Hlavní význam při jejich vzniku měla soliflukce. Litologicky jde o písčité hlíny, které vznikly promíšením sprašových hlín s tilly, popř. s glacifluviálními písky. Často obsahují příměs valounů místních i nordických hornin. Textura soliflukcí přemístěných sedimentů je proudovitá, patrné jsou rozvlečené jílovité čočky a polohy štěrků. Rozšířené jsou také holocenní ronové písčité hlíny lemující svahy hřbetů. Zpravidla mají šedou nebo šedožlutou barvu (Macoun, Šibrava 1961; Macoun et al.1965).

Fluviální sedimenty

Významné fluviální akumulace vytváří řeka Opava. Macoun a Šibrava (1961) morfologicky rozlišují čtyři terasy a jednu erozní úroveň. Nejstarší je terasový stupeň zátorský. Je pro něj příznačná absence valounů nordických hornin, štěrky jsou tvořené odolnými křemitými horninami a v menší míře kulmskými sedimenty. Jeho tvorba spadá do doby před elsterským zaledněním.

Do doby kataglaciální fáze elsterského zalednění spadá tvorba terasy nazvané 15–17 m. Její povrch leží v relativní výšce 15–17 m a báze 8 m nad hladinou řeky. V celém rozsahu je kryta sedimenty sálského zalednění a sprašovými hlínami, proto není morfologicky výrazná. Je tvořena středně zrnitými až hrubými štěrky s převládajícím podílem křemitých a kulmských hornin. Nordika nejsou v popisech uváděna.

Hlavní (podle Macouna, Šibravy 1961 zábřežská) terasa představuje v údolí Opavy nejvýraznější terasovou akumulaci. Rozpadá se na dvě samostatné akumulace, které se liší vývojem v podélném profilu, a to petrografickým a litologickým složením. Starší spodní akumulace je v typickém vývoji zachována mezi Palhancem a Hlučínem. V celém průběhu je tvořena zahlíněnými štěrky s mezerní hlinitopísčitou hmotou. Valouny dosahují průměrné

velikosti 10–15 cm. Materiálem valounů je křemen (přes 50 %), dále křemence, granity, ortoruly, kulmské sedimenty a nordika. Podle novějších názorů je akumulace kladena do kataglaciální fáze elsterského zalednění nebo chladného výkyvu uvnitř holsteinského interglaciálu (Tyráček, Havlíček 2004). Nad ní je akumulace mladší terasy, která tvoří nadloží starší terasy v úseku mezi Palhancem a Kateřinkami (Macoun et al. 1965). Klade se jako důležitý chronostratigrafický horizont do postupové fáze stadia drenthe sálského zalednění (Tyráček, Havlíček 2004). Jinde nasedá na předkvartérní podklad nebo na sedimenty elsterského zalednění (Macoun et al. 1965). Holocenní fluviální sedimenty jsou zastoupeny povodňovými písčitými hlínami (mocnost do 2 m), které v úzkém pruhu kolem řeky přecházejí do fluviálních písků (Müller 1992).

3.4.1 SEDIMENTY KONTINENTÁLNÍHO ZALEDNĚNÍ

Z kvartérních sedimentů mají největší význam a také největší mocnost, která ovšem silně kolísá. Je funkcí místních podmínek, tedy výchozího reliéfu, podmínek sedimentace v daném období a následné denudace. Na Opavsku dosahují největší mocnosti u Píště, kde se udává celkově až 84 m (Czudek 2005). Na studovaném území se vyskytují všechny genetické typy, a to glacilakustrinní, glacifluviální a samotné glacigenní sedimenty s.s.

Glacilakustrinní sedimenty

V ledovcových jezerech docházelo k ukládání glacilakustrinních siltů, jílů, varvových písků a páskovaných jílů (varvů). Na bázi kvartéru byly na území Hlučínska a Opavska na několika místech zastiženy jemnozrnné bělošedé písky, které jsou řazeny do postupové fáze elsterského ledovce. Jde o redeponované terciérní písky. Na Opavsku varvy a glacilakustrinní jíly přecházejí směrem k okrajům jezera do glacilakustrinních písků s nepravidelnými polohami jílů a varvů. Jde o faciální přechody v jedné sedimentační pánvi, kdy je jejich vznik podle Macouna et al. (1965) vázán na existenci rozsáhlého glacigenního jezera z doby sálského zalednění. V posledních letech (Růžičková et al. 2003; Czudek 2005) se ukazuje, že rozsah a mocnost glacilakustrinních sedimentů byl silně nadhodnocen, většina písčitých sedimentů byla v dřívějších letech mylně interpretována jako glacilakustrinní sedimenty (Macoun et al.1965).

Glacifluviální sedimenty

V komplexech kontinentálního zalednění jsou svým rozsahem a mocností nejvýraznější. Litologicky jsou tvořeny písky, štěrkovitými písky, písčitými štěrky nebo štěrky a jsou zpravidla

(1) šikmo nebo křížově zvrstvené, (2) místy je zachována rytmická sedimentace, (3) častý je přechod do glacilakustrinních sedimentů uložených v mělkých nádržích. Provedené orientační měření šikmého zvrstvení povrchu vrstev ukázalo na hlavní přínos sedimentů ze severu. Časté jsou výskyty větších eratických bloků o velikosti až 1 m. Zrnitostně jde především o materiál písčité nebo štěrkopísčité frakce. Štěrkové polohy tvoří většinou jen nepravidelné polohy a vložky o proměnlivé mocnosti. V materiálovém složení klastů převládá křemen následován místními horninami. Obsah nordických hornin je různý, obecně jejich podíl směrem na S stoupá. Glacifluviální sedimenty také obsahují jílové polohy, které snad geneticky představují uloženiny malých jezírek a mělkých nádrží. Zastoupeny jsou hlavně sedimenty sálského zalednění, starší jsou zachovány hlavně v depresích z doby před elsterským zaledněním (Macoun et al 1965).

Glacigenní sedimenty

Tilly nejstaršího zalednění mají barevné odstíny šedé a jsou zpravidla vápnité. Většinou jsou nezvrstvené a s tříšťnatou nebo lasturnatou odlučností. Typickým znakem je přítomnost úlomků miocenních lignitů, někdy také obsahují rozvlečené čočky nebo i kry miocenních jílů. Obsah jílových minerálů ukazuje na podobnost k badenským vápnitým jílům (Macoun et al. 1965). Litologicky jsou tilly hlinitopísčité až písčitojílovité a obsahují nepravidelně roztroušené valouny. Dokladem tohoto zalednění je podle Macouna (1980) bazální moréna, jejíž relikty jsou pohřbeny pod současnou nivou řeky Opavy. V kravařském zalednění mají tilly kromě šedé také hnědou barvu. Jejich mocnost se pohybuje mezi 2 a 5 m (Macoun 1980).

Tilly sálského zalednění jsou většinou žlutohnědé, zpravidla písčité až hlinitopísčité (Czudek 2005). Na několika lokalitách byly zachyceny dvě polohy sálských tillů v přímé superpozici. Obě polohy tillu patřící tomuto zalednění se navzájem makroskopicky liší texturou. Spodní je laminovaná, zatímco u vrchní převažuje textura monolitní. Další rozdíly jsou v petrografickém složení, kdy spodní poloha obsahuje velké množství křemene (až 80%), svrchní poloha zase obsahuje vyšší podíl severských hornin a má také větší mocnost. Ta se pohybuje do několika metrů zatímco u spodní polohy nepřesahuje 1 m. Naopak zrnitostně jsou si obě polohy podobné, obsah štěrkové frakce je velmi nízký a většinou nepřesahuje 2 % (Růžička 1980). Souvky jsou v nich buď nepravidelně vtroušené nebo jsou orientovány ve směru postupu ledovce. Zastoupení jílových minerálů je stejné jako v tillech elsterského stáří a odpovídá složení jílových minerálů v badenských sedimentech (Macoun et al. 1965). Všechny tilly mají nízký stupeň vytřídění, který se většinou pohybuje v rozmezí 2,8 až 3,75 Φ. Vyššího stupně vytřídění je dosahováno začleněním většího obsahu písčité složky způsobené asimilací podložních glacifluviálních sedimentů (Růžička 1995).

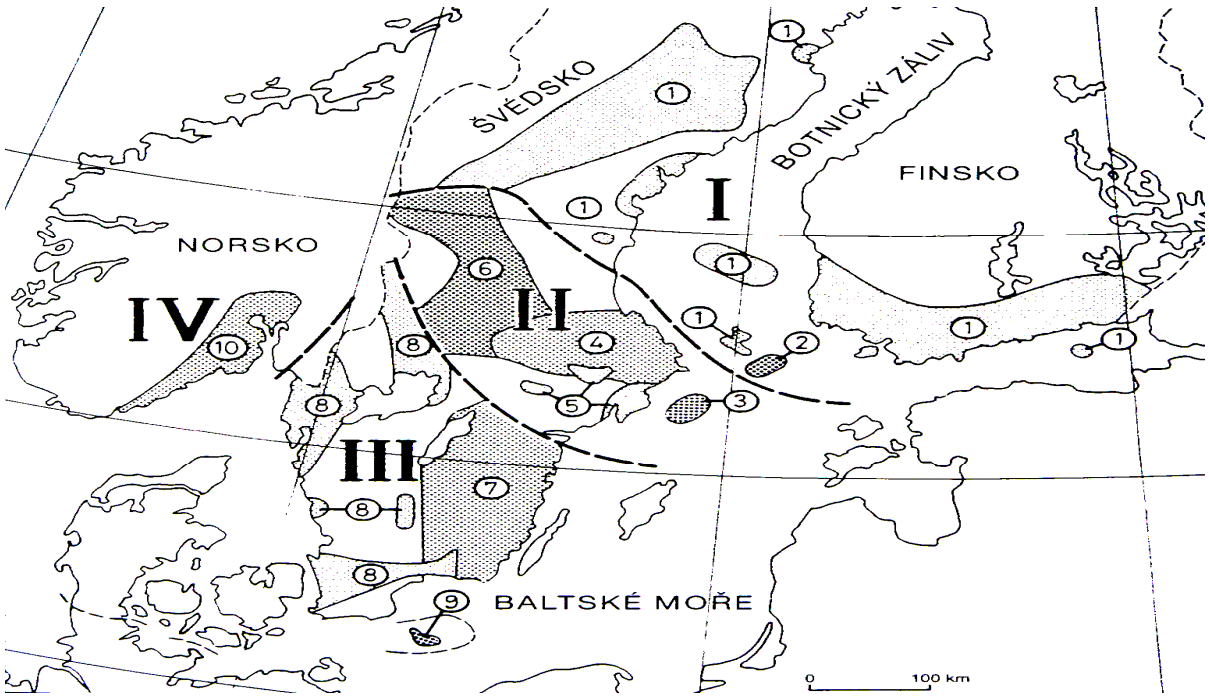
4. NORDICKÉ HORNINY

Na Opavsku se nacházejí nordické souvky. Jsou to horninové částice, transportované pevninským ledovcem. Charakteristická je pestrost různých typů i velikostí (Gába a Pek 1999).

Gába a Pek (1999) určují dolní velikostní hranici souvků na 10 mm. Obecně jsou souvky veškeré klastické částice ve štěrkové frakci transportované ledovcem, pak je dolní hranice 2 mm. Horní hranice není omezena, je určena vlastnostmi dané horniny, a to především hustotou puklin. Typické je pro ně slabší až střední zaoblení, dokonale oválné valouny jsou většinou přemístěné ze starších sedimentů. Důkazem přenosu ledovcem jsou povrchové exaračí rýhy vznikající během tohoto transportu (Gába a Pek 1999).

Nordické souvky jsou horniny pocházející ze vzdálenosti větší než 100 km proti směru postupu ledovce. Mají původ ve Skandinávii, na dně a na pobřeží Baltského moře, popřípadě v Severoněmecké a Severopolské nížině (Gába a Pek 1999; Nývlt a Hoare 2000).

Nejvýznačnější, v souvkových společenstvech se často nacházející, jsou nordické vůdčí souvky charakterizované dobře ohraničenou oblastí původu a snadným petrologickým zařazením. Lze je rozdělit na skupiny podle oblasti původu. Nejvíce se používá dělení podle Hesemanna (1930) a Zandstry (1983), které je zachyceno v obr. 2 a popsáno tab. 2.



Obr. 2. Rozdělení oblastí původu, I–IV – oblasti podle Hesemanna, 1–10 – oblasti podle Zandstry. Převzato z Gába a Pek (1999).

Skupiny podle Hesemanna	Skupiny podle Zandstry	
I Východobaltská	1 Východobaltská oblast 2 Baltské moře j. Alandů	v. – baltská
II Středošvédská	3 Baltské moře v. Stockholmu 4 Uppland 5 Okolí Stockholmu	v. – středobaltská
	6 Dalarna	z. – středobaltská
III Jihošvédská	7 Småland 8 Bohuslän-Skåne 9 Bornholm	j. – baltská
IV Norská	10 Okolí Osla	j. – norská

Tab. 2. Rozdělení souvků do skupin podle Hesemanna (1930) a Zandstry (1983).

Nordické souvky se obvykle dělí na krystalinické a sedimentární. Kvantitativně převládají souvky magmatických hornin. Níže uvedený přehled hlavních typů, vyskytujících se v moravskoslezské glaciální oblasti pochází od Gáby a Peka (1999).

4.1. KRYSTALINICKÉ SOUVKY

Ålandské Horniny

Patří mezi nejhojnější souvky. Společným znakem je masově až tmavě červená barva a grafitická struktura základní hmoty. Dobrým diagnostickým znakem jsou okrouhlé vyrostlice křemene. Rozlišuje se několik petrografických typů spojených pozvolnými přechody.

Pro Åland-rapakivi jsou charakteristické vejčité vyrostlice ortoklasu (5–20 mm) s oligoklasovým lemem. Další typ Åland-granit je nejhojnější typ v souvcích. Má aplitický charakter s nepatrným obsahem tmavých minerálů.

Åland-granofyr představuje odrůdu granitu s typickým, makroskopicky patrným prorůstáním ortoklasu a křemene.

Åland-žulový porfyr má jemnozrnnou základní hmotu s kulovitými porfyrickými vyrostlicemi křemene (1–10 cm).

JZ. Finské rapakivi

Jde o rapakivické granity s růžovým až hnědočerveným odstínem. Časté jsou vyrostlice živců a tmavého křemene.

Viborgit obsahuje vejčité vyrostlice draselného živce s plagioklasovými lemy (1–6 cm).

Pyterlit na rozdíl od viborgitu neobsahuje amfibol, vyrostlice draselných živců jsou bez plagioklasových lemů.

Prick-granit je jemno až drobnozrnný s grafitickou strukturou základní hmoty. Obsahuje agregáty tmavých minerálů o velikosti 1–3 mm.

Porfyry z Baltského moře

Patří mezi významné vůdčí souvky. Rozlišují se dva základní typy. Červený křemenný porfyr má původ na dně moře jv. od Ålandů. Je cihlově až masově červené barvy s vyrostlicemi živců (0,5–3 cm). Hnědý křemenný porfyr také obsahuje velké množství vyrostlic, původem je z mořského dna jjz. od Ålandů. Má hnědou až červenohnědou barvu.

Dalarnské porfyry a porfyrity

Patří mezi nejhojnější krystalinické souvky, původem jsou ze středního Švédska. Jde o petrograficky variabilní horniny. Společným znakem je felzitická až velmi jemnozrnná základní hmota a nedostatek vyrostlic křemene. Nejčastěji se vyskytují cihlově červený Bredvad-porfyr a hnědočervený Grönklitt-porfyrit charakteristický 2–5 mm dlouhými lištovitými vyrostlicemi plagioklasu.

Digerbergský pískovec a konglomerát

Tyto vulkanosedimentární horniny jsou genezí spjaté s Dala-porfyry, petrologicky jsou velmi variabilní. Patří mezi ně aglomeráty, aglomerátové tufy, tufity, tufitické pískovce a tufitické droby. V souvcích doprovázejí Dala porfyry.

Smålandské granity a porfyry

Jde o středně až hrubozrnné granity růžové až červené barvy s vysokým obsahem křemene. Pocházejí z jv. Švédska z oblasti o rozloze 14 000 km^2. Ve Småland-granitech vystupují žíly nebo menší masivky granitových nebo syenitových porfyrů. Oproti granitům jsou jemnozrnné a mají poměrně velké vyrostlice živců (5–30 mm).

4.2. SEDIMENTÁRNÍ SOUVKY

Pískovce

Převahu mají pískovce spodnokambrického stáří, které jsou prokřemenělé, a proto schopné odolat dlouhému transportu.

Dala-pískovec pochází ze středního Švédska z kraje Dalarna. Tento pískovec je křemenný nebo až akrózovitý, sytě červené až tmavé barvy.

Nexö–pískovec má několik typů, z nichž jsou nejrozšířenější růžové a fialově nažloutlé. Oba výše uvedené typy jsou středně až hrubozrnné arkózové pískovce až arkózy. Nexö–pískovec má

výskyty na ostrově Bornholm a v přilehlé části Baltského moře. Z oblasti Ölandu pochází jemně páskovaný Kalmarsund–pískovec.

Hardeberga-pískovec a Balka–pískovec mají původ na poloostrově Skåne a jihu ostrova Bornholm s přilehlým mořským dnem. Oba jsou kvarcitické, bílé, světle šedé nebo nažloutlé.

Leopardovitý pískovec ze spodního kambria má světlou barvu s typickými tmavými skvrnami, podle kterých je pojmenován. Původ má stejný jako Hardeberga–pískovec.

Vápence

Pocházejí ze skandinávsko-baltského paleozoika a všechny jsou fosiliferní.

Červené a šedé ortocerové vápence jsou ordovické horniny s velkým barevným rozsahem. Na povrch vycházejí na mnoha místech ve středním Švédsku, v Botnickém zálivu a na ostrovech Bornholm a Öland.

Cihlovitý vápenec v navětralém stavu je na povrchu porézní a má žlutohnědou barvu. Statigraficky se zařazuje do středního ordoviku. Časté jsou fosilie trilobitů, brachiopodů a gastropodů.

Makrourový vápenec charakterizuje druhově bohatá fosilní fauna. Tento jemnozrnný, zelenavě šedý vápenec se nachází u Ölandu.

Baltský vápenec je světle pleťově zbarvený, mikrozrnný a často červeně skvrnitý. Původ má na dně Baltského moře v okolí Ålandů.

Korálový vápenec z Gotlandu se vyznačuje přítomností různých druhů korálů a stromatopor. Výchozy se nacházejí na Gotlandu.

Silicity

Pro svou chemickou a mechanickou odolnost mají velké zastoupení v souvcích. Nejhojnějšími nordickými silicity jsou baltské pazourky.

Pazourky pocházejí ze slabě zpevněných vápencových sedimentů, jde o konkrecionální variety silicitů a jejich hlavní minerální součástí je chalcedon (Konta 1973). Jejich nálezy v podstatě vyznačují jižní hranici zásahu pevninského ledovce. Pazourky mají dlouhý stratigrafický rozsah od svrchní křídy až do nejstaršího paleocénu.

Pazourky svrchní křídy jsou tmavé, často černé barvy. Typická je bílá kůra na povrchu (směs chalcedonu a opálu). Výchozy mají na dánských ostrovech, na Rujaně a v jz. části Baltského moře. Většina svrchnokřídových pazourků obsahuje pozůstatky živočišných hub.

Paleocenní pazourky se od křídových odlišují mnohem menším výskytem spongií hub. Těsně jsou spjaty se silicifikovanou křídou. Vyskytují se v bryozoovém a saltholmském vápenci. Často se v nich nacházejí mechovky, ježovky a části stonků lilijic. Výchozy mají na dánských ostrovech a na poloostrově Skåne.

5. GENEZE A TYPY LEDOVCOVÝCH SEDIMENTŮ

Jako ledovcové sedimenty se označuje skupina uloženin geneticky spjatá s ledovcem. Mohou být uloženy přímo v kontaktu s ledovcem, ale i v oblastech od samotného ledovce vzdálených (Růžičková et al. 2003). Všeobecně se ledovcové sedimenty dělí na čtyři hlavní typy:

- glacigenní (ledovcové) sedimenty s.s. – tilly
- glacifluviální sedimenty
- glacilimnické sedimenty
- glacimarinní sedimenty (bez zastoupení v ČR)

5.1. GLACIGENNÍ SEDIMENTY – TILLY

V současné době se pro glacigenní sedimenty používá název till, ve starší literatuře se označovaly jako souvkové hlíny nebo morény (Macoun et al. 1965). Jako till se označuje sediment, který byl transportován a následně uložen ledovcem nebo z ledovce a přitom nebyl nebo byl jen málo vytříděn vodou (Dremanis, Lundquist 1984). V rámci tillu se vyčleňuje několik typů podle jeho pozice vzhledem k ledovci: subglaciální, supraglaciální, popřípadě okrajové. Do subglaciálních patří lodgement till, subglaciální melt–out till a deformační till. Do supraglaciálních patří flow till a supraglaciální melt–out till (na území ČR se vyskytuje jen vzácně). Nejvíce tillů na našem území je subglaciálního původu (Růžička 1995).

Deformační till

Jako deformační till se označují sedimenty ledovcem oddělené od jejich zdroje, jejichž primární struktury byly deformovány nebo zničeny a byl do nich přidán cizí materiál (Elton 1989). Tento proces může probíhat na bázi ledovce, ale častěji na jeho čele. Při jejich vzniku jsou sedimenty vlivem tlaku ledovce nejprve zprohýbány a intenzivně zvrásněny. Deformační tilly často tvoří náporové morény, v nichž jsou nahromaděné bloky různých velikostí i stupně porušení (Růžičková et al. 2003).

Lodgement till

Lodgement till se ukládá z báze pohybujícího se ledovce sedimentací klastických částic při odtávání ledu v důsledku tlaku. Je důležitým subglaciálním sedimentem a je také nejběžnějším typem na území ČR. Jeho zrnitostní složení má široké rozpětí. Jde převážně o jílovito-prachovité

jemnozrnné písky s příměsí valounů či balvanů a vzácně i bloků. Obsah jednotlivých frakcí kolísá. Zastoupení jílovité frakce je okolo 10−15 %, prachové v průměru 20−35 %, písčité 50−60 % a zastoupení štěrkové frakce je minimální (4−5 %, ojediněle 10 %). Většinou má masivní texturu a ostrou erozní bázi. Protažené klasty často jeví přednostní orientaci ve směru pohybu ledovce (Růžička 1995; Růžičková et al. 2003).

Subglaciální melt-out till

Vzniká na bázi stagnujícího ledovce nebo ve stagnující zóně pod postupujícím ledovcem. Mechanismem vzniku je pomalé odtávání (Dreimanis 1989). Má vyšší obsah klastů transportovaných z velké vzdálenosti. Časté je subhorizontální zvrstvení, které se projevuje střídáním jemnozrnnějších a hrubozrnnějších poloh (Růžičková et al. 2003). Klasty jsou orientovány paralelně s pohybem ledovce, ale obvykle vykazují nižší úhel sklonu než v lodgement tillu následkem jejich sedimentace během vytávání (Reading ed. 1996).

Flow till

Při jeho sedimentaci se uplatňuje gravitace, jejímž důsledkem jsou skluzy nebo sesutí sedimentů uložených ledovcem. Štěrkové klasty ve flow tillu jsou orientovány ve směru skluzu a často jsou nahromaděny na bázi v důsledku gravitace (Růžičková et al. 2003).

5.2. GLACIFLUVIÁLNÍ SEDIMENTY

Jako glacifluviální se označují sedimenty vytvořené procesy tavných vod buď na, uvnitř, pod nebo v předpolí ledovce (Elias ed. 2007). Podle pozice jejich sedimentačního prostoru k ledovci jsou členěny na englaciální a proglaciální. Englaciální sedimenty vznikly uvnitř ledovcového tělesa (eskery). Proglaciální sedimenty se ukládaly v předpolí, vyčleňují se tři typy a to sedimenty výplavových plošin, glacifluviálních delt a glacifluviálních teras.

Největší plošný rozsah i mocnost mají sedimenty výplavových plošin (sandry). Vznikaly na mírně ukloněné ploše v předpolí ledovce. Kromě širokých planin mohou tvořit výplavové vějíře, které se rozdělují na proximální zónu, kde je tok lokalizován do několika hlavních koryt (hluboké a úzké), střední zónu se sítí širokých, mělkých pohyblivých koryt a distální zónu, ve které je tok mělčí. Špatně definovaná koryta mohou během periody vysokého průtoku splynout a vytvořit jediný plošný pokryv (Reading ed. 1996). Zrnitost usazovaného materiálu tak závisí na vzdálenosti od ledovce, čím je prostředí distálnější, tím se zrnitost zjemňuje. Charakteristické je diagonální zvrstvení s velkým sklonem lamin (obvykle do 30°). V klidnějších podmínkách

sedimentovaly subhorizontálně zvrstvené písky, popř. s proudovými čeřinami, ve kterých mohou být i vložky jemnozrnného písku a prachu (Růžičková et al. 2003).

Glacifluviální procesy jsou efektivní činitelé změn krajiny. Tavné vody ukazují zřetelné výkyvy a frekvenční režimy. Jejich tok může fluktuovat s denní a sezónní periodou s táním sněhu a ledu a také epizodicky s ledovcovými ústupy nebo postupy. Režimy ledovce jsou tedy rozhodujícími kontrolními faktory glacifluviálního systému (Elias ed. 2007).

5.3. GLACILAKUSTRINNÍ SEDIMENTY

Jako glacilakustrinní se označují sedimenty usazené v ledovcových jezerech, dotovaných tavnými vodami z ledovce. Glacilakustrinní sedimenty se v základním pojetí dělí podle polohy jezer vůči ledovci na jezera v kontaktu s ledem (subglaciální a supraglaciální), jezera u čela ledovce a jezera proglaciální. Supraglaciální a subglaciální sedimenty nebyly na území ČR zjištěny. Menší jezera vznikala v prostoru výplavových plošin, v takových případech dochází k přechodu od sedimentace proudící vodou do typické lakustrinní sedimentace. Mezi hlavní znaky mělkých jezer patří tence deskovitá až laminovaná vrstevnatost a vyskytující se vrstvy s vlnovými čeřinami. Typickým sedimentem ledovcových jezer jsou varvy. Jde o rytmicky zvrstvené laminované prachové a jílové sedimenty (Růžičková 2003).

Mezi hlavní faktory, které ovlivňují fyzikální procesy a sedimentaci v ledovcových jezerech patří blízkost k ledovci, termální stratifikace ve vodě, sezónnost přítoku tavných vod, sezónní střídání, kdy v letních obdobích sedimentují hrubší a mocnější vrstvičky (více klastického materiálu) a pokryv ledovce (Reading ed. 1996).

6. ROZSAH A STRATIGRAFIE PEVNINSKÉHO ZALEDNĚNÍ NA OPAVSKU

Kontinentální ledovec zasáhl území severní Moravy ve středním pleistocénu a to během elsteru a saale. V obou stupních se vyčleňují samostatná zalednění, která zahrnují několik ledovcových transgresí (Czudek 2005). Maximální rozšíření glaciálních sedimentů je znázorněno na obr. 3.

Elsterský glaciál

V tomto glaciálu se vyčleňují dvě zalednění. Starší opavské zahrnuje tři a mladší kravařské dvě ledovcové transgrese. V průběhu těchto období bylo ledovcem pokryto celé území Opavské pahorkatiny (Macoun, Králík 1995).

V opavském zalednění vzniklo severní (chuchelenské) pásmo náporové morény. Táhne se od Oldřišova přes Hněvošice a Kobeřice k Chuchelné a Píšti (Czudek 2005). V ní může dosahovat mocnost tillů až 20–35 m. V okolí Opavy došlo vlivem několikanásobné oscilace k vytvoření polycyklické kamové náporové morény (Macoun 1980). Během maximálního postupu ledovcový příkrov převyšoval severní náporovou zónu a dosáhl k okraji Nízkého Jeseníku (Macoun, Králík 1995), přičemž jeho mocnost nebyla větší než 100 m a při okraji pohoří činila jen 50 m (Macoun 1980). Opavské zalednění je nově korelováno s Polským glaciálem san 1 (Lewandowski 2003), v západní Evropě je korelovatelný s glaciálem B v rámci cromerského komplexu v Nizozemsku. Podle výsledků datování jílu provedeného ve Svatokřížských horách v Polsku spadá do období před asi 730 tis. let (Lindner 1988). Následující perioda (otický komplex) je charakterizována oteplením a dokumentovaná je výskytem oglejených hnědozemích fosilních půd, které jsou vyvinuté na tillu předchozího zalednění (Macoun, Králík 1995).

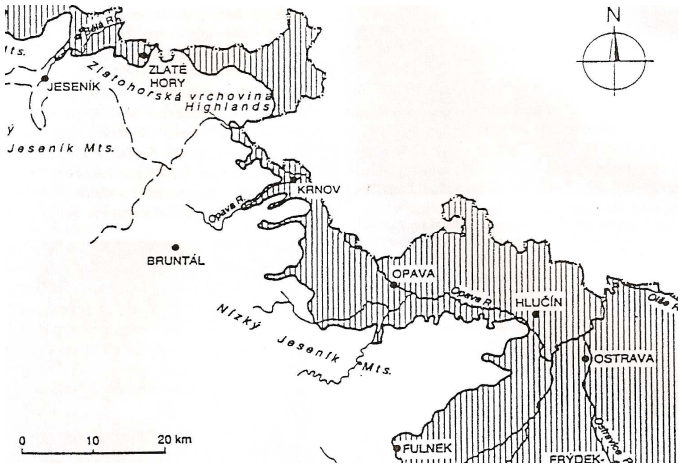
Následující kravařské zalednění zahrnuje dvě náporové fáze oddělené muglinovským interglaciálem, v Polsku nazvaném Ferdynandowský. První náporové fázi odpovídá v Polsku glaciál san 2, v západní Evropě elster 2 a ve východní Evropě zalednění don. Druhá náporová fáze v Polsku odpovídá zalednění wilgi (Lewandowski 2003). Tilly byly datovány na 600–580 tis. let (Lindner 1988). Kromě významné glacifluviální sedimentace dochází také k vytvoření jižního (kravařského) pásma čelní náporové morény, která od Uhlířova pokračuje směrem na Opavu, Kravaře, Zábřeh a Hlučín (Czudek 2005).

Sálský glaciál

Také v saale se vyčleňují dvě zalednění. Starší se nazývá palhanecké a zahrnuje dvě transgrese a mladší Oldřišovské se třemi nápory ledovce. Navzájem jsou odděleny neplachovickým teplým intervalem. V postupové fázi staršího zalednění se uložila svrchní akumulace štěrků a písků hlavní terasy. Čelní moréna zčásti nasedá přímo na tyto fluviální terasy. Před čelem ledovce byly ukládány sedimenty sandrového typu a v menší míře i glacilimnické sedimenty (Czudek 2005). Palhaneckému zalednění odpovídá glaciál liwca v Polsku nebo Cooling v Bělorusku, kde bylo datováno na 370–330 tis. let (Lindner et al 2004). V západní Evropě se označuje jako zalednění fuhne (Lindner 1988). Někteří autoři se domnívají, že v tomto období ledovec území ČR nezasáhl (Lindner et al. 2004).

Sedimentační cyklus oldřišovského zalednění začíná rozsáhlou glacifluviální akumulací štěrků a písků o průměrné mocnosti okolo 15 m. Dále se pak ukládaly žlutohnědě zbarvené tilly bazální a náporové morény a glacilimnické sedimenty o maximální mocnosti do 20 m. Vzniká také náporová moréna táhnoucí se od okolí Oldřišova na Albertovec, Chuchelnou a Píšť (Czudek 2005). Tato moréna je složena ze tří poloh tillu. Pásmo náporové morény dosáhlo vrcholu v poslední transgresi ledovce, u Albertovce se nachází v nadmořské výšce 314 m (Macoun 1980). V západní Evropě mu odpovídá zalednění drenthe, v Polsku se označuje jako oderské zalednění, kde bylo nově datováno na 150−160 tis. let (Lindner et al. 2004). Maximální pozorovaná mocnost sedimentů oldřišovského zalednění na Opavské pahorkatině je 40 m (Růžička 2004). Podle Macouna a Králíka (1995) se ledovcové sedimenty ukládaly v nadmořské výšce, která je dnes vyšší než 300 m. V kataglaciální fázi oldřišovského zalednění se projevovala intenzivní eroze, která na některých místech měla dosahovat až 90 m.

V období viselského glaciálu se moravskoslezská oblast už nacházela v periglaciální oblasti. Sedimentační cyklus středního pleistocénu je zakončen proluviálními sedimenty a sprašovými komplexy, které jsou rozčleněné iniciálními půdotvornými procesy (Macoun 1985).



Obr. 3. Maximální rozšíření glaciálních sedimentů v moravskoslezské oblasti (Růžička 2004).

7. PŘEHLED VÝZKUMŮ PLEISTOCENNÍHO ZALEDNĚNÍ NA OPAVSKU

Na Hlučínsku, v okolí Kravař a Kobeřic byly poprvé v jednom profilu popsány tilly (dříve souvkové hlíny) náležející jak elsterskému, tak i sálskému zalednění (Macoun, Šibrava 1958), přičemž prvně jmenované nebyly na daném území dosud známy.

Ze studia těžkých minerálů (Kodymová 1959) v elsterských tillech vyplývá rozdíl v zastoupení granátu, epidotu, zirkonu a turmalínu, které jsou více obsaženy v tillech mladšího (kravařského) zalednění. Pro sálské tilly je charakteristická asociace s ostrohranným rutilem. Dále se vyskytují amfibol, apatit, disten, epidot, staurolit, titanit a zirkon.

Podle Kodymové (1964) polymiktnost klastických frakcí silně závisí na zrnitostním složení sedimentů a rychle stoupá se vzrůstající velikostí zrna. Z petrografického srovnání ledovcových sedimentů obou zalednění nevyplynuly výrazné odchylky ve složení, jen elsterské sedimenty mají bližší vztah k podložním badenským uloženinám. Z provedené analýzy těžkých minerálů vyplývá rozdíl mezi elsterským a sálským zaledněním v podílech granátu, epidotu a rutilu, kdy je pro mladší glaciál charakteristický nižší obsah granátu a vyšší obsah rutilu.

Macoun et al. (1965) poukázali na odlišnosti tillů elsterského a sálského zalednění. Elsterským tillům přiřazují barevné odstíny šedé (hnědošedé, bělavě šedé a modrošedé). Tyto sedimenty mají také oproti pozdějšímu sálskému glaciálu vyšší zastoupení křemenných souvků. V živcích převládají draselné živce nad plagioklasy. Obsah jílových minerálů (podle křivek rentgenových analýz) ukazuje na podobnost k badenským vápnitým jílům. Typické sálské tilly mají barevné odstíny žlutohnědé, makroskopicky jsou charakterizovány tříšťnatou odlučností a šupinovitou texturou. V elsterském glaciálu (v době největšího rozsahu) měla převládat glacilakustrinní sedimentace na úkor glacifluviální, která byla zatlačena do pozadí. Diskutovali také problém odlišení fluviální od glacifluviální sedimentace, kdy byly oba typy někdy zaměňovány. Fluviální má být převážně štěrková nebo štěrkopísková s absencí nordického materiálu a nebo jen s jeho akcesorickým zastoupením (terasové stupně z doby po nejstarším glaciálu), zatímco glacifluviální sedimentace má převážně písčitý případně štěrkopísčitý charakter.

Gába (1976) provedl valounové analýzy na některých lokalitách, z nichž se studovaného území dotýká analýza v Píšti. Z rozboru uvádí převahu křemene (50 %), jeho původ spatřuje v místním materiálu. Obsah nordických hornin uvádí okolo 9 %. Z lokálních souvků převládají droby a pískovce.

Růžička (1980) na území Opavska nalezl dvě polohy tillu bazální morény, které přiřadil sálskému zalednění, přičemž u ledovce, který zanechal spodní polohu udává menší dynamickou sílu a mocnost. Důkazem mají být jen vzácné projevy asimilace podložních sedimentů. Zato v podloží svrchního tillu uvedl glacitektonické porušení a deformace. Z provedených měření usuzoval na přínos od sz. a sv. (Loděnice a Neplachovice). U Kobeřic popisuje komplex sálských sedimentů, který rozděluje na dvě části, kdy ve spodní je 10–ti metrový sled glacifluviálních písků a štěrků, u něhož je intenzivní glacitektonické porušení. Uprostřed komplexu se objevuje vrstva světle hnědého písčitého tillu. Celý komplex je překryt polohou hnědého tillu. U glacifluviálních štěrků z nadloží spodního tillu udává značný podíl valounů místních hornin a to přes 20 % a asi 14 % hornin nordických, kdy se na přínosu materiálu vedle tavných vod z ledovce měl podílet i tok protékající podél okraje Nízkého Jeseníku a jeho přítoky. V pískovně u Bělé popisuje sedimenty dvojího charakteru – ve spodní části subhorizontálně zvrstvené písky sedimentující v mělké nádrži a ve svrchní části písky s diagonálním zvrstvením, které mají deltovitý ráz. Ve štěrkovně na j. okraji Bolatic také uvádí glacifluviální uloženiny dvojího charakteru, ale spodní část je tvořena štěrky, jejichž charakter svědčí pro rychlou sedimentaci v těsném předpolí ledovce. V nadloží jsou diagonálně zvrstvené písčité štěrky s různými směry proudu – od J, SZ, u písčitých poloh od ZSZ. Vznik tohoto sledu spatřuje v korytech probíhajících paralelně s čelem ledovce. Z jím provedených valounových analýz vyplývá převaha křemene, následovaného místním materiálem, hlavně horninami kulmu, jejichž obsah je vyšší v j. části území. Naopak je výrazně nízký (2−4 %) pro lokality Oldřišov, Bělá a Závada. Na těchto lokalitách zjistil také vysoký obsah nordických hornin.

Macoun (1980) popisuje koncem kravařského zalednění vznik ledovcem hrazeného jezera, které pojmenoval podle předpokládaného rozsahu Opavsko-hlučínské. Na V od Hlučína mělo být propojeno s jezerem v ostravské glacigenní pánvi. V sz. části Opavské pahorkatiny vznikla rozsáhlá sandrová plošina. V druhé transgresi kravařského zalednění mělo vzniknout další hrazené jezero nazvané Opavsko–oldřišovské nacházející se s. od Opavy v předpolí s. pásma náporové morény. Vzduté hrazené jezero se mělo také rozlévat v předpolí koncové morény koncem oldřišovského zalednění, jeho existenci mají dokumentovat sedimenty nacházející se u Háje ve výšce 320 m n. m a u Hrabyně dokonce ve 340 m n. m.

Macoun (1985) shrnuje svoje dřívější poznatky a snaží se statigraficky provázat oblasti zasažené kontinentálním ledovcem s ostatními oblastmi. Sedimenty kontinentálního zalednění uvádí jako spolehlivé horizonty pro statigrafické účely, protože mají vztah k uloženinám jiného původu, zejména k fluviálním, eolickým a organickým, které se vyskytují i v obdobných pozicích v extraglaciálních oblastech.

Růžička (1986) studoval orientace valounů v tillech na území Ostravska a části Opavska. V případě většiny lokalit jevily klasty přednostní orientaci, která vykazuje u různých lokalit různé směry - SV−JZ, SZ−JV, SSV−JJZ (Darkovice), SSZ−JJV (Kobeřice, svrchní poloha tillu). Přednostní orientace tak indikuje směr postupu ledovce od S k J nebo SV k JZ (oldřišovské zalednění). Pro interpretaci výsledků je přitom důležité, aby zkoumané vrstvy nebyly glacitektonicky porušeny, jinak dochází ke změně nebo zničení primárních struktur. Na závěr ale zdůrazňuje použití v kombinaci s dalšími metodami výzkumu.

Macoun a Králík (1995) uvádějí pro opavské zalednění směr postupu ledovce od SSV. Tři oscilace tohoto zalednění dokumentují třemi polohami makroskopicky odlišných tillů. Jižní náporová moréna měla hradit glaciální jezero. Chuchelenskou morénu celkově uvádějí jako polycyklickou, budovanou oběma pozdně elsterskými a dvěma sálskými glaciály. Během stonavského interglaciálu přetrvávala série mělkých jezer s fluviolakustrinní, lakustrinní a organickou výplní, což vyzdvihují jako důležitý horizont oddělující pozdně elsterské a sálské sedimenty.

Růžička (1995) se zabýval petrografií ledovcových sedimentů. Z petrografického hlediska dominuje ve frakci 4–8 mm křemen, a to především v tillech palhaneckého zalednění. Mladší, oldřišovské tilly mají mít jeho nižší obsah a naopak vyšší obsah nordických hornin, který dokonce v některých případech křemen převyšuje. Zastoupení místních hornin v tillech se jeví jako minimální. Výjimkou je till palhaneckého glaciálu v Bolaticích se 30 % místního materiálu. Z těžkých minerálů vykazují největší zastoupení amfiboly, granát, staurolit, minerály epidotové skupiny, turmalín, zirkon, rutil a ostatní jsou přítomny jen akcesoricky. Jako hlavní rozdíl mezi tilly, pokud se týká podílů minerálů, je v obsahu granátu. V elsterských tillech je průměrný podíl 24 %, v sálských 9 % (palhanecké tilly) a 13 % (oldřišovské tilly) granátu.

Také Tyráček (1996) shrnuje historii kontinentálního zalednění. Tavné vody sálského zalednění odtékaly Porubskou bránou přes hlavní evropské rozvodí. Vedle rozsáhlé glacifluviální depozice měla být charakteristická přítomnost ledovcem hrazených proglaciálních jezer, která dala vznik glacilakustrinním sedimentům.

Růžička (2004) naznačuje větší rozsah elsterského ledovce než se dosud předpokládalo. Dále rozlišuje několik oscilačních fází při ústupu ledovce v jeho severním předpolí. Sálská koncová moréna asi 20 km od česko/polských hranic má reprezentovat náporovou morénu deglaciační fáze. Tilly palhaneckého zalednění mají mít oproti oldřišovským vyšší obsah křemene. Tento rozdíl má být signifikantní při srovnání tillů obou zalednění. Hlavní směr postupu ledovce pro sálské glaciály měl být od SSV.

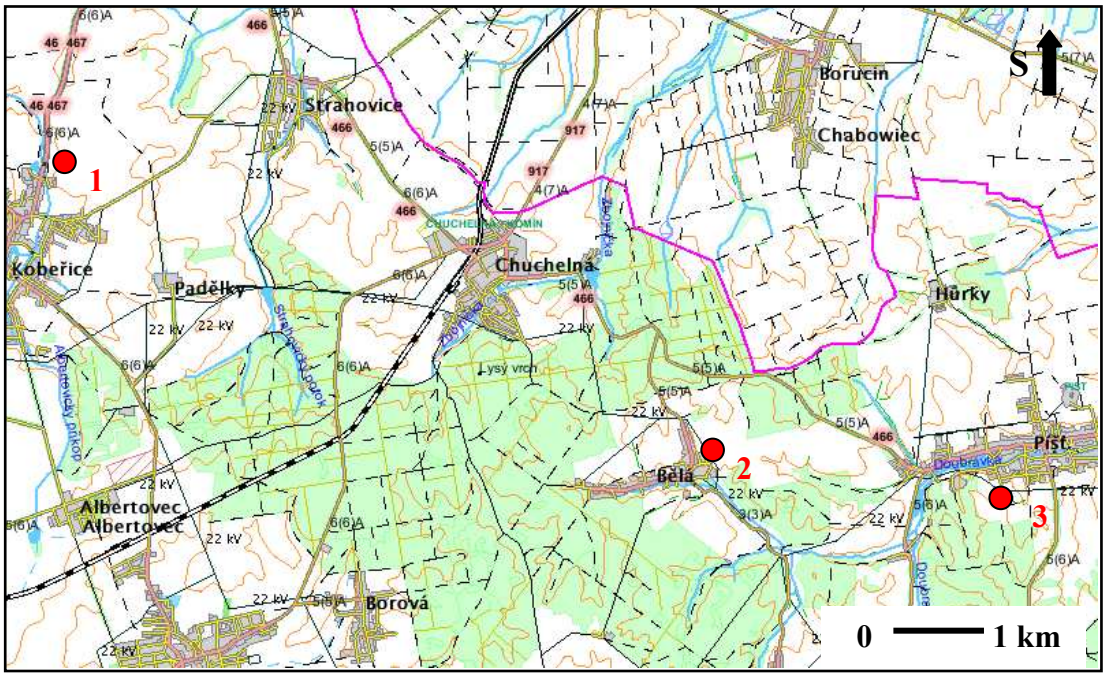
8. METODIKA VÝZKUMU

Hlavní náplní práce je výzkum odebraných vzorků za pomoci vhodných sedimentárně-petrologických metod studia. Základní metodou je zrnitostní rozbor sedimentu, dále je použita valounová analýza, analýza tvaru klastů, kompasová měření a analýza těžkých minerálů.

8.1. ZRNITOSTNÍ ROZBOR SEDIMENTU

Odběr vzorků

Vzorky sedimentů byly odebrány ve třech vybraných pískovnách ve východní části Opavska, jejich lokalizace je znázorněna na obr. 4. Odběr se prováděl polní lopatkou do připravených mikrotenových sáčků, přičemž bylo nutností použít čerstvý a očištěný profil. Kvůli nesoudržnosti materiálu byly tyto profily vytvářeny ve formě „schodů" o výšce asi 1,5 m a šířce 1–1,5 m. Množství odebíraného materiálu pro zrnitostní rozbor záviselo na jeho zrnitosti a vytřídění. Každý odběr byl označen číslem, lokalizován a zdokumentován v terénním deníku. Celkem bylo na granulometrický rozbor odebráno 31 vzorků, z toho 17 v Bělé, 8 v Kobeřicích a 6 v Píšti. Hloubková úroveň míst odběru i s popisem jednotlivých vzorků je znázorněna v přílohách II–1 a II–2.



Obr. 4. Lokalizace míst odběru: 1. Kobeřice, 2. Bělá, 3. Píšť. Výřez z topografické mapy ČR 1 : 50 000 (www.geoportal.cenia.cz/mapmaker).

Sítování

Tato etapa byla realizována v sedimentologické laboratoři ÚGV PřF MU v Brně. Sítování suchou cestou je standardní metodou sloužící k rozdělení sypkých a nesoudržných materiálů do jednotlivých frakcí (Benn, Evans 2004, Hubbard, Glasser 2005). K jejich oddělení byla použita normovaná síta umístěná na třepací aparatuře (Retsch, typ AS200 basic). Posloupnost šla od síta s nejhrubším dělením ok (32 mm) k sítu s nejjemnějším dělením (0,063 mm). Zcela vespodu, pod sítem s nejmenší velikostí ok byla miska na propad. Před samotným sítováním se vzorky vysušily. Každý vzorek byl dávkován tak, aby nedošlo k zahlcení jednotlivých sít a tím pádem k zpomalení nebo zastavení sítovacího procesu. Optimální navážka je taková, pří níž nedochází k protlačování zrn sítem. Pro jednu dávku probíhalo sítování po dobu deseti až patnácti minut. Delší doba sítování vede k otěru sítovaných částic a ke zkreslení analýzy (Borovec 1992). Na závěr byly vzorky sesypány do připravených mikrotenových sáčků. Po skončení procesu sítování každé dávky byla všechna síta vyčištěna, aby nedošlo k dalšímu zkreslení.

Vážení frakcí

Jednotlivé frakce byly zváženy na laboratorních digitálních vahách s přesností na jedno desetinné místo. Samotné vážení probíhalo na vodorovném a stabilním podkladu. Po ustálení vah bylo zaznamenáno měření a odečtena hmotnost sáčku. Zvážené frakce se použily pro vyjádření procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí ve vzorku a ke konstrukci kumulačních křivek.

Zrnitostní histogramy a kumulační křivky

Histogramy jsou sloupcové diagramy, které se konstruují tak, že na osu x se nanese velikostní stupnice zrnitostních intervalů a na osu y hmotnostní % příslušných zrnitostních intervalů (Bezvodová et al. 1985). Ke grafické konstrukci histogramů byl použit program MS Excel.

Kumulační křivka slouží pro interpretaci zrnitostního rozboru. Sestavuje se z číselných hodnot zrnitostního rozboru přičítáním jemnozrnnějších frakcí k hrubozrnnějším. Na ose x jsou vyjádřeny zrnitostní třídy v logaritmickém měřítku v jednotkách phi (Φ), na ose y procentuální zastoupení v lineárním měřítku (Bezvodová et al. 1985). Z kumulační křivky se odečítají percentily (P) a kvartily (Q), které slouží k výpočtu parametrů sloužících k charakterizaci sedimentů, uvedených v tab. 3. Jak u histogramů, tak u kumulačních křivek jsou použity jednotky Φ, vztah mezi těmito jednotkami a mm je $\Phi = - \log_2 d$, kde d je průměr zrna v mm.

Parametr zrnitosti	Vzorec pro výpočet
Střední velikost zrna (M_Z)	$M_Z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
Medián (Md)	$Md = \Phi_{50}$
Vytřídění (σ)	$\sigma_1 = [(\Phi_{84} - \Phi_{16})/4] + [(\Phi_{95} - \Phi_5)/6{,}6)]$
Koeficient symetrie (S_K)	$S_K = [(\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\,\Phi_{50})/\,2\,(\Phi_{84} - \Phi_{16})] + [(\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\,\Phi_{50})/\,2\,(\Phi_{95} - \Phi_5)]$
Špičatost (K_G)	$K_G = (\Phi_{95} - \Phi_5)/\,2{,}44\,(\Phi_{75} - \Phi_{25})$

Tab. 3. Statistické parametry zrnitosti podle Folka a Warda (1957).

Střední velikost zrna (M_Z) udává aritmetický průměr. Medián (Md) je vyjádřený velikostí zrna při 50 % zastoupení. Vytřídění (σ) vyjadřuje stupeň homogenity sedimentu z hlediska jeho zrnitosti. Nejlépe vytříděné sedimenty se přibližují stavu, kdy mají všechny částice v něm obsažené stejnou zrnitost a mají nízké hodnoty σ. Koeficient symetrie (S_K) udává pozici modu vzhledem k zrnitosti frakcí. Kladné hodnoty vyjadřují pozici modu posunutou k jemným frakcím, negativní pak k hrubým. Špičatost (K_G) vyjadřuje vztah mezi vytříděním ve střední části kumulační křivky a v jejich okrajových částech, výsledná kumulační křivka může mít podobu od velmi ploché, platikurtické po extrémně špičatou leptokurtickou (Tucker 1995).

Výsledky parametrů vytřídění, asymetrie a špičatosti lze vyjádřit slovními kategoriemi, které lépe popisují hodnoty získané z výsledků. Jejich slovní hodnocení je uvedeno v tab. 4.

Vytříděnost		Asymetrie		Špičatost	
hodnota σ	označení vzorku	hodnota S_K	označ. křivky	hodnota K_G	označ. křivky
< 0,35	velmi dobře vytříděný	-1,0 až -0,31	velmi negativně šikmá	< 0,67	velmi platikurtická
0,35 až 0,49	dobře vytříděný	-0,30 až -0,11	negativně šikmá	0,67 až 0,9	platikurtická
0,5 až 0,99	středně vytříděný	-0,10 až 0,09	téměř symetrická	0,9 až 1,1	mezokurtická
1,0 až 1,99	špatně vytříděný	0,10 až 0,29	pozitivně šikmá	1,1 až 1,5	leptokurtická
2,0 až 3,99	velmi špatně vytříděný	0,3 až 1,0	velmi pozitivně šikmá	1,5 až 3,0	velmi leptokurtická
≥ 4	extrémně špatně vytříděný			3,0	extrémně leptokurtická

Tab. 4. Hodnocení parametrů podle Folka a Warda (1957).

8.2. VALOUNOVÁ ANALÝZA

Odběr vzorků

Odběr vzorků byl proveden na všech třech lokalitách. Valouny potřebné na analýzu byly separovány přímo v terénu z vybrané vrstvy sítováním, kdy jemnozrnnější materiál propadl sítem a valouny větších frakcí byly ze souboru vyřazeny. Jako hlavní skupina klastů posloužil set valounů v rozmezí frakcí 16–32 mm na b – ose. Dále se hodnotily valouny z rozmezí frakcí 4–8 a 8–16 mm. Aby byla metoda dostatečně reprezentativní, musí každý soubor obsahovat minimálně 250–300 valounů, při větším počtu směrodatná odchylka klesá a je dosahováno přesnějších výsledků (Bridgland ed. 1986). Lokalizace míst odběru je znázorněna v příloze II. Pro další etapu byly vzorky promyty a vysušeny.

Petrologický rozbor

Jednotlivé valouny byly nejprve rozděleny do petrologických skupin. Vzhledem k nemožnosti přesného určení hornin na výbrusech byly rozlišovány jen základní petrografické skupiny, jednotlivé typy či variety nebyly rozlišovány. Výhodou je relativně čerstvý vzhled valounů z glaciálního prostředí a tím i lepší určitelnost. Přehled rozlišených a zastoupených hornin je znázorněn v tab. 5. Po rozřazení do jednotlivých skupin se valouny sečetly. Z provenienčního hlediska byly valouny rozděleny na tři kategorie – materiál místní až blízký, blízký a nordický. Mimo tyto skupiny byl vyčleněn křemen, protože jeho původ není jednoznačný a proto ho nelze provenienčně zařadit (Gába, Pek 1999; Nývlt, Hoare 2000).

Jako místní až blízký materiál se v této práci definují horniny kulmu a z j. Polska, tedy horniny opolské křídy, protože se jejich výchozy nacházejí v širší oblasti, od vzdálenosti jen několik km od studovaných lokalit se táhnou na desítky km směrem na S. respektive na SZ. Jako blízký materiál se definují zbylé horniny z území Polska. Horniny nordické provenience mají původ na území Skandinávie, na dně a pobřeží Baltského moře. Výsledky analýz posloužily ke konstrukci kruhových diagramů podle provenienčních skupin.

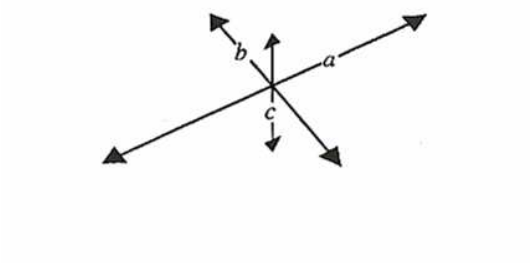
Provenience	**Druh horniny**
Místní až blízké	břidlice, droby, prachovce, pískovce opolské křídy, bazalty
Blízké	kvarcity, křemence, pískovce, spongolity, lydity, sudetské porfyry, amfibolity, ruly, pegmatity, diabasy, Fe konkrece, slepence a silicity
Nordické	nordické granitoidy, porfyry, pazourky, rohovce, pískovce a vápence

Tab. 5. Rozdělení provenience jednotlivých horninových typů pro lokality Kobeřice, Bělá a Píšť.

8.3. ANALÝZA TVARU KLASTŮ

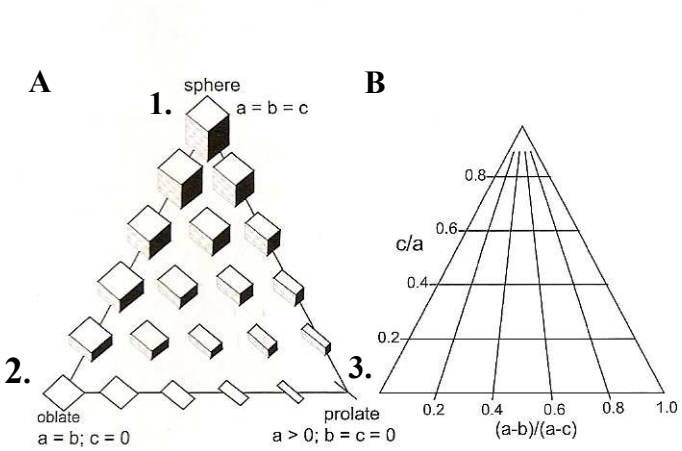
Tvar klastů lze popsat za pomoci tří na sebe navzájem kolmých os, kdy osa *a* je nejdelší, osa *b* střední a osa *c* nejkratší, což je ilustrováno na obr. 5. Tvar má dvě kritéria. Sféricita udává podobnost částice tvaru koule a zaoblení udává stupeň zakulacení v hranách a rozích (Bridgland ed. 1986). Tvar klastů odráží jak fyzikální vlastnosti materiálu, tak i jeho modifikaci erozními, zvětrávacími a transportními pochody (Benn, Ballantyne 1994).

Pro analýzu byly použity valouny vybraných petrologických skupin ze souboru pro valounovou analýzu. V případě velkého množství klastů v dané kategorii bylo kvartací vybráno 50 valounů. Samotné měření bylo provedeno posuvným měřítkem a to s přesností na milimetry.



Obr. 5. Ortogonální uspořádání os, podle Hubbard, Glasser (2005).

Naměřená data byla zanesena do trojúhelníkového diagramu (obr. 6) vytvořeného Sneedem a Folkem (1958) a upraveného Bennem a Ballantynem (1993). Diagram je konstruovaný v programu TRI-PLOT (Graham, Midgley 2002). Jednotlivé vrcholy trojúhelníku představují krajní členy, kterými jsou ideální tyč ($a>b=c$), krychle ($a=b=c$) a disk ($a=b>c$), těch ovšem nemůže být v praxi dosaženo. V triangulárním diagramu lze znázornit všechny možné tvary klastů. Na diagramu je důležitá hodnota linie C_{40}, která představuje hodnotu poměru c/a = 0,4. Když se naměřené hodnoty nachází nad touto linií, jde o klasty u nichž je předpokládáno opracování delším transportem pevninským ledovcem (Benn, Evans 2004).



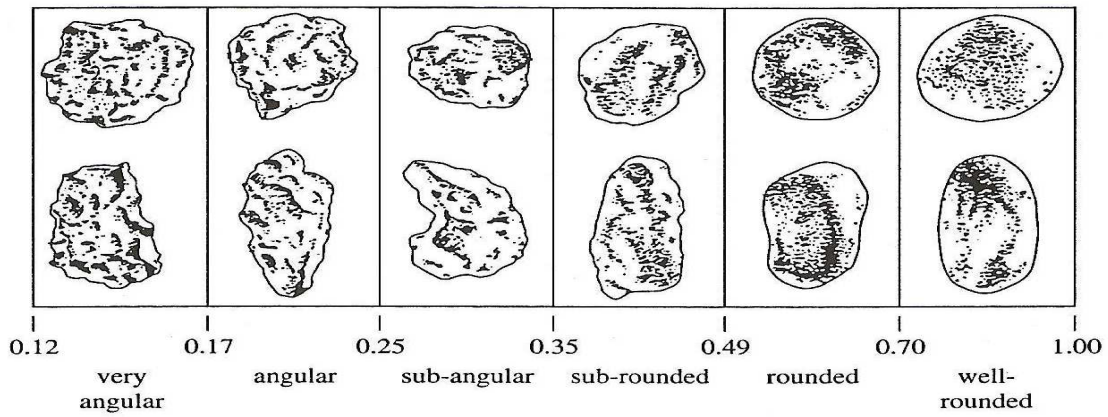
1. krychle – všechny osy stejné délky

2. disk – dvě osy dlouhé a jedna nulové délky

3. tyč – jedna osa dlouhá a ostatní nulové délky

Obr. 6. A – Trojúhelníkový diagram Sneeda a Folka (1958), B – měřítko diagramu.

Pro určení stupně zaoblení byla použita škála podle Powerse (1953), kdy se jednotlivé klasty vizuálním srovnáním s tabulkou zařazují do jedné ze šesti tříd v rozmezí od velmi ostrohranných k dobře zaobleným. Škála začíná na hodnotě 0,12, protože valouny s menší hodnotou nejsou pozorováním snadno rozlišitelné (Powers 1953). Rozpětí tříd je konstruováno jako poměr vyššího limitu k nižšímu limitu. Pro analýzu se hodnotilo 50 klastů, což představuje kompromis mezi dostatečně reprezentativními daty a minimalizací času stráveného vzorkováním (Benn, Evans 2004; Hubbard, Glasser 2005). Výsledná data jsou vyjádřena ve formě histogramů, které ukazují procentuální zastoupení jednotlivých tříd. Škála je znázorněna na obr. 7 a kritéria popisující jednotlivé třídy uvedena v tab. 6.



Obr. 7. Třídy zaoblení podle Powerse (1953). Škála od velmi ostrohranných (very angular) po dobře zaoblené klasty (well rounded).

Třída	Popis
Velmi ostrohranné (VA = very angular)	hrany a plochy neopracované; ostré, jemné výčnělky
Ostrohranné (A = angular)	hrany a plochy neopracované
Poloostrohranné (SA = sub angular)	plochy neopracované, hrany opracované
Polozaoblené (SR = sub rounded)	hrany a plochy opracované, ale jasně rozeznatelné
Zaoblené (R = rounded)	hrany a plochy opracované a stěží rozeznatelné
Dobře zaoblené (WR = well rounded)	hrany a plochy nejsou rozeznatelné

Tab. 6. Popisná kritéria pro jednotlivé třídy zaoblení podle Powerse (1953).

8.4. PALEOPROUDOVÉ ANALÝZY

Měření orientace valounů

Provádí se jen u individuálních valounů v lodgement tillu. K měření je vhodný jen set prolátních klastů s poměrem os *a*/*b* větším než 3/2. Aby bylo měření reprezentativní je nutné provést minimálně 20–25 měření, obvykle se data získávají ze vzorků 50 klastů. Důležitá je také konzistence ve velikosti měřených valounů. Samotné měření se realizovalo vyjmutím klastu, kdy se do vzniklé prohlubně zapíchla dřevěná tyč nebo tužka tak, aby kopírovala jeho nejdelší *a* – osu a pak se zjistila její orientace (Hubbard, Glasser 2005). Měření bylo provedeno geologickým kompasem s přesností 1°. Naměřená data jsou následně zanesena do růžicového diagramu, vytvořeném v programu ROZETA.

Měření paleoproudových dat

Paleoproudová data nám poskytují informace o směru transportu materiálu sedimentu. Pro analýzu paleoproudění se nejvíce používá šikmého zvrstvení. Průměrný směr lokálního toku se zjišťuje z průměrných směrů sklonu foresetů (Tucker 1995). Měřená vrstva se polní lopatkou upravila tak, aby byl patrný průběh vrstvy v prostoru (vytvořením zářezu). Samotné měření se realizovalo přiložením rovné a tvrdé desky k měřené vrstvě, tak aby ji okraje desky kopírovaly. Následně se geologickým kompasem změřil směr maximálního sklonu a jeho orientace. Pro každou měřenou polohu bylo provedeno 10 měření. Výsledná data posloužila ke konstrukci růžicových diagramů, k čemuž byl také použit program ROZETA.

8.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ

Jako těžké minerály (TM) jsou definovány takové, jejichž hustota překračuje 2,85–2,9 g m^{-3}. Oproti lehčím minerálům jsou většinou odolnější vůči zvětráváním procesům. Míra resistence vůči chemickému zvětrávání je obecně funkcí jejich složení, velikosti koncentrací a pohybu fluid, se kterými přišly do kontaktu. Vůči mechanickému zvětrávání je odolnost dána jejich tvrdostí, štěpností, tlakovým efektům a zonací. Jejich dalším znakem je procentuálně malé (akcesorické) zastoupení v materiálu písčité frakce, které se pohybuje okolo 2 %. Pro každý typ horniny je charakteristická určitá asociace TM, jak je znázorněno v tab.7 (Gale, Hoare 1991).

Asociace těžkých minerálů v glacifluviálních sedimentech vykazuje velkou pestrost v zastoupení minerálů. Mezi nejběžnější patří granát, epidot, staurolit, amfibol, kyanit, zirkon,

apatit, rutil, turmalín a andalusit (Kodymová 1964; Otava et al. 1991). Pro srovnání jsou v tab. 8 uvedeny výsledky analýz z Pobaltí (Otava et al. 1991) a Polska (Czerwonka 1977), které zachycují asociace TM dezintegrovaných z nordických hornin.

Samotná analýza TM byla provedena v laboratoři ČGS v Praze na Barrandově. Byly použity frakce 2–3 Φ, což je 0,25 a 0,125 mm. K tomu posloužily již separované vzorky daných frakcí ze souboru pro granulometrický rozbor. Zapotřebí je asi 3–4 g materiálu, čehož se docílí několika kvartacemi dané frakce (Benn, Evans 2004). Pro smysluplnou analýzu je také nutné, aby nebyl vzorek sekundárně obarven (např. oxidy Fe či Mn), v opačném případě by mohlo dojít ke ztížení či znemožnění identifikace jednotlivých minerálů. Celkem bylo analyzováno 6 vybraných vzorků, po dvou z každé lokality (Bělá – B3, B14; Kobeřice – K3 a K8; Píšť – P1 a P5). K separaci TM ze vzorků byla použita těžká kapalina 1,1,2,2–tetrabromethan o definované hustotě 2,96 g m^{-3}. Minerály, které mají nižší hustotu zůstávají na hladině (lehká frakce), minerály s vyšší hustotou než použitá kapalina (těžké minerály) klesají ke dnu. Získaný separát se následně technickým lihem zbavil zbytků těžké kapaliny a dokonale se vysušil. TM pak byly studovány nejprve pod binokulárním a pak pod polarizačním mikroskopem, kde se určí jednotlivé minerály nebo minerální skupiny. Jejich podíly byly spočítány semi–kvantitativní metodou, kdy se určuje poměrné procentuální zastoupení jednotlivých složek. K určování minerálů pomohly standardy TM z laboratoře ČGS na Barrandově.

Typ horniny	**Těžké minerály**
Kyselé magmatické	apatit, biotit, hornblend, ilmenit, magnetit, monazit, muskovit, turmalín, rutil a zirkon
Bazické magmatické	anatas, augit, brookit, chromit, diopsid, epidot, pyrop, hornblend, hypersten, ilmenit, magnetit, olivín, rutil, serpentinit a zirkon
Hydrotermální	apatit, baryt, biotit, kasiterit, fluorit, monazit, muskovit, rutil, topaz a turmalín
Slabě metamorfované	biotit, chlorit, epidot, spesartin a turmalín
Silně metamorfované	aktinolit, andalusit, apatit, biotit, klinozoisit, diopsid, epidot, almandin, glaukofan, ilmenit, kyanit, magnetit, sillimanit, staurolit, turmalín, tremolit, zirkon a zoisit
Autigenní a diagenetické	anatas, brookit, goethit, hematit, leukoxen, magnetit, pyrit, rutil, turmalín a zirkon
Klastické sedimentární	baryt, rutil (dobře zaoblená zrna), turmalín a zirkon

Tab. 7. Provenience TM na základě typů hornin (Gale, Hoare 1991).

Minerál	Lokalita						
	Pobaltí, severní Německo				Polsko		
	Sassnitz	Greifswald	Prenzlau	Gross Köbris	Sarni Las 1	Sarni Las 2	Sarni Las 3
Granát	30	32	26	28	37	28	32
Zirkon	2	7	7	4	4	3	6
Apatit	2	1	2	1	2	1	1
Rutil	2	1	2	1	1	2	-
Turmalín	2	3	2	4	13	10	8
Epidot	11	8	5	10	16	24	19
Staurolit	8	14	17	9	3	2	4
Kyanit	3	3	9	6	2	2	2
Andalusit	1	2	1	5	1	1	1
Amfibol	33	28	27	28	13	19	20
Pyroxen	-	-	-	-	5	2	1

Tab. 8. Nejběžnější TM v ledovcových sedimentech z Pobaltí (Otava et al. 1991) a sz. Polska (Czerwonka 1977), podíly v semi-kvantitativních %.

9. VÝSLEDKY VÝZKUMU

9.1. POPIS LOKALIT

9.1.1. BĚLÁ

Lokalita je situovaná asi 100 m východně od obce Bělá (GPS pro bázi jsou 49° 58' 25,8" N, 18° 09' 05,1" E). Jde o příležitostně těženou pískovnu (obr. 8) založenou v akumulaci sálských glacifluviálních sedimentů. Výška pískovny činí 10, 6 m. Nadmořská výška báze činí 243 ± 4 m n. m. Schematický profil je znázorněn na obr. 11.



Obr. 8. Lokalita Bělá, foto J. Sedláček.

Charakteristické jsou časté změny ve střídání vrstev. Sedimenty jsou tvořeny převážně materiálem písčité frakce zastoupené litofaciemi Sm, Sh, Sp a St (názvy litofaciálních kódů u všech lokalit podle Mialla 1977 a Benna, Evanse 1998). Převážně ve spodní části pískovny se objevují pásky jemnozrnného a někdy i hrubozrnnějšího štěrku (Gm), které tvoří průběžné polohy nebo čočkovitě vykliňují. Na lokalitě převládá horizontální až subhorizontální a méně už šikmá laminace. Na bázi spočívá vytříděný rezavý písek překrytý vrstvou štěrkovitého písku (mocnost 1 m) se štěrkovitými polohami, které tvoří čočky nebo průběžné polohy. Nahoru přechází do sekvence, ve které se střídají v různě mocných vrstvách polohy (laminy) písčitého štěrku až štěrku s laminami vytříděného písku. Nadložní hrubozrnný písek charakterizuje rytmické střídání rezavých a šedých lamin, jejichž mocnost se do nadloží zmenšuje. Vrstva je překryta rezavým pískem se dvěma štěrkovými polohami. V nadložní poloze se nachází dobře vytříděný rezavý písek s horizontální laminací, který se periodicky střídá se sety lamin o větší frakci (drobný štěrk). Mocnost jednotlivých vrstev není konstantní a kolísá (5–15 cm). V rámci sekvence se rezavý písek objevuje pětkrát a drobný štěrk

šestkrát. V tomto profilu byl nalezen ojedinělý klast o velikosti 30 cm. Horizontální laminaci jeví také nadložní středně zrnitý písek, kdy se rytmicky střídají šedobílé a rezavohnědé (jemnozrnnější) laminy s horizontální laminací. Do nadloží se v rezavém písku bez patrného zvrstvení objevuje neprůběžná poloha štěrku (klasty do 10 cm). Nad nimi ležící sedimenty mají charakter štěrkovitých písků se subhorizontální a místy s mělce korytovitou laminací. Nadložní vrstvy mají podstatně jemnozrnnější charakter, dvakrát se střídavě objevují polohy jemnozrnného písku a kompaktního prachu až jílu (Fm) o mocnosti asi 10 cm. Nad nimi se objevuje písek se šikmou a subhorizontální laminací. Přechází do štěrkovitých písků se šikmou laminací. Poloha obsahuje vložku plastického jílu (rozměry 40×10 cm). Vrstvy jsou zakončeny erozní hranicí. V nadloží se nachází jemnozrnný písek bez patrného zvrstvení. Do nadloží dochází k dalšímu zjemnění sedimentů, objevuje se 0,5 m mocná poloha kompaktního prachu až jílu s patrným mramorováním. Nadložní písčité vrstvy sled glacifluviálních sedimentů uzavírají. Vše je překryto sprašovými hlínami a půdním horizontem na povrchu. Detailní fotodokumentace je uvedena v příloze V–1.

9.1.2. KOBEŘICE



Lokalita leží 200 m severně od obce Kobeřice (GPS pro bázi: 49° 59' 47,8" N, 18° 3' 27,5" E). Pískovna, již několik let netěžená, má značně zasucené stěny, což znemožnilo studium ve všech jejích částech. Výzkum byl proveden na jižní stěně (obr. 9). Její výška činí 9,5 m. Celá pískovna má rozměry 125×60 m. Schematický profil je uveden na obr. 12.

Obr. 9. Lokalita Kobeřice, celkový pohled na j. stěnu, foto J. Sedláček.

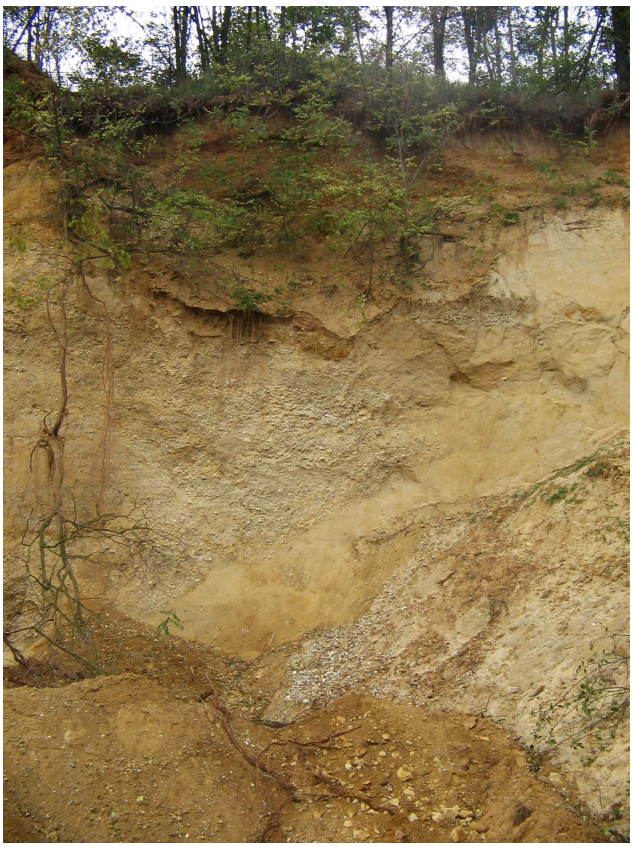
Pískovna je založena v glacifluviálních sedimentech. V komplexu jsou také odkryty dvě polohy lodgement tillů (Dmm) v přímé superpozici. Vedle písčitých litofacií (Sm, Sh a St) má velké zastoupení materiál štěrkových frakcí (Gm, Gh a Gms). Jílovito–prachovitý materiál (Fm) je v menší míře také zastoupen.

Na bázi spočívají polohy jemnozrnného písku nejprve bez patrného, poté s horizontálním zvrstvením navzájem oddělené vrstvičkou plastického jílu. Nad nimi je vrstva špatně vytříděného štěrkovitého písku. Překrývá ho středně zrnitý písek. Jeho útržky jsou začleněny do nadložního prachovitého písku, který ve vrchní části obsahuje tři plastické jílovité vrstvičky. Nad celým komplexem se nachází první poloha lodgement tillu o mocnosti 0,6–0,8 m. Šedozelený till má písčitou základní hmotu v níž jsou jen ojediněle rozesety drobné valouny o průměrné velikosti 1–3 cm. Viditelné klasty nejeví přednostní orientaci. Následující vrstvy mají charakter středně zrnitého písku v němž jsou polohy hrubozrnného písku, štěrkovitého písku a místy písčitého štěrku. Nadložní štěrkovitý písek vykazuje nezřetelně patrnou negativní gradaci, kdy se velikost klastů do nadloží zvětšuje (nejprve do 2 cm, při svrchní hranici okolo 5 cm). Sled je zakončen erozní hranicí. Nad ní je středně zrnitý písek s neprůběžnou polohou štěrku (valouny do 5 cm). Nadložní vrstvy mají charakter nejprve šikmo zvrstveného štěrkovitého písku, který obsahuje tři štěrkovité polohy s pozitivní gradací, pak písčitého štěrku bez patrného zvrstvení. Nad nimi se nachází druhá poloha tillu. Nejprve jde o cca. 0,3 m mocnou vrstvičku zvrstveného melt-out tillu, ve kterém se střídají tmavě hnědé pásky se světlejšími. Základní hmota je písčitá až štěrkovitá s valouny do 2 cm (průměr 0,5 cm). Nadložní rezavě hnědý lodgement till (mocnost ~ 1 m) má jemně písčitou základní hmotu v níž jsou rozesety drobné valouny, které jeví přednostní orientaci. Maximální velikost klastů v tillu je 10–15 cm. Tím je celý komplex sedimentů kontinentálního zalednění zakončen. Nad ním se pak nachází iniciální fosilní půda překrytá sprašovými hlínami a holocenní půdě na povrchu. Detailní fotodokumentace je uvedena v příloze V–2.

Na lokalitě bylo provedeno kompasové měření orientace klastů v lodgment tillu, výsledek ukazuje na protažení klastů ve směru od SSV k JJZ. Měřením směru orientace šikmého a subhorizontálního zvrstvení byly získány údaje od S, SSV, SSZ a ve střední části také od Z.

9.1.3. PÍŠŤ

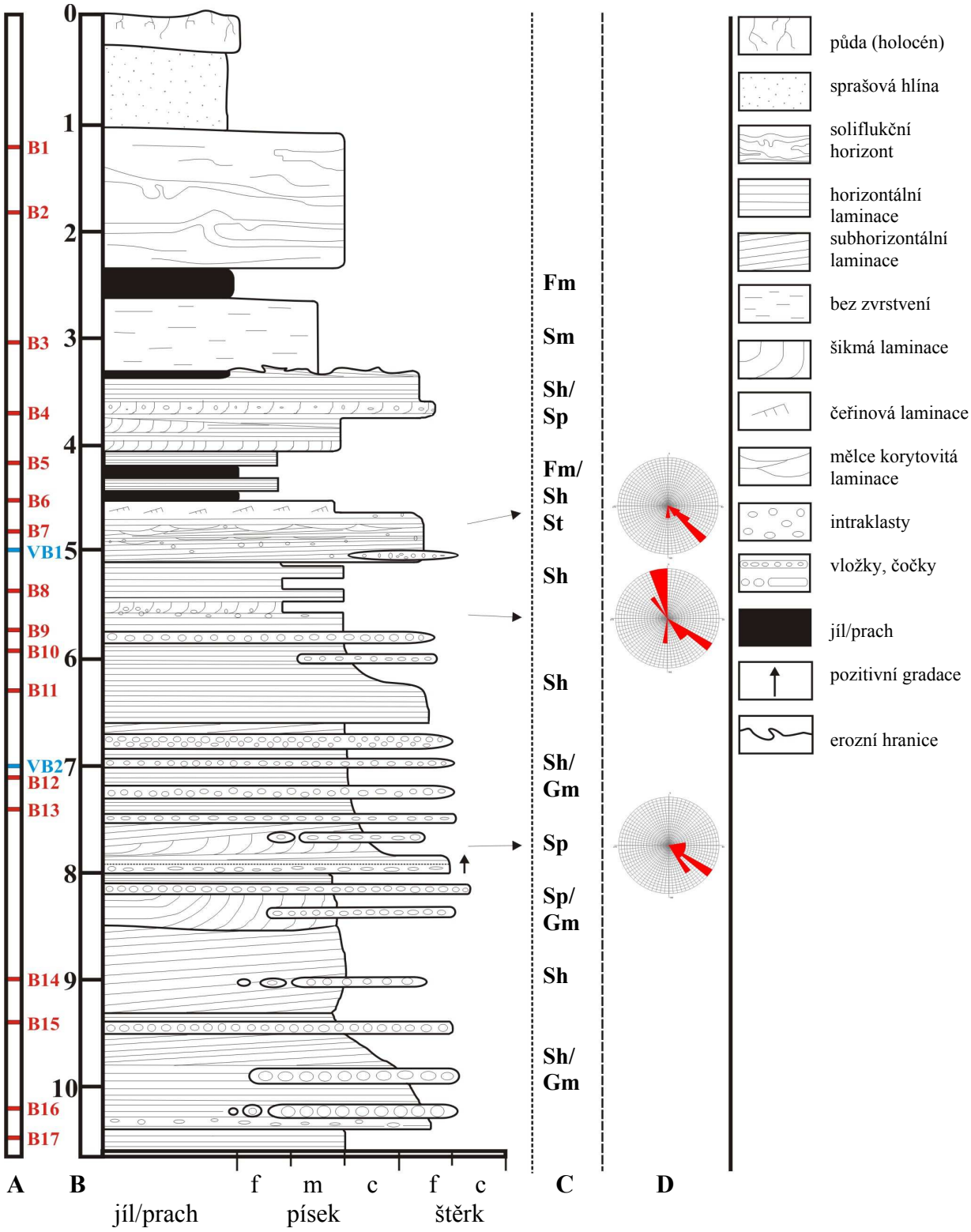
Lokalita se nachází na jz. okraji obce Píšť (GPS pro bázi jsou 49° 58' 28,3" N, 18° 10' 58,5 "). Rozprostírá se v areálu soukromé firmy, která zde také provádí příležitostnou těžbu. Výška pískovny od báze činí 11 m. Pískovna (obr. 10) má rozměry 50 ×20 m. Schematický profil je uveden na obr. 13.



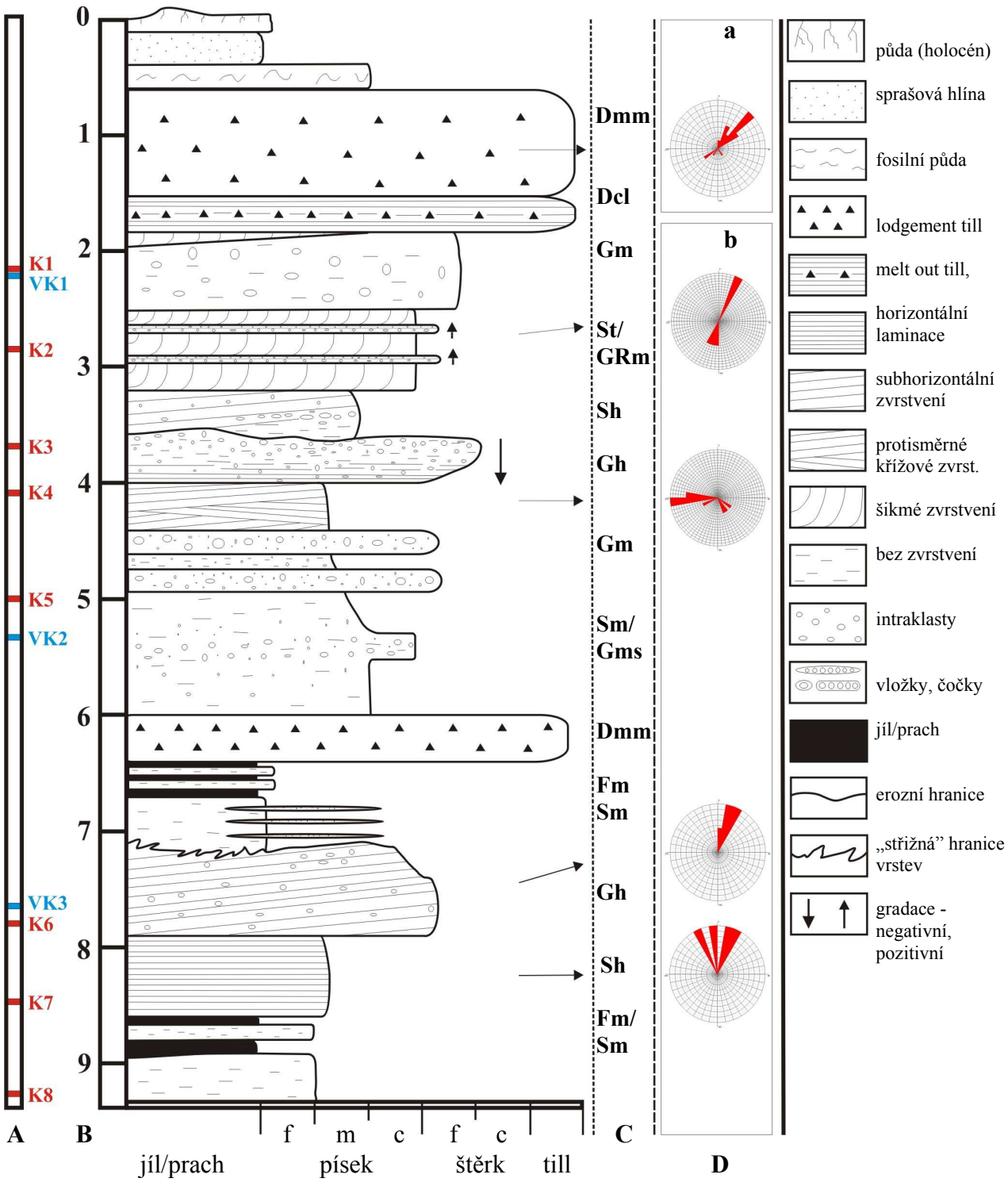
Obr. 10. Lokalita Píšť, celkový pohled, foto J. Sedláček.

Pro pískovnu je kromě spodních částí, kde se objevuje jemnozrnný písek (Sh) charakteristická hrubozrnnost materiálu, převláda zde štěrkovitý materiál (Gm) a místy se objevuje balvanitá frakce (Bms).

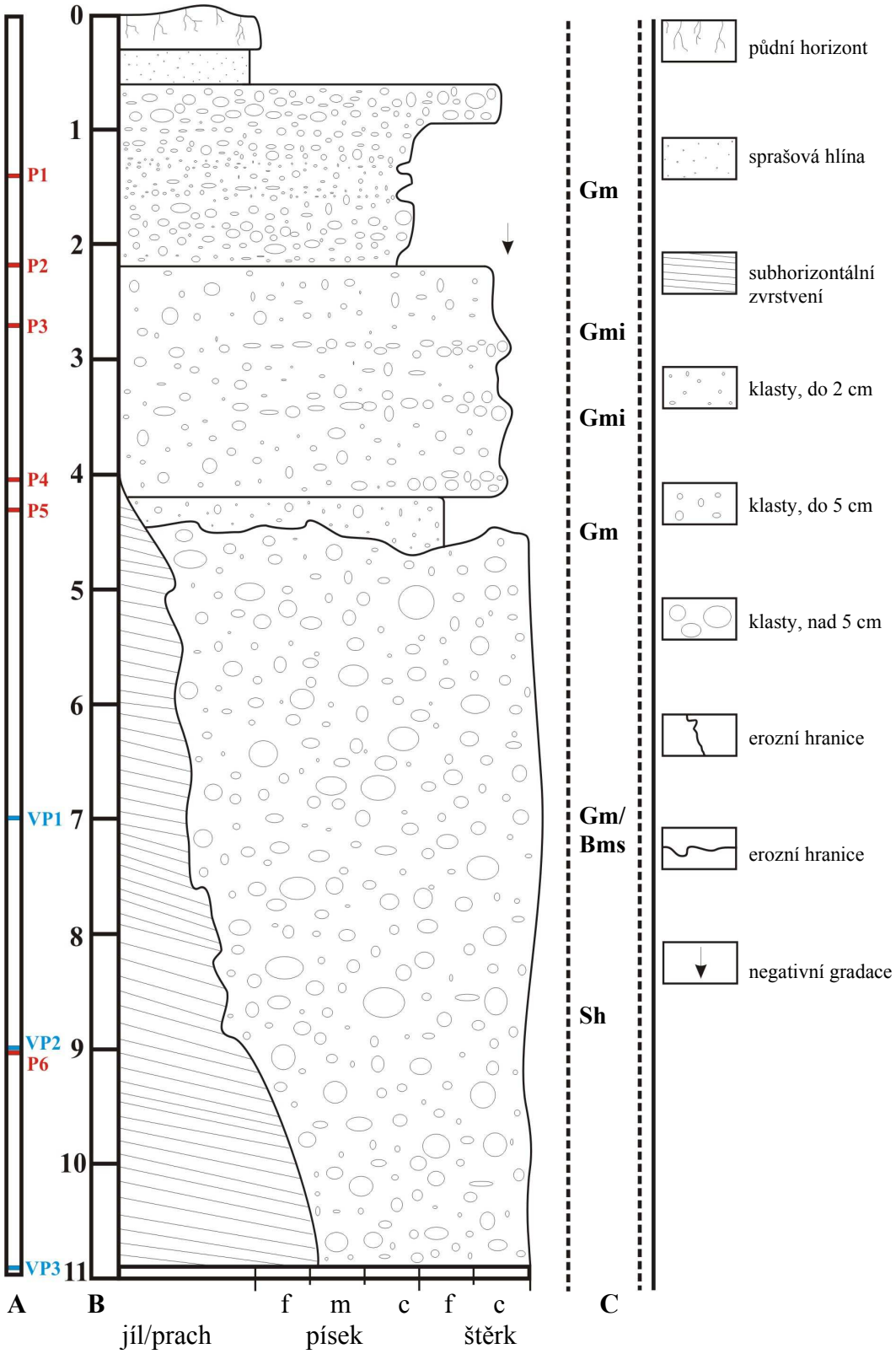
Na bázi a ve spodní odkryté části profilu převládají nevytříděné hrubozrnné až balvanité štěrky s příměsí písčitého materiálu. Průměrná velikost klastů je okolo 4–5 cm a z hlediska jejich petrologického složení je na první pohled patrná převaha křemene, v hojném počtu se vyskytují také pískovce opolské křídy. Valouny jeví na první pohled poměrně dobré zaoblení. Celý sled štěrků má výšku 6,5 m od báze. Zajímavým fenoménem je překrytí tohoto komplexu přes laterálně uložené vrstvy jemnozrnného písku erozní hranicí, která obě části odděluje zpočátku pod stejným úhlem ~ 45°, což může upomínat na projevy glacitektoniky. Ve svrchní části je ovšem hranice mezi oběma částmi více chaotická. Nadložní soubor sedimentů je od tohoto komplexu oddělen také erozní hranicí. Jedná se o špatně vytříděné písčité štěrky a štěrkovité písky s písčitou matrix. Jsou bez patrného zvrstvení. V některých úrovních je patrná slabá imbrikace klastů. Ve výškové úrovni cca 2 m jeví negativní gradaci, kdy se do nadloží velikost klastů zvětšuje. Ve svrchní části se nacházejí dvě vrstvy jemnozrnnějšího písku. Poslední vrstva je tvořena nevytříděným písčitým štěrkem. Nejsvrchnější část profilu je ukončena holocenní půdou. Detailní fotodokumentace je uvedena v příloze V–3.



Obr. 11. Schematický profil lokality Bělá s přiloženou legendou, vodorovná osa označuje velikost frakce, f = jemno, m = středně, c = hrubozrnný; **A** – odebrané vzorky, na granulometrický rozbor označené červeně, na valounovou analýzu modře; **B** – svislá stupnice v metrech; **C** – litofaciální kódy (podle Mialla 1977 a Benna, Evanse 1998); **D** – strukturní prvky – růžicové diagramy, směry paleoproudění.



Obr. 12. Schematický profil lokality Kobeřice s přiloženou legendou, vodorovná osa označuje velikost frakce, f = jemno, m = středně, c = hrubozrnný; **A** – odebrané vzorky, na granulometrický rozbor označené červeně, na valounovou analýzu modře; **B** – svislá stupnice v metrech; **C** – litofaciální kódy (podle Mialla 1977 a Benna, Evanse 1998); **D** – strukturní prvky – růžicové diagramy: a – orientace valounů v tillu, b – směry paleoproudění.



Obr. 13. Schematický profil lokality Píšť s přiloženou legendou, vodorovná osa označuje velikost frakce, f = jemno, m = středně, c = hrubozrnný; **A** – odebrané vzorky, na granulometrický rozbor označené červeně, na valounovou analýzu modře; **B** – svislá stupnice v metrech; **C** – litofaciální kódy (podle Mialla 1977 a Benna, Evanse 1998).

9.2. ZRNITOSTNÍ ROZBOR

Sítováním vzorků přes posloupnou sadu sít a následným vážením jednotlivých frakcí byly získány hmotnosti jednotlivých frakcí, následně převedené na hmotnostní procenta, která se použila ke konstrukci zrnitostních histogramů. Tabulka zvážených frakcí, ze kterých se při jejich konstrukci vycházelo je uvedena v příloze III–1. Data z jednotlivých frakcí dále posloužila pro tvorbu kumulačních křivek. Z křivek byly přímým odečtením jednotlivých percentilů a dosazením do příslušných vzorců vypočítány výsledné údaje zrnitostních parametrů, které jsou uvedeny v tab. 9. Histogramy a kumulační křivky jsou uvedeny v přílohách III–2 a III–3. Každý vzorek byl také klasifikován podle velikosti částic. Dělení vychází z klasifikačního diagramu podle Folka (1954).

Lokalita	Označení vzorku	Zrnitostní parametry, M_Z, M_d a σ v jednotkách Φ					Klasifikace
		Střední velikost zrna M_Z	Medián M_d	Vytřídění σ	Koeficient symetrie S_K	Špičatost K_G	
Bělá	B1	1,72	1,95	0,95	-0,22	1,29	písek
	B2	1,52	1,5	0,97	0,04	1,57	písek
	B3	1,58	1,5	1,3	0,2	1,54	prachovitý písek
	B4	1,53	1,55	0,83	-0,07	1,32	písek
	B5	1,53	1,6	0,8	-0,13	1,3	písek
	B6	2,23	2,35	0,82	-0,24	1,32	písek
	B7	1,4	1,4	0,85	-0,03	1,21	písek
	B8	1,03	1,05	0,67	0,01	1,28	písek
	B9	1,18	1,15	0,67	0,06	1,18	písek
	B10	0,97	1,05	0,93	-0,22	1,27	písek
	B11	1,1	1,25	1,37	-0,27	1,28	štěrkovitý písek
	B12	0,08	0,3	1,43	-0,27	1	štěrkovitý písek
	B13	1	1,1	1,08	-0,15	1,21	písek
	B14	1,52	1,55	1,35	-0,06	1,23	písek
	B15	0,86	0,85	0,83	0,02	1,15	písek
	B16	0,93	1	0,84	-0,15	1,08	písek
	B17	0,85	0,95	0,93	-0,19	1,23	písek

Lokalita	Označení vzorku	Zrnitostní parametry, M_Z, M_d a σ v jednotkách Φ					Klasifikace
		Střední velikost zrna M_Z	Medián M_d	Vytřídění σ	Koeficient symetrie S_K	Špičatost K_G	
Kobeřice	K1	-0,56	-0,3	1,69	-0,21	0,99	písčitý štěrk
	K2	0,53	0,55	0,86	-0,02	1,49	písek
	K3	-0,98	-0,6	1,96	-0,28	0,81	písčitý štěrk
	K4	1,23	1,3	0,65	-0,13	1,26	písek
	K5	-0,23	0,2	1,64	-0,39	1,11	štěrkovitý písek
	K6	0,55	0,75	1,14	-0,4	1,38	štěrkovitý písek
	K7	2,26	2,3	0,5	-0,13	1,04	písek
	K8	2,11	2,15	0,58	-0,07	1,17	písek
Píšť	P1	-1,68	-1,55	1,62	-0,08	0,87	písčitý štěrk
	P2	-1,8	-1,75	1,86	-1,54	0,99	písčitý štěrk
	P3	-1,12	-0,95	1,73	-0,09	0,96	písčitý štěrk
	P4	-1,15	-0,85	1,84	-0,21	1,1	štěrkovitý písek
	P5	-0,85	-0,75	1,4	-0,21	1,6	štěrkovitý písek
	P6	1,58	1,55	0,73	0,08	1,21	písek

Tab. 9. Zrnitostní parametry jednotlivých vzorků.

U zrnitostních kategorií vytřídění, koeficientu asymetrie a špičatosti lze k popisu výsledků lépe využít také slovní škály, znázorněné v tab. 10.

Lokalita	Označení vzorku	Vytřídění	Koeficient asymetrie, označení křivky	Špičatost, označení křivky
Bělá	B1	střední	negativně šikmá	leptokurtická
	B2	střední	téměř symetrická	velmi leptokurtická
	B3	špatné	pozitivně šikmá	velmi leptokurtická
	B4	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	B5	střední	negativně šikmá	leptokurtická
	B6	střední	negativně šikmá	leptokurtická
	B7	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	B8	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	B9	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	B10	střední	negativně šikmá	leptokurtická

Lokalita	Označení vzorku	Vytřídění	Koeficient asymetrie, označení křivky	Špičatost, označení křivky
Bělá	B11	špatně	negativně šikmá	leptokurtická
	B12	špatně	negativně šikmá	mezokurtická
	B13	špatně	negativně šikmá	leptokurtická
	B14	špatně	téměř symetrická	leptokurtická
	B15	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	B16	střední	negativně šikmá	mezokurtická
	B17	střední	negativně šikmá	leptokurtická

Lokalita	Označení vzorku	Vytřídění	Koeficient asymetrie, označení křivky	Špičatost, označení křivky
Kobeřice	K1	špatné	negativně šikmá	mezokurtická
	K2	střední	téměř symetrická	leptokurtická
	K3	špatné	negativně šikmá	platikurtická
	K4	střední	negativně šikmá	leptokurtická
	K5	špatné	velmi negativně šikmá	leptokurtická
	K6	špatné	velmi negativně šikmá	leptokurtická
	K7	střední	negativně šikmá	mezokurtická
	K8	střední	téměř symetrická	mezokurtická

Lokalita	Označení vzorku	Vytřídění	Koeficient asymetrie, označení křivky	Špičatost,označení křivky
Píšť	P1	špatné	téměř symetrická	platikurtická
	P2	špatné	velmi negativně šikmá	mezokurtická
	P3	špatné	téměř symetrická	mezokurtická
	P4	špatné	negativně šikmá	mezokurtická
	P5	špatné	negativně šikmá	velmi leptokurtická
	P6	střední	téměř symetrická	leptokurtická

Tab. 10. Slovní hodnocení parametrů vytřídění, koeficientu asymetrie a špičatosti.

U vzorků z Bělé se střední velikost zrna pohybuje v rozmezí od 0,08 (B12) do 2,23 Φ (B6). Ve většině vzorků převládá středně vytříděný písek. Ze souboru jsou nejlépe vytříděné vzorky B8 a B9 (0,67). Velmi podobné hodnoty vytřídění mají vzorky od B4 do B7. Naopak nejhorší vytřídění vykazují vzorky B11 (1,37), B12 (1,43) a B14 (1,35). Negativní šikmost nám indikuje nabohacení vzorku o hrubší frakce. Tu vykazuje polovina vzorků. Zbytek vzorků má téměř symetrické rozdělení, kromě B3 (pozitivně šikmá). Nejvíce symetrické jsou křivky u vzorků B2, B8, B9 a B15. Většina vzorků vykazuje leptokurtickou křivku, velmi leptokurtickou křivku mají B2 a B3. Histogramy všech vzorků jsou unimodální.

V Kobeřicích je u hodnot střední velikosti zrna větší rozptyl, pohybuje se v rozmezí od -0,98 (K3) do 2,26 Φ (K7). Jedná se o písky, štěrkovité písky a písčité štěrky. Ve svrchní části profilu hodnota vytřídění osciluje, špatné vytřídění mají vzorky K1, K3 a K5. Střední vytřídění vykazují vzorky K2 a K4. Nejlepší vytřídění v rámci odkryvu mají vzorky z jeho spodní části K7 (0, 5 Φ) a K8 (0, 58 Φ), u kterých převažuje frakce 3 Φ (0,125–0,25 mm) a její zastoupení dosahuje 60 resp. až 68 %. Jejich číselné hodnoty spadají do kategorie střední vytřídění, ale velmi se blíží dobrému vytřídění. Polovina vzorků vykazuje negativní šikmost. O hrubší frakce jsou nejvíce nabohaceny vzorky K5 a K6 (velmi negativně šikmá), k mezní hodnotě se blíží i vzorek K3. Polovina vzorků má také leptokurtickou křivku. Mezokurtické křivce odpovídají vzorky K1, K7 a K8. Všechny histogramy jsou unimodální.

V Píšti jsou zrnitostní hodnoty posunuty k hrubě písčitým frakcím. Podle klasifikace jde o štěrkovité písky a písčité štěrky. Střední velikost zrna se pohybuje v rozmezí hodnot od -1,8 (P2) do -0,85 Φ (P5). Výjimkou je vzorek písku P6 (1,58 Φ), který je ale odebraný ze spodní části pískovny. Všechny vzorky ze svrchní části vykazují špatné vytřídění, nejhůře jsou vytříděny vzorky P2 a P4. Vzorek P6 má střední vytřídění (0,73 Φ). Křivky jsou negativně šikmé, v případě P2 velmi negativně šikmé nebo téměř symetrické (P1, P3 a P6). Polovina křivek je mezokurtických, špičatou (leptokurtickou) či velmi špičatou mají vzorky P6 a P5. Všechny histogramy vykazují unimodální rozdělení.

9.3. VALOUNOVÁ ANALÝZA

Valounové analýzy se realizovaly na všech třech lokalitách. V Kobeřicích a Píšťi byl odebrán materiál ze třech výškových úrovní a v Bělé ze dvou. Hodnoceny byly valouny z rozmezí frakcí 4–8, 8–16 a 16–32 mm na *b*–ose. Výsledkem analýz je rozčlenění valounů do jednotlivých petrologických skupin, které je uvedeno v příloze IV. Dále byl studovaný materiál rozdělen dle provenience na materiál místní až blízký, blízký a nordický. Zvlášť byl vyčleněn křemen a živce. Výsledné zastoupení provenienčních skupin je uvedeno v tab. 11 až 11.3 a pro přehlednost také formou kruhových diagramů na obr. 14 až 14.3.

Lokalita	Vzorek	Hloubka (m)	Počet klastů	Provenience (%)					
				Místní až blízký	Blízký	Nordický	Křemen	Živec	Neurčeno
Kobeřice	VK1	2,3	795	16,98	5,27	5,91	71,57	0	0,27
	VK2	5,3	1035	9,96	10,42	16,04	62,9	0,68	0
	VK3	7,6	640	15,58	9,65	9,34	63,86	1,57	0
Píšť	VP1	7	266	5,26	10,89	12,04	71,81	0	0
	VP2	9	630	5,71	11,75	7,62	74,6	0	0,32
	VP3	11	643	15,7	4,68	7,15	71,85	0,62	0
Bělá	VB1	5	864	0,58	9,96	21,18	65,97	2,31	0
	VB2	7	975	0,72	9,14	21,76	65,62	2,26	0,5

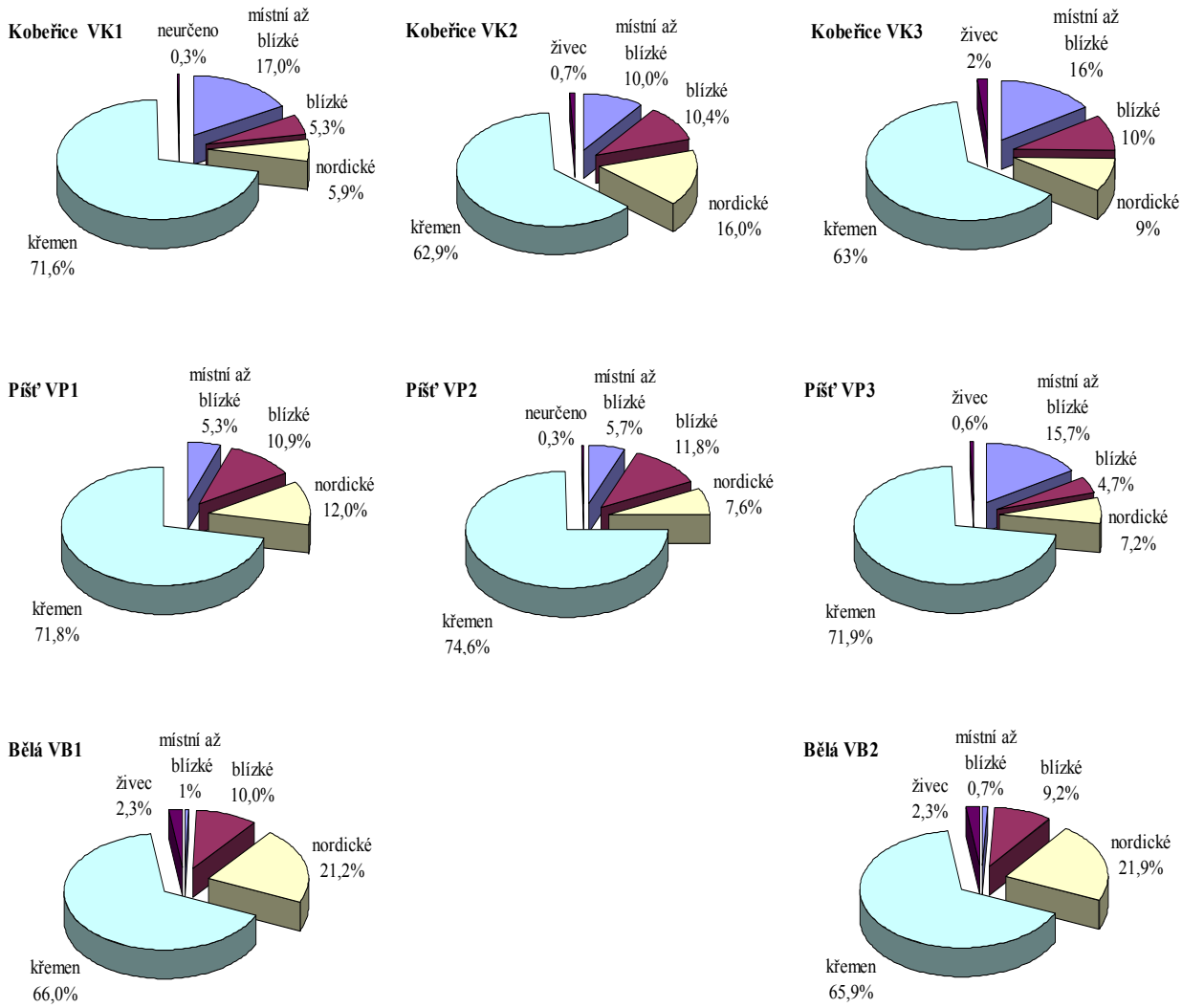
Tab. 11.1. Provenienční obsah vzorků, frakce 4–8 mm.

Lokalita	Vzorek	Hloubka (m)	Počet klastů	Provenience (%)					
				Místní až blízký	Blízký	Nordický	Křemen	Živec	Neurčeno
Kobeřice	VK1	2,3	526	16,73	12,17	5,89	65,21	0	0
	VK2	5,3	256	25,01	12,11	10,54	52,34	0	0
	VK3	7,6	225	23,56	19,09	9,79	47,56	0	0
Píšť	VP1	7	323	40,87	6,8	6,2	46,13	0	0
	VP2	9	480	20,62	5,83	7,09	66,46	0	0
	VP3	11	567	17,28	10,94	7,76	64,02	0	0
Bělá	VB1	5	396	1,01	25,51	22,72	50,25	0,51	0
	VB2	7	424	0,71	22,87	26,19	49,29	0,47	0,47

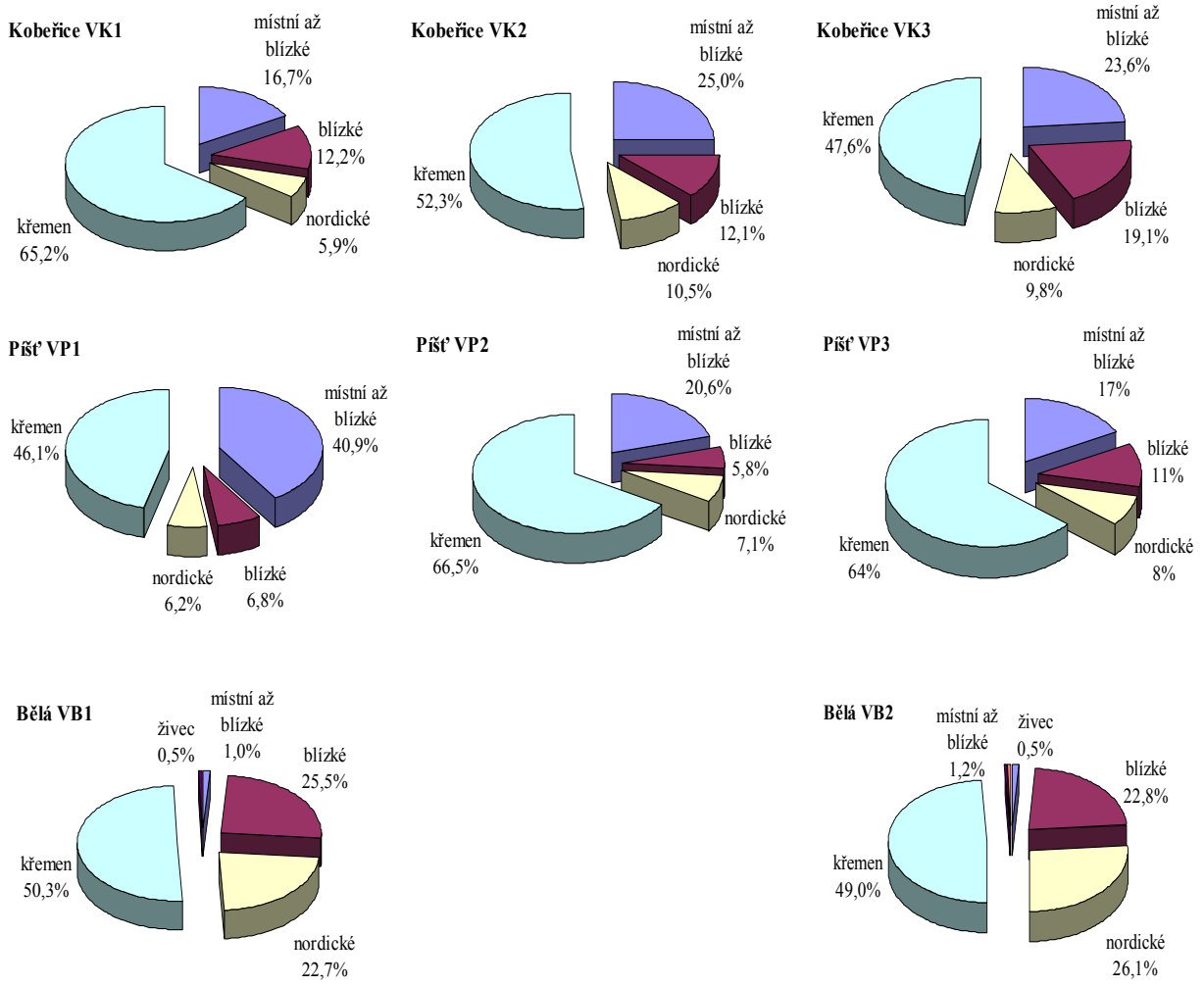
Tab. 11.2. Provenienční obsah vzorků, frakce 8–16 mm.

Lokalita	Vzorek	Hloubka (m)	Počet klastů	Provenience (%)				
				Místní až blízký	Blízký	Nordický	Křemen	Neurčeno
Kobeřice	VK1	2,3	464	19,4	9,69	5,4	65,3	0,21
	VK2	5,3	292	32,19	10,63	6,5	50,34	0,34
	VK3	7,6	421	31,83	14,02	10,21	43,94	0
Píšť	VP1	7	526	30,23	7,61	11,02	50,95	0,19
	VP2	9	531	37,86	8,67	11,86	41,05	0,56
	VP3	11	464	40,73	9,48	8,41	41,16	0,22
Bělá	VB1	5	258	1,94	34,1	26,36	36,82	0,78
	VB2	7	333	0,6	37,84	33,93	26,73	0,9

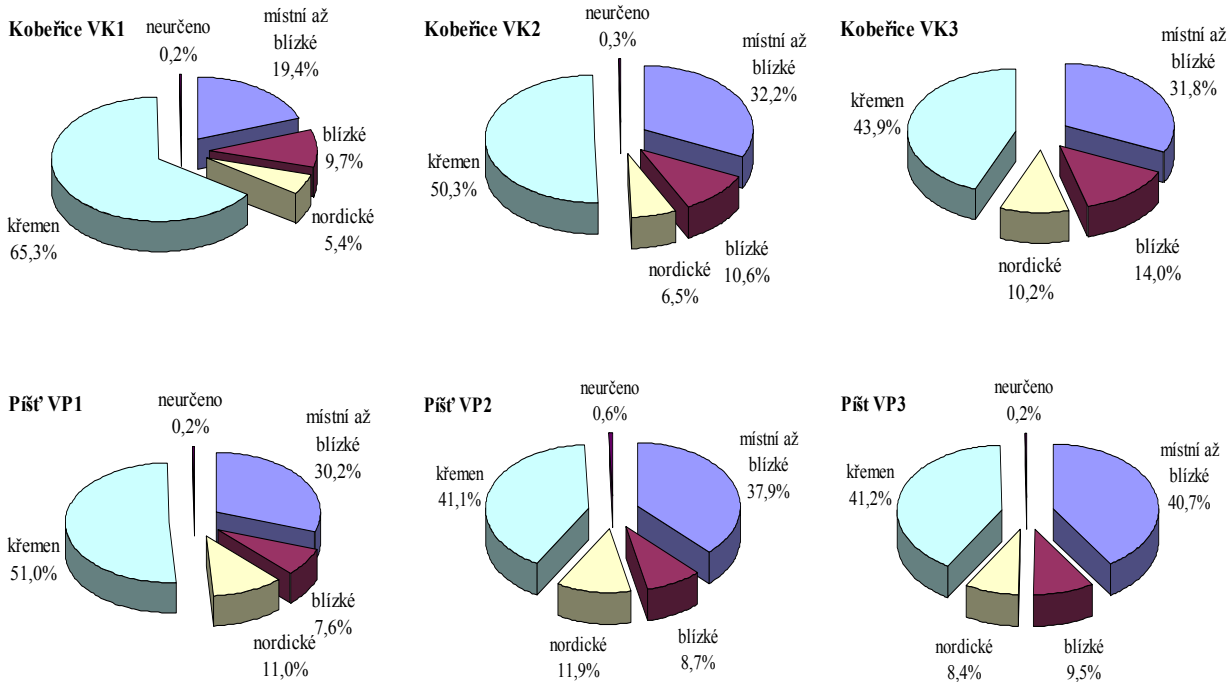
Tab. 11.3. Provenienční obsah vzorků, frakce 16–32 mm.



Obr 14.1. Kruhové diagramy valounových analýz podle provenience, frakce 4–8 mm.



Obr. 14.2. Kruhové diagramy valounových analýz podle provenience, frakce 8–16 mm.





Obr. 14.3. Kruhové diagramy valounových analýz podle provenience, frakce 16–32 mm.

Petrologické složení valounů vykazuje velkou variabilitu, celkem bylo zjištěno a rozpoznáno 28 různých kategorií. Ve všech studovaných souborech dominuje křemen nad ostatními horninami, ale jeho podíl poměrně kolísá. Jeho největší podíl vykazuje frakce 4–8 mm, kde neklesá pod 63 % a pohybuje se nejčastěji okolo 70 %. Nejvíce křemene je obsaženo ve vzorku VP2 (74,6 %). Ve vyšších frakcích je obsah nižší a většinou se pohybuje okolo 50–60 %. V Kobeřicích je patrný trend zvyšování obsahu křemene směrem do nadloží. Ze všech lokalit vykazuje nejméně křemenných klastů Bělá, což je patrné zejména ve frakci 16–32 mm, kde jsou jeho podíly extrémně nízké. V případě vzorku VB1 činí 37 % a u VB2 dokonce jen 27 %.

Kulmské horniny se vyznačují proměnným podílem prachovců, drob a břidlic, přičemž posledně jmenované se nacházejí nejméně. Vysokého podílu dosahují kulmské horniny jen v Kobeřicích, jinde jsou zastoupeny jen velice zřídka. Z výsledků je dále patrný vysoký obsah opolských pískovců pro lokalitu Píšť, kde může jejich obsah dosahovat až 41 % (frakce 8–16 mm vzorku VP1 a 16–32 mm vzorku VP3). Nejméně je těchto pískovců ve frakci 4–8 mm, u vzorků VP1 a VP2 tvoří jen 5 % z celkového obsahu.

Akcesorické, ale většinou stálé zastoupení ve většině souborů vykazují různé druhy silicitů, dále kvarcity, křemence a spongolity. Jejich podíly kolísají jen nepatrně a vždy se pohybují v řádu několika procent. Velice vzácným souvkem je sudetský porfyr.

Z fenoskandických hornin jsou nejvíce zastoupeny nordické granitoidy, jejich podíly se pohybují v rozpětí 2–24 %. Vyšší obsahy poskytují soubory valounů z Bělé, kde je zastoupení granitoidů vždy vyšší než 13 %. Největší množství vykazuje vzorek VB2 s 24,02 %. U zbývajících dvou lokalit jsou podíly granitoidů nižší. Většinou leží v rozmezí 3–6 %. Nejnižší zastoupení mají u VK1 (jen 2,16 %). Ostatní nordické horniny dosahují jen nízkého procentuálního podílu, který se pohybuje okolo 1 %, výjimečně do 4 %. Zastoupeny jsou nordické granitoidy, vápence, porfyry, pazourky a vzácně vulkanity. V Píšti je z výsledků oproti ostatním lokalitám patrný vyšší obsah nordických vápenců, který činí přibližně 4 %, zatímco

v Kobeřicích a Bělé se vždy nachází jen několik valounů s výjimkou vzorku VK3 u frakce16–32 mm (3,5 %). Také pazourky dosahují poměrně nízkého zastoupení, maximálně do 3,5 % (VB1).

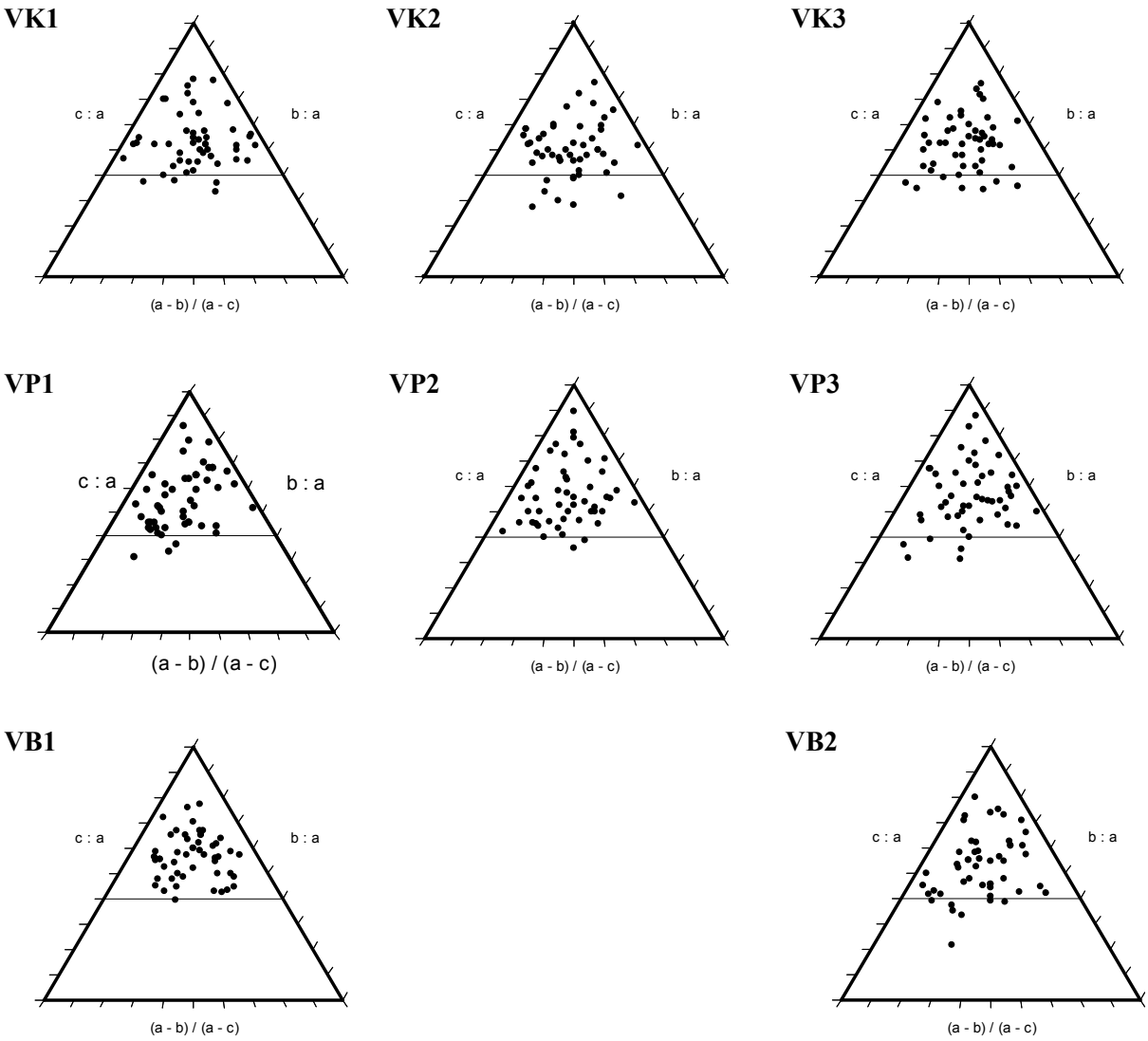
Horniny dalších petrologických skupin jsou zastoupeny jen ojediněle a vždy jde o množství pohybující se do 1–2 %. Mezi neurčené byly zařazeny silně zvětralé a tudíž neindifikovatelné klasty, ale jejich množství je zanedbatelné a pokud jsou nějaké přítomny, tak jde o podíly jen do 1 % z celkového obsahu.

Z provenienčního hlediska opět dominuje křemen. V lokalitách Kobeřice a Píšť ho následují místní až blízké horniny. V první lokalitě spadají do této kategorie především horniny z moravskoslezského paleozoika (kulm), v Píšti je naopak tvoří horniny opolské křídy. V Bělé je obsah místních hornin zcela zanedbatelný a dosahuje max. 2 %, jde tedy vždy jen o několik klastů.

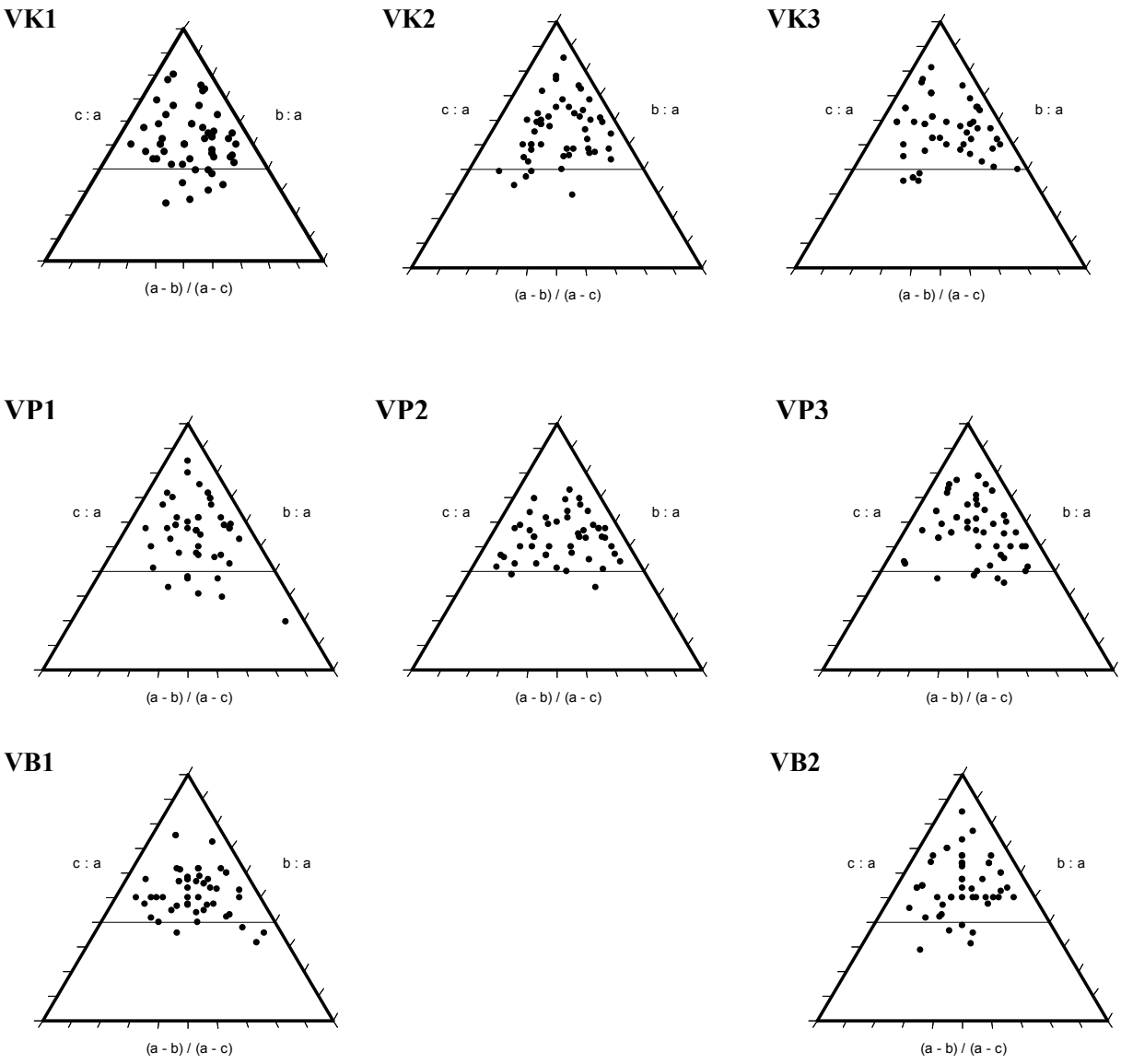
Obsah blízkých hornin je většinou stálý a pohybuje se okolo 10 %. K jejich nabohacení dochází v Bělé (až 37 % ve vzorku VB2). Zastoupení nordického materiálu se pohybuje v rozmezí 5,4–34 %. Většina hodnot ovšem leží kolem 10 %. Nejméně nordických hornin (do 6 %) vykazuje vzorek VK1 a to ve všech frakcích. Naopak výrazně vysoké množství severského materiálu je obsaženo ve vzorcích z Bělé, což je patrné zejména ve frakci 16–32 mm. Maximální množství činí 34 % (vzorek VB2). Živce jsou přítomny jen v nižších frakcích a jde o nízké zastoupení jen do 2,5 %.

9.4. ANALÝZA TVARU KLASTŮ

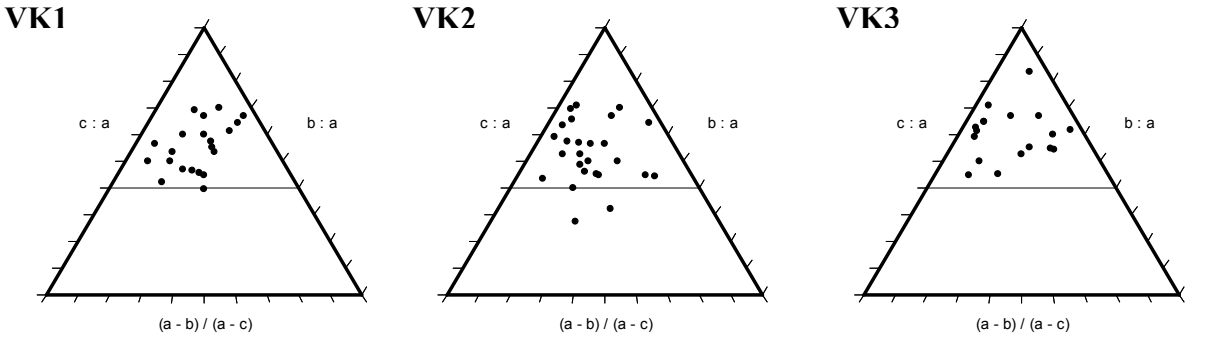
Měřením tří jednotlivých na sebe navzájem kolmých os (*a* – nejdelší, *b* – střední, *c* – nejkratší) byly získány jejich číselné hodnoty. Data byla následně zanesena do programu TRI – PLOT (Graham, Midgley 2002). Na měření byly použity valouny vybraných petrologických skupin (křemen, nordické granitoidy, pískovce, břidlice a droby), přičemž samotné měření bylo realizováno ze souboru klastů pro valounovou analýzu z rozmezí frakcí 16–32 mm a v případě křemene také v rozmezí frakcí 8–16 mm v důsledku velkého počtu křemenných valounů. Výsledné diagramy jsou uvedeny na obr. 15 až 15.8.

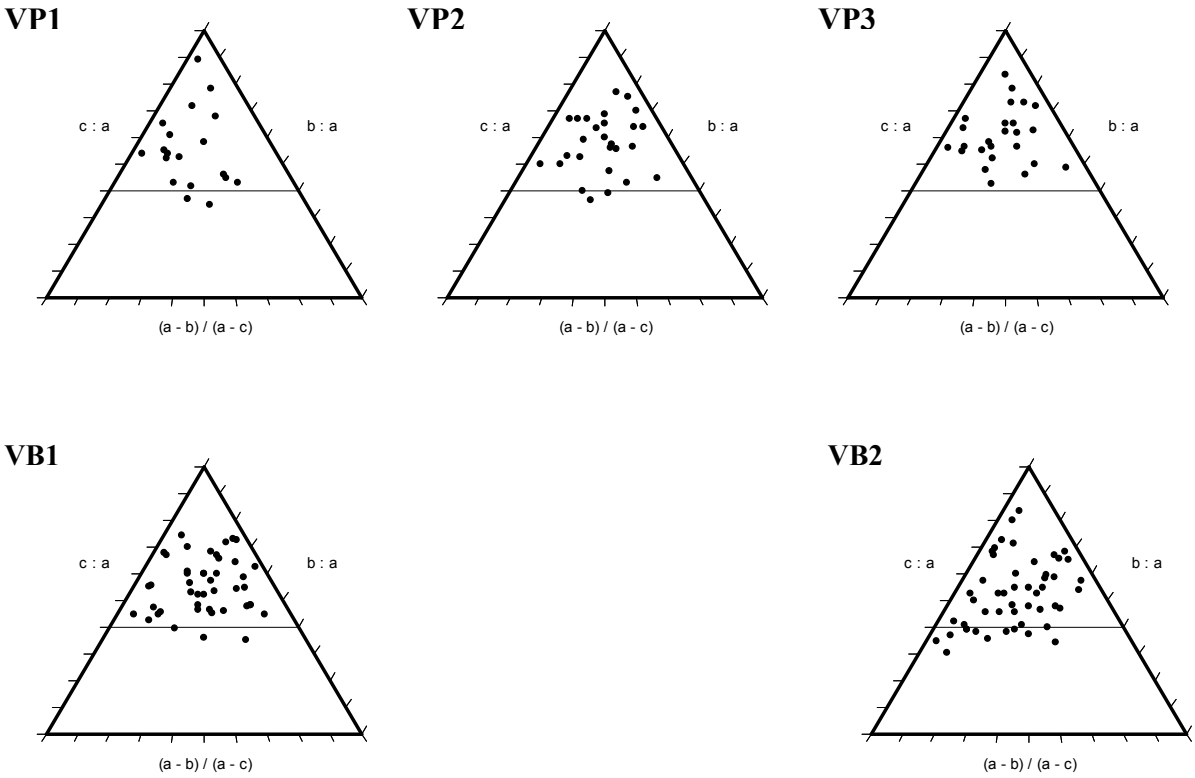


Obr. 15.1 Trojúhelníkové diagramy pro křemen, rozmezí frakcí 16–32 mm na *b* - ose; indexy K = Kobeřice, P = Píšť, B = Bělá odpovídají valounovým analýzám.

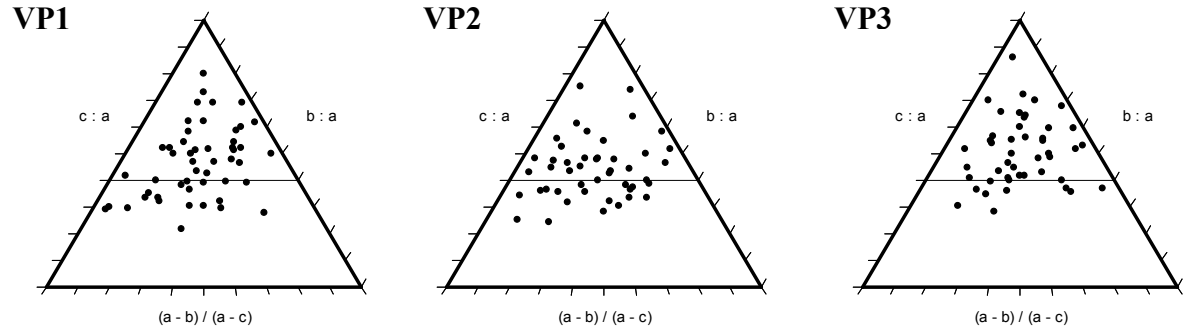


Obr. 15.2. Trojúhelníkové diagramy pro křemen, rozmezí frakcí 8–16 mm na *b* - ose; indexy K = Kobeřice, P = Píšť, B = Bělá.

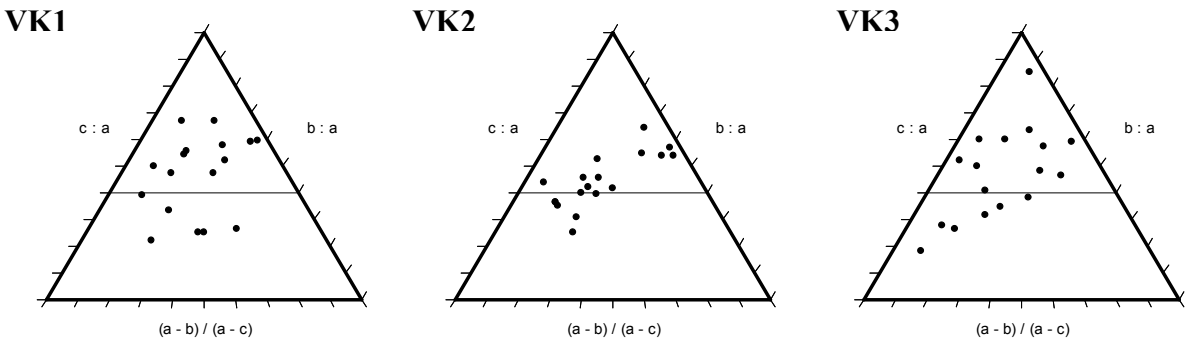




Obr. 15.3. Trojúhelníkové diagramy pro nordické granitoidy; indexy K = Kobeřice, P = Píšť, B = Bělá.



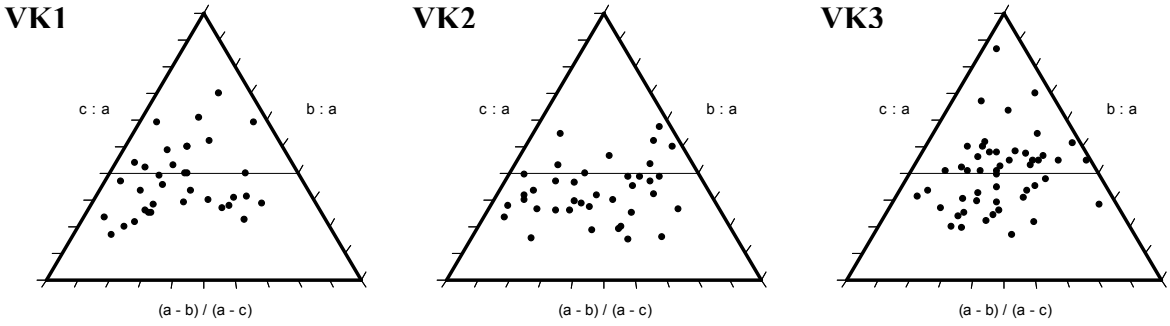
Obr. 15.4 Trojúhelníkové diagramy pro opolské pískovce; indexy P = Píšť.



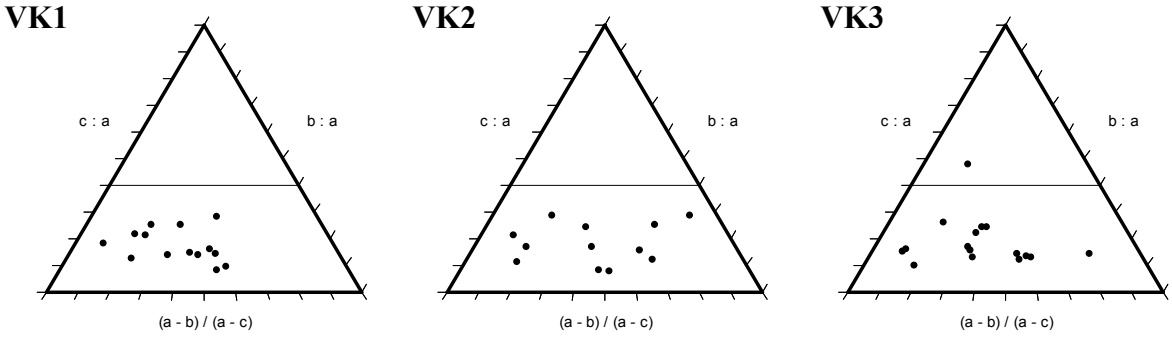
Obr. 15.5. Trojúhelníkové diagramy pro blízké pískovce; indexy K = Kobeřice.



Obr. 15.6. Trojúhelníkové diagramy pro blízké pískovce; indexy B = Bělá.



Obr. 15.7. Trojúhelníkové diagramy pro droby; indexy K = Kobeřice.



Obr. 15.8. Trojúhelníkové diagramy pro břidlice; indexy K = Kobeřice.

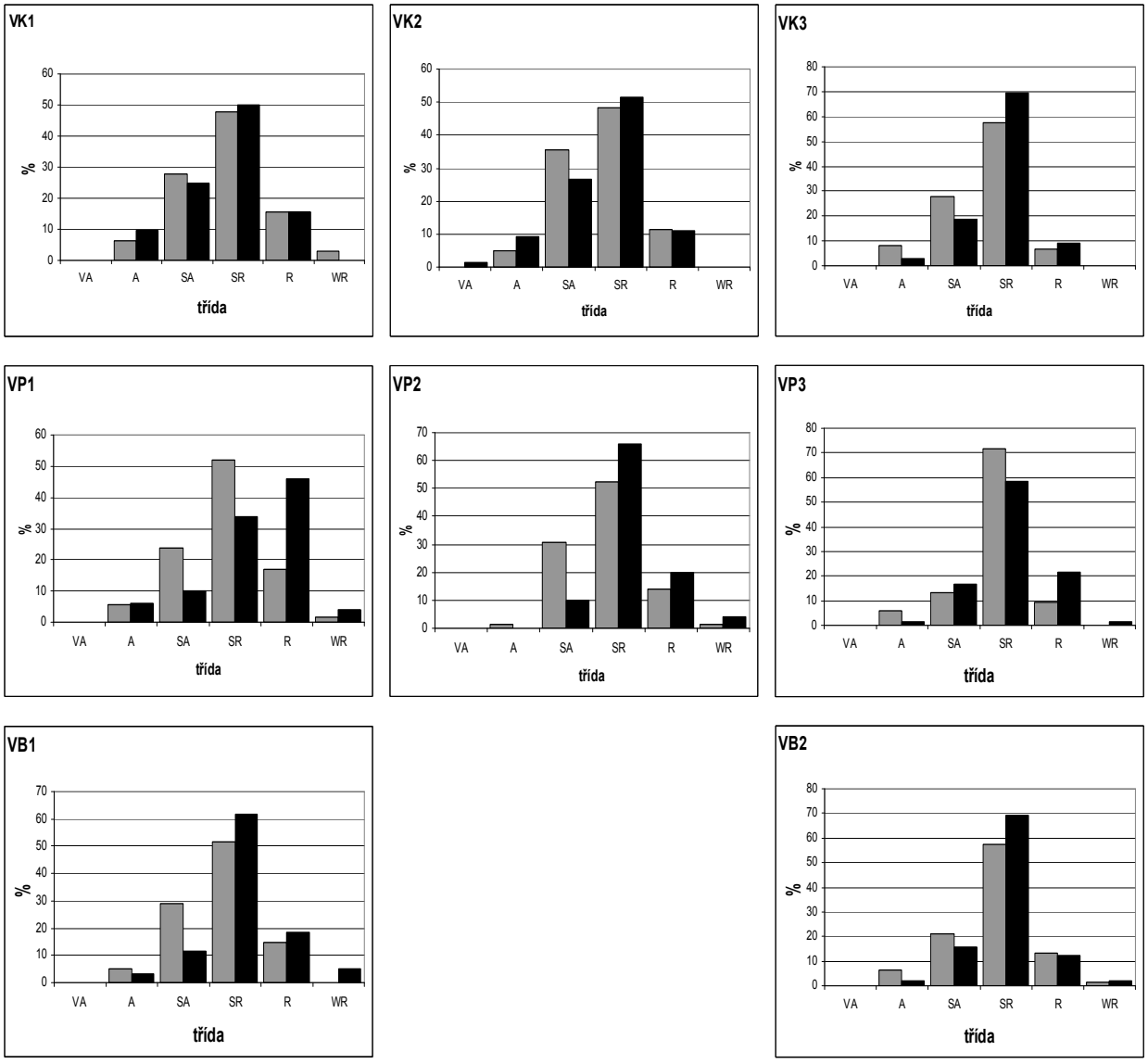
Křemen se v TRI-PLOT diagramu vyznačuje pozvolnými přechody mezi jednotlivými členy. Nejvíce inklinuje k tvaru zploštělého, mírně protáhlého kvádru, kde je mírná tendence zkracovat *c*–osu. Naměřené hodnoty jeví shluk (VB1, VK2 a VK3) nebo mají sklon k větší disperzi (VP2 a VP3). U některých diagramů (16–32 mm VP3, 8–16 mm VP1, VP2 a VP3) jeví mírnou tendenci k posunu hodnot do pravé části diagramu protažením nejdelší *a*–osy a naopak zkrácením *b*–osy. Většina změřených křemenů leží nad linií C_{40}, tedy nad poměrem *c*/*a* vyšším než 0,4. Rozdíly mezi oběma frakcemi jsou minimální.

Nordické granitoidy se vyznačují vyšším poměrem os *c*/*a* a naměřené hodnoty vykazují shluk. Klasty většinou jeví afinitu ke sférickým tvarům s mírně zkrácenou *c*–osou. Větší rozptyl lze nalézt u vzorků z Bělé. Převážná většina hodnot leží nad linií C_{40}. U všech vzorků z Kobeřic byla data vzhledem k malému počtu valounů ve frakci 16–32 mm doplněna o další měření z frakce 8–16 mm.

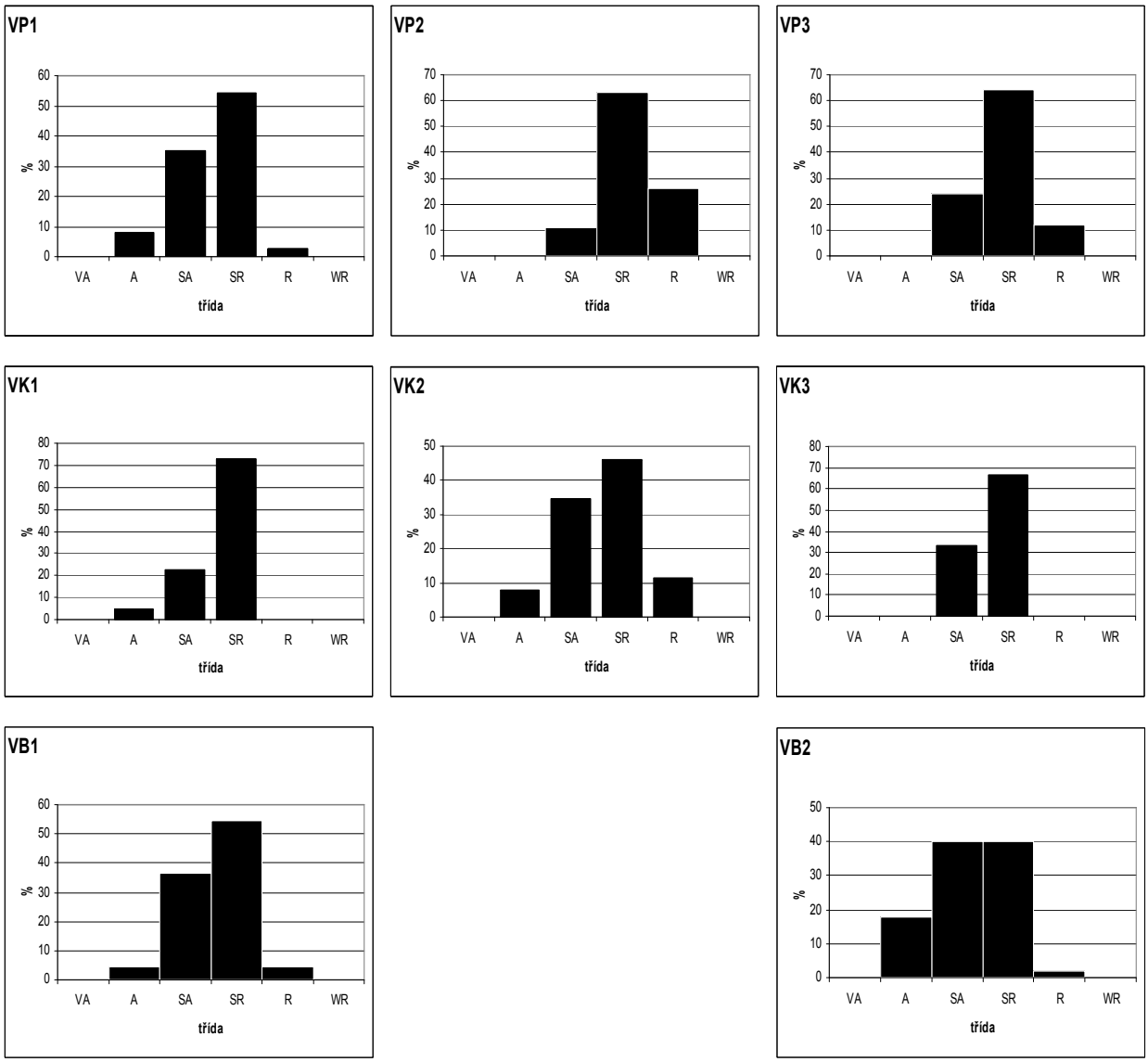
Naměřené hodnoty opolských pískovců jsou rozptýlené po větší části diagramu, zahrnují i sférické tvary, ale klasty mají tendenci zkracovat osu *c* a tudíž mírně inklinovat k deskovitým tvarům. Podobné charakteristiky mají i blízké pískovce, kde je u vzorku VB2 ještě výraznější inklinace k plošším tvarům. Ty mají také blízké pískovce z Kobeřic. Několik klastů v rámci vzorku má vždy čepelovité tvary. Droby vykazují deskovité a zčásti i tyčovité tvary v důsledku nízkého poměru os *c*/*a*. Naměřené hodnoty břidlic mají ještě nižší poměr *c*/*a*, spadají do spodní části diagramu a mají tedy výrazný sklon k velmi plochým, deskovitým a protaženým tvarům klastů.

STUPEŇ ZAOBLENÍ

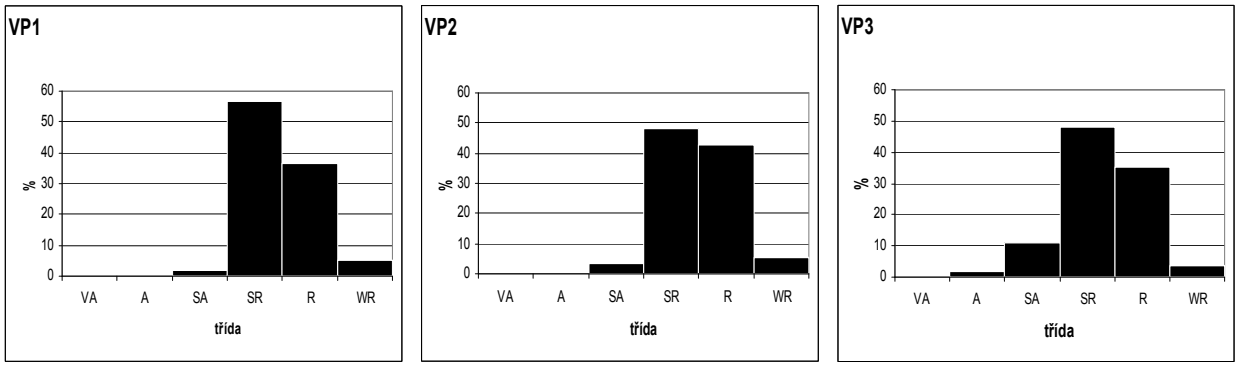
Vizuálním porovnáním studovaných klastů se škálou zaoblení podle Powerse (1953) byly získány procentuální podíly tříd pro vybrané skupiny hornin. Hodnocen byl křemen, nordické granitoidy a opolské pískovce. K analýze byly použity frakce 16–32 mm ze souboru pro valounovou analýzu. Pro křemen bylo použito také frakce 8–16 mm v důsledku velkého množství křemenných valounů. Výsledné zastoupení jednotlivých tříd, vyjádřeno formou histogramů, je uvedeno v obr. 16 až 16.3.



Obr. 16.1. Grafy zaoblení klastů – křemen; šedá barva – frakce 8–16 mm; černá barva – frakce 16–32 mm.



Obr. 16.2. Grafy zaoblení klastů – nordické granitoidy.



Obr.16.3. Grafy zaoblení klastů – opolské pískovce.

Křemen se vyznačuje převahou polozaoblených klastů, která dosahuje hodnoty až 70 % (VK3, VP3 a VB2), průměr činí 56 %. Většina souborů obsahuje podobné množství zaoblených valounů, které se obvykle pohybuje v rozmezí 10–20 %, výjimkou je frakce 16–32 mm u vzorku VP1 (46 %). Dokonale zaoblené valouny jsou vzácnější, ale objevují se v malých podílech u všech vzorků z Píště a Bělé, naopak v Kobeřicích takovéto klasty chybějí. Klasty spadající do kategorie velmi angulární nebyly zjištěny (kromě vzorku VK2 – 2 %). Obě frakce mezi sebou jeví jen malé rozdíly v procentuálních podílech, což je patrné zejména u vzorků z Kobeřic. Rozdíly mezi frakcemi jsou naopak v Píšti, kde mohou dosahovat až 20 %.

U nordických granitoidů také převládají polozaoblené klasty, největší množství je u vzorku VK1 (73 %), průměr činí 55 %. Velké podíly má i kategorie poloostrohranných klastů. V případě vzorku VB2 mají dokonce obě skupiny stejný procentuální podíl klastů. U pěti vzorků jsou v malé míře zastoupeny také angulární částice, nejvíce jich vykazuje vzorek VB2. Nízké zastoupení mají zaoblené valouny, které činí jen několik procent, max. 25 % u vzorku VB2. Klasty spadající do obou krajních kategorií nejsou na žádné lokalitě přítomny. V Kobeřicích byla, tak jako u analýzy tvaru klastů, data doplněna o nižší frakci.

Opolské pískovce také mají největší množství klastů v kategorii polozaoblených, ale jejich převaha není výrazná, vedle nich dosahují velkého zastoupení zaoblené valouny, kterých je až 42 % (vzorek VP2). Počet klastů v ostatních třídách je minimální. Velmi angulární klasty chybějí úplně a angulární téměř úplně.

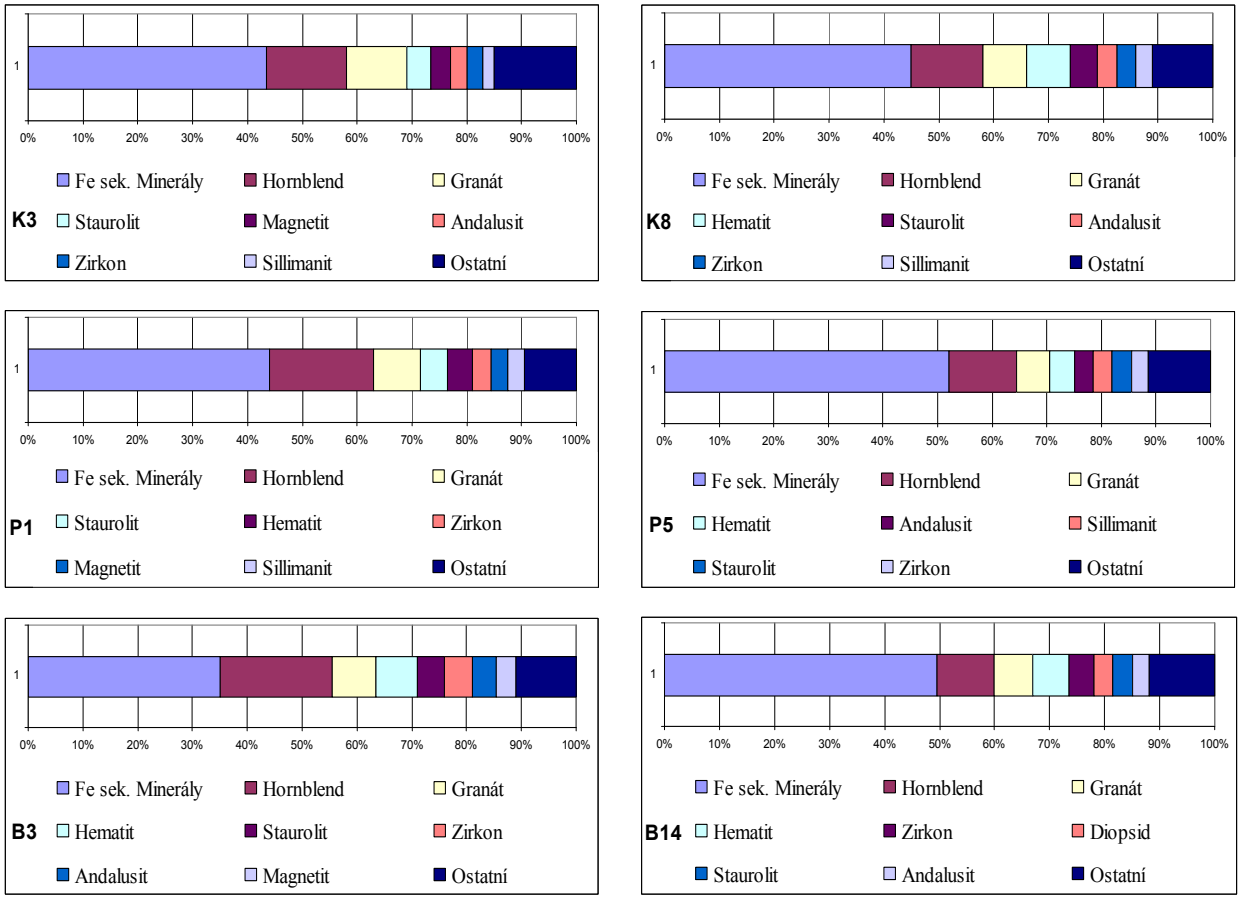
9.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ

Na analýzu provedenou v laboratoři ČGS na Barrandově bylo dáno šest vzorků ze zrnitostního rozboru, po dvou z každé lokality. Použity byly frakce 0,125–0,25 a 0,25–0,5 mm. Těžké minerály byly získány separací v těžké kapalině 1,1,2,2 - tetrabromethan o přesně definované hustotě 2,96 g m^{-3}. Získaný separát byl studován pod binokulárním a polarizačním mikroskopem. Hodnoceny byly jak průsvitné, tak i opákní minerály. Výsledná distribuce těžkých minerálů či minerálních skupin vyjádřená semi-kvantitativní metodou, ve které se určuje poměrné zastoupení je uvedena v tab. 12. Hlavní zastoupené minerály s průměrem z obou zrnitostních frakcí jsou uvedeny na obr. 17.

Lokalita		Semi-kvantitativní %, frakce 0,125–0,25 mm																		
Vzorek	Hloubka (m)	Andalusit	Apatit	Biotit	Diopsid	Epidot	Fe sek. minerály	Glaukonit	Granát	Hematit	Hornblend	Ilmenit	Magnetit	Monazit	Pyrit	Rutil	Sillimanit	Staurolit	Turmalín	Zirkon
Kobeřice																				
K3	3,7	4	1	1	1	0	53	0	7	5	14	0	4	0	0	1	2	4	2	1
K8	9,4	4	1	2	2	0	45	0	9	9	12	2	1	0	0	1	2	5	2	3
Píšť																				
P1	1,4	3	1	0	0	0	48	0	7	4	22	0	3	1	0	1	2	3	2	3
P5	4,3	5	1	2	2	1	49	0	7	4	15	0	4	0	0	0	4	4	0	2
Bělá																				
B3	3	6	0	1	2	0	30	0	10	6	26	0	4	0	0	0	3	6	1	5
B14	9	3	1	1	3	1	46	0	7	9	13	2	3	0	0	1	3	4	0	3
Semi-kvantitativní %, frakce 0,25–0,5 mm																				
Kobeřice																				
K3	3,7	2	0	0	2	1	35	0	15	9	15	3	2	0	0	2	2	5	2	5
K8	9,4	3	0	2	2	0	45	1	7	7	14	0	3	0	1	0	4	5	2	4
Píšť																				
P1	1,4	0	0	2	2	0	40	0	10	5	16	2	3	2	0	1	4	7	2	4
P5	4,3	2	0	2	2	0	55	0	5	5	10	3	3	0	0	1	3	3	2	4
Bělá																				
B3	3	3	0	1	2	1	40	0	6	9	15	4	3	0	0	1	3	4	3	5
B14	9	3	0	2	4	1	53	0	7	4	8	2	3	0	0	0	2	3	2	6

Tab. 12. Zastoupení těžkých minerálů

Výsledné zastoupení těžkých minerálů ve vybraných vzorcích vykazuje velkou pestrost co se týče počtu zastoupených minerálů či minerálních skupin. Celkem jich bylo zjištěno 19. Největší podíl v obou studovaných frakcích připadá na sekundární minerály železa. Většinou tvoří celou polovinu procentuálního zastoupení. Výjimkou jsou vzorky B3 (0,125 mm) a K3 (0,25 mm), kde je nižší podíl (30 a 35 %). Nejvyšší podíl je ve vzorcích K3 (0,125 mm) a B5 (0,25 mm) s 55 %. Z ostatních minerálů jsou ve větším počtu přítomny zejména amfiboly, zastoupené hornblendem, granát (několik variet, většinou růžový střípkovitý almandin), hematit, staurolit a někde i zirkon. Velká část přítomných minerálů je ale zastoupena jen akcesoricky v řádu pár procent. Stálé zastoupení vykazují andalusit, sillimanit, biotit, diopsid, magnetit a turmalín. Ostatní minerály jsou zastoupeny jen nepravidelně a jen v některých vzorcích. Mezi ně patří apatit, epidot, monazit, glaukonit a s nejmenším zastoupením pyrit. Nejvíce hornblendu je obsaženo ve vzorku B3 (průměr 20,5 %) a nejméně v B14 (průměr 11,5 %). Granátu je v průměru obou frakcí nejvíce 11 % (K3) a nejméně 6 % (P5). Obě zrnitostní frakce v rámci jednoho vzorku se mohou lišit zastoupením některých minerálů, ale rozdíl činí jen několik %. Obecně je v nižší frakci více andalusitu a ve vyšší frakci více ilmenitu. Jinak jsou rozdíly nepravidelné a nevykazují žádný trend. Také při porovnání lokalit mezi sebou v zastoupení TM nejsou patrné výraznější rozdíly.

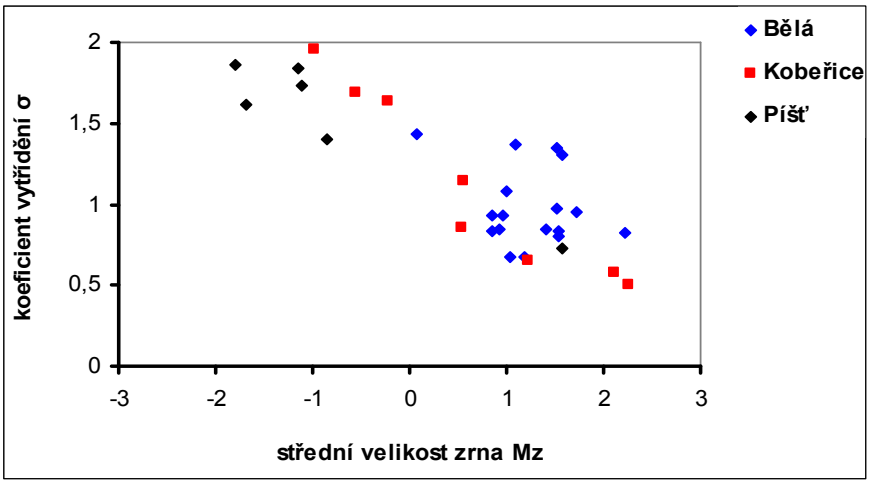


Obr. 17. Hlavní zastoupené TM ve vzorcích a jejich průměrné zastoupení z obou frakcí.

10. DISKUSE

10.1. ZRNITOSTNÍ ROZBOR

Na základě provedených granulometrických rozborů můžeme rekonstruovat prostředí a podmínky geneze glacifluviálních sedimentů na vymezených lokalitách. Histogramy všech vzorků vykazují unimodální rozdělení, což je pro glacifluviální sedimenty typické, zatímco tilly se obvykle vyznačují polymodální distribucí (Dreimanis, Vagners 1971). Struktura a zrnitost glacifluviálních sedimentů vykazuje závislost na vzdálenosti od čela ledovce. Směrem od něj se zjemňuje a od hrubozrnných štěrků (proximální partie) přechází do jemnozrnných písků, které značí sedimentaci v distálních partiích (Růžičková et al. 2003). Graficky lze tuhle závislost, uvedenou na obr. 18, vyjádřit vztahem střední velikosti zrna a koeficientu vytřídění. Z diagramu je patrné zvyšování stupně vytřídění v sepětí se zmenšující se střední velikostí zrna sedimentů. To je v souladu s jinými daty ze studia glacifluviálních sedimentů na našem území (m.j. Růžičková et al. 2003; Sikorová et al. 2006).



Obr. 18. Vztah zrnitostních parametrů – střední velikosti zrna Mz (v jednotkách Φ) a koeficientu vytřídění σ u glacifluviálních štěrků a písků ze studovaných lokalit.

V Bělé lze z granulometrického rozboru lze usoudit na několik výraznějších oscilací čela ledovce. Ústupové fázi odpovídá rozmezí vzorků B4–B10 a B15–B17. Postupové fázi pak B11–B12 a B14. Oscilace malého řádu odpovídající denní rytmicitě pravděpodobně daly vznik jednotlivým laminám. Ty vznikly během dne vlivem vyšších teplot a vyššího přítoku, a tedy sedimentovalo větší množství materiálu než v noci (Elias ed. 2007). Polohy a čočky hrubozrnnějšího materiálu mohly vzniknout během krátkodobých výkyvů. V sedimentačním prostředí také docházelo ke vzniku menších epizodálních tůní a stagnujících vodních ploch, kde

docházelo k usazování jílovito-prachovitého materiálu ze suspenze. To dokládají polohy těchto sedimentů ve výškové úrovni 2,5 a také 4,2 m od povrchu. Sedimenty nad erozní hranicí ve výšce 2,5 m od povrchu mohly být usazeny v mělké jezerní nádrži a nemusely být spjaty jen s glacifluviálními procesy.

Sedimenty mají charakter uloženin výplavové plošiny a patrně odpovídají její střední až distální části, kde docházelo k plošnějšímu rozlivu tavných vod a byla špatně definovaná koryta (Reading ed. 1996). Pro tohle prostředí svědčí také textury sedimentů, převládá horizontální a subhorizontální laminace, která odráží sedimentaci v režimu nízkého odtoku a při nízkých rychlostech proudění. Šikmá laminace odráží migraci těles sedimentů (megačeřin) ve směru proudící vody za podmínek vyššího odtoku a vyšší energie proudění (Benn, Evans 2004). Ve studovaných sedimentech jsou dominantní architektonické prvky ve smyslu Mialla (1985) typu LS (písčité pokryvy) a SB (písčité dnové formy) méně GS (štěrkovité pokryvy).

V Kobeřicích vykazují vzorky ze spodní části (K7 a K8) relativně dobré vytřídění, byly uloženy v distálnější partii glacifluviálního systému a mohou odpovídat ústupové fázi. Ve svrchní části komplexu nad spodní polohou tillu ukazují hodnoty zrnitostních parametrů střední velikosti zrna a koeficientu vytřídění na několik výraznějších oscilací a fluktuaci čela ledovce, které vyvolaly změny odtoku a také rychlosti proudění. Oscilace se projevují ve změně facií, v jejich zrnitosti a strukturách. Při ústupových fázích dochází ke zjemnění sedimentace, převládá šikmé, subhorizontální a horizontální zvrstvení a sedimenty jsou relativně dobře vytříděné. Při postupových fázích velikost částic hrubne a sedimentace přechází do špatně vytříděných písčitých štěrků až štěrků (Elias ed. 2007).

Sedimenty byly patrně uloženy hyperkoncentrovanými proudy (Reading ed. 1996) ve střední části výplavové plošiny v prostředí mělčí divočící řeky. Přítomny jsou architektonické prvky typu LS (spodní část pískovny – vzorky K7 a K8), ve svrchní části HF (hyperkoncentrovaný plošný tok), GB a SB ve smyslu Mialla (1985).

Charakter sedimentů v Píšti svědčí pro jejich usazování v dynamickém prostředí proximální části glacifluviálního systému před čelem ledovce, za periody vysokého odtoku, kde byla vysoká energie proudění. Proto mohlo dojít k sedimentaci tak hrubozrnného materiálu. Podle Pisarska-Jamrozy (2006), která se zabývala studiem proximálních glacifluviálních sedimentů v sz. Polsku soudím, že vzdálenost od koncové morény mohla činit něco přes 500 m. Pravděpodobně jde o uloženiny úlomkotoků, dominantní je architektonický prvek SG (gravitační tok sedimentů) ve smyslu Mialla (1985). Pro krátký transport svědčí i špatné vytřídění vzorků. Spodní komplex balvanitých štěrků může představovat rozplavený materiál z čelní morény. Naopak vrstvy jemnozrnného písku pod erozní hranicí byly uloženy v distálním prostředí a tudíž v dřívějším

časovém období. Erozní hranice poukazují na to, že materiál byl uložen v různých vzdálenostech v rámci ledovcového systému a také v různých časových obdobích. Vzhledem k charakteru sedimentů můžeme v Píšti vyčlenit postupovou fázi zalednění.

10.2. VALOUNOVÁ ANALÝZA

Studované klasty z valounových analýz jeví poměrně velkou pestrost v počtu jednotlivých petrologických skupin. Také jejich podíly vykazují poměrně velkou variabilitu. Ve vzorcích je dominantně zastoupen křemen. To je dáno jeho hojným výskytem a velkou odolností vůči vlivům mechanického a chemického zvětrávání a proti destrukci během transportu. Což také vysvětluje jeho nabohacení ve frakci 4–8 mm na úkor méně odolných typů hornin. Určení původu křemene je problematické. Část může být nordického původu, část může pocházet z křemenných žil z moravskoslezského paleozoika (Macoun et al 1965), z jesencké oblasti, nebo také mohl být redeponován ze starších kvartérních sedimentů.

Místní až blízké horniny jsou ve velké míře zastoupeny v Kobeřicích a Píšti. V první lokalitě jsou reprezentovány horninami kulmu, ve druhé zase opolskými pískovci. Skutečnost, že se kulmské horniny ve větší míře nacházejí jen v Kobeřicích je pravděpodobně ovlivněna lokální geomorfologií. Také tomu nasvědčuje fakt, že jejich výchozy, přístupné ve starší části kvartéru před zásahem ledovce končí západně od studované oblasti (Znosko ed.1968) a ledovec při postupu do své hmoty zapracoval jen okrajovou část těchto výchozů. Proto jsou akumulované jen na této lokalitě. Část materiálu je také pravděpodobně přeplavena z oblasti Nízkého Jeseníku. Velký výskyt opolských pískovců v Píšti (až 41 %) a naopak téměř nulový na zbylých lokalitách může značit uložení komplexu štěrků, v nichž jsou obsaženy, v jiném časovém období, protože všechny studované lokality jsou od sebe vzdálené jen několik km. Je nepravděpodobné, že by materiál ze vzdálenosti delší než několik km nebyl zastoupen alespoň v řádu několika % ve všech profilech. Nízký podíl opolských pískovců ve frakci 4–8 mm je dán menší odolností těchto hornin a při malé velikosti částic se tak materiál snáze rozpadne.

Poměrně nízké podíly blízkých hornin (v průměru 10 %) jsou pravděpodobně dány charakterem horninového prostředí, přes které ledovec postupoval, neboť na velké části polského území se jedná o jílovité a písčité neogenní sedimenty. Nízké, ale většinou stálé zastoupení různých druhů křemenců a silicitů na všech lokalitách svědčí o stálém zdroji tohoto materiálu. Některé typy akcesoricky zastoupených hornin, jako amfibolity nebo pegmatity, jsou pravděpodobně přeplaveny z jesenické oblasti. Vzácným souvkem je sudetský porfyr, jehož výchozy jsou v dolním Slezsku, Gábou a Wójcikem (1990) uváděný jako význačný vůdčí souvek

blízkého původu pro oblast jižního Polska a moravskoslezské oblasti. Na lokalitách se nachází v množství jen do 1 %, což je v souladu s výsledky těchto autorů, kteří uvádějí ubývání této horniny v glacifluviálních sedimentech směrem k JV. Protože je tato hornina poměrně mechanicky odolná, tak její úbytek vysvětlují transportem v bazálních vrstvách ledovce.

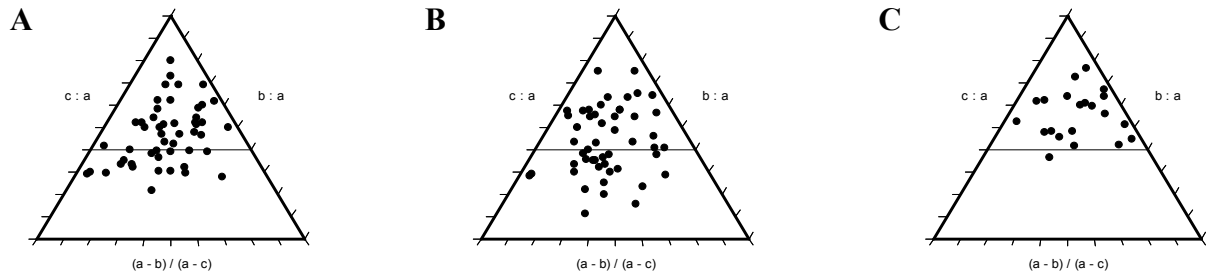
Menší množství nordických hornin v sedimentech je určeno velkou vzdáleností ze které tento materiál pochází. Při postupu ledovce docházelo v ledové mase, ale i v jeho tavných vodách ke zřeďovacímu efektu. Předpokladem zachování materiálu v transportních procesech na tak dlouhou vzdálenost je jeho velká mechanická odolnost, což nordické horniny většinou splňují. Největší část nordického materiálu tvoří granitoidy. To je kromě jejich odolnosti dáno plošně velkým výskytem, protože Skandinávský prekambrický štít je tvořen z velké části právě různými typy granitoidů. Vysoký obsah pazourků uváděný Gábou a Pekem (1999) v moravskoslezské oblasti průměrně okolo 8 % nebyl nikde dosažen, maximum z Bělé činí 3,3 %. Vyšší obsah nordických baltských vápenců v Píšti (okolo 4 %) oproti zbylým lokalitám svědčí o jiném stáří komplexu těchto balvanitých štěrků. V Bělé vykazují nordické horniny extrémně vysoké podíly, a to až 34 % z celku. Tento fenomén popsali Nývlt a Hoare (2000), kdy množství distálního materiálu výrazně ovlivňuje vzdálenost od čela ledovce při sedimentaci materiálu v proglaciálním systému. Při deglaciaci postupně docházelo k uvolňování blízkého i nordického materiálu ze středních vrstev ledovce a k jeho relativnímu nabohacování. Největší množství nordického materiálu se vyskytuje v plochých oblastech, které se nacházely dále od maximálního zásahu kontinentálního ledovce.

10.3. ANALÝZA TVARU KLASTŮ

Analýza tvaru klastů byla provedena na vybraných horninových kategoriích z materiálu pro valounovou analýzu. Hodnocen byl křemen, nordické granitoidy, pískovce, břidlice a droby. Jde tedy o skupiny různé provenience, ale také různé mechanické odolnosti. Na výsledný tvar klastu má kromě toho vliv typ a délka transportu v ledovcovém systému. Materiál přepravený z velké vzdálenosti typicky vykazuje více sférické tvary a nižší rozptyl naměřených hodnot (Benn, Ballantyne 1993, 1994) na rozdíl od nemodifikovaných úlomků ve kterých jsou přítomny i klasty deskovitých a tyčovitých tvarů (Ballantyne 1982). To je v souladu s naměřenými daty, kde nordické granitoidy inklinují ke sférickým (blokovitým) tvarům, kde se jednotlivé osy od sebe liší jen nepatrně. Také křemen inklinuje k blokovitým tvarům. U drob a pískovců jsou přítomny i protáhlejší a plošší tvary. Vliv délky transportu na výsledný tvar lze pozorovat i u pískovců. Z obr. 19. je patrný rozdíl ve tvarových charakteristikách mezi nordickými pískovci (data ze

všech lokalit) v porovnání s opolskými a blízkými pískovci. Hodnoty u nordických pískovců jsou koncentrovány v horní části diagramu a vykazují více sférické tvary. Široké rozpětí tvarů v TRI-PLOT diagramu (Graham, Midgley 2002) u blízkých pískovců je pravděpodobně dáno zastoupením různých typů pískovců s různými vlastnostmi a různou proveniencí. U břidlic jsou protažené a tyčovité tvary klastů funkcí jejich petrologických vlastností, zejména vrstevnatosti.

Křemen se vyznačuje převahou polozaoblených klastů. U nordických granitoidů také převažuje stejná kategorie, ale vedle toho mají vyšší obsah poloostrohranné klasty. Jejich slabé až střední zaoblení koresponduje s jinými pracemi (Gába, Pek 1999). Aktivní transport charakterizují zaoblené klasty a vysoký poměr os *c*/*a*. Naproti tomu pasivní transport produkuje více angulární valouny s nízkými poměry *c*/*a* (Boulton 1978; Benn 1989, 1993). Nordické granitoidy a část křemene byly tedy patrně neseny spíše ve středních částech ledovce a v menší míře také při bázi. Naopak místní a blízký materiál spíše na jeho čele a zčásti i supraglaciálně. Tímto typem mohly být transportovány angulární klasty křemene, které jsou pravděpodobně místního původu. Dokonale zaoblené valouny křemene byly patrně redeponovány ze starších kvartérních sedimentů.



Obr 19. Trojúhelníkové diagramy pískovců, A – opolské pískovce (Píšť), B – blízké pískovce (Bělá), C – nordické pískovce (celkově).

10.4. PALEOPROUDOVÉ ANALÝZY

V Kobeřicích ve svrchní poloze lodgement tillu jeví valouny přednostní orientaci a proto zde bylo realizováno měření jejich nejdelší osy. Celkem bylo provedeno 25 měření. Z výsledků zanesených do programu ROZETA lze usoudit na pohyb ledovce od SSV. Výsledek se neshoduje s prací Růžičky (1986), který uvádí pro tutéž polohu směr postupu ledovce od SSZ. Nicméně jako generelní směr postupu pro oldřišovské zalednění pro celý region uvádí SSV.

Měřením směru sklonu planárního šikmého a subhorizontálního zvrstvení byly získány informace o směru paleoproudění. V Kobeřicích vycházejí směry paleoproudění od S, SSV, SSZ a ve střední části komplexu (výšková úroveň 4,2 m) také od Z, což může ve shodě s Růžičkou

(1980) značit přítok vedoucí paralelně s okrajem Nízkého Jeseníku. Sklony vrstev jsou do 20°. V Bělé vycházejí směry proudění od S a od JV. Sklony vrstev jsou nízké a činí max. 15°. Jejich hodnoty obecně odráží typ facií, ve kterých se vyskytují. Nižších sklonů je dosahováno v distálnějších oblastech glacifluviálního systému v režimu nižšího odtoku a při nízkých rychlostech proudění.

10.5. ANALÝZA TĚŽKÝCH MINERÁLŮ

Asociace těžkých minerálů ve všech studovaných vzorcích je typická převahou sekundárních minerálů železa, jejich genezi je možné spatřovat přeměnou jiných minerálních skupin. Dále jsou ve větším počtu zastoupeny zejména hornblend, hematit, granát, vyskytující se v několika varietách (nejčastěji růžový almandin) staurolit a zirkon. Průměrný obsah granátu ve všech lokalitách je kolem 8 %, což koresponduje se závěry Kodymové (1964) a Růžičky (1995), kteří v glacifluviálních sedimentech, resp. tillech oldřišovského zalednění uvádějí nízký obsah granátu do podílu 15 %.

Ve srovnání s výsledky z Pobaltí, které zahrnují lokality z Rujany a z přilehlých částí pobřeží Baltského moře (Otava et al. 1991) a lokality Sarni Las ze sz. Polska (Czerwonka 1977) obsahují studované vzorky méně granátu a výrazně méně epidotu. V Pobaltí je vyšší obsah staurolitu a minerálů ze skupiny amfibolů. Ve srovnání s Polskými lokalitami obsahují srovnatelné množství amfibolu, zirkonu, apatitu a rutilu.

Zdrojově odpovídají zjištěné minerální asociace magmatickým a silně metamorfovaným horninám (Gale, Hoare 1991, Gregerová et al. 2002). Granát, hornblend a epidot jsou považovány za typické nordické těžké minerály (Otava et al. 1991; Sikorová et al. 2006). Minerály z metamorfovaných hornin pravděpodobně pocházejí z jesenické oblasti, protože neogén jižního Polska byl dotován klastickým materiálem právě z jesenické oblasti (Otava et al. 1991). Podobnost asociací těžkých minerálů ve všech třech lokalitách svědčí o stejné nebo podobné provenienci a příslušnosti studovaných sedimentů (celý sled sedimentů v Bělé a Kobeřicích a svrchní část profilu v Píšti) ke stejnému zalednění.

11. ZÁVĚR

Provedený komplexní výzkum glacifluviálních sedimentů nám umožňuje charakterizovat prostředí, ve kterém sedimentovaly. Ledovcové procesy produkují pestrou škálu sedimentů. Výsledky jak valounových analýz, tak analýzy těžkých minerálů, vykazují velkou variabilitu v zastoupení jednotlivých složek.

Glacifluviální sedimenty odrážejí fluktuace odtoku z tavných vod. Tyto fluktuace jsou zachyceny ve vertikálních změnách v zrnitosti a sedimentárních strukturách. Pro každou část výplavové plošiny jsou typické určité litofacie, se stoupající vzdáleností od čela ledovce dochází k poklesu střední velikosti zrna v sepětí se vzrůstajícím stupněm vytřídění. Sedimenty z lokality Bělá svým charakterem odpovídají střední až distální části výplavové plošiny. Na základě zrnitostního rozboru můžeme v profilu vyčlenit několik oscilací, konkrétně dvě ústupové a jednu postupovou fázi. Také v Kobeřicích je v horní části profilu zachyceno několik výraznějších oscilací. Na lokalitě je situace zvýhodněna přítomností dvou tillů v přímé superpozici. Hrubozrnnost materiálu v Píšti svědčí pro dynamickou sedimentaci v proximální části čela ledovce. Komplex balvanitých štěrků může pocházet z rozplavené morény. Můžeme zde tedy vyčlenit jednu postupovou fázi.

Stratigraficky spadají sedimenty do sálského (oldřišovského) zalednění, což lze zdůvodnit zařazením tillů v Kobeřicích do tohoto zalednění (Růžička 1995). Ze studia těžkých minerálů nevyplývají větší rozdíly mezi lokalitami a proto je pravděpodobné, že glacifluviální sedimenty ze všech lokalit byly patrně uloženy v průběhu stejného zalednění. Komplex balvanitých štěrků v Píšti je pravděpodobně starší a pochází ze starší sedimentační fáze nebo dřívější oscilace, protože vykazuje některé odlišnosti v petrografickém složení valounů, jako je vysoký obsah opolských pískovců a vyšší obsah nordických vápenců. Ledovec patrně při svém postupu erodoval a začlenil do své hmoty horniny z opolské křídy a při pozdějším postupu ledovce už nebyl k dispozici dostatek tohoto materiálu, a proto se na ostatních lokalitách téměř nevyskytuje. Vrstvy jemnozrnného písku na téže lokalitě pod komplexem balvanitých štěrků jsou podle zákona superpozice ze staršího časového období. Po jejich depozici došlo k jejich částečné erozi a překrytí nadložními sedimenty.

Ledovec při svém postupu směrem od centra svého vzniku ve Skandinávii zapracoval do své hmoty velké množství hornin, které se nacházely ve směru pohybu a petrografické složení klastů v glacifluviálních sedimentech tak odráží charakter horninového prostředí. Škála zastoupených kategorií hornin je tedy poměrně pestrá. Zda se daná hornina úplně nerozpadne je funkcí její

odolnosti, délky, dynamiky a typu transportu. Díky svému hojnému výskytu, mechanické a chemické odolnosti a je nejvíce obsažen křemen. Zastoupení místních hornin je do velké míry ovlivněno lokální geomorfologií, tak jako je tomu v Kobeřicích.

Materiál glacifluviálních sedimentů byl sice produktem stejného zalednění, ale byl nesen v různých částech ledovce. Místní až blízké horniny byly neseny na jeho čele a supraglaciálně, zato distálnější horniny spíše ve středních částech ledovce. Tomu by odpovídalo složení sedimentů, neboť v Kobeřicích a Píšti je nordického materiálu méně.

Na přínosu materiálu se vedle ledovcových tavných vod mohly podílet i toky z oblasti Nízkého Jeseníku, čemuž nasvědčuje měření z Kobeřic, kde byl ve střední části zjištěn směr proudění od Z. Další směry proudění od S, SV a SZ dokazují odtok tavných vod od ledovce. Směry od JV v Bělé byly patrně ovlivněny lokálními tvary reliéfu, jelikož sedimenty neobsahují téměř žádné valouny kulmských hornin. Měřením orientace klastů v lodgement tillu v Kobeřicích byl zjištěn lokální směr postupu ledovce od SSV.

Glaciální prostředí bylo jedním z nejdynamičtějších v kvartéru vůbec. Během několika desítek tisíc let došlo k depozici, ale i erozi značného množství sedimentů. Značnou dynamiku prostředí potvrdil i provedený výzkum, kterým byla získána nová a podrobná data. Výsledky petrografického studia glacifluviálních sedimentů tak prokázaly oprávnění použitých metod při řešení paleogeografických a zčásti i stratigrafických problémů.

12. POUŽITÁ LITERATURA

Ballantyne, C. K. (1982): Aggregate clast form characteristics of deposits near the margins of four glaciers in the Jotunheimen massif, Norway. – Nor.Geogr. tidsskr., 36, 103–113.

Benn, D. I., (1989): Debris transport by Loch advance glaciers in northern Scotland: basin form and the within-walley asymmetry of lateral moraines. – Journal of Qaternary science, 4, 243–254.

Benn, D. I., Ballantyne, C. K. (1993): The description and representation of particle shape. – Earth Surface Processes and Landforms, 18, 7, 665–672.

Benn, D. I., Ballantyne, C. K. (1994): Reconstructing the transport history of glacigenic sediments: a new approach based on the co-variance of clast shape indices. – Sedimentary Geology, 91, 215–227.

Benn, D. I., Evans, D. J. A. (1998): Glaciers and glaciation. – 1–760, Arnold, London.

Benn, D. I., Evans, D. J. A. (2004): A practical guide to the study of glacial sediments. – 1–266, Arnold, London.

Bezvodová, B., **Demek, J., Zeman, A. (1985):** Metody kvartérně geologického a geomorfologického výzkumu. – 1–121, SPN, Praha.

Borovec, Z. (1992) : Metody laboratorního výzkumu hornin a minerálů. – 1–316, Karolinum, Praha.

Boulton, G.S. (1978): Boulder shapes and grain size distributions of debris as indicators of transport paths through a glacier till genesis. – Sedimentology, 25, 73–99.

Bridgland, D.R. ed. (1986): Clast lithological analysis. In QRA – Technical guide 3. – 1–207, Cambridge.

Czerwonka, J. A. (1977): Zastosowanie srednich odleglosci taksonomicznych (ATD) do interpretaci wynikow analýz mineralog ciezskich w utworach czwartorzedowych. – Kwart. Geol., 21, 4, 819–829.

Czudek, T. (2005): Vývoj reliéfu krajiny České Republiky v kvartéru. – 1–238, Moravské zemské muzeum, Brno.

Demek, J. ed. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR - Hory a nížiny. – 1–584, Academia, Praha.

Dreimanis, A. (1989): Tills: Their genetic terminology and clasification. In:Goldthwait, R. P., Matsch, C. L. (eds.): Genetic clasification of glacigenic deposits. – 17–83, Balkema, Rotterdam.

Dreimanis, A., Vagners, U.J. (1971): Bimodal distribution of rocks and mineral fragments in basal tills. In.: Till a symposium (ed. R.P. Goldtwait), 237–250, Ohio State Univ. Press.

Dreimanis, A., Lundquist. J. (1984): What should be called till? – Striae, 20, 5–10, Uppsala.

Elias, S., A. ed. (2007): Encyclopedia of quaternary science, four – volume set, 1-4. – 1–3576, Esevier, London.

Elton, J. A. (1989): Comment on glacitectonite, deformation till, and comminution till. In : Goldthwait, R.P., Matsch, C.L. (Eds.): Genetic classification of glacigenic deposits. – Balkema, 85–88, Rotterdam.

Folk, R. L. (1954): The distinction between grain size and mineral compisition in sedimentary rock nomenclature. – Journal of Geology, 62, 344–359.

Folk, R. L., Ward, W. C. (1957): Brazos River bar: A study in the significance of grain size parameters. – Journal of sedimentary Petrology, 31, 514–529.

Gába, Z. (1976): Valounové analýzy vodně ledovcových uloženin moravskoslezské oblasti. – Časopis Slezského muzea, řada A, 25, 57–61.

Gába, Z., Wojcik, J. (1990): Sudetské porfyry jako vůdčí souvky v ledovcových uloženinách Polska a ČSFR. – Časopis Slezského Muzea, řada A, 65, 59–65.

Gába, Z., Pek, I. (1999): Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – 1–126, Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, Šumperk.

Gale, S. J., Hoare P. G. (1991): Quaternary sediments. Petrographic methods for the Study of Unlithified rocks. – 1–323, Belhaven Press, London.

Graham, J. D., Midgley, N.G. (2002): Technical comminication: graphical representation of particle shape using trangular diagrams: an excel spreadsheet Metod. – Earth Surface Processes and Landforms, 25, 1473–1477.

Gregerová, M., Fojt, B., Vávra, V. (2002): Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů. – 1–315, Moravské zemské muzeum, PřF MU, Brno.

Hesemann, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe? – Sitzungsberichte der Preussischen Geologischen Landesanstalt, 5, 188–196.

Hubbard, B., Glasser, N. (2005): Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. – 1–400, John Wiley & Sons, Chichester.

Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České Republiky. – 1–436, Academia, Praha.

Kodymová, A., (1959): Zpráva o přehledném petrografickém zpracování některých sedimentů Ostravska. – MS Geofond, P10193, Praha.

Kodymová A. (1964): Petrografické složení ledovcových sedimentů na Opavsku a Hlučínsku a jeho význam pro statigrafii. – Sborník geologických věd, řada A, 2, 73–83.

Kolář, J., Boháč P. (1996): Vyšší geomorfologické jednotky České republiky. – 1–54, Český úřad zeměměřičský a katastrální, Praha.

Konta, J. (1973): Kvantitativní systém reziduálních hornin, sedimentů a vulkanoklastických usazenin. – 1–375, Univerzita Karlova, Praha.

Lewandowski J. (2003): Plejstocen Kotliny Raciborsko-Oswiecimskiej i obszarów sąsiednich. – In: X konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski", Rudy 1-5 września 2003, 16–28, Sosnowiec.

Lindner, L. (1988): Sratigraphy and extends of Pleistocene continental glaciations in Europe. – Acta geologica Polonica, 38, 1-4, 63–83.

Lindner, L., Gozhik, P., Marciniak, B., Marks L., Yelovicheva, Y. (2004): Main climatic changes in the quaternary of Poland, Belarus and Ukraine. – Geological Quarterly, 48, 2, 97–114.

Macoun, J. (1980): Paleogeografický a statigrafický vývoj Opavské pahorkatiny v pleistocénu.- Časopis slezského muzea, řada A 29, 113–132.

Macoun, J., (1985): Statigrafie středního pleistocénu Moravy ve vztahu k evropskému kvartéru. Časopis slezkého muzea, řada A 34, 125–143.

Macoun, J., Králík, F. (1995): Glacial history of the Czech republic – In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P.L. eds.: Glacial deposits in North-East Europe, 389–405, Balkema, Rotterdam.

Macoun, J., Šibrava, V. (1958) : Morénové sedimenty halštrovského zalednění na Hlučínsku. – Věstník Ústředního Ústavu geologického, 33, 201–203.

Macoun, J., Šibrava, V. (1961): Vysvětlivky k základní geologické mapě čtvrtohorních pokryvných útvarů ČSSR 1:25 000 (list M - 34 - 73 - A - a – Kravaře). – 1–108, ÚÚG, Praha.

Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Kneblová– Vodičková, V., (1965): Kvartér Ostravska a Moravské brány. – 1–419, ÚÚG, Praha.

Miall, A. D. (1977): A Rewiew of the braided-river depositional enviroment. – Eatrh science rewiews,13, 1–62.

Miall, A. D. (1985): Architectural element analysis: a new metod of facies analysis applied to fluvial deposits. – Earth Science Rewiew, 22, 261–308.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I. Český masív. – 1–336, SPN, Praha.

Müller, V. ed. (1992): Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000 (list 15–23, 15–41 - Hlučín). – ČGÚ, Praha.

Nývlt, D., Hoare P. G. (2000): Valounové analýzy glacifluviálních sedimentů severních Čech. – Věstník české geologické služby, 75, 2, 121–126.

Otava, J., Plička, M., Žůrková, I. (1991): Provenience písků na severní Moravě ve světle asociací průsvitných těžkých minerálů. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Nat., 76, 115–125.

Pisarska-Jamrozy, M. (2006): Transitional deposits between the end morfine and outwash plain in the Pomeranian glaciomarginal zone of NW Poland: a missing component of ice-contact sedimentary models. – Boreas, 35, 126–141.

Powers, M . C. (1953): A new roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, s. 118.

Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. eds. (1993): Geologie Moravy a Slezka. – 1–168, Moravské zemské muzeum, Brno.

Reading H.G. ed. (1996): Sedimentary enviroments: Processes, facies and stratigraphy - third edition. – 1–688, Blackwell Science Ltd, Oxford.

Roth, Z. et al. (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000 M-34-XIX. – 1–292, Nakl. Českosl. Akademie Věd, Praha.

Růžička, M. (1980): Sedimenty sálského zalednění na Opavsku a Hlučínsku. – Sborník geologických věd, řada A, 13, 127–144.

Růžička, M. (1986): Till fabric studies in the Ostrava region. – Sborník geologických věd, řada A, 17, 43 – 67.

Růžička, M. (1995): Genesis and petrography of glacial deposits in the Czech republic. In: Ehlers, J., Kozarski, S., Gibbard, P.L. eds.: Glacial deposits in North-East Europe, 406–420, Balkema, Rotterdam.

Růžička, M. (2004): The Pleistocene glaciation of Czechia – In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. eds.: Quaternary glaciations – Extent and chronology, 27–34, Elsevier.

Růžičková, E., Růžička, M., Zeman, A., Kadlec, J. (2003): Kvartérní klastické sedimenty České republiky: struktury a textury hlavních genetických typů. 1. vyd. – 1–92, Česká geologická služba, Praha.

Sikorová, J., Víšek, J., Nývlt, D. (2006): Texture and petrography of glacial deposits in the northern foothill of the Hrubý Jeseník and Rychlebské hory Mts., Czechia. – Geological Quarterly, 50, 3, 345–52.

Sneed, E.D., Folk, R. L. (1958): Pebbles in the lower Colorado River, Texas, a study in particle morphogenesis. – Journal of Geology, 66**,** 2, 114–150.

Tucker, M. ed. (1995): Techniques in sedimentology. – 1–394, Blackwell Science, Oxford.

Tyráček, J. (1996): Continental glaciation in northern Moravia – In Tyráček, J., Havlíček, P. eds.: Circumalpine quaternary correlations field trip & meeting september 30-october 4, 15–19, Praha.

Tyráček, J., Havlíček, P. (2004): Korelace moravské „hlavní" terasy a alpské „Hochterrasse" – předběžné závěry. – Zprávy o geol. výzk. v r. 2003, 78–79, Praha.

Zandstra, J.,G. (1983): A new subdivision of crystalline Fennoscandian erratic pebble asamblages (Saalian) in the central Netherlands. – Geologie en Mijnbouw, 62, 455–469, Haag.

Znosko ed. (1968): Geological atlas of Poland, – 1–10, Warszava.

Internetová stránka : http:// www. geoportal.cenia. cz/ mapmaker

Internetová stránka : http:// www. geology.cz/mapmaker