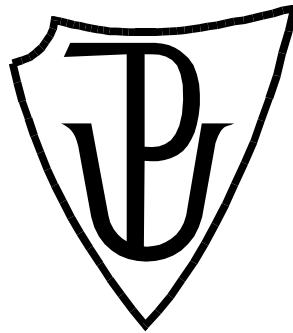


UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI

Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie



**Studium sedimentu kontinentálního zalednění v moravskoslezské
glacigenní oblasti**

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Veronika Adamovská

**Environmentální geologie
prezenční studium**

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

2019

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Veronika Adamovská

Název práce: Studium sedimentu kontinentálního zalednění v moravskoslezské glacigenní oblasti

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Palackého v Olomouci, Přírodovědecká fakulta, Katedra geologie

Vedoucí práce: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2019

Abstrakt: Výzkum probíhal na dnes již zaniklé písčité na severním úbočí Libhošťské hůrky u Nového Jičína. Sedimenty reprezentují kvartérní vývoj na území Moravy a Slezska, konkrétně Podbeskydská pahorkatina Vnějších Západních Karpat. Na lokalitách byl proveden detailní litologický popis a odběr vzorků, které byly použity pro zrnitostní, valounovou a faciální analýzu. Ledovec, který postupoval Moravskou bránou, lokálně směřujícím SV-JZ do své hmoty začlenil značné množství hornin, kterých bylo využito k rekonstrukci délky a typu transportu. Výsledkem je zjištění geneze sedimentů a depozičního prostředí a rozšíření našich znalostí o průběhu kontinentálního zalednění na území Moravy a Slezska. Sedimenty ukládaly toky divočících řek v prostředí výplavové plošiny před čelem ledovce, ale také ve velmi rychle proudící vodě za přínosu velkého množství písčitého materiálu. Jedná se většinou o sedimenty glacifluviální ze sálského zalednění.

Klíčová slova: Kvartér, pevninské zalednění, glacifluviální sedimenty, zrnitostní analýza, valounové analýzy, analýza tvaru klastů, paleoproudění

Počet stran: 43

Počet příloh: 4

Jazyk: čeština

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Veronika Adamovská

Title: Study of continental glaciation sediments in the Moravian-Silesian glacigenic area

Type of thesis: bachelor

Institution: Palacký University in Olomouc, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: Mgr. Daniel Šimíček, Ph.D.

The year of presentation: 2019

Abstract: The research was carried out on the now extinct sandpit on the northern slope of Libhošťská hůrka near Nový Jičín. Sediments represent the Quaternary development in the territory of Moravia and Silesia, namely the Podbeskydská Upland of the Outer Western Carpathians. A detailed litological description and sampling was performed at the localities, which were used for granulometry and facial analysis. The glacier, which advanced through the Moravian Gate, locally directed the SV-SW, integrated enormous volume of rocks into its masses being used for reconstruction of the transport length and type. The result is finding the genesis of sediments and deposition environment and expanding our knowledge of continental glaciation in Moravia and Silesia. Sediments were deposited by braided rivers system in proglacial environment, but also in very fast flowing water, benefiting from a large amount of sandy material. These are mostly glacifluvial sediments from the Salian glaciation.

Keywords: Quaternary, continental glaciation, glacifluvial sediments, grain size analysis, granulometry, clast litological analysis, clast shape analysis, paleocurrent measurements

Number of pages: 43

Number of appendices: 4

Language: Czech

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem svoji bakalářskou práci vypracovala samostatně a veškeré zdroje jsou v práci řádně citovány.

V Olomouci dne 15. 7. 2019

Veronika Adamovská

Poděkování

Chtěla bych poděkovat vedoucímu práce Mgr. Danielu Šimíčkoví, Ph.D. za čas, který věnoval konzultacím, terénním pracím a především za jeho vstřícnost a trpělivost. Dále bych chtěla poděkovat všem lidem ve svém okolí za motivaci, která byla nezbytná k dokončení práce.

Obsah

1. Úvod	7
2. Geografické vymezení a geomorfologie zájmového území	8
3. Geologická charakteristika	9
3.1 Předkvartérní vývoj	9
3.2 Kvartérní vývoj širšího okolí lokality	11
4. Kontinentální zalednění moravskoslezské oblasti	13
5. Historie výzkumů kontinentálního zalednění v moravskoslezské glacigenní oblasti	15
6. Typy ledovcových sedimentů	17
6.1 Glacigenní sedimenty	17
6.2 Glacilakustrinní sedimenty	17
6.3 Glacifluviální sedimenty	18
7. Metodika výzkumu	19
7.1 Odběr vzorku a litologický popis profilu	19
7.2 Paleoproudění	20
7.3 Sítování a vážení zrnitostních frakcí	20
7.4 Valounová analýza	22
7.5 Analýza tvarů a zaoblení klastů	22
8. Výsledky	24
8.1 Litologický popis a paleoproudění	24
8.2 Zrnitostní analýza	26
8.3 Valounová analýza	27
8.4 Sféricita a zaoblení štěrkových klastů	29
9. Diskuze	36
9.1 Interpretace depozičního prostředí	36
9.2 Zrnitostní analýza	36
9.3 Valounová analýza	37
9.4 Sféricita a zaoblení štěrkových klastů	37
9.5 Paleoproudové analýzy	38
10. Závěr	39
11. Seznam literatury	40

1. Úvod

Bakalářská práce se zabývá výzkumem sedimentů kontinentálního zalednění odrytého v bývalé písčinně na území obce Libhošť na Novojičínsku. Lokality v blízkém okolí byly v minulosti významné svými nálezy paleontologického materiálu v souvrstvích společností. Detailní sedimentologická a sedimentárně-petrologická studie zde však dosud provedena nebyla. Cílem práce je zjištění geneze sedimentů a charakteru depozičního prostředí a rozšíření znalostí o pleistocenním kontinentálním zalednění na Moravě a ve Slezsku.

Práce je rozdělena na rešeršní a výzkumnou část. V rešeršní části je popsána geomorfologická a geologická charakteristika širšího okolí Libhoště, rešerše kontinentálního zalednění na Moravě a ve Slezsku a popis použité metodiky. Ve výzkumné části práce byla provedena faciální analýza na základě terénního litologického popisu profilu a laboratorních zrnitostních analýz. Geologickým kompasem byly změřeny strukturní prvky, které posloužily k interpretaci směru paleoproudění. Na lokalitě byly odebrány vzorky na valounovou analýzu, která posloužila k určení provenience klastického materiálu. Měřením ortogonálních valounových os byl stanoven stupeň tvarového opracování štěrkových klastů.

2. Geografické vymezení a geomorfologie zájmového území

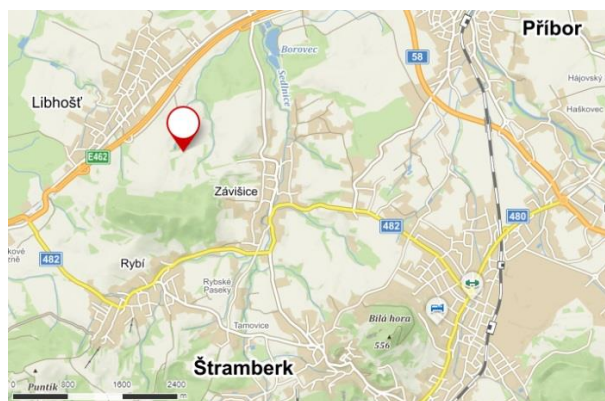
Obec Libhošť se nachází v moravskoslezském kraji, v okrese Nový Jičín. Leží asi 5,5 km sv. od Nového Jičína a 21 km jihozápadně od Frýdku-Místku. Samotná studovaná lokalita, dnes už zaniklé pískovny, se nachází na severním úbočí Libhošťské hůrky (494 m n. m.) 1,1 km jv. od kostela Sv. Jakuba v Libhošti v nadmořské výšce 330 m n. m. (se souřadnicemi 49°37'7"N, 18°5'5"E).

Zájmové území se nachází na styku dvou geologických a geomorfologických celků České republiky, Českého masivu (prvohory) a Západních Karpat (druhoory–třetihory). Na jejich styku leží příkopová propadlina Moravská brána. Geomorfologicky spadá obec Libhošť do Podbeskydské pahorkatiny Vnějších Západních Karpat (Demek et. al. 1987). Detailní geomorfologické zařazení studované lokality je uvedeno v tabulce 1.

Provincie:	Západní Karpaty
Soustava:	Vnější západní Karpaty
Podsoustava:	Zapadobeskydské podhůří
Celek:	Podbeskydská pahorkatina
Podcelek:	Příborská pahorkatina
Okrsek:	Libhošťská pahorkatina

Tab. 1: Geomorfologické členění širšího okolí Libhoště (podle Demka et al. 1987).

Libhošťská pahorkatina je pahorkatina úpatního typu s rozlohou 52,27 km² (Demek, 1987). Pro tento geomorfologický okrsek je význačný plochý, erozně-denudační reliéf. Nejvyšším bodem je Libhošťská hůrka, ležící na jihu obce, kdežto nejnižší bod (250 m n. m.) se nachází v údolí Bartošovického potoka severně od obce Libhošť. Obcí protéká pouze pravostranný přítok Bartošovického potoka. Pahorkatina je omezena 4 okrsky (Novojičínská pahorkatina, Palačovská brázda, Helštýnská vrchovina a Hluzovská pahorkatina).



Obr. 1: Lokalizace studované pískovny u obce Libhošť (www.mapy.cz).

3. Geologická charakteristika

3.1 Předkvartérní vývoj

Předkvartérní vývoj širšího okolí obce Libhošť je značně komplikovaný a lze jej rozčlenit do tří strukturních pater – kadomského, variského a alpinského.

Kadomské a variské horniny tvoří podloží předhlubně a příkrovů Vnějších Západních Karpat. Bývají označovány jako jz. svahy Českého masivu, neboť tyto proterozoické, devonské a karbonské horniny tvoří pokračování jednotek Českého masivu (Dubec et al., 2001). Sedimentace paleozoika v autochtonním podkladu patří ke dvěma etapám vývoje. První se vyznačuje mořskou karbonátovou sedimentací. Druhá etapa odpovídá kontinentální uhlonosné sedimentaci (Chlupáč, 2002).

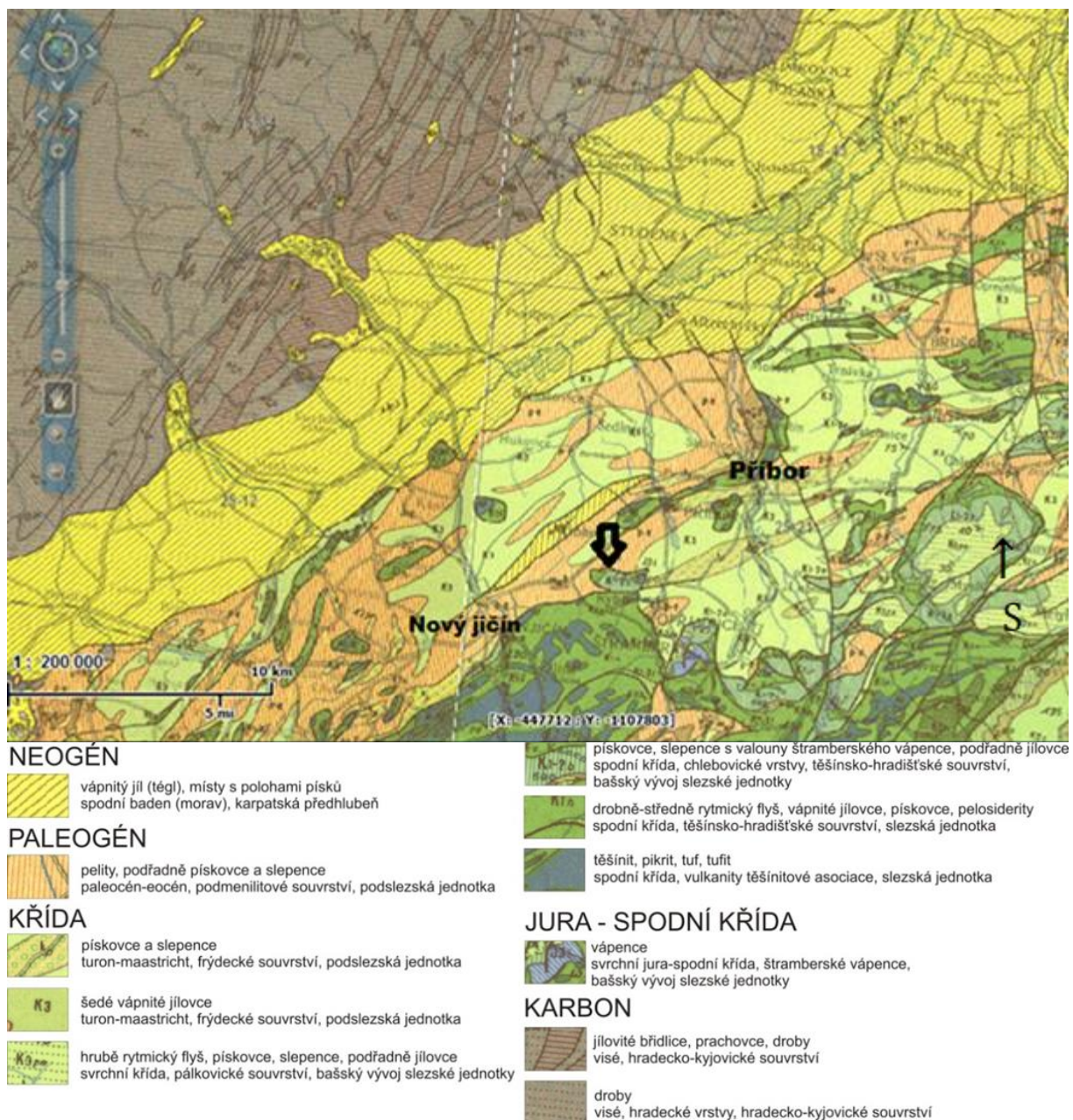
Alpinské strukturní patro je reprezentováno molasovými uloženinami karpatské předhlubně, které leží na svrchnokarbonském i starším podkladu. Na ně jsou nasunuty flyšové příkrovy podslezské a slezské jednotky. Jedná se o superficiální bezkořenné příkrovy, které byly nasunuty ve dvou fázích – staroštyrské (karpatsko-baden) a mladoštyrské (po sp. badenu) (Menčík et al. 1983).

Slezská jednotka má zachovány dva faciální vývoje – godulský (od svrchní jury po oligocén) a bašský (jura až svrchní křída). Godulský vývoj představuje hlavní horninovou masu slezské jednotky, naproti tomu bašský vývoj je v dnešní geologické stavbě prostorově omezen. Godulský vývoj zahrnuje věřovické, lhotecké, mazácké, godulské souvrství. Bašský vývoj zahrnuje štramberské vápence, chlebovické slepence, bašské souvrství a palkovické souvrství. Bašské souvrství se objevuje v Libhošti jako pefiticko-psamitický vývoj (Dubec et al., 2001).

V podslezské jednotce jsou zachované svrchnokřídové až oligocenní sekvence sedimentů (Menčík a kol 1983). Dohromady s tektonicky vyšší jednotkou slezskou budují hlavně Příborskou pahorkatinu a Štramberskou vrchovinu.

Sedimenty karpatské předhlubně jsou zastoupeny horninami ottnangu, karpatu, a spodního badenu (Dubec et al., 2001). Sedimenty ottnangu a karpatu jsou známy pouze z vrtů pod karpatskými příkrovy nebo sedimenty sp. badenu. Karpat je faciálně značně proměnlivý. Jurková – Novotná (1974) in Dubec et al. (2001) vymezily: a) pestré bazální jílovité prachovce až prachovité jílovce; b) hnědé vrstvy (šedé až tmavě hnědé jílovce s čočkami pískovců a prachovců; c) šedé vrstvy (nazelenalé nebo namodralé vápnité jílovce); d) pestré vrstvy se sádrovci (olivově zelené a červenohnědé jílovce s laminami pískovců) (Dubec et al., 2001).

Na rozhraní terciéru a kvartéru byl již dotvořen základní morfostrukturní styl krajiny. Údolní síť nebyly tak husté jako dnes a údolí byla mělká než nyní. Také reliéf Vnějších Západních Karpat byl plošší a nižší než je dnes (Czudek, 1997).



Obr. 2: Výřez z geologické mapy ČR 1 : 200 000 s vyznačením pozice pískovny Libhošť (http://mapy.geology.cz/geocr_50/).

3.2 Kvartérní vývoj širšího okolí lokality

I v kvartéru prodělalo širší okolí Libhoště složitý vývoj v důsledku působení řady klimaticky podmíněných geologických pochodů, včetně zásahu dvou kontinentálních ledovců (Dubec et al., 2001). Horské zalednění nebylo v prostoru Moravskoslezských Beskyd prokázáno, ačkoli existence horského typu ledovce je zde velmi pravděpodobná (Menčík et al., 1983). Díky těmto geologickým procesům je škála čvrtohorních uloženin velmi pestrá (Czudek, 1997). Jsou zde zastoupeny ledovcové (tilly, glacifluviální i glacilakustrinní sedimenty), fluviální (říční terasy, údolní nivy, náplavové kužely), eolické (sprašové hlíny), svahové i chemogenní sedimenty (pěnovce) (Demek et al., 1992; Czudek, 1997).

Nejstaršími kvartérními uloženinami v Příborské pahorkatině jsou preglaciální fluviální štěrky. Staršímu, elsterskému zalednění jsou připisovány písčité tilly bazální morény a glacifluviální štěrkopísky, známé z prostoru mezi Palkovicemi a Frýdkem-Místkem. Pravděpodobně ještě větší rozsah mělo mladší, sálské zalednění, které zde opět zanechalo písčité tilly a glacifluviální štěrkopísky, které se nalézají na území Staříče, Kopřivnice, Příboru a Nového Jičína. V Podbeskydské pahorkatině se nachází sprašové hlíny, uložené v době viselského zalednění (Dubec et al., 2001).

Sedimenty elsterského zalednění se zachovaly jako výplně depresí, které zasahují pod erozivní bázi dnešních toků, nebo jako denudační reliktů na zvýšených okrajích ostravské pánve a podhůří Beskyd (Menčík et al., 1983). Sedimentární výplně depresí jsou známy mezi Zábřehem nad Odrou a Kunínem a v údolí Lubiny mezi Příborem a Prokovicemi (Macoun et al., 1965). Tvoří je převážně křemenné, dobře vytríděné písky s polohami jílu a jemnozrnných štěrků (Menčík et al., 1983).

Sedimenty sálského zalednění jsou písky s nepravidelnými polohami písčité štěrky a štěrky. Pravděpodobně jde o smíšené glacilakustrinní a glacifluviální sedimenty, které se uložily před čelem ledovce. Podle názoru Tyráčka (1961) představují tyto sedimenty okrajovou facii celé ostravské pánve. V nadloží se objevují souvkové hlíny a bazální morény a nordické horniny ojediněle.

Holocenní sedimentace je reprezentována především nivními sedimenty (povodňové hlíny) řek Odry, Ostravice, Lubiny, Sedlničky i řady menších toků. Zastoupeny jsou také uloženiny deluviální a deluviofluviální (Dubec et al., 2001). Dochází k akumulaci povodňových hlín a tvoří se náplavové kužely. Kolem pramenů, které vytékají z vápnitých hornin, se vysráží pěnovce. (Musil, 1993). Nejmladší sedimenty jsou spojeny s lidskou činností, jako jsou skládky a navážky, včetně odvalů hlušin z dolů, např. z dolu Staříč (Dubec et al., 2001).

Ve čtvrtohorách došlo k intenzivnímu zvětrávání a ke vzniku svahovin. Začaly se pomalu vyzdvihovat Karpatské oblasti i oblasti Českého masívu (Petránek, 2016). Na našem území se nacházejí činné sesuvy, a to hlavně v okolí města Frýdku-Místku. Jedná se o sesuvy holocenního stáří, některá jsou stále ještě aktivní, ale většina je stabilizována. Svahové deformace pleistocenního stáří se zde také nachází, jde o fosilní sesuvy nebo deformace celých horských hřbetů a skalních svahů. Extrémní červencové srážky v roce 1997 zapříčinily velkou řadu sesuvů v letech 1997 a 1998. Aktivní svahové sesuvy zapříčiňují deformace, jako jsou například trhliny, zátrhy a nakupení hmot (Bubík et al., 2004).

Fluviální sedimenty se stratigraficky dělí do tří skupin: staropleistocenní terasy, terasy z období elsterským a sálským zalednění a terasy mladší než sálské zalednění. **Staropleistocenní terasy** v Podbeskydské pahorkatině jsou zachovány velmi ojediněle. Jsou tvořeny písčitymi štěrky místní proveniencí a neobsahují nordické horniny. Objevují se jen na menších přítocích Odry a Ostravice, v údolích hlavních toků se vůbec nenachází (pravděpodobně intenzivně zerodovány). Na levém břehu Morávky je tato terasa zachována a byla na ní zjištěna mocnost, která narůstá divergentně po proudu, ze 6 na 17 m. **Terasy z meziodobí elsterského a sálského zalednění** jsou zastoupeny tzv. hlavní terasou, jejíž povrch je ve výšce cca 10-15 m s bází v úrovni dnešních údolních niv. Spodní část bývá tvořena drobnozrnnými dobře opracovanými písčnými štěrky. Svrchní část je budována hrubšími a méně opracovanými štěrky. Mocnost písčitých štěrků dosahuje maximálně 10-15 m a v průměru mívá 4-6 m. **Fluviální terasy mladší, než sálské zalednění** jsou zastoupeny tzv. údolní terasou. Údolní terasa je vyvinutá podél všech toků, leží v úrovni hladin řek, ale může zasahovat 2-4 m nad hladinu. Báze na dolních tocích bývá hluboká 4-6 m. Terasy jsou budovány hrubými až balvanitými písčnými štěrky, které jsou tvořeny převážně horninami místní proveniencí, avšak na dolních tocích se může objevovat nordický materiál z ledovce (Menčík et al., 1983)

Eolické sedimenty leží na okraji Podbeskydské pahorkatiny. Na většině území dosahují 320-350 m. Nejvyšší známý výskyt je na s. svahu Prašivé ve výšce 742 m n. m. Typické eolické sedimenty jsou nevápnité sprašové hlíny. Tyto uloženiny tvoří pokryvy říčních teras a glacialakustrinních sedimentů. V průměru mívají mocnost 5 m, okolí Kunína až 10 m. Naopak v Příborské a v Těšínské pahorkatině je jejich mocnost okolo 2 m (Menčík et al., 1983).

Horniny mladších čtvrtohor zahrnují nivní sedimenty podél řek Olše, Morávky a Lubiny. Řeka Lubina protéká širokým údolím ploché Libhošťské pahorkatiny, tvořené flyšovými jíly, jílovci a pískovci. Okolo Příbora v Bartošovické pahorkatině je budována

glaciálním sedimenty pleistocénu s překryvy sprašových hlín, zde se niva Lubiny rozšiřuje a navazuje na Oderskou nivu s mladopleistocenními a holocenními sedimenty (Czudek, 1972).

4. Kontinentální zalednění moravskoslezské oblasti

Kontinentální ledovec zasáhl v Moravskoslezské oblasti do Vidnavské nížiny, Žulovské pahorkatiny, do okrajové severní části Zlatohorské vrchoviny, do severního a východního okraje Nízkého Jeseníku, do Opavské pahorkatiny, Ostravské pánve, Moravské brány a Podbeskydské pahorkatiny.

Pleistocenní kontinentální ledovec postoupil na území Moravské brány dvakrát ve formě velkého výběžku z Polska. Starší, elsterské (halštrovské) zalednění mělo menší plošný rozsah a nepřekročilo hlavní evropské rozvodí (Tyráček, 2007).

Mladší, sálské zalednění (Drenthe, palhanec) je považováno za maximální, ale nejmladší sálský ledovec (Warthe) již území České republiky nezasáhl. Sedimenty glaciálu Elster 1 byly v s. Čechách datovány metodou OSL na 606 ± 53 ka BP (Nývlt, 2008), což odpovídá MIS 16. Sedimenty ústupového stádia 2. oscilace saale 1 byly datovány nedaleko zkoumané lokality v obci Kunín na $162 \pm 9,4$ ka BP (Nývlt et al., 2008), což odpovídá MIS 6 a oderskému zalednění v Polsku.

Rozloha pleistocenního zalednění na území Moravy a Slezska byla stanovena podle výskytu ledovcových souvků a uloženin. Pro stanovení jižní hranice posloužily zejména pazourky, které jsou velmi odolné a nacházejí se po celé oblasti zasažené kontinentálním ledovcem. Rozloha zalednění tak činila okolo 2750 km^2 (Hucke, 1967). Hranicí zalednění v blízkosti rozvodí řek Odry a Bečvy se zabýval Tyráček (1961). Byly vymapovány nejzápadnější výskytu ledovcových sedimentů, asi 3 km v. od Bělotína (Tyráček, 1961). Největší pokrok nastal při studiu a stratigrafii sprašových sedimentů. Ledovec zasáhl do různých nadmořských výšek. Výškové poměry reliéfu na okraji kontinentálního ledovce posloužily pro určení původní sedimentační výšky (Czudek, 1997; 2005). Hranice zalednění na Jesenícku se pohybuje s mírnými odchylkami po vrstevnici 450 m n. m. (Gába, 1970).

	klíma	Stratigrafie				
		Severoevropská	Moravskoslezská oblast	Nývlt et al., 2011	Alpy	
střední pleistocén	glaciál	saale	saale 2	oldřišovský	eroze	riss
			saale 1	palhanecký	2. oscilace 1. oscilace	
	interglac.	holstein		stonavský	stonava	mindel/riss
	glaciál	elster	elster 3		eroze	mindel
			elster 2	kravařský		
			elster 1	opavský	elster 1	

Tab. 2: Stratigrafie kontinentálního zalednění v ČR (upraveno podle Macouna et al. 1965 a Nývlt et al. 2011)



obr. 3: Mapa maximálního rozsahu elsterského a sálského zalednění v moravskoslezské glaciální oblasti Podle Šibravy a Macouna (<http://www.natura-opava.org>)

5. Historie výzkumů kontinentálního zalednění v moravskoslezské glacigenní oblasti

Zaledněním v moravskoslezské glacigenní oblasti se autoři zabírali už v předminulém století. Předmětem zájmu byly a stále jsou tři hlavní aspekty výzkumů – nejzazší dosah ledovce v Moravské bráně, stratigrafické zařazení sedimentů pleistocenního zalednění a interpretace genetických typů ledovcových sedimentů a depozičního prostředí. Kontinentální ledovec nepřekročil hlavní evropské rozvodí (Hoheneggera, 186, von Cammerlandera, 1890 in Pavurová 2010) Tento názor vyvrací ve své práci Nývlt et al, 2011. Zvláště v první polovině 20. století byl mnohými zpochybňován (Hassinger, 1911; 1914; Dědina, 1932; Beck a Götzinger, 1932 in Pavurová 2010). Hassinger (1911) in Pavurová 2010 považoval uloženiiny na úpatí Oderských vrchů za proglaciální akumulární formy. Podle něj kontinentální ledovec zasáhl až do údolí řeky Luhy a v době maximálního rozšíření překročil i rozvodí. Dědina (1932) pokládal Porubskou bránu za nejvhodnější oblast, kde mohl pevninský ledovec překročit hlavní evropské rozvodí. Beck a Götzinger (1932) in Pavurová zakreslili glaciální uloženiiny sálského zalednění v Porubské bráně.

Ve druhé polovině 20. století se kontinentálním zaledněním zabývali, Macoun-Šibrava (1958), Tyráček (1961), Macoun et al. (1965), Plička (1973), Macoun (1989), Czudek (1997, 2005) a v novém tisíciletí Tyráček (2006), Hanáček (2012, 2014) a Gába (2019). Elsterské zalednění dle Týráčka (1961) mělo v moravskoslezské glaciální oblasti menší rozsah než sálské zalednění. Jižní hranice kontinentálního ledovce v době sálského zalednění je uváděna v Porubské bráně u Hustopečí nad Bečvou (Macoun et al. 1965). Tavné vody se dostaly Porubskou bránou do údolí řeky Bečvy a vznikla radslavická terasa, která se rozkládá na obou stranách Bečvy. Radslavická terasa je proto důležitým opěrným bodem pro paralelizaci alpského a severského zalednění (Tyráček, 1961). Plička ve své práci z roku 1973 pojednával o zásahu ledovce přes Moravskou bránu hluboko na střední Moravu, tato teorie byla založena na vzájemné zaměnitelnosti nordik s exotickými klasty z paleogenních flyšových slepenců. V posledním velkém kontinentálním zalednění (viselský glaciál), se území naší republiky nacházelo v pásmu periglaciálního klimatu. Jeho počáteční fáze se v údolních oblastech vyznačují silnou fluviální sedimentací (mocnosti štěrkopísků 4–6 m) a tvorbou mrazových klínů (Czudek, 2005). Při úpatích Nížkého Jeseníku a Moravskoslezských Beskyd vznikala proluvia o mocnosti 5–19 m. V pleniglaciální fázi se silně projevovala eolická sedimentace.

Tyráček v práci z roku 2006 se zabývá okrajem skandinávského zalednění v Moravské bráně a díky celé řadě průzkumných prací ze 70. let jej vyhodnotil. Hanáček, ve svých pracích (2012, 2014) rozšiřuje znalosti, o jednotlivých lokalitách na našem území, podrobným popisem litofacií a valounových analýz a popisuje postupu pleistocenního kontinentálního ledovce. Glacifluviální výplavové plošině u Kolnovic se věnuje v práci z roku 2012. V článku z roku 2014 pojednává o významu valounových analýz ledovcových souvků pro paleografické rekonstrukce na Jesenicku. Kontinentálním zaledněním u Kolnovic se podrobně zabývá (Gába 2019). Zvláštností v této práci jsou nálezy bílé měkké psací křídly z baltského maastrichtu.

Na území naší republiky je studium jednotlivých zalednění stále předmětem diskuze, protože chybí korelace se zaledněním na území Polska (Nývlt et al., 2011).

6. Typy ledovcových sedimentů

Činností ledovce vznikají ledovcové (glaciální) sedimenty, které dělíme podle jejich geneze na tři základní typy: glacienní, glacialakustrinní a glaci-fluviální.

6.1 Glacienní sedimenty

Zde náleží sedimenty označované termínem till. Jedná se sediment, který je transportován a poté uložen ledovcem, přičemž vůbec nebyl, nebo byl jen málo vytríděn vodou. Základními typy tillu jsou tzv. longement till, melt-out till, flow till a deformační till (Růžičková et al., 2003). **Longement till** – vzniká ukládáním z báze ledovce a následnou sedimentací klastických částic při odtávání ledu následkem tlaku. Typické jsou písky s příměsí valounů a balvanů, kdy klasty jsou poloostrohranné až polozaoblené. Povrch klastů může být rýhován a v uložených sedimentech má výraznou přednostní orientaci protažení valounů. **Melt-out till** se dělí na supraglaciální a subglaciální. **Subglaciální melt-out till** vzniká na bázi stagnujícího ledovce při jeho pomalém odtávání, nebo na stagnující zóně pod postupujícím ledovcem. Mívá vyšší obsah klastů, které pochází z velké vzdálenosti a obsahuje klasty podložního longement tillu. Typické je subhorizontální zvrstvení, kdy se střídají jemnozrné a hrubozrné polohy bez výrazné přednostní orientace (Whalley a Krinsley, 1974). **Supraglaciální melt-out till** vzniká po odtání povrchu ledovce, nebo sublimaci jeho svrchních vrstev, kdy ledovec většinou stagnuje nebo ustupuje. Převládají šterkové frakce. Jelikož písky jsou jen pasivně transportovány na povrchu ledovce, budou mít pouze zděděné texturní znaky. Většina těchto zrn má vysokou sféricitu a ostrohrannost. **Flow-till** vzniká díky gravitaci. A to skluzem nebo sesunutím sedimentu uloženého z ledovce. Což může proběhnout kdekoli, jak na povrchu, tak okraji či pod ledovcem. **Deformační till** - jedná se o přemístěné bloky podložních hornin v důsledku pohybu ledovce (Whalley a Krinsley, 1974).

6.2 Glacialakustrinní sedimenty

Glacialakustrinní písky se vyskytují především jako jemně až středně zrnité křemité písky. Zásadním klíčem k identifikaci těchto sedimentů je rytmičnost sedimentace. Ta je v nich znázorněna střídáním vrstev a lamin jemnozrnějších a hrubozrnějších písků. Glacialakustrinní písky nebývají vápenité (Macoun et al. 1965). Varvové písky jsou vodorovně, občasně i šikmo zvrstvené. Šikmé zvrstvení pravděpodobně vzniklo vlivem proudění vody u dna jezerní pánve. Můžou se vyskytovat i vrstvy zabarvené do rezavé barvy díky obsahu limonitu (Macoun et al. 1965). Glacialakustrinní jíly jsou modrošedého,

zelenošedého, kávově hnědého a žlutohnědého zabarvení s druhotným mramorováním. Postrádají typické páskování varv, přesto jsou s nimi spojeny faciálními přechody (Macoun et al. 1965).

6.3 Glacifluviální sedimenty

Podle Whalleyho a Krinsleyho (1974) jsou glacifluviální sedimenty definovány jako sedimenty vznikající v proudícím vodním prostředí v přímém kontaktu s ledovcem, popř. i ve větší vzdálenosti od ledovce. Avšak jejich ukládání musí být v přímé souvislosti s aktivitou ledovce. Z hlediska pozice k tělesu ledovce se dělí na englaciální a proglaciální sedimenty.

V englaciálních sedimentech jsou zahrnuty uloženiny vzniklé pod ledovcem (subglaciální), v ledovci (englaciální s. s.) a na ledovci (supraglaciální). Do prvních dvou skupin řadíme sedimenty eskerů, třetí pak reprezentují sedimenty kamů a kamových teras. (Whalley a Krinsley, 1974).

Eskey vznikají ukládáním sedimentů podledovcových řek, buď při ústí nebo výplní tunelů. Jejich tvar je úzký, vlnící se hřbet. **Kamy**, jedná se o geomorfologické formy, vznikající depresí stagnujícího ledu nebo vyplnění trhlin v ledovci. **Kamové terasy** vznikaly proudem řeky, tekoucí mezi ledovcem a přilehlým svahem. Jsou velmi podobné říčním terasám, ale nejsou tak pravidelně vyvinuty. Tvoří ji uloženiny glacifluviálního původu (Kraft et al., 2004).

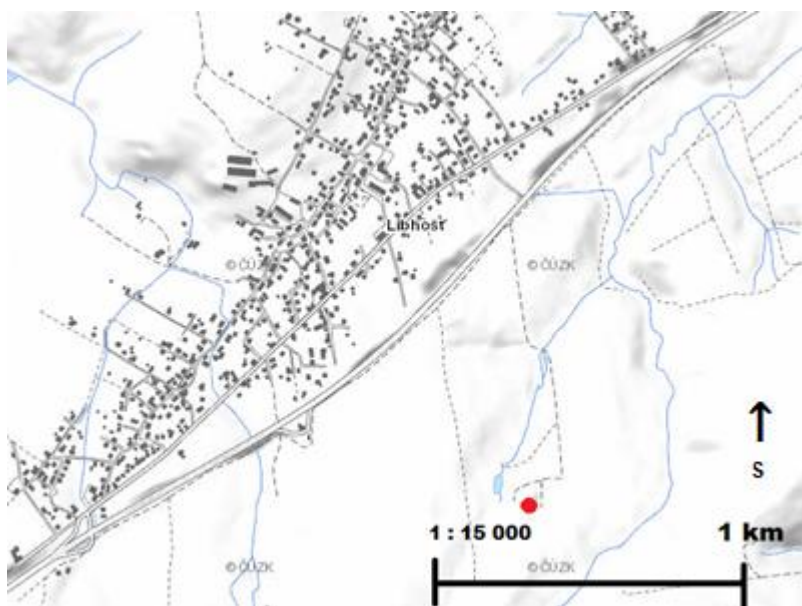
Proglaciální sedimenty se ukládaly v předpolí čela ledovce a řadí se k nim sedimenty sandrů, glacifluviálních delt a glacifluviálních teras (Whalley a Krinsley, 1974).

Sandry vznikají v předpolí ledovce spojením plochých náplavových kuželů ledovcových toků (Strahler, 1999).

7. Metodika výzkumu

7.1 Odběr vzorku a litologický popis profilu

Výzkum byl prováděn v dnes již zaniklé pískovně na jihovýchodním okraji obce Libhošť na Novojičínsku se souřadnicemi 49°37'7"N, 18°5'5"E. Dno pískovny se nacházelo asi 10 m pod úrovní okolního terénu. Pískovna byla již v době odběru vzorků (2015) značně zasucená a místy porostlá hustou náletovou vegetací. Severní stěna pískovny byla relativně nejlépe odkrytá, což rozhodlo o místě začištění profilu. Podařilo se vykopat rýhu o celkové délce 9 m. Celý profil byl pečlivě fotodokumentován a detailně popsán do terénního deníku podle běžně používané terénní metodiky podle Tuckera (2003). Při popisu jsem si všimla znaků, jako jsou mocnost a tvar vrstev, charakter vrstveních kontaktů, dále byla zaznamenána zrnitost, stupeň vytrídění materiálu, jeho barva a zvrstvení. Pomocí geologického kompasu byly změřeny strukturní prvky vrstev pro pozdější vyhodnocení paleoproudění. Nakonec byl odebrán sediment ze začištěného profilu, pomocí kovové lopatky, z každé makroskopicky odlišitelné vrstvy a umístěn do připravených mikrotenových sáčků. Odebrané množství materiálu bylo závislé na zrnitosti vzorků a pohybovalo se od 0,5 kg u jemnozrnných, dobře vytríděných prachovitých písků a jílu po cca 3 kg u písčitých šterků. Celkem bylo odebráno 18 vzorků na zrnitostní i další laboratorní analýzy. Dále byly odebrány tři vzorky na valounové analýzy a zjištění tvarového opracování klastů. Místa odběru vzorků na profilu jsou vyznačená na obr. 7.



obr. 4: Lokalizace bývalé pískovny (červená tečka) u obce Libhošť (www.geology.cz)

7.2 Paleoproudění

Paleoproudění bylo studováno ve dvou vrstvách (vrstva 13 a 19) s dobře patrným šikmým zvrstvením. V začištěném profilu byly udělány záseky, ze kterých bylo jednoznačně patrné prostorové uspořádání vnitřní stavby vrstev. Pevná deska byla použita jako pomůcka nahrazující plochu laminace, zvrstvení, či vrstevní plochu. Geologickým kompasem, přiloženým k této desce byla následně změřena její orientace. Výsledná data byla vynesena do diagramů v programu ROZETA (viz obr. 7).

7.3 Sítování a vážení zrnitostních frakcí

Sítování bylo provedeno na vibrační prosévače FRITSCH analysette SPARTAN 3. K separaci zrnitostních frakcí byla použita normovaná síta poslopně umístěna na prosévače. Apertura sít se pohybovala od 8 mm do 63 μm . Každý vzorek se nechával třepat zhruba 5–10 minut. Pro rozdělení sypkých, dobře vysušených vzorků (zhruba polovina vzorků) do jednotlivých zrnitostních frakcí, slouží standartní metoda sítování suchou cestou (Benn, Evans 2004, Hubbard, Glasser 2005). Vzorky z vrstev, které vykazovaly známky stmelení, případně vzorky s vyšším obsahem jílové frakce, které měly tendenci vytvářet větší kompaktní agregáty, byly sítovány mokrou cestou. Tyto vzorky byly i se síty umístěny do sušičky.

K vážení materiálu jsem použila digitální váhu s přesností na jedno desetinné místo. Při vážení jsem používala plastový kelímek a igelitové sáčky, jejichž hmotnost jsem odečetla od hmotnosti navážené. Naměřené hodnoty byly následně použity pro vyjádření procentuálního zastoupení jednotlivých frakcí ve vzorku a ke konstrukci frekvenčních a kumulačních křivek v programu MS Excel. Metodika byla prováděna podle Bezvodové et al. (1985).

Frekvenční křivky - křivka proložená vrcholy histogramu. Histogramy jsou sloupcové diagramy, které se konstruují tak, že na osu x se nanáší velikostní stupnice zrnitostních intervalů (v jednotkách Φ) a na osu y hmotnostní % příslušných zrnitostních intervalů (Bezvodová et al. 1985).

Kumulační křivky graficky vyjadřují zastoupení jednotlivých frakcí a dovolují snadné stanovení mediánu (M_d), kvartilů označovaných jako Φ_{25} a Φ_{75} a percentilů jako Φ_i , kde i jsou čísla 5, 16, 50, 84 a 95. Konstruují se tak, že na logaritmickou osu x se vynáší zrnitostní intervaly v jednotkách ϕ Φ a na lineární osu y kumulačně procentuální zastoupení (Bezvodová et al. 1985). Hodnoty Φ se vypočítají jako záporný dvojkový logaritmus velikosti zrna d (v mm) $\Phi = -\log_2 d$.

Parametr zrnitosti	Vzorec pro výpočet
Střední velikost zrna (M_Z)	$M_Z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$
Medián (M_d)	$M_d = \Phi_{50}$
Vytrídění (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: Výpočet parametrů zrnitosti podle Folka and Warda (1957).

Střední velikost zrna (M_Z) udává aritmetický průměr. Medián (M_d) udává průměrnou velikost zrna při 50% zastoupení. Vytrídění (σ) vyjadřuje množství zastoupení zrnitostních frakcí. Nejlépe vytríděné sedimenty znamená, že všechny částice mají stejnou zrnitost a mají nízké hodnoty σ. Koeficient symetrie (S_K) udává pozici modu vzhledem k zrnitosti frakcí. Kladné hodnoty znamenají jemná frakce, negativní pak frakce hrubá. Špičatost (K_G) vyjadřuje vztah mezi vytríděním ve střední části kumulační křivky a v jejich okrajových částech (Tucker 1995). Slovní hodnocení viz. tab. 4

Vytríděnost		Asymetrie		Špičatost	
hodnota	označení vzorku	hodnota S _K	označ. křivky	hodnota K _G	označ. křivky
< 0,35	velmi dobře vytríděný	-1,0 až -0,31	velmi negativně. šik	< 0,67	velmi platikurtická
0,35 až 0,49	dobře vytríděný	-0,30 až -0,11	negativně šikmá	0,67 až 0,9	platikurtická
0,5 až 0,99	středně vytríděný	-0,10 až 0,09	téměř symetrická	0,9 až 1,1	mezokurtická
1,0 až 1,99	špatně vytríděný	0,10 až 0,29	pozitivně šikmá	1,1 až 1,5	leptokurtická
2,0 až 3,99	velmi špatně vytríděný	0,3 až 1,0	velmi pozitivně šik.	1,5 až 3,0	velmi leptokurtická
≥ 4	extrémně špatně vytř.			3,0	extrémně leptokurtická

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

7.4 Valounová analýza

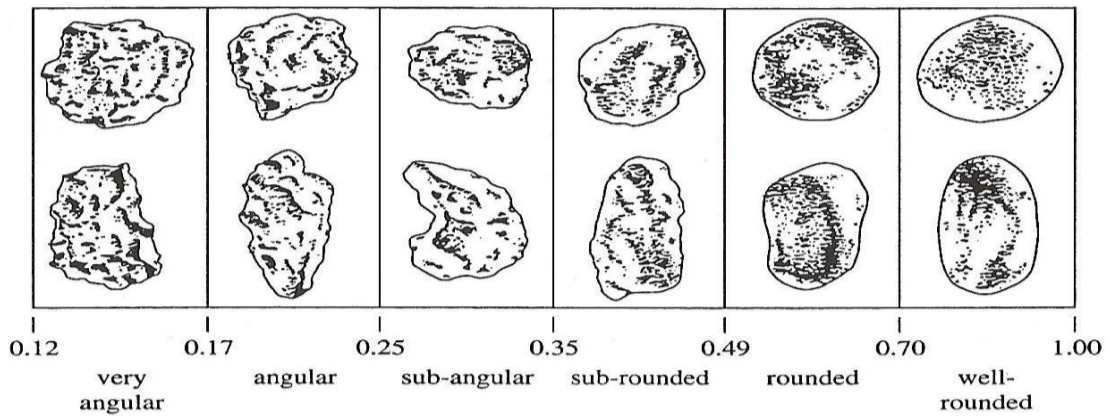
Vzorky na valounové analýzy byly odebrány z vrstev štěrku až štěrkovitého písku L10, L17 a L28. V každém z odebraných vzorků bylo okolo 500–1000 kusů klastů. Aby byla metoda dostatečně reprezentativní, měla by každá skupina obsahovat alespoň 250 valounů. Při menším počtu směrodatná odchylka stoupá a je dosahováno nepřesných výsledků (Bridgland et al., 1986). Klasty jsem pomocí posuvného měřítka roztřídila do frakcí 4–8 mm, 8–16 mm, 16–32 mm a 32–64 mm. Následné petrologické zařazení valounů bylo prováděno makroskopicky podle strukturních a texturních znaků hornin. Identifikované valouny byly podle provenience zařazeny do 3 skupin. Metodika byla provedena podle práce Nývlt a Hoareho (2000). První skupina je označená jako *místní a blízké valouny*. Zde jsou zahrnuty horniny, které sice mají výchozy v těsné blízkosti studované lokality, ale vzhledem ke geologické stavbě širšího okolí mohou pocházet i z míst desítky km vzdálených od Libhoště. Druhá skupina, *nordické horniny*, zahrnuje exotické valouny, které mají původ na území Skandinávie, na dně a pobřeží Baltského moře. Samostatnou skupinu představuje *křemen*, vzhledem k nejednoznačné určitelnosti jeho provenience (Gába, 1976; Gába, Pek, 1999). Provenience valounů v dané frakci je vyobrazena na obr. 8.

7.5 Analýza tvarů a zaoblení klastů

Tvar klastů lze vyjádřit pomocí sféricity a zaoblení. Zatímco zaoblení vypovídá spíše o zvětrávacích a transportních pochodech, sféricita je parametr, který je do značné míry ovlivněn reologickými vlastnostmi hornin (Benn, a Ballantyne, 1994). Sféricita je míra přiblížení tvaru koule a zaoblení udává stupeň zakulacení v hranách a rozích (Bridgland et al., 1986).

Pro stanovení sféricity byly změřeny ortogonální osy valounů vybraných petrologických skupin (křemen, prachovec, drobový pískovec, nordická magmatická hornina) pomocí posuvného měřítka s přesností na milimetry. Osa a je nejdelší, osa b střední a osa c je nejkratší. Naměřená data byla vynesena do trojúhelníkového diagramu, vytvořeného v programu TRI-PLOT (Graham, Midgley, 2002). Vrcholy trojúhelníku představují krajní členy tyč ($a > b = c$), krychli ($a = b = c$) a disk ($a = b > c$).

Zaoblení bylo stanoveno srovnáním reálného tvaru klastu se škálou vytvořenou Powersem (1953). Jednotlivé valouny byly makroskopicky zařazeny do jedné ze šesti skupin v rozmezí od velmi ostrohranných po dobře zaoblené (viz obr. 7, tab. 6). Výsledná data byla vynesena ve formě histogramů.



Obr. 6. Třídy zaoblení podle Powerse (1953).

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

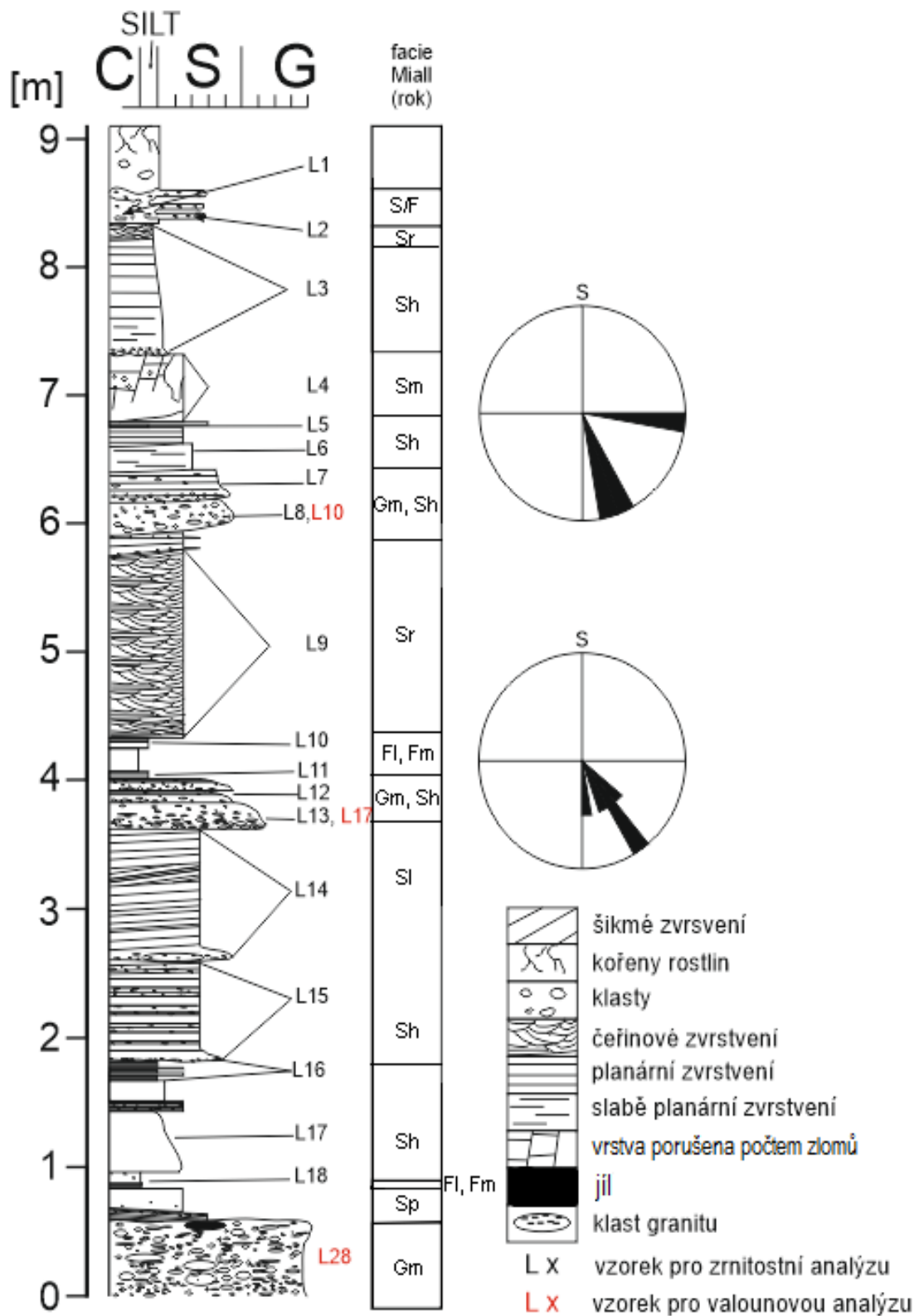
Tab. 5: Popisná kritéria pro jednotlivé třídy zaoblení podle Powerse (1953).

8. Výsledky

8.1 Litologický popis a paleoproudění

Profil je vysoký přes 9,2 m (GPS: 49°37'7"N, 18°5'5"E) a složený z 28 vrstev, z kterých bylo odebráno celkem 18 vzorků na zrnitostní analýzu a 3 vzorky na valounovou analýzu. Geologickým kompasem bylo měřeno paleoproudění a to ve vrstvách 13 a 19. Na bázi je profil štěrkovitý až hrubě štěrkovitý materiál (Gm) a klasty byly protažené a uloženy v jednom směru. Průměrná velikost klastů je okolo 4-5 cm s převahou pískovců a prachovců. Dále už se vrstvy svou zrnitostí zjemňují a střídají se vrstvy jílu a prachu (Fl, Fm) a planárně uložené a masivní vrstvy písku a štěrkopísku (Sh, Sm). Ve střední části profilu, vrstvy 12 o mocnosti 141 cm středně zrnitého písku, se objevuje čeřinové zvrstvení (Sr). Čeřiny se dále objevují na povrchu vrstvy 3. Jedná se o vrstvu s mocností 102 cm, jejíž báze je zvlněná a lemovaná štěrkovitými klasty, nad bází jsou černě zbarvené záteky, poté přechází do planárního zvrstvení a nakonec (Sh) do čeřinového zvrstvení (Sr). Zvláštní je vrstva 4, která je složena z rezavě hnědého písku a masivním zvrstvením (Sm), tato vrstva je porušena několika zlomy. Vrstva 2 je porušena intenzivní kryoturbačí, má mocnost 25 cm, na bázi se objevují rezavě hnědé záteky prachu až písku, ve kterém se nachází klasy do 5 mm a v nejvyšší části vrstvy dominuje rezavý písek. Profil je zakončený antropogenní navážkou.

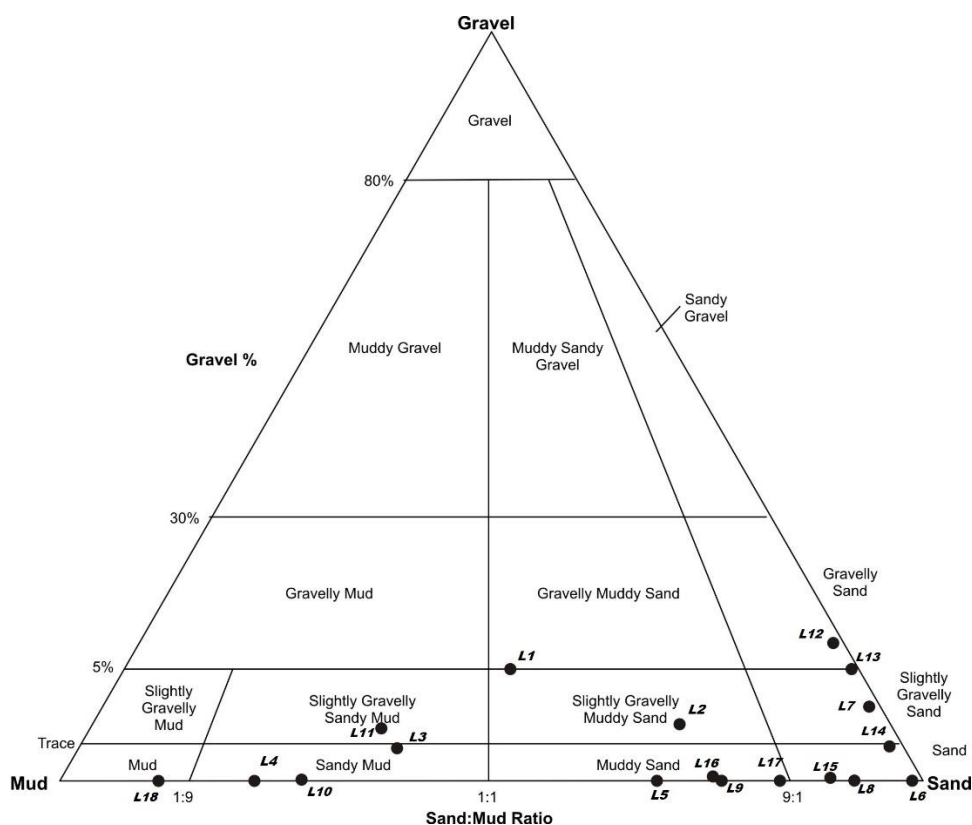
Paleoproudění bylo provedeno ve vrstvě 13 a 19, kdy první inklinuje k JV a druhá k JJV. Vrstva 13 byla prachovitá až jílovitá, vrstva 19 byla složena ze střednězrnitého písku. V obou případech mají růžicové diagramy unimodální charakter.



Obr. 7: Zakreslený profil pískovny v Libhošti s legendou a růžicovými digramy paleoproudových dat. C – jíl, **SILT** – prach, S – písek, G – štěrk.

8.2 Zrnitostní analýza

Z Folkova ternárního diagramu (viz obr. č.) je patrné, že ve většině vzorků převládá písčítý materiál, a proto v diagramu spadají poblíž koncového člena písek (sand). Vzorky L6, L8, L14 a L15 lze klasifikovat jako písek, vzorky L2, L5, L9, L16 a L17 jako prachovitý písek. Tři vzorky L1, L12 a L13 spadají do klasifikace písek s přítomností šterkových klastů. Zvýšený podíl prachové a jílové frakce ve vzorcích L3, L4, L10, L11 a L18 způsobuje, že tyto vzorky lze klasifikovat jako písčítý prach až prach.



Obr. 8: Ternární GMS diagram dle Folka (1954) klasifikující klastické sedimenty na základě poměru šterku písku a prachu + jílu.

Dle výsledků zrnitostních analýz vykazuje většina vzorků střední stupeň vytrídění, pouze vzorky L1, L2, L5, L12 a L13 jsou špatně vytríděné a vzorky L4 a L18 jsou dobře vytríděné. Z tab. 6 vyplývá, že hodnota Sk (šikmost) převládají téměř symetrické vzorky (L2, L12, L13, L14, L16 a L18). Čtyři vzorky (L6, L8, L9 a L15) jsou pozitivně šikmé a čtyři negativně šikmé (vzorky L4, L5, L7 a L10), zbylé čtyři jsou dva velmi negativně šikmé a dva velmi pozitivně šikmé. Co se týče špičatosti (KG), převládá skupina leptokurtická (celkem 8

vzorků) a platikurtická (5 vzorků). Vzorky L3, L5, L17 a L 18 vykazují mezokurtickou špičatost a jediný vzorek L8 náleží skupině velmi leptokurtické. Jak z tab. č. 6, interpretované z výpočtů podle GRADISTAT, tak z frekvenčních křivek (příloha 2) je patrné že pouze vzorky L2 a L11 vykazují bimodální distribuci zrnitostních frakcí, zbytek vzorků unimodální.

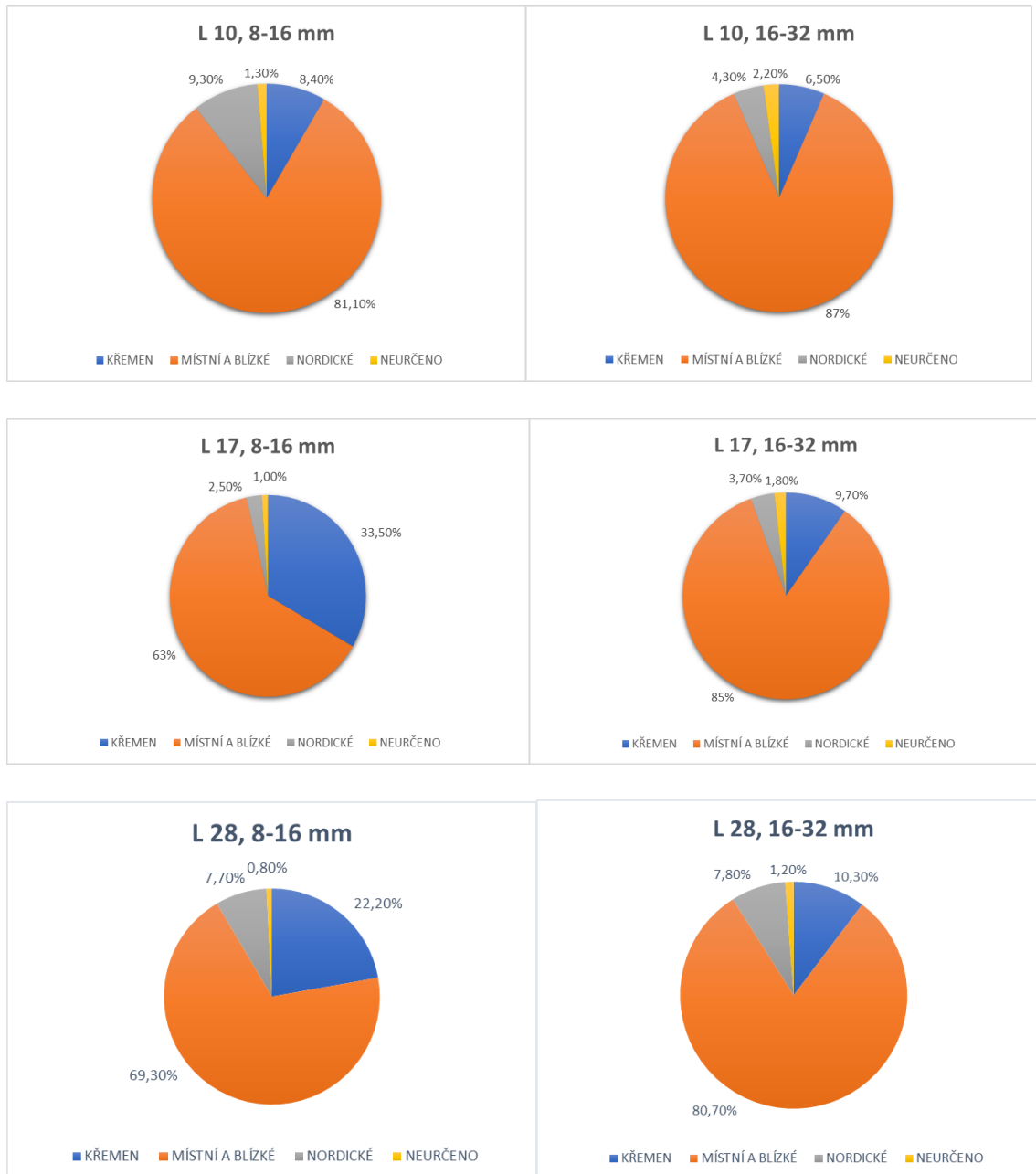
Zrnitostní parametry v jednotkách Φ					Slovní vyjádření podle Folka a Warda (1957)			
Název vzorku	Md	σ	Sk	KG	σ	Sk	KG	modalita
L1	3,416	1,662	-0,544	1,398	špatně vytříděný	velmi negativ. Šikmá	leptokurtická	unimodální
L2	2,775	1,35	0,095	0,822	špatně vytříděný	téměř symetrická	platikurtická	bimodální
L3	4,084	0,711	-0,349	1,014	středně vytříděný	velmi negativ. Šikmá	mezokurtická	unimodální
L4	4,373	0,47	-0,214	1,227	dobře vytříděný	negativně šikmá	leptokurtická	unimodální
L5	3,301	1,134	-0,207	0,916	špatně vytříděný	negativně šikmá	mezokurtická	unimodální
L6	1,888	0,643	0,219	0,795	středně vytříděný	pozitivně šikmá	platikurtická	unimodální
L7	1,088	0,993	-0,112	1,107	středně vytříděný	negativně šikmá	leptokurtická	unimodální
L8	2,612	0,704	0,146	1,534	středně vytříděný	pozitivně šikmá	velmi leptokurtická	unimodální
L9	3,242	0,862	0,144	0,83	středně vytříděný	pozitivně šikmá	platikurtická	unimodální
L10	4,261	0,527	-0,266	1,105	středně vytříděný	negativně šikmá	leptokurtická	unimodální
L11	3,925	0,959	-0,53	1,111	středně vytříděný	velmi pozitivně šikmá	leptokurtická	bimodální
L12	0,563	1,293	-0,061	1,169	špatně vytříděný	téměř symetrická	leptokurtická	unimodální
L13	0,901	1,067	-0,082	1,475	špatně vytříděný	téměř symetrická	leptokurtická	unimodální
L14	1,448	0,952	0,057	0,887	středně vytříděný	téměř symetrická	platikurtická	unimodální
L15	2,723	0,833	0,185	1,348	středně vytříděný	pozitivně šikmá	leptokurtická	unimodální
L16	3,275	0,872	0,085	0,842	středně vytříděný	téměř symetrická	platikurtická	unimodální
L17	2,969	0,779	0,346	0,919	středně vytříděný	velmi pozitivně šikmá	mezokurtická	unimodální
L18	4,447	0,352	-0,098	0,917	dobře vytříděný	téměř symetrická	mezokurtická	unimodální

tab. 6: Slovní vyjádření parametrů vytřídění, symetrie a špičatosti.

8.3 Valounová analýza

Provenience štěrkových klastů byla studována ve frakcích 8–16 mm a 16–32 mm. Ve všech zkoumaných vzorcích jednoznačně dominují klasty místní až blízké provenience (obr.8), které jsou zastoupeny především drobovými pískovci a prachovci flyše Západních Karpat. Ve frakci 16–32 mm tvoří 87–81 % všech klastů. Ve frakci 8–16 mm tvoří 81–63 %. Druhou nejpočetnější skupinou je křemen, který ve frakci 16–32 mm tvoří 6,5–10 % všech klastů a ve frakci 8–16 mm tvoří 8–33,5 %. Nejméně početnou je skupina klastů nordické provenience, které jsou nejčastěji zastoupeny červenými křemennými pískovci a granitoidními horninami. Ve frakci 16–32 mm tvoří od 4 do 8 % všech klastů. Ve frakci 8–16 mm jsou obsahy exotických klastů mírně vyšší a mohou tvořit i více než 9 % všech klastů (vzorek L10). Klasty neurčité provenience tvoří maximálně 2 % všech klastů a neurčitelnost je většinou způsobena silným rozvětráním štěrkových valounů. Rozdíly mezi různými vzorky jsou spíše zanedbatelné, což ukazuje na časovou stabilitu zdroje. Výraznější systematické

rozdíly lze pozorovat mezi zkoumanými frakcemi, které se projevují nižšími podíly místních a blízkých hornin a zvýšenými podíly křemene ve frakci 8–16 mm, v porovnání s hrubší frakcí.



Obr. 8: Kruhové digramy procentuálního zastoupení klastů podle provenience.

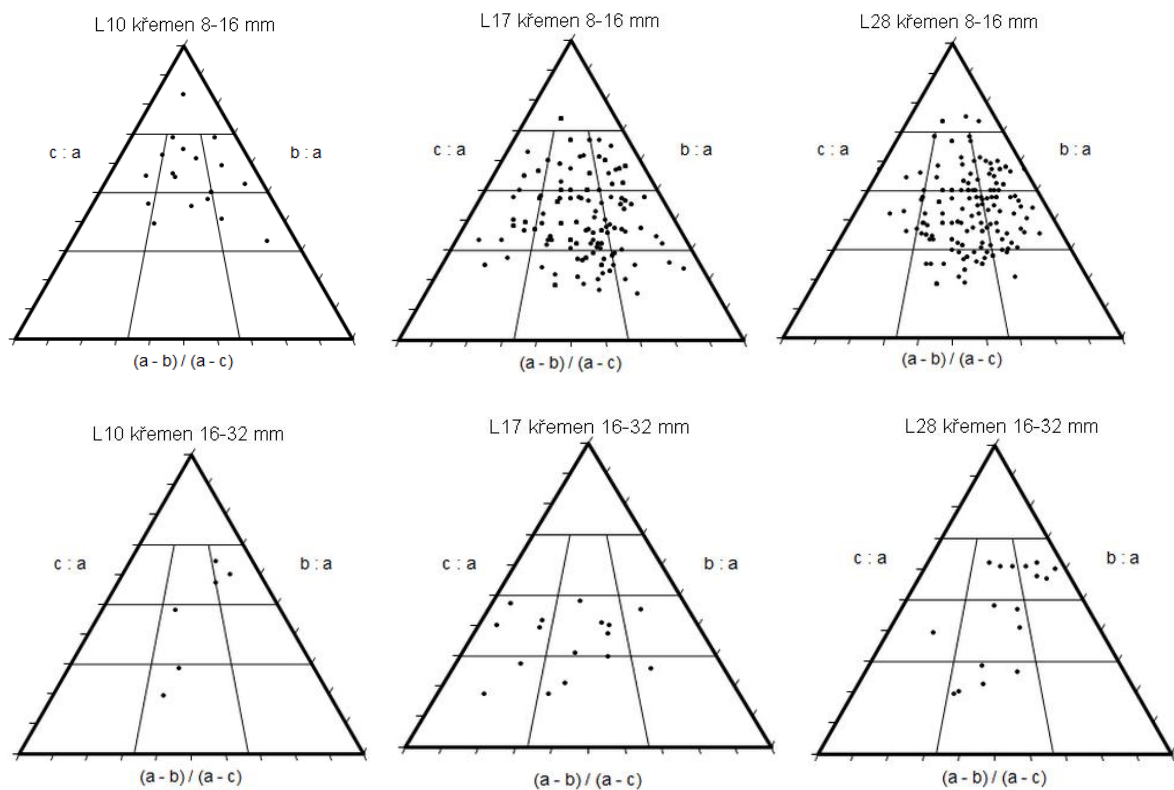
8.4 Sféricita a zaoblení štěrkových klastů

Při měření valounů jsme dostali číselnou hodnotu, tři jednotlivých na sebe navzájem kolmých os (a – nejdelší, b – střední, c – nejkratší). Data byla poté zanesena do programu TRI – PLOT (Graham, Midgley 2002). Pro tuto analýzu byly použity valouny vybraných skupin (křemen, pískovce, prachovce a nordické magmatické horniny). Vynášela jsem jen valouny o velikosti frakce 8-16 mm a 16-32 mm z důvodu velkého počtu klastů v těchto třídách. Výsledné diagramy jsou na obr. 9.1 až 9.4. Tvary křemene spadají většinou do střední části diagramu. Větší frakce (16-32 mm) křemen však více inklinuje ke spodní části diagramu. Žádný z valounů nám nespadá výhradně do krajních členů. Nejčastější jsou tvary blokové, ale u vzorku L 17 ve frakci 16-32 mm křemeny inklinují ke tvaru desky.

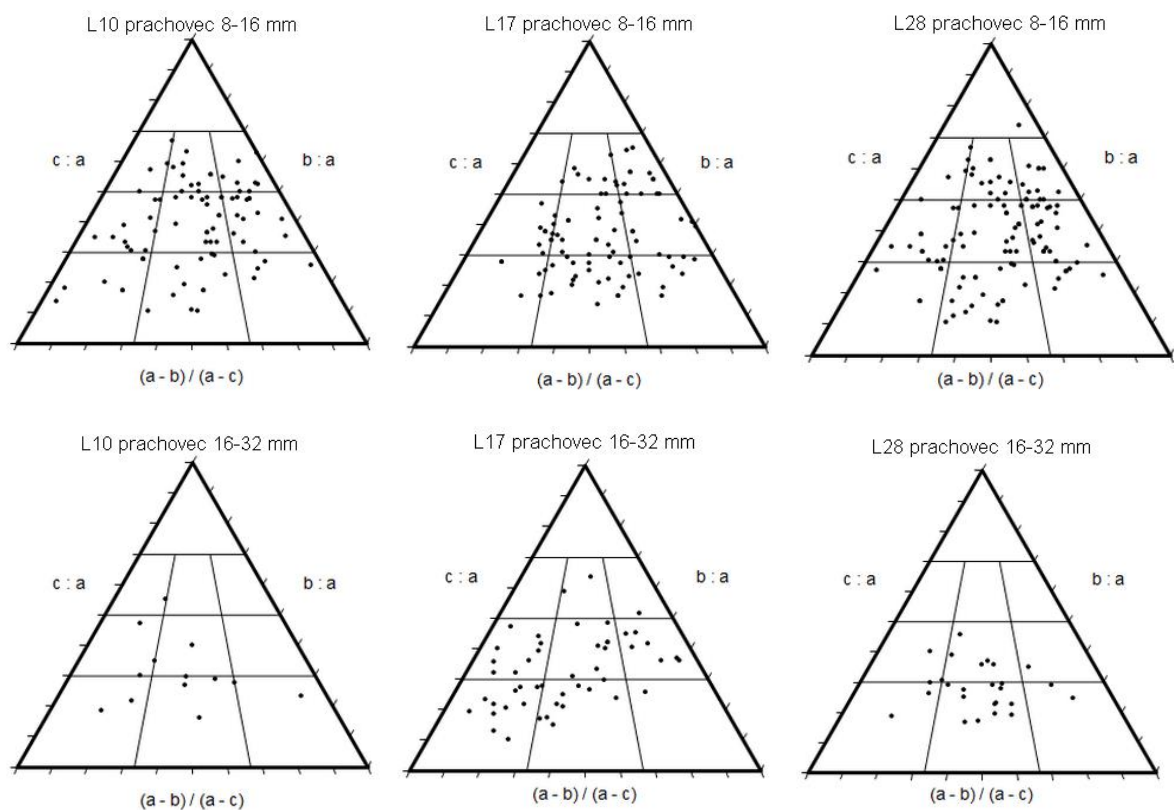
Tvary klastů prachovce převážně spadají do střední až spodní části diagramu. Prachovce inklinují převážně k tvarům desky. Výjimkou však není ani blokovitý tvar, ani tyčinkovitý tvar. Rozdíl je patrný u velikostí frakcí. Frakce 8-16 mm spadají valouny více do středu diagramu, naopak frakce 16-32 mm spadá do spodní části a inklinuje ke tvaru desek a ke krajní části ($c:a$) diagramu.

Pískovce mají podobné tvary jako klasty křemene. Také ony spadají do střední části trojúhelníkových diagramů, mají však větší tvarový rozptyl oproti křemenným klastům. Je to dáno závislostí tvarů na litologii drob. Droby s jemnozrnnější základní hmotou více inklinují ke zkracování střední valounové osy na rozdíl od drobových pískovců s hrubozrnnější základní hmotou, které vytvářejí valouny spíše izometrické. U větší frakce však klasty spadají více do spodní části diagramu.

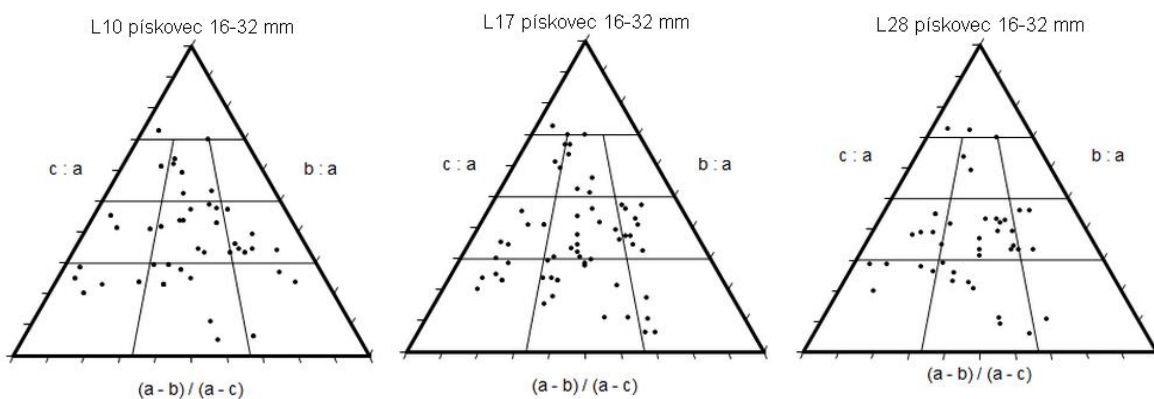
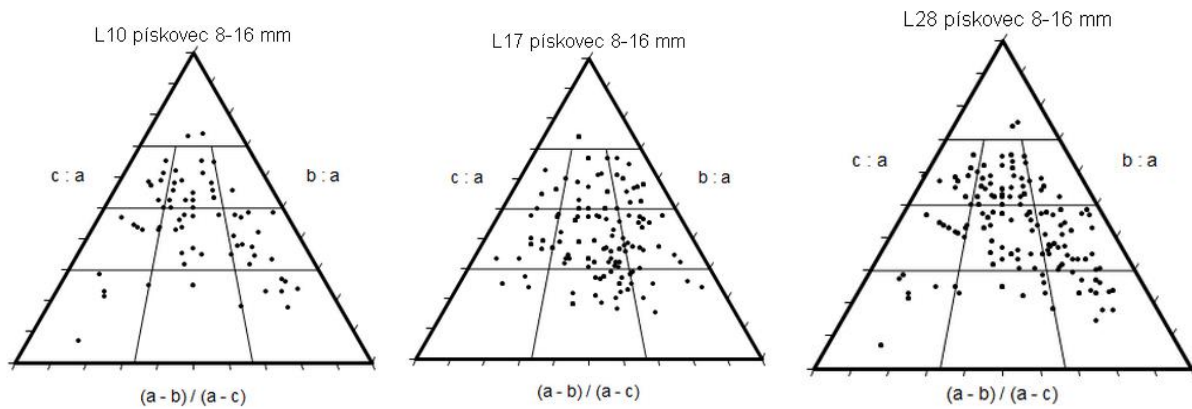
Nordické magmatické horniny hlavně inklinují k ose $b:a$ a spadají hlavně do vrchní části diagramu, do blokových tvarů. Tyto výsledky by se však mohly měnit, jelikož počet klastů vnesených do diagramů oproti ostatním byl velmi nízký. Je vidno, že klasty L 28 frakce 8-16 mm inklinují i do spodní části diagramu do tyčinkových tvarů a počet klastů zde byl i nejvyšší. Dále tyto diagramy mohou zkreslovat klasty zvětralé. Počty klastů z kterých jsou diagramy vytvořeny najdete v příloze 4.



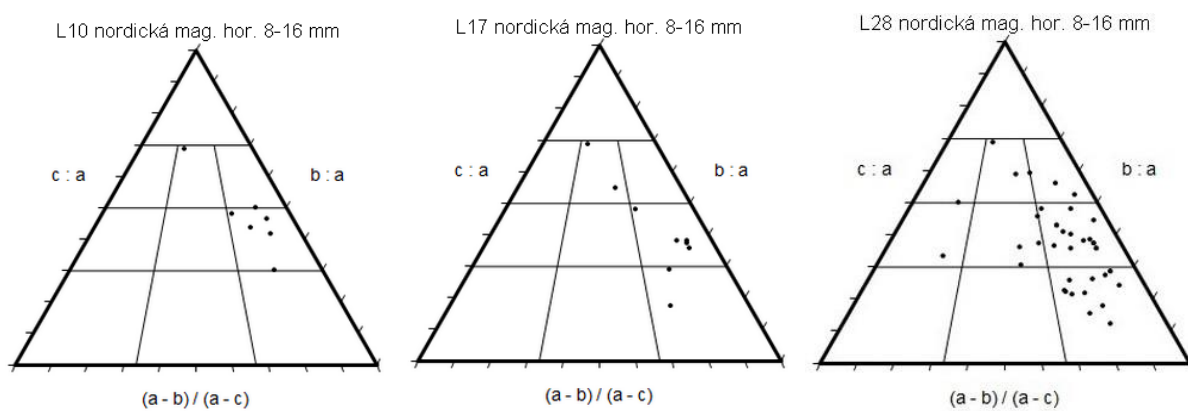
obr 9.1: Trojúhelníkové diagramy křemene frakcí 8-16 mm, 16-32 mm.

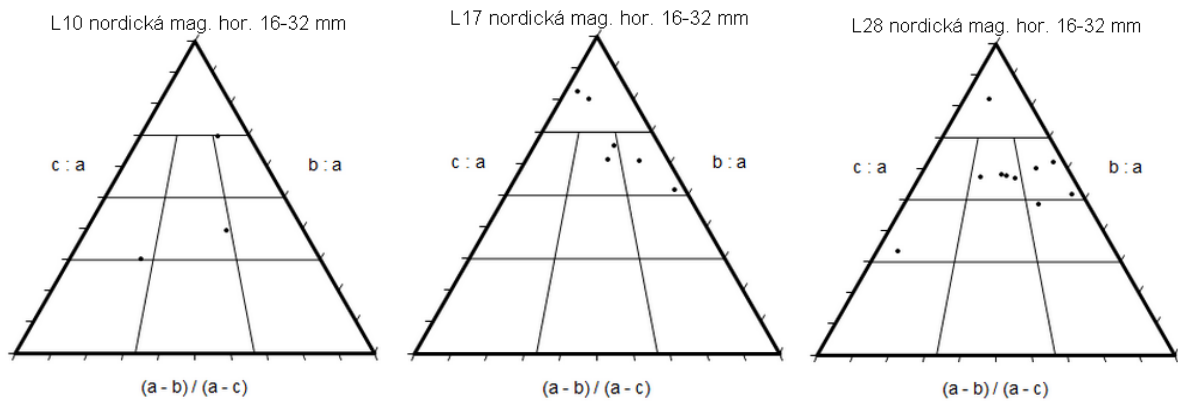


obr. 9.2: Trojúhelníkové diagramy prachovce frakcí 8-16 mm, 16-32 mm, 16-32 mm.



obr 9.3: Trojúhelníkové diagramy drobného pískovce frakcí 8-16 mm, 16-32 mm, 16-32 mm.





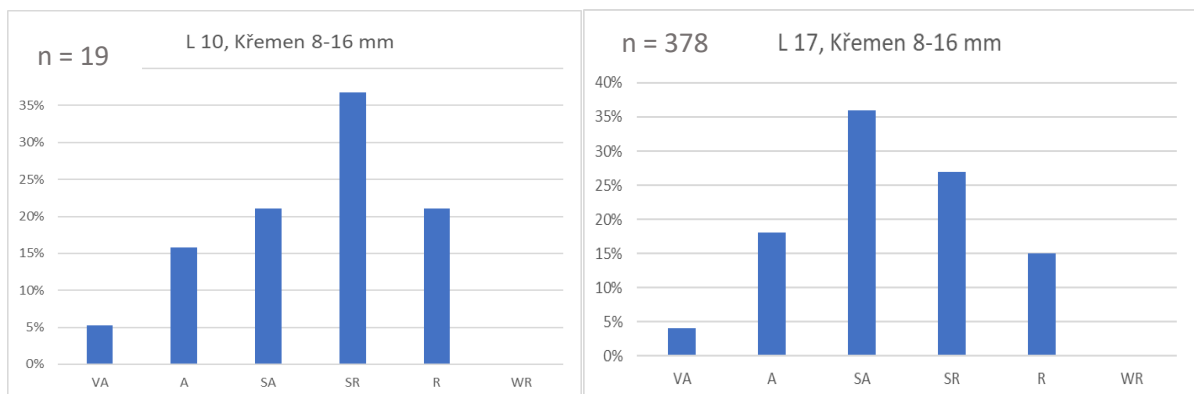
obr. 9.4: Trojúhelníkové diagramy nordických magmatických hornin frakcí 8-16 mm, 16-32 mm.

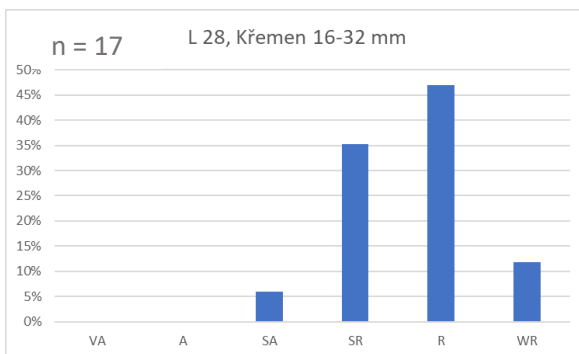
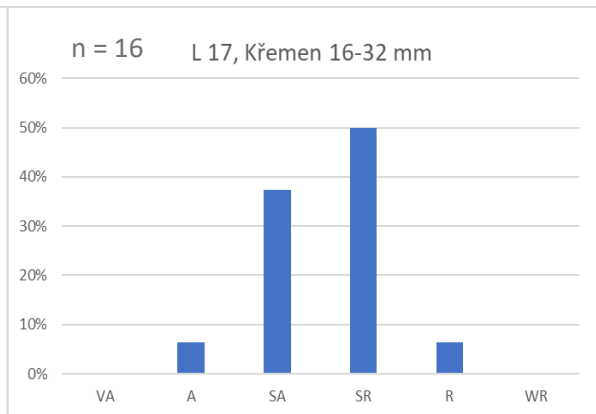
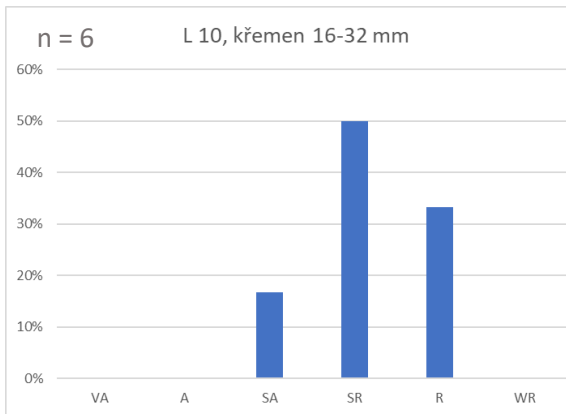
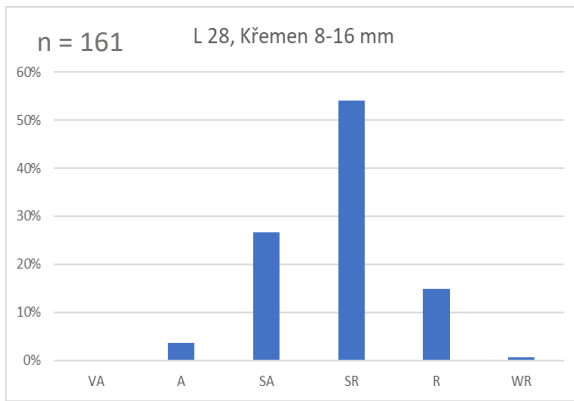
Ve skupině křemenů ve frakci 8-16 mm převládá zaoblení poloostrohranné (SA) a polozaoblené (SR) klasty, naopak klasty zaoblené a ostrohranné se skoro nevyskytují. Skupina křemene ve frakci 16-32 mm silně převládá skupina polozaoblených (SR) klastů a ostrohranné a dokonale zaoblené se nevyskytují vůbec.

Ve skupině prachovců ve frakci 8-16 mm převládá skupina polozaoblených (SR) klastů, naopak klasty zaoblené a ostrohranné se skoro nevyskytují. Skupina prachovců ve frakci 16-32 mm silně převládá skupina polozaoblených (SR) klastů a velmi ostrohranné a klasty ostrohranné se zde nevyskytují vůbec.

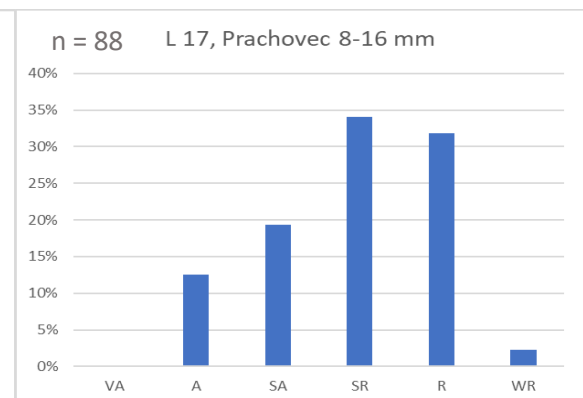
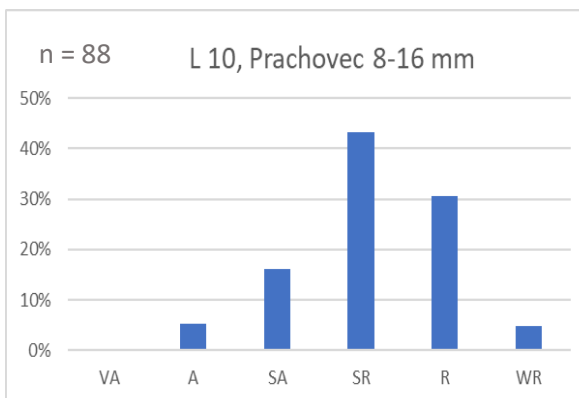
Pískovce jsou svým tvarem velmi rozmanité. Frakce 8-16 mm u všech třech vzorků jsou velmi podobné, dominují zaoblené (R) klasty, druhým dominujícím prvkem jsou klasty polozaoblené (SR). Klasty velmi ostrohranné se zde vůbec nevyskytují. Situace se však mění u frakce 16-32 mm, kde ve vzorku L10 převládají klasty poloostrohranné (SA), L17 klasty zaoblené (R) a L28 polozaoblené (SR).

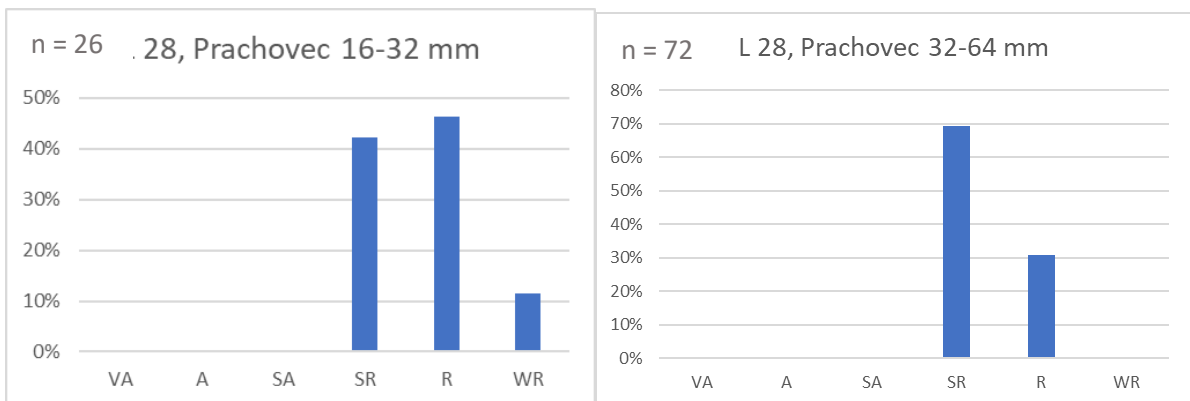
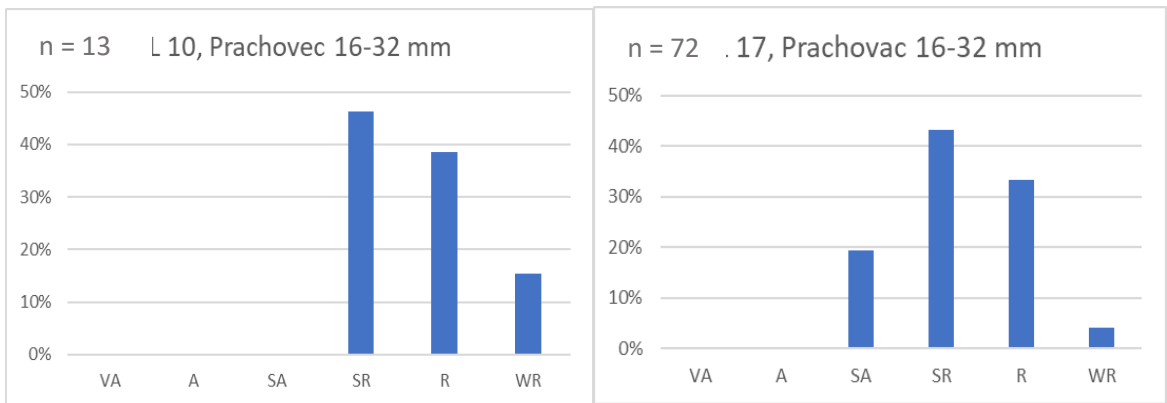
Nordické magmatické horniny jsou svým počtem nejvíce zastoupeny ve frakci 8-16 mm, kdy ve vzorku L10, L17 převládají polozaoblené a zaoblené klasty. Výsledky jsou však prováděny z velmi málo kousků. Vzorek L28 už je svým zaoblením pestrý velmi, dominují klasty poloostrohranné a neobsahuje vůbec klasty velmi zaoblené, oproti L10 a L17. Co se týče frakce 16-32 mm dominují polozaoblené klasty. Viz obrázky 10.1 až 10.4.



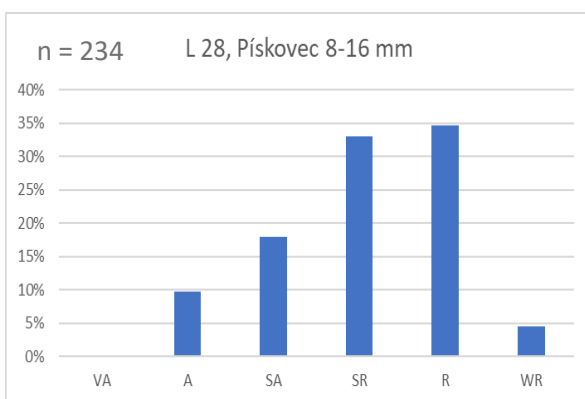
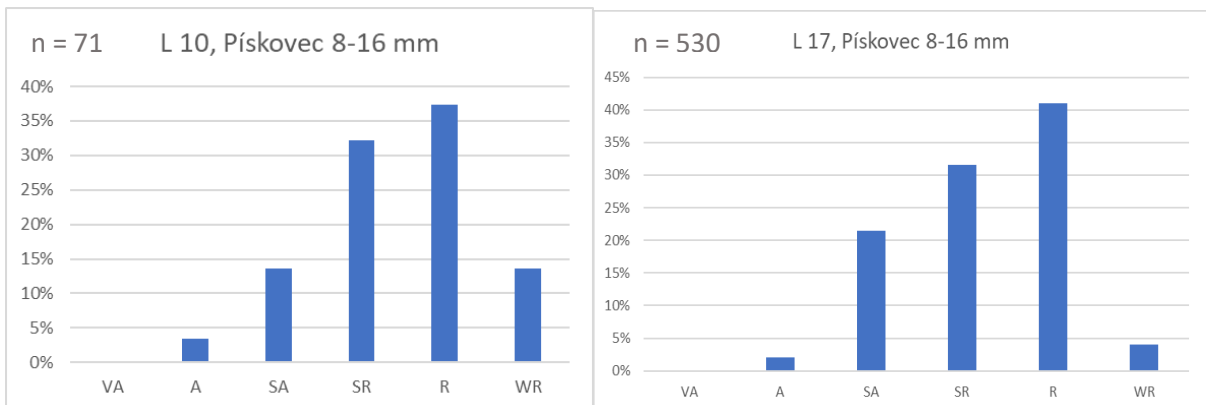


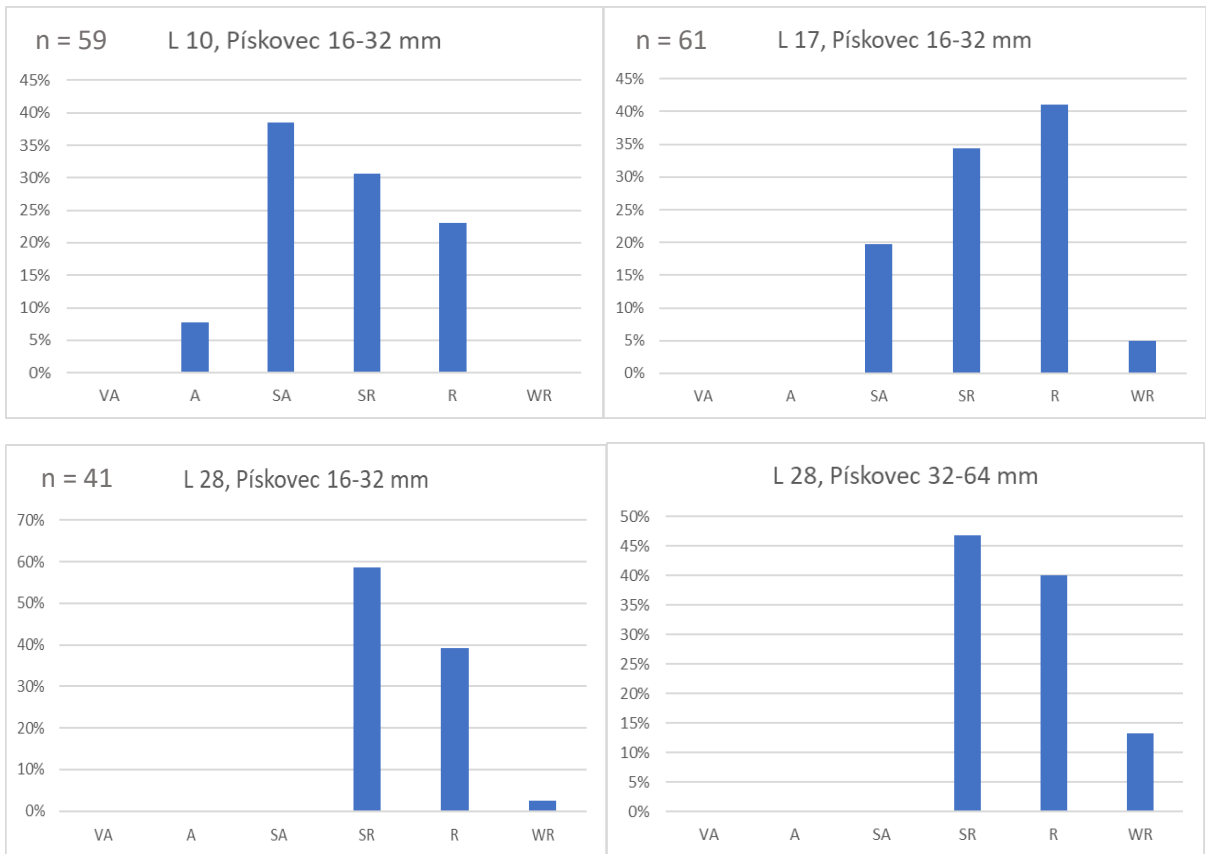
obr 10.1: histogramy zaoblení klastů křemene, kdy **n** udává počet kusů klastů



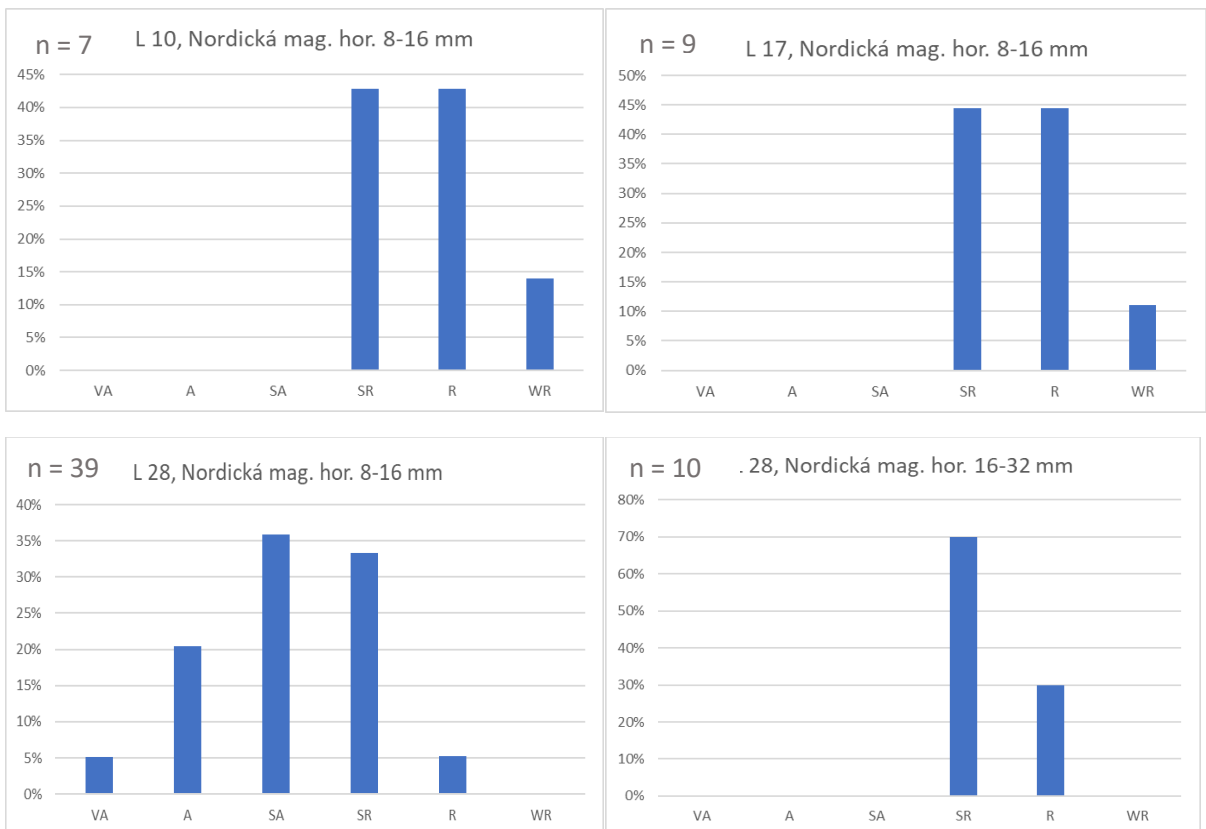


obr 10.2: histogramy zaoblení klastů prachovce, kdy *n* udává počet kusů klastů





obr. 10.3 histogramy zaoblení klastů drobového pískovce, kdy n udává počet kusů klastů



obr. 10.4: histogramy zaoblení klastů nordické magmatické horniny, kdy n udává počet kusů klastů

9. Diskuze

9.1 Interpretace depozičního prostředí

Ve svrchních partiích profilu se střídají žluté, žlutohnědé a rezavé, jemně až hrubozrnité písky a prach. Převládá horizontální zvrstvení (Sh). Planární zvrstvení (Sp) a čeřinové zvrstvení (Sr) se objevuje jen málo. Tyto uloženiny jsou typické pro distální části výplavové plošné se sítí širokých, mělkých a pohyblivých koryt (Reading et al, 1996 in Sedláček 2008). Snížení stupně vytřídění a zhrubnutí sedimentů směrem do nadloží profilu mohlo být způsobené zvýšeným přínosem materiálu během odtávání ledovce. Zvláštní byla vrstva 4, která byla tvořena masivními písky (Sm), ale byla porušená počtem zlomů. Z toho lze usuzovat, že příčinou mohl být tzv. „mrtvý led“, který byl pokryt dalšími sedimenty. Mrtvý led vzniká odlamováním kusů ledu od ustupujícího ledovce. Po roztání mrtvého ledu sediment, který ležel na něm, spadl do podloží a vznikly zlomy. V depresích mrtvého ledu se hromadí voda a vznikají jezera, ve kterých se usazují glacialakustriní sedimenty (Demek, Zeman, 1979 in Pavurová 2010). Báze ledovce je tvořena šterky s podpůrnou strukturou klastů (Gm). Čím hrubozrnější sediment, tím se předpokládá, že se nacházel blíže k čelu zalednění ledovce (Růžičková et al., 2003), ale spíše se dá usuzovat, že sedimenty vznikaly jako výplně měnicích se koryt divočících řek. Poté došlo k erozi a ke zjemnění sedimentace. Uložily se jílové sedimenty (Fl), písčité sedimenty s horizontálním zvrstvením (Sh), planární a planárně šikmo zvrstvené (Sp). Střední vrstva 12 o mocnosti 141 cm má čeřinové zvrstvení (Sr), dle velikosti bych je označila jako megačeřiny, z kterých lze usuzovat, že ukládání těchto sedimentů vznikalo díky vysoké energii. A to ve velmi rychle proudící vodě a za značného přínosu písčitého materiálu.

9.2 Zrnitostní analýza

Podstatné znaky sedimentů zjištěné zrnitostní analýzou, jsou vhodné pro interpretaci geneze sedimentů (Folk a Ward, 1957). Hrubozrný písek se šterkovými klasty a s planárním zvrstvením jsou popisovány Růžičkou (1995) jako typické výplně koryt toků výplavových plošin, které vznikaly v předpolí ledovce. Pro glaci-fluviální sedimenty jsou charakteristické hlavně unimodální histogramy (Dreimanis a Vagners 1971 in Sedláček 2008). Většina vzorků vykazuje unimodální charakter. Zrnitost materiálu glaci-fluviálních sedimentů je závislá na vzdálenosti od čela ledovce (Růžičková et al. 2003). Vlivem množství tavných vod vytékajících z ledovce a vlivem opakovaně se měnících podmínkách lze předpokládat časté změny zrnitosti v rámci vrstev. (Elias et al. 2007).

9.3 Valounová analýza

Podle Gáby (1976), který uvádí průměrné zastoupení křemene pro moravskoslezskou oblast mezi 10–30 %, vzácně 50 %. Jsou naše výsledky skoro podprůměrné, ve frakci 8-16 mm, jen vzorek L28, pocházející z vrstvy tvořené hrubozrnným štěrkem, obsahoval 33,5 %. Zbylé dva vzorky obsahovaly 6-8 % křemene. V hrubší frakci 16-32 mm se podíl křemene zvedl u vzorku L10 na 9,7 % a L17 na 22,2 %. 10,3 % křemene obsahoval vzorek L28. Zastoupení místních až blízkých hornin je největší ve všech vzorcích. Pravděpodobně je to dáno jejich hojným výskytem a u drobových prachovců a pískovců je velmi těžké určit jejich původ. Vzácným typem horniny je sudetský porfyr, jehož výchozy jsou v dolním Slezsku, uváděný jako význačný vůdčí souvek pro oblast jižního Polska a moravskoslezské oblasti (Gába a Wójcika, 1990 in Sedláček 2008). Menší množství nordických hornin je ovlivněno velkou vzdáleností, ze které tento materiál pochází. Přitom jak ledovec postupoval, docházelo v ledové masě a v jeho tavných vodách ke zřed'ovacímu efektu. Díky tomu, že tyto horniny jsou velmi mechanicky odolné se mohly dostat až na naše území. Zastupují je nejvíc granitoidy. To je dáno plošně velkým výskytem, protože Skandinávský prekambričský štít je tvořen z velké části právě různými typy granitoidů. Dle Gáby a Peka (1999) obsah pazourků v moravskoslezské oblasti dosahuje v průměru okolo 8 %. U nás se jednalo jen o pár kousků v každé vrstvě a to od 1-8 kusů, tudíž okolo 1-3 %.

9.4 Sféricita a zaoblení štěrkových klastů

Tvar klastů a stupeň jejich zaoblení napovídají o původu částic, délce, způsobu transportu a podmínkách depozice. Přispívají tak k poznání geneze sedimentu (Petránek 1963). Analýza tvaru klastů bylo prováděno u vybraných skupin křemene, prachovců, drobových pískovců a nordických magmatických hornin. Jde o skupiny různé provenience a různé mechanické odolnosti. Vybrány byly štěrkové frakce 16–32 mm a 8–16 mm. V tvarovém opracování neseného materiálu se odráží litologie klastů, a především jejich odolnost. (Benn a Evans 2004). Materiál přepravený z velké vzdálenosti typicky vykazuje více sférické tvary a nižší rozptyl naměřených hodnot (Benn a Ballantyne 1994). Z čehož lze usuzovat, že křemen o frakci 8-16 mm, může pocházet z větších vzdáleností, kdežto křemen frakce 16-32 mm bude místního původu. Nordická magmatická hornina, spadající do vrchní části diagramu, tedy pochází z vyšších vzdáleností. Zkracování osy b u prachovců a pískovců je dáno jak povahou transportu, ale hlavně je ovlivněno petrologicky. Tvary klastů spadají převážně do dolní a střední části trojúhelníkových diagramů. Široké rozpětí tvarů

v diagramech drobových pískovců a prachovců je pravděpodobně dáno zastoupením různých typů pískovců/prachovců s různými vlastnostmi a různou proveniencí. Aktivní transport charakterizují zaoblené klasty, pasivní transport produkuje více angulární valouny (Boulton 1978; Benn 1989, 1993 in Sedláček 2008). Nordické magmatické horniny a část křemene byly přenášeny ve středních částech ledovce a v menší míře také při bázi. Naopak pískovce a prachovce spíše na jeho čele a z části i supraglaciálně. Tímto typem mohly být transportovány ostrohranné klasty křemene, které jsou především místního původu.

9.5 Paleoproudové analýzy

Z výsledků měření paleoproudění, které nám vychází ve vrstvě 13 směr JV ve vrstvě 19 JJV. Z toho vyplývá že směr koryta, ve kterém probíhala sedimentace byl SV-JZ. Tento směr je souhlasný s generálním postupem ledovce v Moravské bráně, která má orientaci SV-JZ. Tavné vody z ledovce odtékaly k JZ až ZJZ.

10. Závěr

Práce by měla přispět k rozšíření znalostí na území Moravy a Slezska a genezi ledovcových sedimentů. Ze zrnitostních analýz a dokumentace profilu je zřejmé, že sedimenty byly uloženy v distální části výplavové a plošné síti širokých, mělkých a pohyblivých koryt. Dále zrnitost a druh horniny vykazuje, že převážně se sedimenty ukládaly při ústupu ledovce a z vodních toků s vysokou energií. Starší štěrkové akumulace naznačují uložení v silně dynamickém prostředí koryt divočících řek. Lze předpokládat, že většina těchto sedimentů pochází ze sálského zalednění. Různé stupně zaoblení valounů křemene svědčí o jeho různé provenienci. Ostrohranné a poloostrohranné klasty byly nejspíše transportovány na krátkou vzdálenost. Velká pestrost u hornin místních až blízkých je dána tím, že nelze rozlišit přesně jejich provenienci a je dále ovlivněna litologií těchto hornin. Nordické magmatické horniny jsou velmi dobře zaoblené, což potvrzuje jejich transport na velkou vzdálenost. Z naměřených paleoproudových dat, je jasné, že sedimentace probíhala v korytu ležící ve směru SV-JZ. Tyto data souhlasí s generálním postupem ledovce Moravskou bránou.

11. Seznam literatury

- Benn, D. I., Ballantyne, C. K. (1994):** Reconstructing the transport history of glacial 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. (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.
- Bubík, M., Krejčí, O., Kirchner, K. (2004):** Geologická minulost a přítomnost Frýdeckomístecka. Frýdek-Místek: Muzeum Beskyd.
- Bridgland, D.R. ed. (1986):** Clast lithological analysis. In QRA – Technical guide 3. – 1–207, Cambridge.
- Czudek, T. et al. (1972):** Geomorfologické členění ČSR. Brno : Československá akademie věd - geografický ústav Brno, 1972. 137 s.
- Czudek, T. (1997):** Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. — *Sursum*, 1–213. Tišnov
- Czudek, T. Vývoj reliéfu krajiny České republiky v kvartéru.** Moravské zemské muzeum, Brno 2005. 238 s.
- Demek, J. (1987):** Hory a nížiny. Academia, Praha 1987. 584 s.
- Demek, J. - Novák, V. a kol. (1992):** Vlastivěda moravská. Muzejní vlastivědná společnost v Brně, Brno, 242 s
- Dědina, V. (1932):** Jižní cíp severského zalednění Moravské brány a její dispozice pro zalednění v době diluviální. *Sborník ČSSZ*. 38, 1, Praha 1932. s. 10-14.
- Dubec, O., Eliáš M., Machek P., Manová M., Matýsek D., Raclavská H., Skácelová D., Skalický J., Šalanský K. (2001):** Vysvětlivky k souboru geologických a ekologických účelových map přírodních zdrojů v měřítku 1 : 50 000, List 25-21 Nový Jičín, Český geologický ústav, Praha
- Elias, S. A. ed. (2007):** Encyclopedia of quaternary science, four-volume set, 1–4. — Elsevier, 1–3576. London.
- Folk, R. L. (1954):** The distinction between grain size and mineral composition 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., Pek, I. (1999):** Ledovcové souvky moravskoslezské oblasti. – 1–126, Okresní vlastivědné muzeum v Šumperku, Šumperk
- Gába, Z. (2019): Společenstvo ledovcových souvků u Kolnovic. – Vlastivědné muzeum v Šumperku,
- Graham, J. D., Midgley, N.G. (2002):** Technical communication: graphical representation of particle shape using triangular diagrams: an excel spreadsheet Metod. – Earth Surface Processes and Landforms, 25, 1473–1477.
- Hanáček, M. (2012):** Glacifluviální výplavová plošina u Kolnovic a její srovnáním s terminoglaciací mezi sokolským hřbetem a zlatohorskou vrchovinou u Jeseníku – Geologické výzkumy Moravy a Slezska, Brno, s. 17-25
- Hanáček, M. (2014):** Význam valounových analýz ledovcových sedimentů pro paleogeografickou rekonstrukci pleistocenního kontinentálního zalednění Jeseníka – Geologické výzkumy Moravy a Slezska, Brno, s. 17-24
- Hubbard, B., Glasser, N. (2005):** Field techniques in glaciology and glacial geomorphology. – 1–400, John Wiley & Sons, Chichester.
- Hucke, K. (1967):** Einführung in die Geschiebeforschung (Sedimentärgeschiebe). Nederlandse Geologische Vereniging, 132 s. Oldenzaal.
- Chlupáč, I., Brzobohatý, R., Kovanda, J., Stráník, Z. (2002):** Geologická minulost České republiky. — Academia, 1–436. Praha.
- Macoun, J., Šibrava, V., Tyráček, J., Knebllová-Vodičková, V. (1965):** Kvartér Ostravska a Moravské brány. – Nakladatelství Československé akademie věd. Praha
- Menčík E., et al. (1983):** Vysvětlivky k základní geologické mapě 1 : 25 000 M-34-86-A-b Bystřice. Vysvětlivky k základní geologické mapě. - MS Geofond. Praha.
- Menčík, E. et al. (1983):** Geologie Moravskoslezských Beskyd a Podbeskydské pahorkatiny. - Úst. geol. 304 str. Praha
- Miall, A. D. (1977):** A Review of the braided-river depositional environment. – Earth science reviews, 13, 1–62.
- Musil, R. (1993):** Geologický vývoj Moravy a Slezska v kvartéru. – In: Přichystal, A., Obstová, V., Suk, M. (eds): Geologie Moravy a Slezska, MZM a PřF MU Brno, 133-151. Brno.

- Nývlt D., Jankovská V., Víšek J., Franců E., Franců J. (2008):** Deglaciační fáze prvního sálského zalednění v Moravské bráně. In: Roszková A., Vlačíky M., Ivanov M. (Eds.): 14. Kvartér 2008, sborník abstrakt, 14-15. Brno, 27.11.2008.
- Pavurová Z. (2011):** Doklady kontinentálního zalednění v reliéfu Moravské brány. – Univerzita Karlova, Praha.
- Petránek, J., Březina, J., Břízová, E., Cháb, J., Loun, J., Zelenka, P. (2016):** Encyklopedie geologie. Praha: Česká geologická služba, ISBN 978-80-7075-901-1.
- Petránek, J. (1963):** Usazené horniny. — NČSAV, 1–687. Praha.
- Plička, M., (1973):** Stopy sálského zalednění v Kelčské pahorkatině (střední Morava). Věstník ÚUG. 48, 2, Praha, s. 109-112
- Powers, M. C. (1953):** A new roundness scale for sedimentary particles. – Journal of Sedimentary Petrology, 23, s. 118
- 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. A. A. Balkema, 406 – 420. Rotterdam.
- 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.
- Sedláček, J. (2008):** Studium sedimentů kontinentálního zalednění ve východní části Opavska, Olomouc
- Strahler, A. (1999):** Introducing Physical Geography. Wiley, New York, 575 s. Kapitola: Glacial Landforms and the Ice Age, s. 454 – 475
- Tucker, M. ed. (1995):** Techniques in sedimentology. – 1–394, Blackwell Science, Oxford.
- Tyráček, J. (1961):** Nové názory na rozšíření maximálního zalednění v Moravské bráně. – Přírodověd. čas. slezský 22: 247–254.
- Tyráček, J. (2006):** Okraj Skandinávského zalednění v Moravské bráně. Zprávy o geologických výzkumech v roce 2006. Česká geologická služba, Praha, s. 97 – 101.
- Tyráček, J. (2007):** Okraj skandinávského zalednění v Moravské bráně (Margin of the Scandinavian glaciation in the Moravian Gate). – Zpr. geol. Výzk. v Roce 2006, 97–101.
- Whalley, W. B. – Krinsley, D. H.** A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. Sedimentology. 1974

Internetové zdroje:

www1: obr. 1,

<https://mapy.cz/zakladni?x=18.0847222&y=49.6186528&z=17&source=coor&id=18.0847222222222222%2C49.6186111111111115>

www2: obr. 2, http://mapy.geology.cz/geocr_50/

www3: obr. 3, <http://www.natura-opava.org/opavsko/zpravy/nektere-verejne-pristupne-bludne-balvany-v-opave-a-hlucine-2.html>

www4: obr. 4, www.geology.cz

12. Přílohy

Seznam příloh:

Příloha 1: Fotky vybraných facií na lokalitě Libhošť

Příloha 2: Frekvénční křivky vzorků L1-L18

Příloha 3: Kumulační křivky vzorků L1-L18

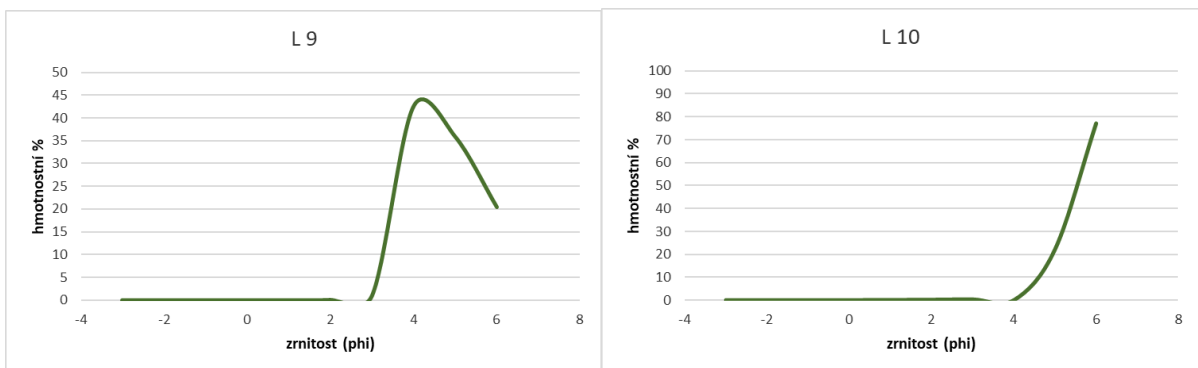
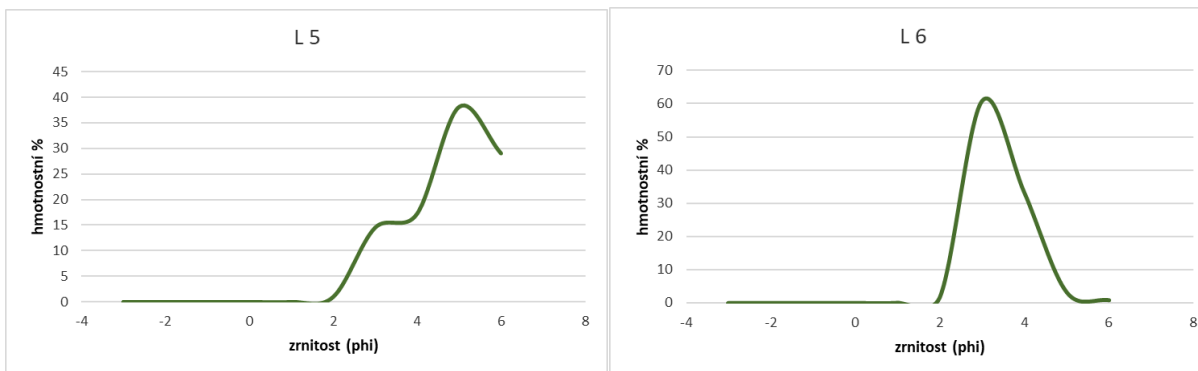
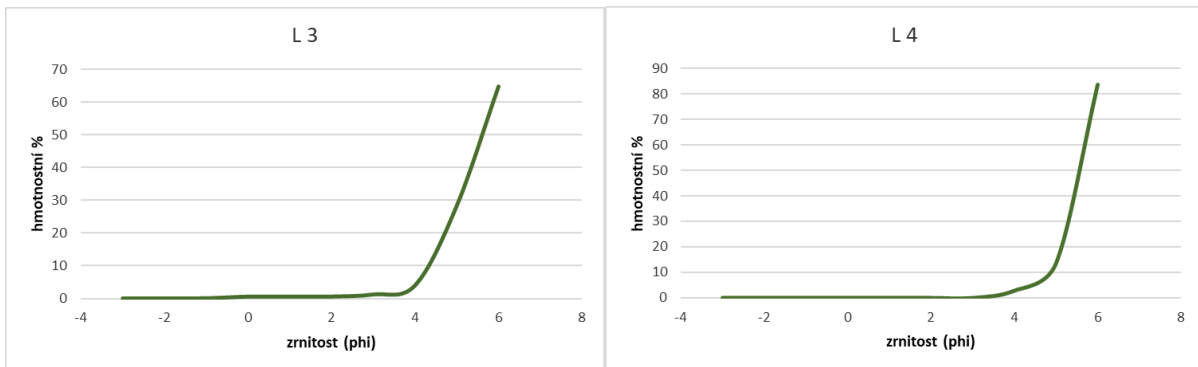
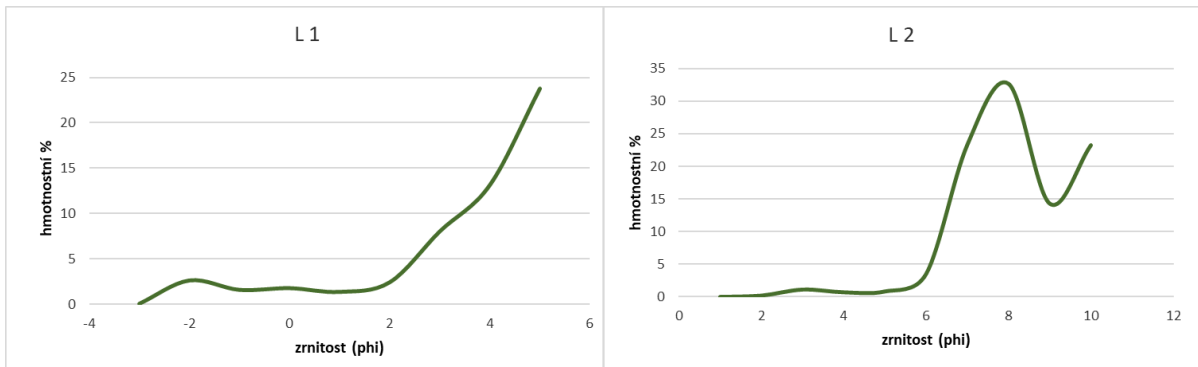
Příloha 4: Tabulka počtu jednotlivých klastů v daném vzorku

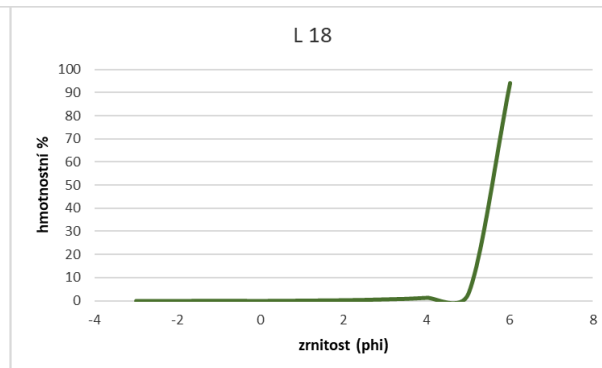
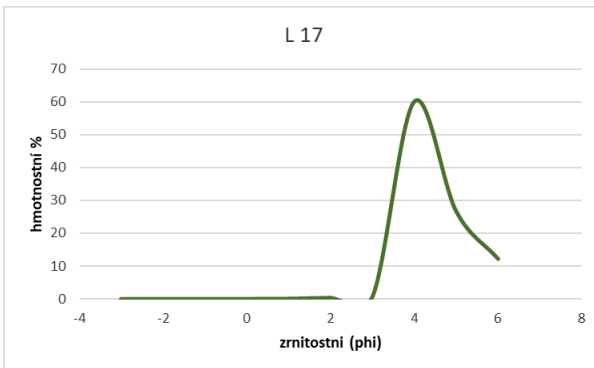
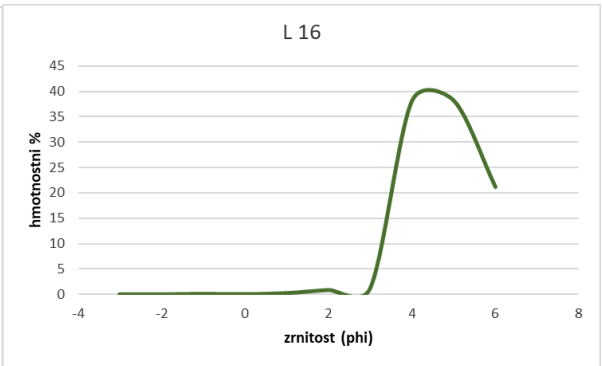
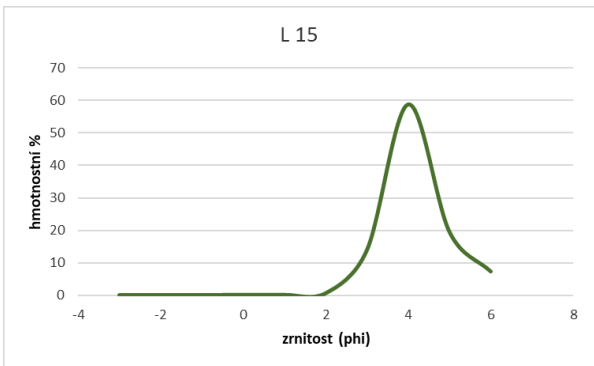
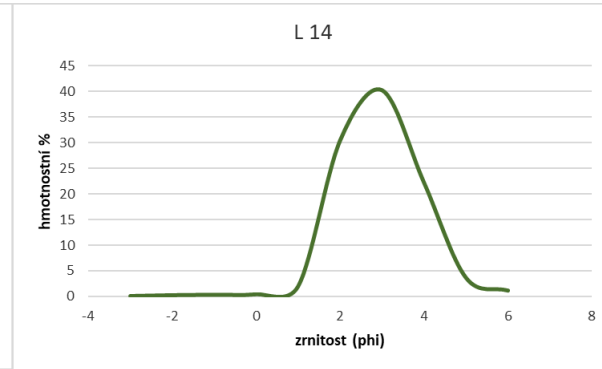
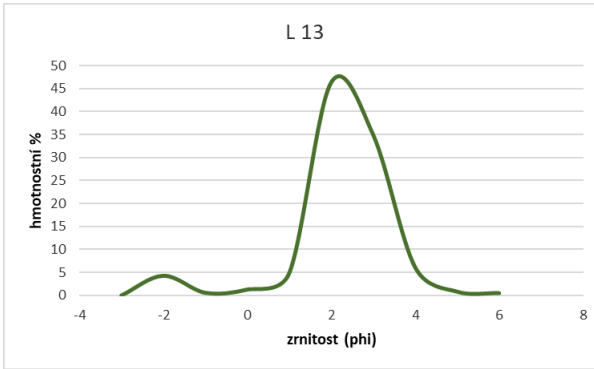
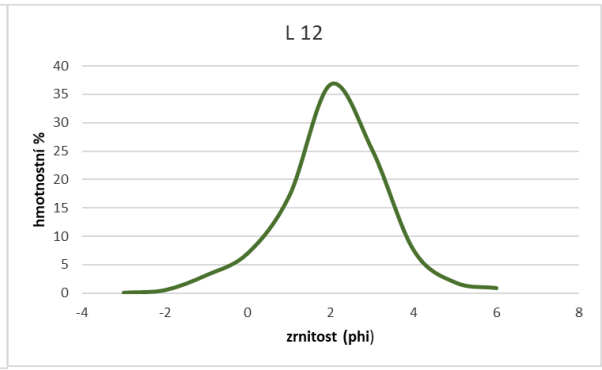
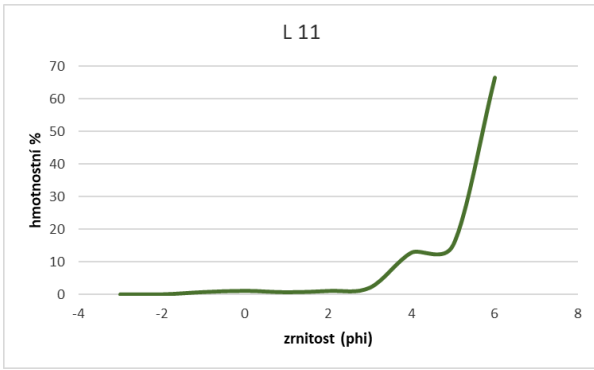
Příloha 1: Fotky vybraných facií na lokalitě Libhošť

Foto A – vrstva 2 s F/S facií, Foto B – vrstva 4, tektonicky porušené vrstvy písku, pravděpodobně zapříčiněné roztáním mrtvého ledu s Sm facií, Foto C – vrstvy 10/11, kontakt facií Gm a Sh, foto D – vstvy 13 až 15 rezavě hnědý prach až jíl s facií fl pod ním vrstva písku Sh, Foto E – vrstva 19 s facií Sh, Foto E – vrstva 28 facie Gm

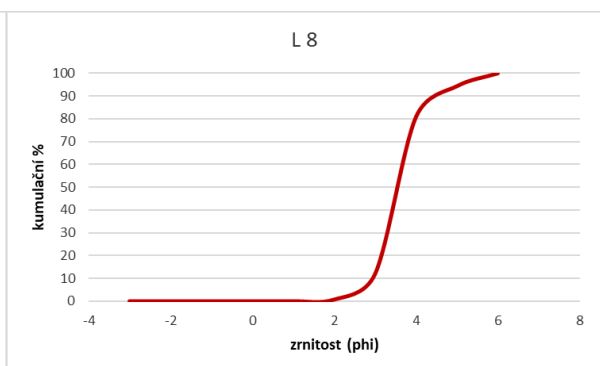
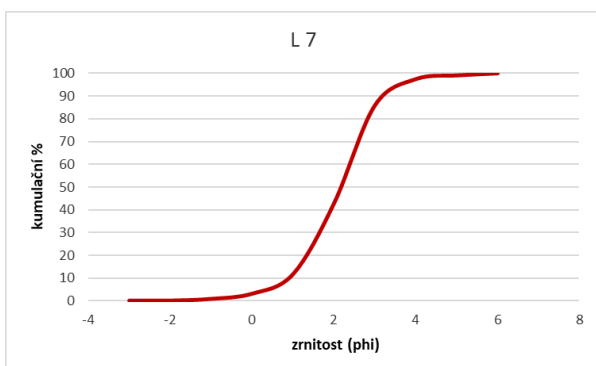
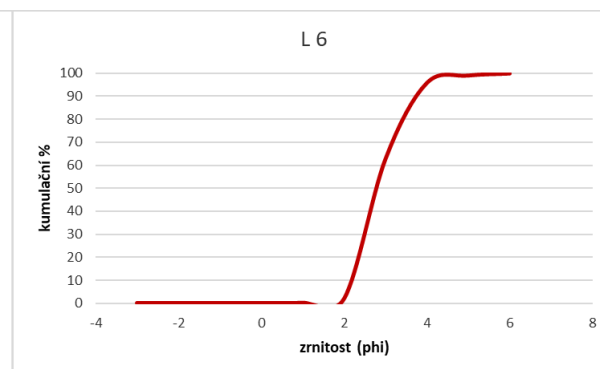
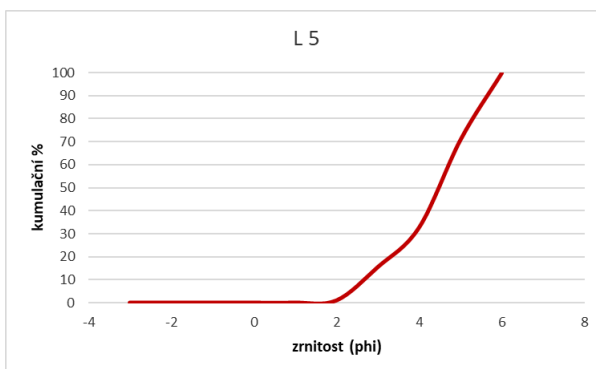
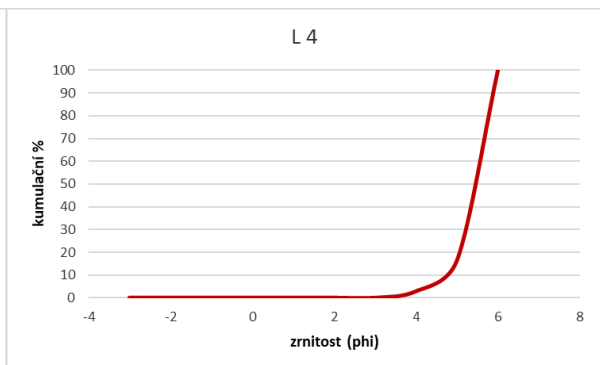
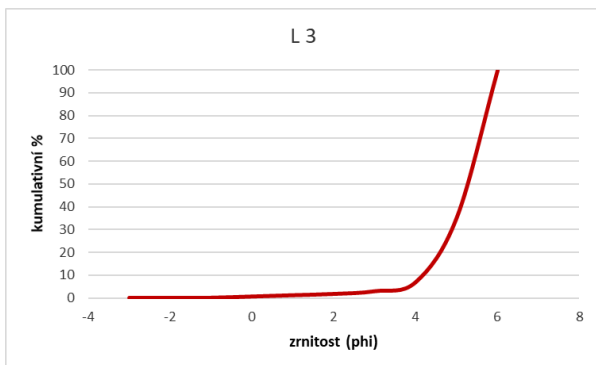
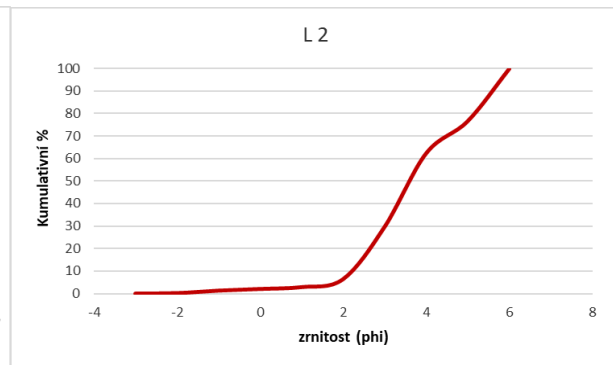
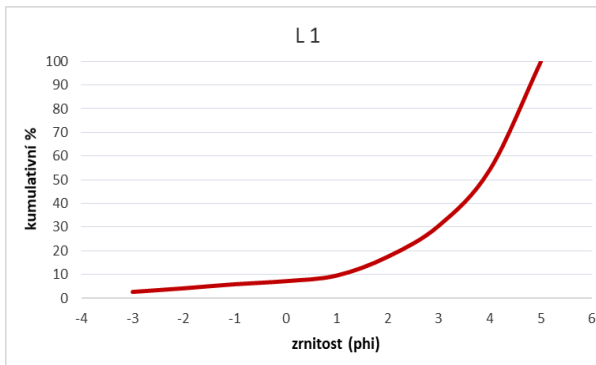


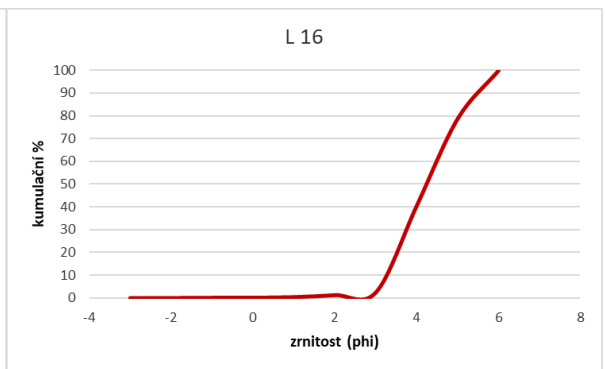
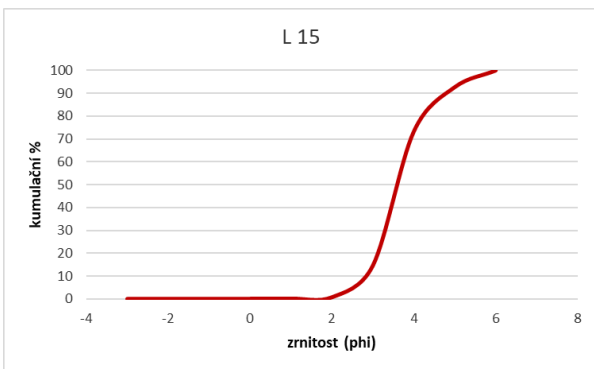
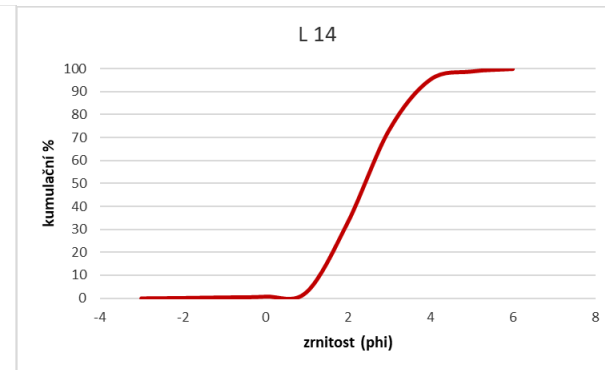
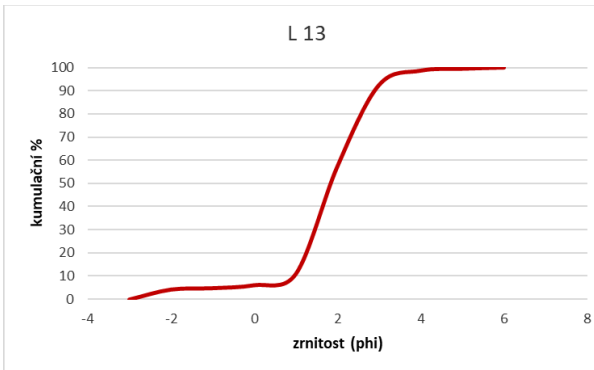
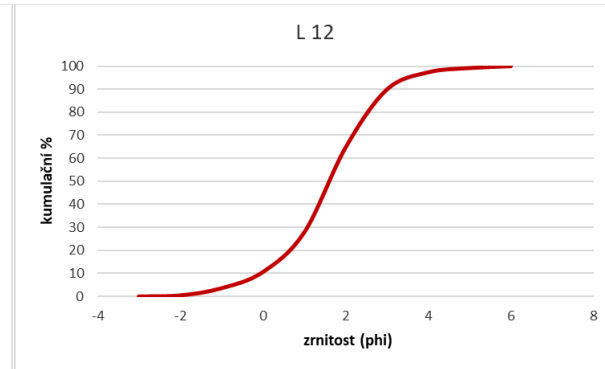
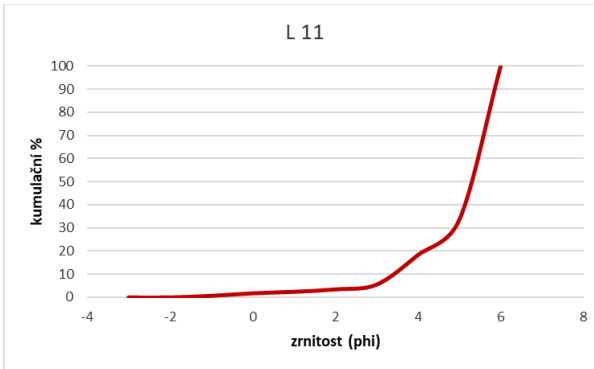
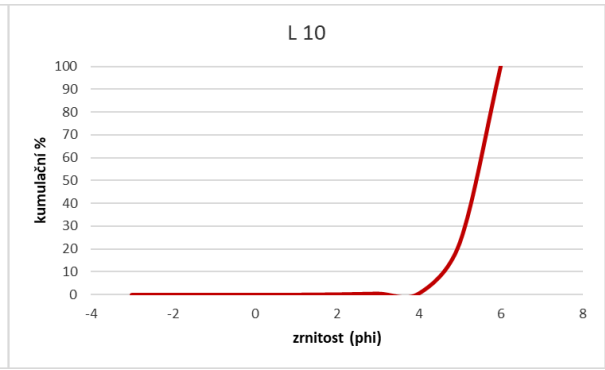
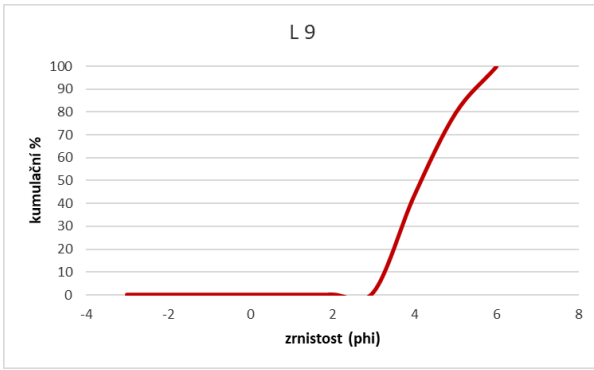
Příloha 2: Frekvenční křivky vzorků L1-L18

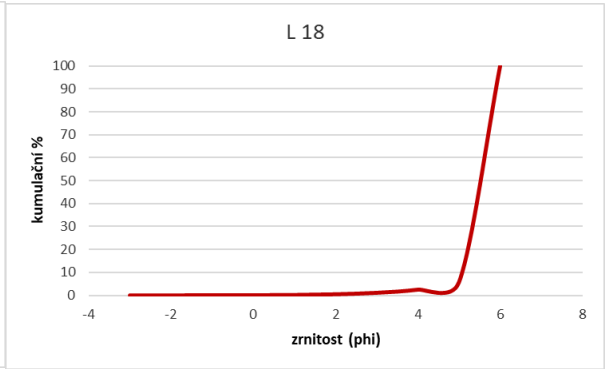
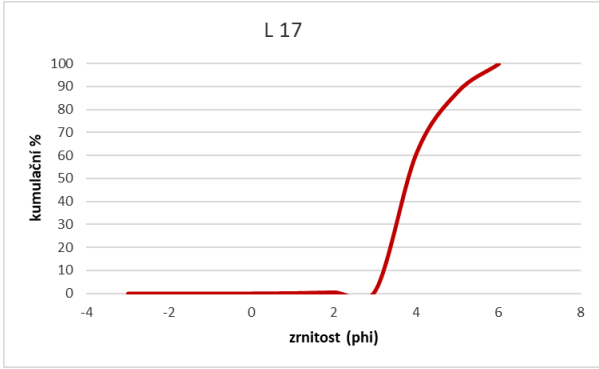




Příloha 3: Kumulační křivky vzorků L1-L18







Příloha 4: Tabulka počtu jednotlivých klastů v daném vzorku

L10, 8-16 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	19
místní až blízká	drobový pískovec	71
	prachovec	88
	bašský rohovec a menilit	23
	slepenec	2
nordická	pazourek	3
	nordický pískovec a slepenec	11
	nordická magmatická hornina	7
neurčitá	neurčité	3
		celkový počet
		227

L10, 16-32 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	6
místní až blízká	drobový pískovec	59
	slepenec	5
	prachovec	13
	bašský rohovec a menilit	3
nordická	pazourek	1
	nordická magmatická hornina	3
neurčitá	neurčité	2
		celkový počet
		92

L17, 8-16 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	378
místní až blízká	drobový pískovec	530
	křemenný pískovec	11
	prachovec	88
	jílovec	8
	bašský rohovec a menilit	5
	lydit	14
	sudetský porfyr	54
nordická	pazourek	7
	nordický pískovec a slepenec	18
	nordická magmatická hornina	9
neurčitá	neurčité	8
		celkový počet
		1130

L17, 16-32 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	16
místní až blízká	drobový pískovec	61
	prachovec	72
	bašský rohovec a menilit	5
nordická	pazourek	2
	nordická magmatická hornina	6
neurčitá	neurčité	3
		celkový počet
		165

L 28, 8-16 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	161
místní až blízká	drobový pískovec	234
	prachovec	113
	paleosiderit	14
	jílovec	7
	bašský rohovec a menilit	114
	lydit	13
	sudetský porfyr	7
nordická	pazourek	8
	nordický pískovec a slepenec	9
	nordická magmatická hornina	39
neurčitá	neurčité	5
		celkový počet
		724

L28, 16-32 mm		
provenience	hornina	počet klastů
křemen	křemen	17
místní až blízká	drobový pískovec	41
	křemenný pískovec	15
	prachovec	26
	jílovec	2
	bašský rohovec a menilit	31
	lydit	2
	paleosiderit	7
	sudetský porfyr	10
nordická	pazourek	3
	nordická magmatická hornina	10
neurčitá	neurčité	2
		celkový počet
		166