

PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA UNIVERZITY KARLOVY  
Katedra fyzické geografie a geoekologie



# GENETICKÉ TYPY NEZPEVNĚNÝCH SEDIMENTŮ A JEJICH CHARAKTERISTIKY

*(Bakalářská práce)*

Lenka Křížová

Vedoucí práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Konzultant: Mgr. Lenka Lisá, Ph.D.

Praha 2008

Prohlašuji, že jsem zadanou bakalářskou práci vypracovala sama a že jsem uvedla veškeré použité informační zdroje.

V Praze dne 19. 5. 2008

Lenka Křížová

Děkuji svému vedoucímu práce RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za odborné konzultace, pomoc při zpracovávání práce a poskytnutí vzorku sedimentu mrazového hrnce a své konzultance Mgr. Lence Lisé, Ph.D. za možnost provedení exoskopie na GÚ AV ČR, poskytnutí základní literatury k metodě exoskopie a odborné komentáře.

## **Abstrakt**

Tato práce se zabývá genetickými typy sedimentů a jejich charakteristikami s důrazem na mikrorelief křemenných zrn. V každém prostředí působí různé fyzickogeografické činitele, kteří podmiňují vznik určitých znaků na povrchu sedimentárních zrn, a proto je možné určit, jak sediment vznikal. Pro srovnání s výzkumy, které byly dosud provedeny s použitím exoskopie, byly odebrány vzorky v Krkonoších (Důl Bílého Labe a Labský důl), Podbeskydské pahorkatině (Jankovická brázda) a Praze (Klárov) a následně vyhodnoceny.

**Klíčová slova:** sedimenty, exoskopie, akumulární tvary reliéfu, Důl Bílého Labe

## **Abstract**

This thesis studies genetic types of sediments and their characteristics with an emphasis on quartz grain microrelief. There are various physical-geographic agents in all kinds of environment which condition the genesis of certain marks on the surface of sedimentary grains and hence make evaluation of how the sediment was originally developed possible. For the purposes of analysing grains, exoscopy was used with samples taken from Krkonose Mountains (Dul Bileho Labe and Labsky Dul), Podbeskydska Pahorkatina (Jankovicka Brazda) and Prague (Klarov), which were then interpreted and compared with results from other researchers.

**Key words:** sediments, exoscopy, acumulation forms of relief, Dul Bileho Labe

# OBSAH

## ABSTRAKT

1. ÚVOD .....	9
2. REŠERŠE .....	10
2.1. HLAVNÍ CHARAKTERISTIKY NEZPEVNĚNÝCH SEDIMENTŮ .....	10
2.1.1. Velikost klastických částic .....	10
2.1.2. Tvar a opracování klastických částic .....	11
2.1.3. Povrch klastických zrn .....	12
2.1.3.1. Mikrotextury mechanického původu .....	13
2.1.3.2. Mikrotextury chemického původu .....	19
2.1.4. Vrstevnatost .....	21
2.1.5. Zvrstvení .....	22
2.2. GENETICKÉ TYPY NEZPEVNĚNÝCH SEDIMENTŮ .....	24
2.2.1. Eolické sedimenty .....	24
2.2.1.1. Eolický prach .....	25
2.2.1.2. Eolický písek .....	26
2.2.1.3. Eolický drobnozrný štěrk .....	28
2.2.2. Glaciální sedimenty .....	28
2.2.2.1. Glacigenní sedimenty .....	29
2.2.2.2. Glacifluviální sedimenty .....	31
2.2.2.3. Glacilakustrinní sedimenty .....	32
2.2.3. Fluviální sedimenty .....	33
2.2.3.1. Fluviální sedimenty ukládané v říčním korytě .....	33
2.2.3.2. Fluviální sedimenty ukládané mimo říční koryto .....	35
2.2.4. Svahové sedimenty .....	36
2.2.4.1. Gravitační sedimenty (stricto sensu) .....	36
2.2.4.2. Gravitační sesuvové sedimenty .....	37
2.2.4.3. Gravitační ploužené sedimenty .....	37
2.2.4.4. Gravitační proudové sedimenty .....	38
2.2.4.5. Splachové sedimenty .....	39
2.2.5. Jezerní sedimenty .....	39
3. POLOHA ODEBRANÝCH VZORKŮ .....	41
3.1. KRKONOŠE .....	41
3.2. JANKOVICKÁ BRÁZDA .....	44
3.3. KLÁROV – PRAHA .....	45
4. METODY .....	47
4.1. SÍTOVÁNÍ .....	47
4.2. EXOSKOPIE .....	48
4.3. ČASOVÝ HARMONOGRAM PRACÍ .....	49
5. VÝSLEDKY .....	50
5.1. SÍTOVÁNÍ .....	50

5.2. EXOSKOPIE .....	53
6. DISKUZE.....	56
6.1. DISKUZE NAD METODOU EXOSKOPIE.....	59
7. ZÁVĚR.....	60
8. PŘEHLED POUŽITÝCH ZDROJŮ .....	60

## SEZNAM OBRÁZKŮ:

Obr. č. 2-1. Škála pro vizuální určování stupně zaoblení písečných zrn .....	11
Obr. č. 2-2. Lasturnatý lom .....	13
Obr. č. 2-3. Lineární paralelní zlomy .....	13
Obr. č. 2-4. Rovné stupně.....	13
Obr. č. 2-5. Obloukové stupně .....	13
Obr. č. 2-6. V-jamky .....	13
Obr. č. 2-7. Prodloužené deprese .....	13
Obr. č. 2-8. Mísovitá jamka.....	14
Obr. č. 2-9. Paprscité lomy.....	14
Obr. č. 2-10. Rovné brázdy .....	14
Obr. č. 2-11. Obloukové brázdy .....	14
Obr. č. 2-12. Štěpné plátky.....	14
Obr. č. 2-13. Zlomová plocha .....	15
Obr. č. 2-14. Tvar vzniklý drcením.....	15
Obr. č. 2-15. Paralelní rýhy .....	15
Obr. č. 2-16. Paralelní hřbítky.....	15
Obr. č. 2-17. Srpkovité útvary.....	16
Obr. č. 2-18. Přilnavé částice .....	16
Obr. č. 2-19. Tečkování.....	20
Obr. č. 2-20. Orientované vyleptané jamky .....	20
Obr. č. 2-21. Orientované vyleptané jamky, detail .....	20
Obr. č. 2-22. Křemičitá skrývka.....	20
Obr. č. 2-23. Křemičité globule.....	20
Obr. č. 2-24. Utváření křemičitého povlaku.....	20
Obr. č. 2-25. Porušený křemičitý povlak .....	20
Obr. č. 2-26. Nárůst křemenného krystalu .....	21
Obr. č. 2-27. Útvar vzniklý rozpouštěním pod tlakem.....	21
Obr. č. 3-1. Místa odebraných vzorků na mapě ČR.....	41
Obr. č. 3-2. Poloha odebraných vzorků – Labský důl a Důl Bílého Labe .....	43
Obr. č. 3-3. Moréna Labe .....	43
Obr. č. 3-4. Moréna Bílého Labe .....	43
Obr. č. 3-5. Místo odběru z deluvia.....	43
Obr. č. 3-6. Múra z roku 1997.....	43
Obr. č. 3-7. Místo odběru fluviálních sedimentů z Bílého Labe .....	44
Obr. č. 3-8. Poloha mrazového hrnce.....	45
Obr. č. 3-9. Mrazový hrnc, úpatí Hostýnských vrchů .....	45
Obr. č. 3-10. Poloha letenského profilu na mapě Prahy.....	47
Obr. č. 3-11. Odkryv letenského souvrství na Klárově.....	47

## SEZNAM TABULEK:

Tab. č. 2-1. Wenworthova stupnice s ekvivalenty americké stupnice .....	9
Tab. č. 2-2. Zdroje informací o jednotlivých texturách .....	18
Tab. č. 2-3. Zdroje informací o jednotlivých texturách .....	21
Tab. č. 2-4. Vrstevnatost dle mocnosti vrstev .....	22
Tab. č. 3-1. Klimatické oblasti podle Quittovy klasifikace.....	46
Tab. č. 5-1. Koeficienty vytříděnosti.....	51
Tab. č. 5-2. Koeficienty vzdálenosti $d$ mezi vzorky.....	56

## SEZNAM GRAFŮ:

Graf č. 4-1. Časový harmonogram prací .....	50
Graf č. 5-1. Kumulační křivka – Labská moréna .....	52
Graf č. 5-2. Kumulační křivka – Moréna Bílého Labe .....	52
Graf č. 5-3. Kumulační křivka – Fluviální sediment.....	52
Graf č. 5-4. Kumulační křivka – Deluvium .....	53
Graf č. 5-5. Kumulační křivka – Mura.....	53
Graf č. 5-6. Grafy jednotlivých genetických typů sedimentů .....	54
Graf č. 5-7. Grafy jednotlivých genetických typů sedimentů .....	55



# 1. ÚVOD

Nezpevněné sedimenty jsou tvořeny přemístěným a usazeným materiálem, který vznikl rozpadem hornin, a prostor mezi nimi není vyplněn tmelem, na rozdíl od zpevněných sedimentů. U nezpevněných sedimentů se rozlišují jejich genetické typy, tedy jejich původ a podmínky vzniku. Základní genetické skupiny sedimentů, vyskytující se na území České republiky, jsou fluviální, ledovcové, eolické, svahové a jezerní, podle nichž jsou členěny i podkapitoly v kapitole o genetických typech sedimentů. Smyslem jejich zkoumání je poznání fyzickogeografických podmínek prostředí a jejich vývoje v čase.

Cílem této práce bylo utřídění informací o jednotlivých genetických typech a skupinách sedimentů s důrazem na mikroreliéf sedimentárních zrn, kterým se zabývá exoskopie a které zatím nebyly souhrnně nikde v české odborné literatuře publikovány. V rámci této práce byla provedena exoskopie na vzorcích sedimentů odlišných genetických typů, aby byly jejich charakteristiky porovnány s obecně uznávanými a dosud známými fakty. Použita byla také metoda síťování pro srovnání zrnitostního charakteru sedimentů.

## 2. REŠERŠE

### 2.1. HLAVNÍ CHARAKTERISTIKY NEZPEVNĚNÝCH SEDIMENTŮ

Dříve, než budou popsány genetické typy nezpevněných sedimentů, je vhodné zmínit základní charakteristiky, které se u nezpevněných sedimentů popisují. Z hlediska popisu jednotlivých genetických typů jsou nejdůležitější charakteristiky, které bývají označovány za struktury. Ve starší literatuře bylo zvyklostí rozlišovat texturní a strukturní znaky, což se odráží i ve vybrané části informačních zdrojů. V moderní odborné literatuře je však upřednostňován termín *textura* pro všechny znaky. V souladu s moderní literaturou bude užíván termín *textura* i v předkládané práci. Protože znaků, které charakterizují sedimenty, je velké množství, budou uvedeny pouze ty, které jsou rozhodující pro určení geneze. Zvýšená pozornost bude věnována útvarům na mikroreliéfu křemenných zrn, kterými se blíže zabývá exoskopie (viz kapitola Metody).

#### 2.1.1. VELIKOST KLASTICKÝCH ČÁSTIC

K pojmenování a klasifikaci sedimentů je základním vodítkem velikost klastických částic, které sediment obsahuje. V Evropě je nejrozšířenější Wenworthova stupnice, která používá k označení sedimentů řecké názvy, zatímco v americké literatuře jsou názvy převzaty z latiny (Tab. č. 2-1). Velikost klastů se určuje prosíváním sedimentu sadou sít o různé velikosti ok (viz kapitola Metody) nebo přímým měřením u větších klastů (Petránek, 1963). Pro větší klasty je typické měřit tři ortogonální osy (x, y, z) k výpočtu středního průměru (Perry & Taylor, 2007). V současné době je však pro menší částice možno použít i software, s kterým lze přesně klasifikovat částice po zjištění jejich základních parametrů (Blott & Pye, 2008). Ty jsou měřeny na obrázcích, které byly pro každou částici pořízeny ze tří ortogonálních pohledů.

Český název	Řecký název	Latinský název	Velikost zrna
Oblázek, šterk, valoun	Psefit	Rudit	> 2 mm
Písek	Psamit	Arenit	2 – 0,063 mm
Mouka, prach	Aleurit	Silt	0,063 – 0,004 mm
Jíl, bahno, bláto	Pelit	Lutit	< 0,004 mm (4 μm)

Tab. č. 2-1. Wenworthova stupnice s ekvivalenty americké stupnice (Kukal, 1985)

Krinsley a Doornkamp (1973) se zmínili o možnosti ovlivnění morfologie zrn jejich velikostí. Studie prokázaly, že u zrn s průměrem menším než 300 μm převažují účinky

chemického původu nad mechanickými faktory, zatímco mechanické působení převažuje u zrn hrubších než 500 µm (Le Ribault, 1975; Censier & Tourenq, 1986; Cremer & Legigan, 1989).

Provedením zrnitostního rozboru je zjišťována četnost zrn v jednotlivých velikostních třídách. Výsledky rozborů jsou vyjadřovány graficky, nejčastěji histogramy nebo kumulačními křivkami, z nichž je možné podle jejich statistických parametrů určit zrnitost sedimentu. Stupeň vytrídění sedimentu závisí na způsobu transportu klastických částic, na podmínkách ukládání a na trvání jednotlivých pochodů (Petránek, 1963). Čím vyšší je stupeň vytrídění, tím větší je převaha některé z frakčních velikostí sedimentu a zároveň jiné frakční velikosti téměř chybí. Nevytríděný materiál se naopak vyznačuje mísením hrubých částic s jemnými.

### **2.1.2. TVAR A OPRACOVÁNÍ KLASTICKÝCH ČÁSTIC**

Tvar klastických částic i stupeň jejich mechanického opracování pomáhají objasnit původ částic, způsob i délku transportu, podmínky ukládání a přispívají tak k poznání geneze sedimentu (Petránek, 1963). Zaoblení je většinou popisováno na základě vizuálního porovnávání s diagramy. Forma je obvykle hodnocena popisem zrn v rámci čtyř standardních tříd: zploštělý, kulatý, plochý, protáhlý, které odrážejí vztah mezi krátkou, střední a dlouhou osou zrna (Perry & Taylor, 2007).

Hlavními znaky jsou tedy sféricita a zaoblení. Sféricita neboli zakulacení je číselným vyjádřením přiblížení se tvaru částice tvaru koule, zaoblení je sice také matematicky definovatelné, ale v praxi se používá porovnání se srovnávací tabulkou, což je velmi subjektivní metoda. Tvar zrna lze objektivně posoudit např. použitím Fourierovy analýzy tvaru (Dowdeswell, 1982). Obecně rozlišujeme pět stupňů zaoblení (Petránek, 1963):

1. *ostrohranná (angulární) zrna*
2. *poloostrohranná (subangulární) zrna*
3. *polozaoblená zrna* - původně ostré hrany a rohy jsou již zcela zaoblené, avšak zrna mají dosud svůj původní tvar
4. *zaoblená zrna* – původní tvar zrn je sice dosud dobře patrný, avšak hrany a rohy jsou již natolik obroušeny, že se jeví jako hladké křivky. Rovné plochy dosud dosti hojné.
5. *dokonale zaoblená zrna* – zmizely plochy, rohy i hrany původního zrna a zrna nabyly plynule zaoblených tvarů, často však naznačujících původní tvar neopracované částice.



Obr. č. 2-1. Škála pro vizuální určování stupně zaoblení písečných zrn: 1 – ostrohranný, 2 – poloostrohranný, 3 – polozaoblený, 4 – zaoblený, 5 – dokonale zaoblený. (F. J. Pettjohn, 1957 In Petránek, 1963)

Procento velmi zaoblených zrn je proměnlivé, obvykle je nižší, čím vyšší je obsah jemného písku. Podíl hranatých zrn, který je často charakterizován glaciální abrazí, stoupá s rostoucím obsahem částic o průměru větším jak 250  $\mu\text{m}$ . Jemnozrnnější sedimenty obsahují vyšší podíl hranatých zrn v důsledku nižší usazovací energie nebo za přispění ledem přenášeného detritu (Cremer a Legigan, 1989).

### 2.1.3. POVRCH KLASTICKÝCH ZRN

Na povrchu zrn se můžeme setkat se znaky mechanického nebo chemického původu. Rozlišujeme stupeň lesklosti (lesklý až matný) a skulpturní znaky (rýhování, poškrábání, nárazová deprese, vtisky aj.).

Matný povrch křemenných zrn písčité frakce bývá většinou spojován s eolickými pochody, lesklý vzniká nejčastěji dlouhým transportem ve vodním prostředí kontinentů (řeky), nebo vývojem v mořském prostředí. V pouštních podmínkách je lesklý povrch vysvětlován tenkým povlakem pouštního laku chemogenního původu (Petránek, 1963; Le Ribault, 2003b).

Při pozorování zrn pod elektronovým mikroskopem (exoskopie) lze nalézt na jejich povrchu různé mikrotextury, které vznikly při jejich zvětrávání, transportu a sedimentaci. Nejzřetelnější útvary jsou většinou ty, které vznikly jako poslední, nejčastěji během transportu.

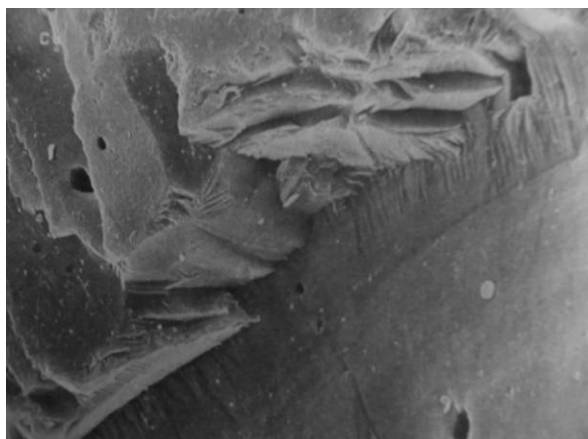
Mikrotextury křemenných zrn jsou důležité při určování geneze sedimentu a budou rozebrány později v dalších dvou podkapitolách, a to podle charakteru jejich vzniku. Křemen je dobrým indikátorem sedimentačního prostředí díky jeho vlastnostem, je charakterizován vysokou odolností vůči zvětrávání díky chemickému složení a krystalické struktuře. Na druhou stranu tvar křemenných zrn odpovídá fyziografickým okolnostem lépe než jiné minerály, protože štěpnost není příliš vyvinuta (Alkaseeva, 2005).

### 2.1.3.1. MIKROTEXTURY MECHANICKÉHO PŮVODU

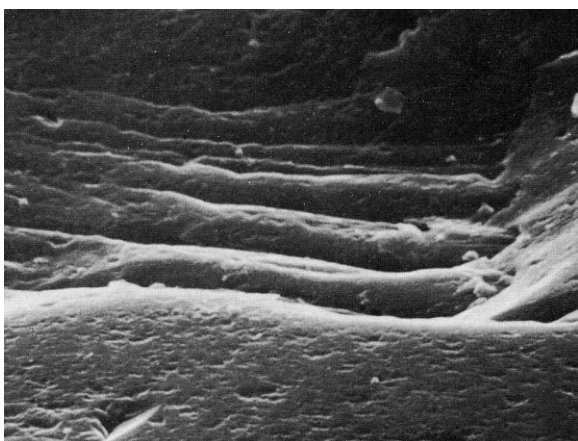
**Impaktní útvary** (en. *impact pits*, fr. *traces de choc*) – vznikají při nárazech zrn, mají hladké i „čerstvé“ tvary a jsou různých velikostí. Vyskytují se ve formě **lasturnatých lomů** (en. *conchoidal fracture*, fr. *cassure conchoïdale*), **lineárních subparalelních zlomů** (en. *subparallel linear fractures*), **rovných** (en. *straight steps, linear steps, parallel steps*) a **obloukových stupňů** (en. *arc-steps, arcuate steps, arc-stepped linear furrow*), **prodloužených depresí** (en. *elongate depressions*), **V-jamek** (en. *V-shaped pits*) s neupřednostněnou orientací a velikostí (Obr. č. 2-6), **mísovitých jamek** (en. *dish-shaped breakage concavities*; Obr. č. 2-8), **paprscitých lomů** (en. *radial fractures*), **rovných a obloukových brázd** (en. *linear, straight / curved grooves*) apod. Lasturnaté lomy, jemné zakřivené zlomy s žebrovaným vzhledem (Obr. č. 2-2), se obecně objevují frekventovaněji na větších zrnech než na menších a u jemných frakcí mnohdy chybí. Vyskytují se i na povrchu nárůstů křemenných krystalů a mají vždy ostrý, čerstvý vzhled. Podle Fitzpatricka a Summersona (1971) mohou být i výsledkem zahřívání. Lineární subparalelní zlomy jsou mělké až hluboké (Obr. č. 2-3), několik mikrometrů dlouhé a můžou přerůst v lasturnatý lom (Mahaney, 2002). Obloukové (Obr. č. 2-5) a rovné stupně (Obr. č. 2-4), hluboké zlomy způsobené impaktem, jsou podobné lasturnatým lomům, ale s hloubkami většími než několik mikrometrů a rozestupy většími než 5  $\mu\text{m}$  (Mahaney, 2002). Prodloužené deprese (Obr. č. 2-7) jsou umístěny mezi paralelními hřbítky, ale mohou existovat i jako jednotlivé prvky, jejichž průměr dosahuje až 250  $\mu\text{m}$  (Mahaney, 2002). Paprscité lomy (Obr. č. 2-9) jsou lineární fraktury vybíhající ze středu místa, kde došlo k impaktu. Toto místo se nachází v jednom bodě, pokud byl náraz silný, v opačném případě může mít jeho průměr několik mikrometrů. Počet zlomů a vzdálenost mezi nimi se vztahuje k energii pohlcené během kolize (Mahaney, 2002). Obloukové brázdy (Obr. č. 2-11) jsou abradované mikroprvky způsobené rytím, běžně spojované s ledovci, kde se zrna srážejí navzájem. Rovné brázdy (Obr. č. 2-10) jsou podobné zakřiveným brázdám, ale mají odlišnou linearitu a někdy hlubší zařiznutí do povrchu zrna, což naznačuje větší sílu a menší napětí při vzniku (Mahaney, 2002). Mezi impaktní útvary by se daly zařadit ještě **štěpné plátky** (en. *cleavages, cleavage plates, mechanically upturned plates*) (Obr. č. 2-12). Přítomnost tenkých paralelních plátek vystupujících z povrchu křemenných zrn ukazuje na existenci štěpného mechanismu, ačkoli jen slabě vyvinutého. Mohou pokrývat velké plochy, ale nejspíše jsou pozorovatelné na hranách zrn.



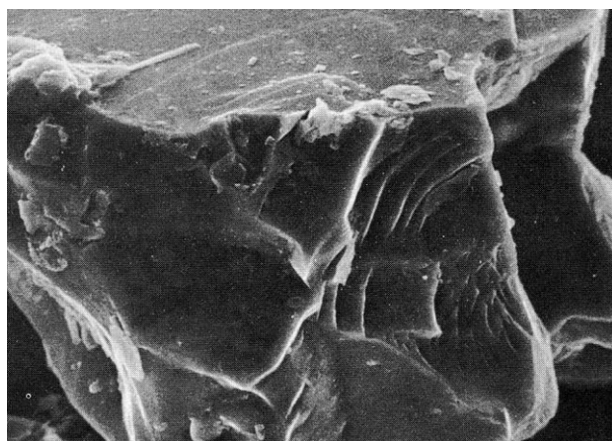
Obr. č. 2-2. Lasturnatý lom<sup>1</sup>



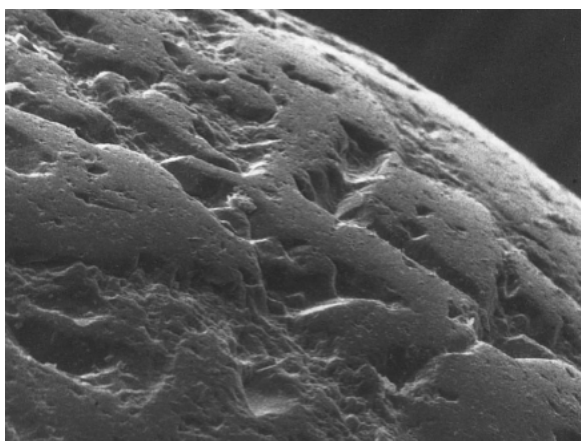
Obr. č. 2-3. Lineární subparalelní zlomy<sup>2</sup>



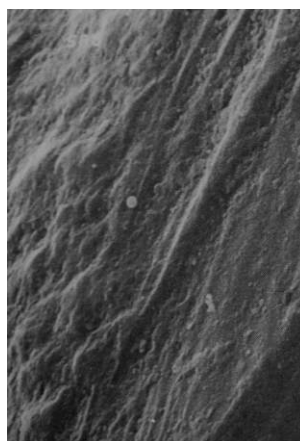
Obr. č. 2-4. Rovné stupně<sup>1</sup>



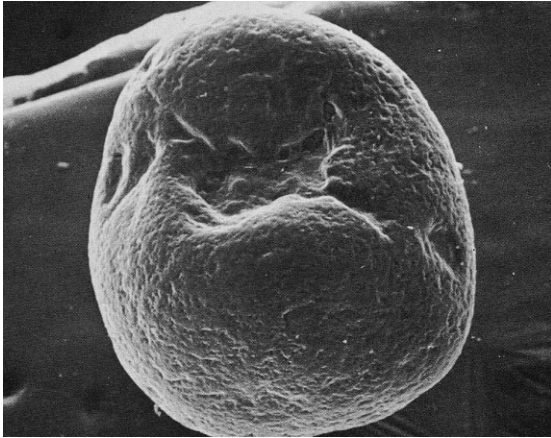
Obr. č. 2-5. Obloukové stupně<sup>1</sup>



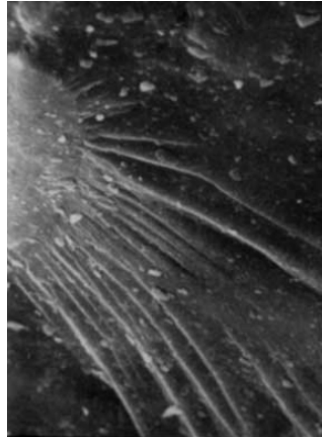
Obr. č. 2-6. V-jamky<sup>3</sup>



Obr. č. 2-7. Prodloužené deprese<sup>2</sup>



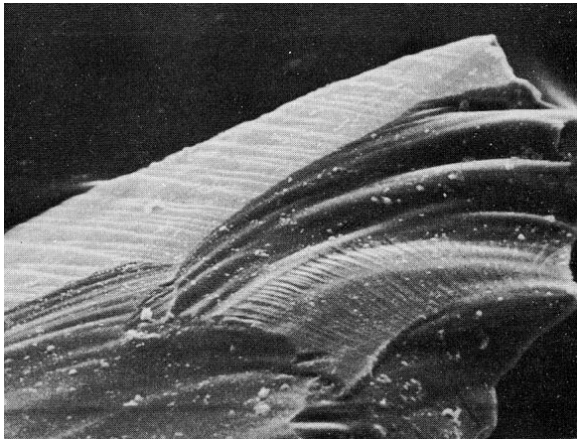
Obr. č. 2-8. Mísovitá jamka<sup>1</sup>



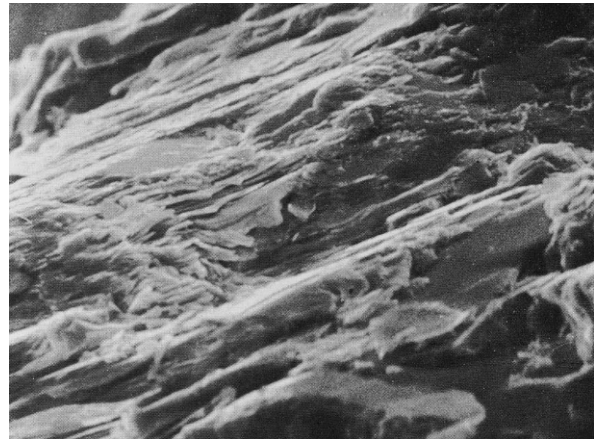
Obr. č. 2-9. Paprščité lomy<sup>4</sup>



Obr. č. 2-10. Rov. brázdy<sup>2</sup>



Obr. č. 2-11. Obloukové brázdy<sup>1</sup>



Obr. č. 2-12. Štěpné plátky<sup>1</sup>

<sup>1</sup>(Krinsley & Doornkamp, 1973), <sup>2</sup>(Mahaney, 2002), <sup>3</sup>(Helland et al., 1997), <sup>4</sup>(Mahaney et al., 1991)

**Zlomové plochy** (en. *fracture faces, flat cleavage surfaces*) – jsou velké, hladké a čisté zlomy přes alespoň 25 % povrchu zrna. Tyto mikroútvary mohou být ploché nebo lehce zakřivené, ale jsou dobře vymezené a nezaoblené (Obr. č. 2-13). Jsou to obvykle čisté zlomy, ale občas mají malé subparalelní fraktury na okrajích (Mahaney, 2002).

**Tvary vzniklé drcením** (en. *grinding features*) – jsou to kruhové, hluboké stopy s koncentrickými tvary (Obr. č. 2-14), obvykle spojeny s paralelními rýhami a lasturnatými lomy (Cremer & Legigan, 1989).

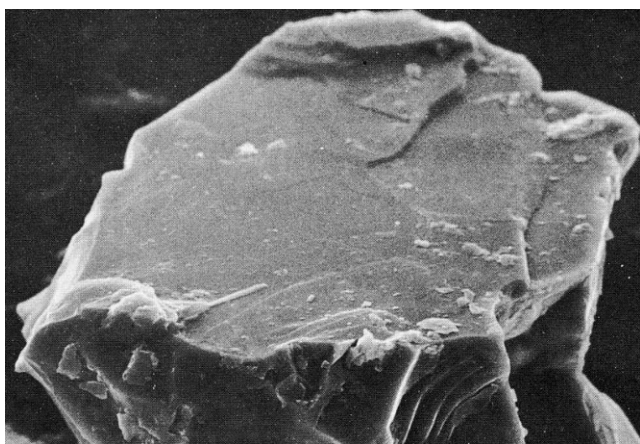
**Paralelní rýhy** (en. *parallel striations*) – podle Cremera a Legigana (1989) jsou to hluboké rýhy vyryté do povrchu zrna (Obr. č. 2-15), typické pro glaciální prostředí. Tyto tvary běžně přetrvávají po dlouhou dobu vývoje a okraje rýh jsou uhlazeny. Někdy jimi prochází impakty.

**Paralelní hřbítky** (en. *parallel ridges*) - Mahaney (2002) uvádí, že jsou přibližně 0,5 až 10  $\mu\text{m}$  od sebe vzdálené a nacházejí se mezi prohlubněmi (Obr. č. 2-16). Vztah mezi délkou mikroútvary a velikostí zrna je neznámý, ale délka může být na větších zrnech delší.

**Srpkovité útvary** (en. *crescent-shaped features*, fr. *croissants*) – srpkovité a často hluboké útvary s konvexními i konkávními okraji (Obr. č. 2-17) vznikají odíráním čepelovitých částic o povrch zrna (Mahaney, 2002). Jsou specifické pro glaciální a eolický transport o vysoké energii. Pokud jsou tyto tvary silně obroušené, indikují dřívější vývoj v kontinentálním prostředí (Cremer & Legigan, 1989).

**Přilnavé částice** (en. *adhering particles, carapace*) – velice malé pevné částice (Obr. č. 2-18), které jsou přichyceny k povrchu zrna elektromagnetickou silou a jsou nesnadno oddělitelná (ani smýváním). Mezi přilnavé částice se dají zařadit také **štěpné vločky** (en. *cleavage flakes*), malé ploché částičky (< 5 μm) přichycené ke štěpné ploše.

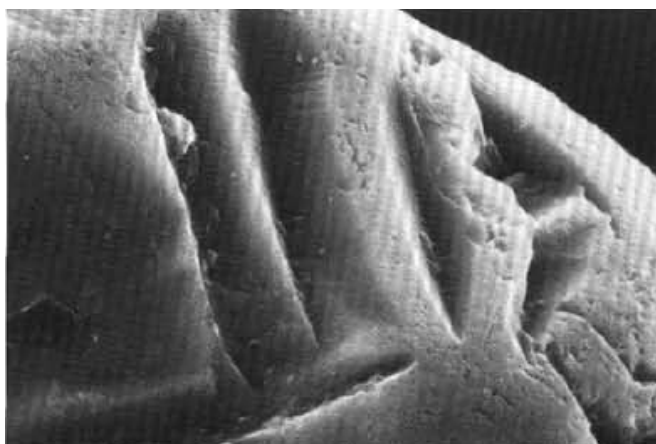
Informace o mikrotextrách mechanického původu byly čerpány ze zdrojů uvedených v tabulce č. 2-2.



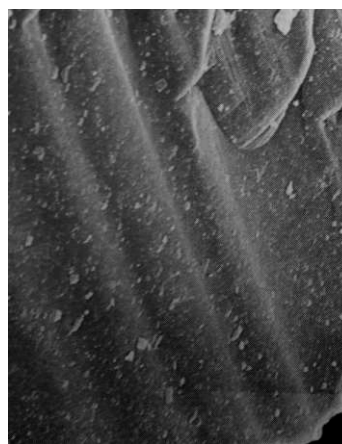
Obr. č. 2-13. Zlomová plocha<sup>1</sup>



Obr. č. 2-14. Tvar vzniklý drcením<sup>3</sup>

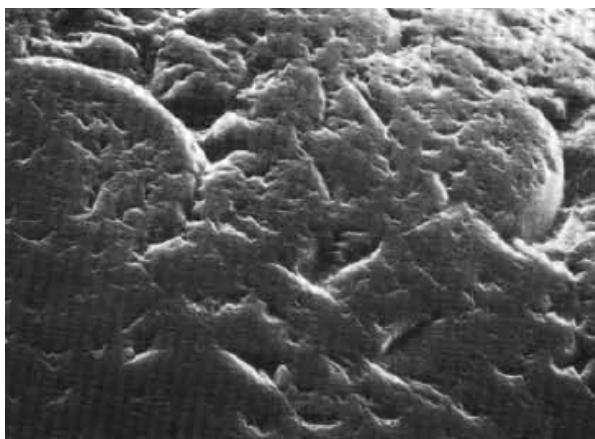


Obr. č. 2-15. Paralelní rýhy<sup>3</sup>

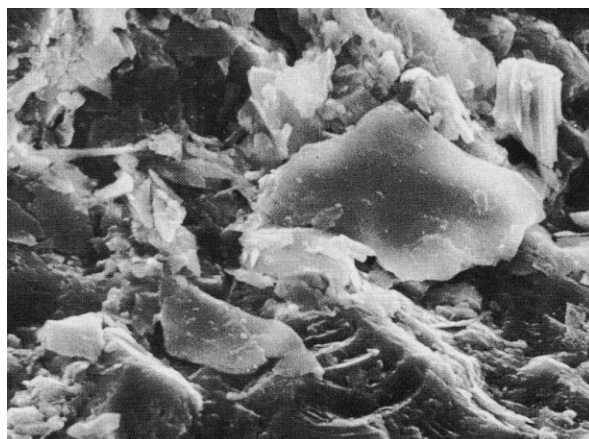


Obr. č. 2-16. Paralelní hřbítky<sup>2</sup>





Obr. č. 2-17. Srpkovité útvary<sup>3</sup>



Obr. č. 2-18. Přilnavé částice<sup>1</sup>

<sup>1</sup>(Krinsley & Doornkamp, 1973), <sup>2</sup>(Mahaney, 2002), <sup>3</sup>(Cremer & Legigan, 1989)

Mikrotextury mechanického původu		Zdroj
Impaktní útvary	Lasturnatý lom	Cremer & Legigan, 1989; Whalley, 1982; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Mahaney, 1995; Helland, Huang, & Diffendal, 1997; Mahaney, 1988; Alkaseeva, 2005; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney & Andres, 1991; Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980; Strand, Passchier, & Näsi, 2003; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Lineární subparalelní zlomy	Cater, 1984; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Mahaney, 1995; Mahaney, 1988; Mahaney & Andres, 1991; Strand, Passchier, & Näsi, 2003;
	Rovné stupně	Cater, 1984; Whalley, 1982; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Mahaney, 1995; Mahaney, 1988; Mahaney & Kalm, 2000; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney & Andres, 1991;
	Obloukové stupně	Wilson, 1978; Cater, 1984; Mellor, 1986; Whalley, 1982; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Mahaney, 1995; Mahaney, 1988; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney & Andres, 1991;
	Prodloužené deprese	Mahaney, 2002
	V-jamky	Cremer & Legigan, 1989; Cater, 1984; Censier & Tourenq, 1986; Le Ribault, 1975; Mahaney, 1995; Helland, Huang, & Diffendal, 1997; Mahaney & Kalm, 2000; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Mísovité jamky	Cremer & Legigan, 1989; Cater, 1984; Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Lisá, 2004; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Paprsčité lomy	Mahaney, 2002
	Rovné brázdy	Cater, 1984; Censier & Tourenq, 1986; Mahaney, 1995; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001; Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Obloukové brázdy	Cater, 1984; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney, 2002; Strand, Passchier, & Näsi, 2003; Krinsley & Doornkamp, 1973;
Štěpné plátky	Wilson, 1978; Mahaney & Kalm, 2000; Whalley & Krinsley, 1974; Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;	
Zlomové plochy	Krinsley & Doornkamp, 1973; Mahaney, 2002	
Paralelní hřbítky	Mahaney, 2002	
Paralelní rýhy	Cremer & Legigan, 1989; Censier & Tourenq, 1986; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Mahaney & Kalm, 2000; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001; Mahaney & Andres, 1991; Mahaney (2002);	
Tvary vzniklé drcením	Krinsley & Doornkamp, 1973; Cremer & Legigan, 1989; Lisá, 2004;	
Srpkovité útvary	Cremer & Legigan, 1989; Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Mahaney, 1995; Mahaney & Andres, 1991; Mahaney, 2002; Strand, Passchier, & Näsi, 2003;	
Přilnavé částice	Přilnavé částice	Cater, 1984; Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Mellor, 1986; Whalley, 1982; Alkaseeva, 2005; Mahaney & Kalm, 2000; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Štěpné vločky	Whalley & Krinsley, 1974; Krinsley & Doornkamp, 1973;

Tab. č. 2-2. Zdroje informací o jednotlivých texturách

### 2.1.3.2. MIKROTEXTURY CHEMICKÉHO PŮVODU

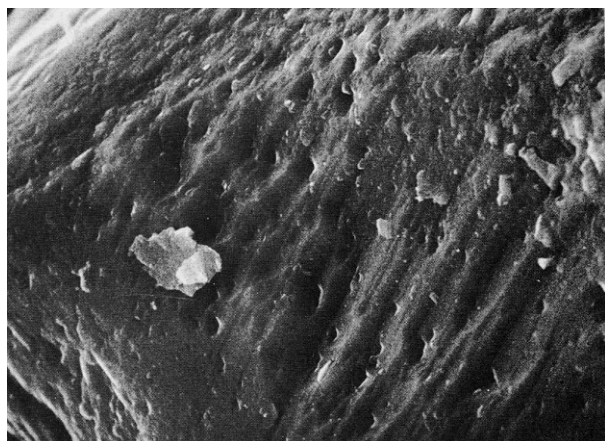
**Tvary vzniklé rozpuštěním** (en. *solution of quartz*) – u zrn, která prošla dlouhým vývojem ve vodním prostředí, jsou to obvykle zarovnané, hladké povrchy. Zarovnávání povrchu začíná prohloubenými impaktními útvary, poté rozpouštěním křemene a nakonec vyleptanými jamkami (Cremer & Legigan, 1989). Mezi takovéto jamky lze zařadit i tzv. „**tečkování**“ (en. *pitting*; Obr. č. 2-19), které může být způsobeno omezenou expozicí vůči tající vodě (Fitzpatrick & Summerson, 1971), a **orientované vyleptané jamky** (en. *oriented etched pits*) triangulárního tvaru (Obr. č. 2-20 a 2-21), které v rámci jednoho souboru či malé oblasti mohou a nemusí být stejné velikosti (Krinsley & Doornkamp, 1973). Rozpustnost křemene rychle narůstá při pH vyšší 9,0, vyleptané jamky jsou obvykle výsledkem pomalého rozpouštění při vysokých hodnotách pH, ačkoli nižší hodnoty pH mohou vyvolat stejný efekt, pokud je zrno ve spojení s organickou hmotou (např. rašelina). Iniciální jamky jsou malé a postupně se zvětšují a splývají, až utvoří protáhlejší útvary (Wilson, 1978).

**Křemičité sraženiny** (en. *silica precipitation*) – vysrážené křemičitany pokrývající povrch zrna mají formu **křemičité skřívky** (en. *silica capping*; Obr. č. 2-22) nebo **křemičitých globulí** (en. *silica globules*, fr. *globules siliceux*; Obr. č. 2-23). Když se tyto útvary spojí nebo překryjí, může se utvořit diagenetickými procesy nebo pedogenezí tenký až silný **křemičitý povlak** (en. *silica pellicle*, *silica deposits*, fr. *pellicule siliceuse*; Obr. č. 2-24 a 2-25). Tyto formy se mohou také lokálně utvářet v místech, kde se nachází nějaká porucha či zlom. Sraženiny pak kopírují zlom a vytváří se **klikaté hřbítky**. Na povrchu se ale sráží mimo  $\text{SiO}_2$  i  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  a  $\text{CaCO}_3$ . Tyto útvary vznikají ve vodním prostředí kontinentů za nízké energie. Křemičitý povlak může pokrýt celé zrno a zakrýt tak tvary vzniklé v předchozích prostředích, tvary z posledního stadia se tak dají jen těžko rozeznat a vzhled jako by postrádal mechanické uhlazení. V jiných případech je křemičitý povlak slabě až silně obroušen, což je příznakem vývoje ve vodním prostředí o vysoké energii, a během této doby se mohou dřívější povrchové textury znovu objevit (Cremer & Legigan, 1989).

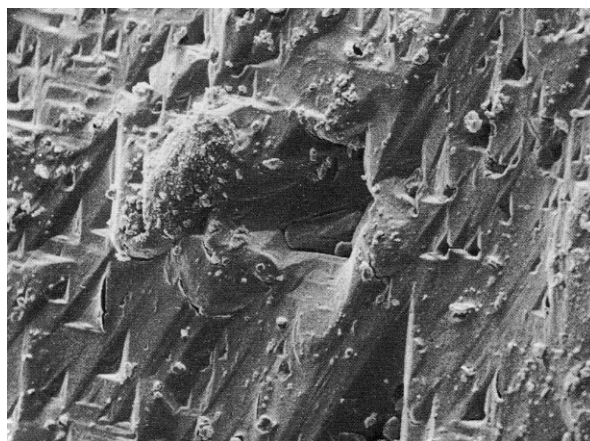
**Nárůsty křemenných krystalů** (en. *quartz crystal overgrowths*) – jsou spojovány s uhlazenými křemitými povlaky a jsou tedy vztaženy k vyššímu stupni vývoje zrna (Cremer & Legigan, 1989). Obvykle mají lehce ohlazené hrany a někdy jsou přerušeny malými impakty (Obr. č. 2-26). Rozlišují se celkem 3 stadia vývoje (Wilson, 1978). Vývoj začíná vytvářením malých orientovaných výčnělků. Spojování a překrývání těchto výčnělků vede k vytvoření zřetelných facet. Růst končí tím, že detritické zrno je kompletně obrostlé a získává vzhled téměř dokonalého křemenného krystalu. Toto finální stadium je nejběžnější u zrn jemnější frakční velikosti. Vyskytují se ve fluvialním prostředí.

**Útvary vzniklé rozpouštěním pod tlakem** (en. *pressure-solution features, pressure solution flat*) – jsou velmi hluboké, polokruhovitě deprese s oblými kopečky (Cremer & Legigan, 1989; Obr. č. 2-27), pozorované v glaciálním prostředí. Podle Wilsona (1978) se lze ve spojitosti s těmito útvary setkat s nárůsty křemenných krystalů.

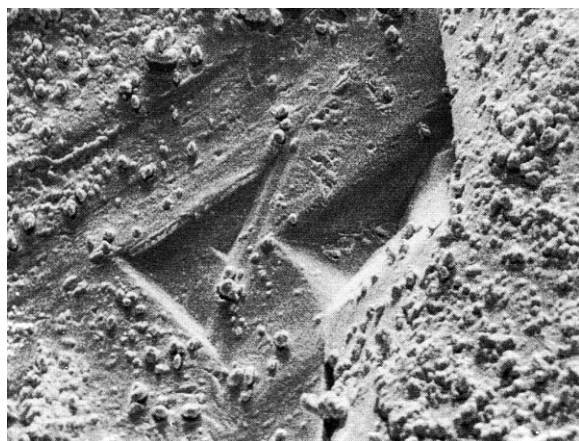
Informace o mikrotextrách mechanického původu byly čerpány ze zdrojů uvedených v tabulce č. 2-3.



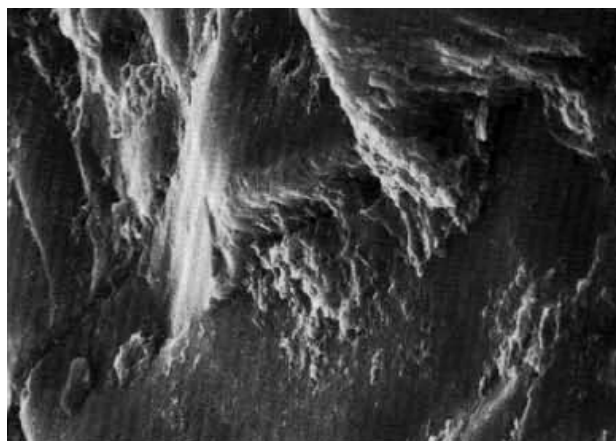
Obr. č. 2-19. Tečkování<sup>1</sup>



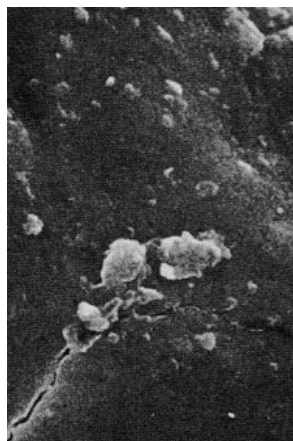
Obr. č. 2-20. Orientované vyleptané jamky<sup>1</sup>



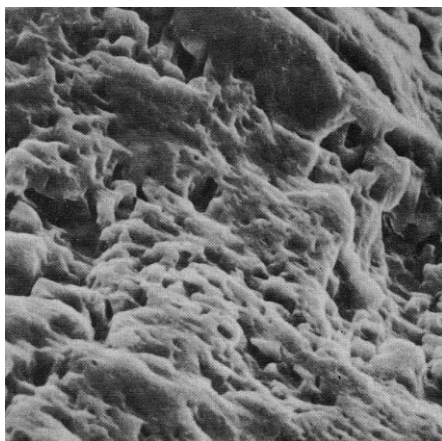
Obr. č. 2-21. Orientované vyleptané jamky, detail<sup>1</sup>



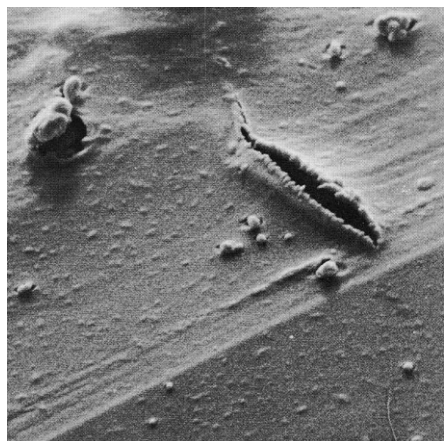
Obr. č. 2-22. Křemičitá skrývka<sup>2</sup>



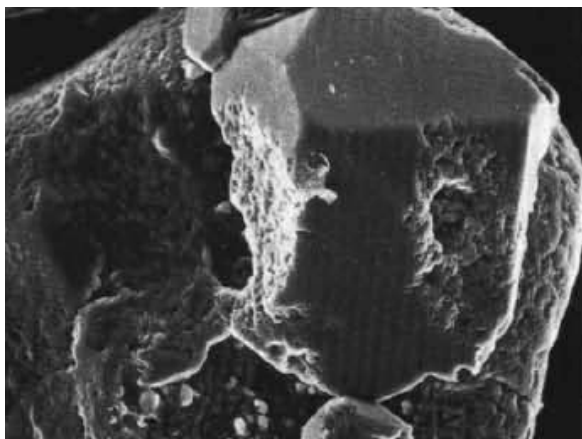
Obr. č. 2-23. Křem. globule<sup>1</sup>



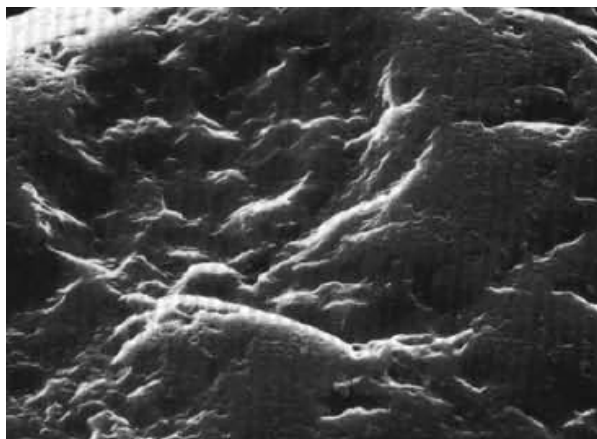
Obr. č. 2-24. Utváření křemičitého povlaku<sup>1</sup>



Obr. č. 2-25. Porušený křemičitý povlak<sup>1</sup>



Obr. č. 2-26. Nárůst křemenného krystalu<sup>2</sup>



Obr. č. 2-27. Útvar vzniklý rozpouštěním pod tlakem<sup>2</sup>

<sup>1</sup>(Krinsley & Doornkamp, 1973), <sup>2</sup> (Cremer & Legigan, 1989)

Mikrotextury chemického původu		Zdroj
Tvary vzniklé rozpouštěním	Tečkování	Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Lisá, 2004; Alkaseeva, 2005; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;
	Orientované vyleptané jamky	Wilson, 1978; Cremer & Legigan, 1989; Cater, 1984; Censier & Tourenq, 1986; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Helland, Huang, & Diffendal, 1997; Alkaseeva, 2005; Mahaney & Kalm, 2000; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001; Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980; Krinsley & Doornkamp, 1973;
Křemičité sraženiny	Křemičité skrývky	Cater, 1984; Helland, Huang, & Diffendal, 1997;
	Křemičité globule	Cremer & Legigan, 1989; Cater, 1984; Censier & Tourenq, 1986; Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Whalley, 1982;
	Křemičitý povlak	Cremer & Legigan, 1989; Cater, 1984; Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Whalley, 1982; Whalley & Krinsley, 1974; Mahaney, 2002; Krinsley & Doornkamp, 1973;
Nárůsty křemenných krystalů		Wilson, 1978; Cremer & Legigan, 1989; Mellor, 1986; Fitzpatrick & Summerson, 1971; Krinsley & Doornkamp, 1973;
Útvary vzniklé rozpouštěním pod tlakem		Wilson, 1978; Cremer & Legigan, 1989; Whalley, 1982;

Tab. č. 2-3. Zdroje informací o jednotlivých texturách

#### 2.1.4. VRSTEVNATOST

Tato texturní charakteristika spolu s následujícími v této kapitole je zařazena mezi tzv. primární sedimentární textury. Znamená to, že se v sedimentu vyvíjejí během procesu ukládání. Závisí hlavně na rychlosti proudění a ukládání přinášeného materiálu při tvorbě sedimentu (Bezvodová, Demek, & Zeman, 1985).

Usazené horniny se jeví jako řada desek spočívajících jedna na druhé. Tyto deskovité útvary nazýváme vrstvami a jev, že usazeniny mají obvykle paralelní polohu a oddělují se podle jednotlivých vrstev, označujeme jako vrstevnatost (Bezvodová, Demek, & Zeman,

1985). Podle mocnosti vrstev se vrstevnatost dělí na lavicovitou, deskovitou, laminovanou, lupenitou a blanitou (viz Tab. č. 2-4).

Vrstevnatost		Mocnost vrstevních jednotek
Lavicovitá	Hrubě	50 – 200 cm
	Tence	20 – 50 cm
Deskovitá	Hrubě	5 – 20 cm
	Tence	1 – 5 cm
Laminová		0,2 – 1 cm
Lupenitá		0,02 – 0,2 cm
Blanitá (tence lupenitá)		< 0,02 cm

Tab. č. 2-4. Vrstevnatost dle mocnosti vrstev (Bezvodová, Demek & Zeman, 1985)

### 2.1.5. ZVRSTVENÍ

Zvrstvení vyjadřuje vnitřní znaky jednotlivých vrstev a jejich vzájemné vztahy (způsob uložení). Ve srovnání s vrstevnatostí má větší genetický význam, protože spolu s granulometrickými rozbory poskytuje představu o vodním prostředí, o jeho klidu, pohybu, proměnlivosti, o síle a směru proudění či toku (Bezvodová, Demek, & Zeman, 1985). Dále budou vyložena vybraná zvrstvení základní a některá další, použitá v této práci. Paralelní texturou je myšleno paralelní uspořádání vrstev, nebo zřetelná přednostní orientace horninových částic a šmouh.

**Horizontální zvrstvení** je dáno paralelním střídáním vrstviček a lamin, přibližně přímočarého průběhu. Vzniká především při sedimentaci ze suspenze, nebo chemogenním vylučováním látek z roztoku. Zásadním předpokladem je malé nebo žádné proudění a vlnění při dně sedimentačního prostoru (Bezvodová, Demek, & Zeman, 1985).

**Šikmé (diagonální) zvrstvení** se vyznačuje ukloněním lamin, případně dílčích vrstviček uvnitř vrstvy. Nejčastěji vzniká ukládáním sedimentárních částic vodními proudy. Laminy se sklánějí ve směru proudu a jejich úklon nepřesahuje 33 - 34°. U současných sedimentů a spraší je úhel sklonu až 45° (Bezvodová, Demek, & Zeman, 1985). Mocnost skupiny vrstev u tohoto zvrstvení je alespoň několik cm, zatímco u **čeřinového zvrstvení** je tato mocnost menší (Kukal, 1986). Čeřinové zvrstvení vzniká migrací čeřin po proudu a na příčném průřezu se může projevit jako profil čeřinou. Mezi šikmá zvrstvení patří také **korytové zvrstvení** (Petránek, 1963), ale dá se přiřadit i ke zvlněnému zvrstvení (Bezvodová, Demek, & Zeman, 1985). U korytového zvrstvení jsou vrstvičky sdruženy v dílčí vrstevní jednotky, jejichž vzájemný styk je korytovitý (Petránek, 1963).

**Zvlněné zvrstvení** vzniká vlněním vody. Šlo-li o vlnění bez proudění, jednotlivé laminy jsou přibližně ve stále stejné poloze, tj. jejich vrcholy a deprese zaujímají stále stejnou pozici (nad sebou). Působilo-li však mírné proudění, nastávalo postupné přemísťování vrcholů vln po proudu. V některých případech může takto vzniknout šikmé pseudozvrstvení (Bezdová, Demek, & Zeman, 1985).

Gradační vrstva **gradačního zvrstvení** je klastická sedimentární jednotka, jejíž nejhrubší materiál je na spodu vrstvy a směrem do nadloží se postupně zjemňuje. Mocnost kolísá od několika mm do 1 m a více. Postupné zjemňování materiálu směrem do nadloží se označuje jako **pozitivní gradace** a v opačném smyslu jako **negativní** nebo **inverzní gradace**. Podle zrnitostního složení se rozeznávají dvě varianty gradačního zvrstvení (Bezdová, Demek, & Zeman, 1985):

1. je typická gradačním zvrstvením převážně písčitého materiálu bez větší jílovité příměsi. Sedimenty tohoto typu vznikají usazováním klastických částic z postupně slábnoucího vodního proudu.
2. je charakteristická tím, že v celé vrstvě je přítomen jílovitý materiál, zprvu ve funkci základní hmoty, ve svrchní části již jako převládající složka. Zvrstvení druhého typu vzniká především sedimentací z turbiditních proudů.

Gradační zvrstvení může nastat tříděním materiálu unášeného větrem v závislosti na specifické váze a velikosti částice. Toto zvrstvení je také velmi časté v říčních podmínkách. Při náhlých dešťových průtržích a bouřích prudce stoupá unášecí síla toku a naopak jen postupně slábne s opadající hladinou vody. Další pochody vedoucí ke vzniku gradačního zvrstvení jsou denní a sezonní výkyvy klimatu, které vedou ke vzniku varvů. Jako varva je označováno střídání lamin sedimentů různé barvy a zrnitosti, které je způsobeno periodickým střídáním intenzity přítoku a přínosu organických částic během roku. Tmavší část se usazuje v zimě, kdy klidná voda pod zamrznutou hladinou jezera ukládá jílovitou hmotu, tmavě zbarvenou humusem. Světlá část vzniká v létě, když vody z ledovce přinášejí do jezera písčiny materiál (Činčura et al., 1983). Inverzní gradace se může vyskytovat např. u svahových sedimentů a suťových kuželů.

**Proudové zvrstvení** je hlavním kritériem k určení směru proudění (vody, vzduchu). Jeho charakteristickým znakem je vývoj diagonálních lamin uvnitř vrstvy sedimentu, ukloněných ve směru proudu. Tímto směrem se také laminy ztenčují. Mívají úklon maximálně do 30-40° (Jaroš & Vachtl, 1992).

**Rozmyvovým zvrstvením** se rozumí erozní styk (rozmyv) vrstviček (Petránek, 1963).

## 2.2. GENETICKÉ TYPY NEZPEVNĚNÝCH SEDIMENTŮ

Na nezpevněné sedimenty působí fyzickogeografické činitele, nejčastěji voda, led, vítr a gravitace. Každé přesunutí nezpevněného sedimentu je spojeno minimálně s jedním z těchto činitelů, které působí na povrch zrna specifickým způsobem. Tím lze odlišit sedimenty podle geneze.

Charakteristický způsob opracování částice je do jisté míry dán unášecí schopností média, která je určena jeho hustotou, viskozitou (měřeno jako poměr mezi smykovým napětím a míře deformace) a rychlostí (Perry & Taylor, 2007), velikostí částic a sedimentačním prostředím, do něhož je částice ukládána. Každá částice o rozdílné hustotě má přitom různou usazovací rychlost a tím i odlišný transport a práh usazování (Perry & Taylor, 2007).

Geneze sedimentů je mimo jiné určována pomocí mikroskopu, kdy je zkoumán výskyt charakteristických mikrotextr na povrchu zrn. Tyto mikrotextury musejí být studovány komplexně (Le Ribault, 1975), protože v každém prostředí vzniká více typů a za působení různých fyzickogeografických činitelů. Pro určité prostředí jsou tedy hledány spíše soubory těchto mikrotextr, jejichž procentuální zastoupení většinou nepřevyšuje 60 % (Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001). Navíc i v rámci jednoho prostředí působí více procesů (Alkaseeva, 2005). Kromě současného prostředí sedimentace dokáže exoskopie odhalit více epizod vývoje na jediném zrnu, a to i 8 stadií chronologicky seřaditelných.

Vztahy mezi eluviálními, fluviálními a eolickými prvky se mění se změnami klimatických podmínek. Vliv procesů na mikrorelief zrna závisí také na trvání transportu a energii transportního média. Intenzita chemické transformace je závislá na době trvání, klimatu, textuře sedimentů, velikosti zrn minerálů a na pozici v reliéfu a půdním profilu (Alkaseeva, 2005). Při zkoumání vzorků je potřeba si také uvědomit, že zrna různých genetických typů mohla být během transportu smíchána (Mahaney & Kalm, 2000).

### 2.2.1. EOLICKÉ SEDIMENTY

Větrem jsou transportována převážně prachová, méně písková zrna a vzácně i klasty šterkové frakce. Eolické sedimenty vznikly uložením materiálu transportovaného převážně větrem. Fosilní eolický prach je v určitém stadiu diagenetických přeměn označován jako spraš (Růžicková et al., 2003). Spraš kromě prachu obsahuje sekundární uhličitán vápenatý, nevápnitý eolický prach je označován jako sprašová hlína.



Základní podmínkou pro tvorbu eolických sedimentů je zdroj sypkého materiálu a absence vegetačního pokryvu nebo jiných překážek, chránících zemský povrch před deflací. Eolické procesy mohou omezeně probíhat ve všech klimatických pásmech, ale optimální podmínkou jsou v semiaridních a aridních oblastech. Větrná eroze a ukládání eolických sedimentů jsou významné i v periglaciální zóně. Nacházíme-li v eolických uloženinách směsi prachu s pískem, většinou to znamená, že docházelo k rychlým změnám podmínek. Vlivem intenzivní nárazové činnosti větru byl uváděn prach a písek do suspenze, po náhlém uklidnění větru docházelo k rychlé sedimentaci.

Eolické sedimenty se dělí na tři základní podskupiny, a to eolický prach, eolický písek a eolických drobnozrnný štěrk, kterým se budou věnovat následující podkapitoly.

#### 2.2.1.1. EOLICKÝ PRACH

Vyskytuje se většinou ve formě spraše. *Spraš* je homogenní, převážně nezvrstvený prachový sediment s proměnlivou podřadnou příměsí písku a jílu.

Významnou součástí spraší je uhličitán vápenatý, na jehož přítomnost existuje několik hypotéz: 1. pochází ze snosové oblasti nebo z hornin v podloží; 2. vznikl působením geochemických a organických procesů po uložení spraše; 3. vznikl kombinovaným působením různých faktorů. V územích s vyšší nadmořskou výškou a vlhčím klimatem jsou prachové eolické sedimenty nevápnité a jsou označovány jako *sprašové hlíny*. Není vyřešena otázka, zda nevápnitost těchto sedimentů je způsobena pouze sekundárním vyluhováním  $\text{CaCO}_3$  prosakujícími srážkovými vodami nebo absencí procesu zesprašnění (Růžičková et al., 2003).

Vznik spraší je vázán na tzv. sprašové fáze v stadiálních obdobích, kdy v periglaciální zóně vanuly suché studené větry, vysušující zemský povrch. Nejvhodnější podmínky k uvolňování prachových částic a jejich transportu jsou za semiaridního klimatu (Pye, 1995 In Růžičková et al., 2003). Vznik velkých objemů prachu ve spraši je vykládán celou řadou procesů: vyvátím prachové složky uvolněné zvětráváním matečných hornin, glaciální a fluviální abrazí, eolickou korazí, mrazovým zvětráváním, chemickým zvětráváním, uvolňováním prachu při tvorbě jílových minerálů a uplatněním biologických procesů. Hlavním zdrojem prachu jsou spíše tektonicky aktivní horská pásma než pouště nížin (Pye, 1995 In Růžičková et al., 2003). Podle Wright et al. (1998 In Růžičková et al., 2003) je nejefektivnější při tvorbě prachu omílání křemenných zrn ve fluviálním prostředí a dále prachové bouře.

V bazálních částech komplexů spraší či sprašových hlín se vyskytují *deluvioeolické* sedimenty, které vznikly ukládáním částic transportovaných větrem a klastů přemístovaných současně po svahu gravitací. Pokud je hlavní složkou komponenta transportovaná gravitací, nazýváme sediment *eolickodeluviálním*.

Navátím písku a prachu na sníh vznikají sedimenty *niveoeolické* (Růžičková et al., 2003). K sedimentaci větrem přenášeného materiálu může docházet také v mělkých vodních nádržích, sem patří např. „*bažinné spraše*“ nebo *sprašové hlíny stojatých vod* (Macoun et al., 1965 In Růžičková et al., 2003). Eolický materiál usazený v prostředí proudící vody je označován jako *fluvioeolický*.

Podle zrnitostního složení se rozlišuje spraš písčitá a jílovitá (Růžičková et al., 2003). Jednotlivé sprašové vrstvy vykazují zpravidla pozitivní gradační zvrstvení, což je vykládáno jako důsledek postupného zeslabování energie větru v průběhu ukládání jednoho cyklu.

Větrná abraze neovlivňuje významně povrch prachový klastů (Kuenen, 1969 In Růžičková et al., 2003). Prachové klasty nejsou v důsledku jejich malé kinetické energie, dané nízkou hmotností, obroušované a olamovány, a proto na jejich povrchu nedochází ke vzniku impaktivních jamek jako u klastů pískových. Vyšší stupeň zaoblení a ohlazení povrchu může být způsoben také chemickým rozpouštěním povrchu křemenných klastů a vysrážením SiO<sub>2</sub>. Při určité unášecí síle větru jsou při transportu preferovány zaoblené klasty před klasty ostrohramými (Růžičková et al., 2003).

#### 2.2.1.2. EOLICKÝ PÍSEK

Eolické písky vznikají vyvátím pískové frakce z klastických sedimentů nebo eluvií a jejím ukládáním v místech, kde poklesne rychlost větru. Podmínkou vzniku jsou obnažené deflační plochy, na nichž může vítr bez překážek vyfoukávat písek. K tomu, aby nastal pohyb zrn písku v proudu vzduchu a tím došlo k eolické činnosti, musí rychlost větru dosáhnout kritické hodnoty, při které je překonána síla gravitace, udržující klasty v klidovém stavu. Pro eolické písky jsou používána i další synonymická označení: váté písky, dunové písky (Růžičková et al., 2003).

Na zemském povrchu vznikají zejména dva charakteristické morfologické útvary, a to duny a plošné pokryvy. Písková duna je složena ze tří částí s odlišným charakterem sedimentace (Růžičková et al., 2003). Na závětrné příkré straně duny se pískové částice pohybují saltací a povrchovým vlečením a ukládají se pod hřeben duny. Při bázi duny je souvrství písku ostře diferencované. Střídají se laminy hrubozrnného písku s laminami písku

jemnějšího, směrem vzhůru se tento rozdíl rychle stírá. Na návětrné straně probíhá narůstání duny, tyto sedimenty jsou charakteristické tenkými laminami písku.

Na povrchu terénu mohou eolické písky tvořit pokryvy se zpravidla plochým povrchem s charakteristickým mikoreliéfem (čeřinami, drobnými stružkami apod.). Ukládají se mezi dunami, vytvářejí plošné pokryvy, nebo vyplňují deprese na povrchu terénu.

Eolické písky jsou převážně jemně až středně zrnité, s vysokým stupněm vytrídění i zaoblení. Nejběžnější tvary na povrchu písečných dun a pokryvů jsou eolické čeřiny, které mohou později vytvářet čeřinové zvrstvení. Eolické čeřiny vznikají saltací písečných zrn, hřbety čeřin jsou většinou kolmé na směr proudění větru. Neznámější typy textur navátých písků jsou plošně paralelní textura, daná vrstevnatostí (laminovaná, tence vrstevnatá, deskovitá, lavicovitá), zvrstvení proudové, horizontální, čeřinové, diagonální, korytové diagonální a rozmyvové.

Nejběžnějším typem zvrstvení eolických písků je podle Kukala (1964 In Růžičková et al., 2003) eolické proudové zvrstvení. Charakteristickým znakem proudového zvrstvení jsou jemné laminy s velkým sklonem, ukloněné ve směru vzdušného proudu.

Tato velikostní frakce je pro exoskopický popis nejvhodnější. Eolická zrna mají zpravidla nízký, dobře zaoblený reliéf (Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001), jsou matná (Le Ribault, 2003b) a lépe zaoblená než fluvialní zrna (Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980). Toto je způsobeno vyššími impaktními energiemi a absencí vodního „polštáře“, který absorbuje část této energie (Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980; Le Ribault, 2003b). Zaoblení ale klesá (zrna jsou nepravidelnější) s jejich velikostí, což je způsobeno pravděpodobně tím, že klesá i jejich hybnost. Během nárazů je kinetická energie každé částice alespoň částečně přeměněna na pružnou potenciální energii zrna. Vlna energie nebo vibrace se může odrazit zpět a dále uvnitř zrna ještě několikrát, ovšem není známo, jaký vliv má toto na povrch zrna (Mahaney, 2002).

Mikrotextury pozorované na eolických písečných zrnech jsou štěpné plátky, brázdy přibližně 0,5-10  $\mu\text{m}$  velké, prodloužené prohlubně (Mahaney, 2002), srpkovité útvary, V-jamky, mísovité jamky, přilnavé částice (Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980), tečkování (Lisá, 2004), křemičitý povlak (Le Ribault, 2003b). Objevuje se jen minimum lineárních paralelních zlomů a lasturnatých lomů (Mahaney, Stewart & Kalm, 2001).

**Štěpné plátky** vznikají pravděpodobně štěpným lámáním a často jsou v pouštním prostředí přeměněny chemickými pochody (Margolis & Krinsley, 1971; Krinsley et al., 1976 in Mahaney, 2002). Mezery mezi štěpnými plátky mohou být vyplněny, což přispívá k

uhlazenému vzhledu zrn (Mahaney, 2002). Většinou se vyskytují s rozpětím mezi plátky 0,1 až 1  $\mu\text{m}$  (Kransley & McCoy, 1978 in Mahaney, 2002).

Na zrnech větších než 400  $\mu\text{m}$  se vyskytují **prodloužené deprese** o průměru až 250  $\mu\text{m}$ . Velké deprese mohou vznikat při oddělování od mateční horniny (Mahaney, 2002).

Některé z **impaktních útvarů** jsou nalézány pouze na větších písečných zrnech. Jsou křehké a obvykle jsou odstraněny během eolické abraze a chemického zvětrávání (v horkých pouštních oblastech může pouštní rosa, která je nasycena  $\text{CO}_2$ , proniknout až do hloubky 2-3 cm) (Mahaney, 2002). Nejmarkantnějším útvarem jsou **srpkovité útvary**, které jsou tím více uhlazeny, čím jsou starší. Při eolizaci vznikají na křemenných zrnech také **V-jamky** a **mísovitě jamky**. Za nízké rychlosti větru se tyto útvary utvářejí jen zřídka, a to se pak jedná o V-jamky. Při průměrné rychlosti větru se V-jamky stávají početnějšími a vyskytne se několik srpkovitých jamek a nakonec při vysoké rychlosti vzniká mnoho V-jamek, méně srpkovitých jamek a několik mísovitých jamek (Le Ribault, 1975). Srpkovité útvary, které vznikly při nižší rychlosti větru nemohou být rozeznány od těch, které jsou pozorovány na fluvialních zrnech (Cremer & Legigan, 1989).

#### 2.2.1.3. EOLICKÝ DROBNOZRNNÝ ŠTĚRK

Tyto sedimenty jsou složeny z hrubšího materiálu (1-10 mm, ale i většího průměru) uloženého větrem a jemného materiálu, který do těchto sedimentů zanesla druhotně voda (Růžičková et al., 2003). Klasty frakce, která prodělala eolický transport valením, vykazují stopy zaoblení. Častým jevem je rytmické zvrstvení.

#### 2.2.2. GLACIÁLNÍ SEDIMENTY

Mezi ledovcové sedimenty se zahrnuje skupina uloženin, které jsou geneticky spjaty s ledovcem. Jsou do ní zařazovány nejen sedimenty uložené přímo ledovcem, ale i ty, které byly uloženy v kontaktu s ledovcem nebo dokonce ve značné vzdálenosti od něj a jejich sedimentační prostředí je řadí do jiných genetických skupin (Růžičková et al., 2003).

Ledovcové sedimenty se dělí na tyto podskupiny (Růžičková et al., 2003):

- 1 – ledovcové (glacigenní) sedimenty
- 2 – glacifluviální sedimenty
- 3 – glacialakustrinní sedimenty
- 4 – glacimarinní sedimenty

Kontinentální ledovec při pohybu brázdí své podloží, obrušuje ho, odlamuje z něj bloky hornin a tento materiál s sebou unáší dál. U horských údolních ledovců padají na jejich

povrch též svahovými pochody přemísťované hmoty. K sedimentaci transportovaných částic dochází na bázi ledovce, na jeho povrchu a před jeho čelem.

Glaciální eroze se vyskytuje především u tzv. ledovců s teplou bází (Demek, 1987; Martini, Brookfield, & Sadura, 2001), kde izoterma 0 °C leží při bázi ledovce a podloží ledovce není zmrzlé. Ledovce s chladnou bází, u nichž izoterma 0 °C leží v horninách podloží ledovce a ledovec spočívá na permafrostu, nevytvářejí charakteristické glaciální tvary, protože k pohybu dochází nad bází ledovce (Demek, 1987).

Na horninové podloží působí také nivace, tedy geomorfologická činnost sněhu neměnicího se v led, který se projevuje kombinací mrazového zvětrávání, činností tavných vod a supraniválních pochodů (Martini, Brookfield, & Sadura, 2001). Bylo zjištěno, že vátý sníh má při teplotě - 45 °C tvrdost krystalů přibližně 6, a může proto i abradovat výchozy méně odolných hornin (Horník et al., 1982).

#### 2.2.2.1. GLACIGENNÍ SEDIMENTY

Do této podskupiny jsou zařazeny sedimenty, které jsou označovány termínem *till*. „Till je sediment, který byl transportován a následně uložen ledovcem a přitom nebyl nebo byl jen málo vytříděn vodou“ (Dreimanis, 1982; Dreimanis – Lundquist, 1984 In Růžičková et al., 2003). Základními genetickými typy tillu jsou tzv. lodgement till, melt-out till, flow till a deformační till (shrnutí diskuse a přehled literatury in Dremains 1989 In Růžičková et al., 2003).

**Deformační till** jsou pohybem ledovce odloučené a přemístěné bloky podložních hornin. **Subglaciální till typu lodgement** je ukládán z báze pohybujícího se ledovce sedimentací klastických částic při odtávání ledu následkem tlaku. Charakteristické jsou písky s příměsí valounů, vzácně balvanů až bloků a klasty poloostrohranné až polozaoblené. Povrch valounů je vzácně rýhován nebo má jiné stopy po abrazi způsobené transportem, svůj charakteristický povrch mají i zrna písčité frakce. V uložených sedimentech je výrazná přednostní orientace protažených klastů. **Subglaciální till typu melt-out** vzniká pomalým odtáváním na bázi stagnujícího ledovce nebo ve stagnující zóně pod postupujícím ledovcem. Má vyšší obsah klastů transportovaných z velké vzdálenosti, ale i např. klasty z podložního lodgement tillu. Charakteristické je subhorizontální zvrstvení se střídajícími se jemnozrnnými a hrubozrnnými polohami bez výrazné přednostní orientace. Na subglaciálních zrnech se vytvářejí útvary způsobené drcením ve vlhkém prostředí, ale křemičité sraženiny se vyskytují jen vzácně. Nejvíce jsou náchylné k porušení hrany a rohy, zatímco plochy jsou méně zasaženy (Whalley & Krinsley, 1974). **Supraglaciální till typu melt-out** (ablační till) vzniká

na povrchu ledovce po odtání, popř. sublimaci jeho svrchních vrstev ledu. Sedimentace je vázána na období stagnace ledovce a jeho ústup. Převažují štěrkové frakce, ale obsahují i balvany a bloky. Co se týče písků, je tu předpoklad, že na těchto zrnech se budou nalézat pouze zděděné texturní znaky, protože zvětráváním se zrna pouze uvolnila a dále byla jen pasivně transportována na povrchu ledovce. Většina těchto zrn má vysokou sféricitu a ostrohrannost. Typické jsou pro ně štěpné vločky a přilnavé částice, na kterých se po uložení zrna vytvářejí křemičité sraženiny, ale pozorovány byly také obloukové stupně a lineární i obloukové brázdy (Whalley & Krinsley, 1974). U **flow-tillu** se při sedimentaci uplatňuje gravitace, vzniká většinou skluzem nebo sesunutím sedimentu uloženého z ledovce, což může proběhnout na povrchu ledovce, na jeho okraji nebo pod ním. Podmínkou je přímá závislost vzniku na přítomnosti ledu.

Z exoskopického pohledu jsou glacienní zrna ostrohranná, nenesou známky uhlazení ani zaoblení, pokud nedošlo k chemickému nebo mechanickému přetvoření, a jejich povrch může být jak matný, tak lesklý (Le Ribault, 2003b). Reliéf zrn je proměnlivě hladký (Fitzpatrick & Summerson, 1971) až drsný (Le Ribault, 2003b) a relativně vysoký, zvláště oproti zrnům pobřežního a eolického prostředí (Krinsley & Doornkamp, 1973). Zrna vlečená ledovcem jsou však pravděpodobně méně ostrohranná a texturovaná než částice pohybující se s ledovcem na jeho povrchu či uvnitř, hrany jsou abradovány (Dowdeswell, 1982). To samé platí pro zrna glacienního původu (Strand, Passchier, & Näsi, 2003).

Na povrchu glacienních zrn je možné nalézt nejvyšší počet mikrotextr ve srovnání se zrn, na které působily jiní geologičtí činitelé (Mahaney, 2002). Zatímco existují podobné mělké, lasturnaté a lineární paralelní zlomy na zrnech eolického a fluvialního prostředí, jejich hranaté tvary, hluboké zasazení do povrchu zrn a časté usměrnění je jedinečným znakem pro zrna glacienního původu (Mahaney & Kalm, 2000). Pokud se však zrna v ledovci navzájem nedotýkala kvůli jejich menšímu množství, byly na jejich povrchu zachovány jejich původní znaky z prostředí, ze kterého byly odneseny (Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001).

Na stupeň poškození zrn má také vliv mocnost ledovce, se kterým jsou zrna unášena, a délka transportu. U ledovců o mocnosti mezi 200-800 m (horské ledovce) je výskyt zlomů a poruch na povrchu zrna menší (20-30%), zatímco u kontinentálních ledovců (mocnost větší než 1000 m) je větší. Postupné zvyšování mocnosti ledovce tedy způsobuje větší stupeň poškození křemenných zrn. Vznikají frekventovaněji paralelní hřbítky, lasturnatý lom, obloukové stupně, srpkovité útvary a hluboké brázdy a povrch zrn je značně hranatý. Stupeň poškození záleží také na pozici vůči ledovci (supraglaciální, englaciální nebo bazální) a jestli

má ledovec chladnou (suchou) nebo teplou (vlhkou) bázi (Mahaney & Andres, 1991; Mahaney, 1995).

Za reprezentativní mikrotextury pro glaciální transport jsou považovány lasturnatý lom, lineární paralelní zlomy, lineární a obloukové stupně a hluboké brázdy, tvary vzniklé drcením a rozpouštěním pod tlakem, paralelní rýhy a hřbítky, přilnavé částice a štěpné vločky. Vyskytovat se mohou také srpkovité útvary, štěpné plátky, V-jamky a křemičité povlaky.

Pro větší zrna je typický **lasturnatý lom**, zatímco pro malá zrna to jsou **štěpné plátky** a zlomové plochy podél některých lasturnatých lomů. Pokud byla zrna vystavena drcení, potom je u nich větší variabilita ve velikosti a rozsahu lasturnatých lomů a štěpných plátků, než by bylo normální u nezávětralých zrn (Krinsley & Doornkamp, 1973; Mahaney, Vortisch, & Julig, 1988). Je možné, že typicky glaciální lasturnatý lom a s ním spojené **stupňovité útvary** vznikají hlavně při odlamování od mateční horniny nebo při dopadu na zem, když se hornina uvolnila od skály (Whalley & Krinsley, 1974). Toto ovšem popřel Mahaney, Vaikmae & Vares (1991), když prokázali, že mechanickým zvětráváním vznikají pouze zlomové plochy bez známek lineárních paralelních zlomů a lasturnatého lomu. Obloukové stupně jsou přitom nejběžnější na zrnech ovlivněných kontinentálním zaledněním a mohou mít souvislost s glaciální abrazí a větším bazálním smykovým napětím (Mahaney, Vortisch, & Julig, 1988).

Dále se na většině zrn běžně vyskytují **lineární paralelní zlomy**, **přilnavé částice**, které se zdají být typické pro pohřbené tilly a morény (Whalley and Krinsley, 1974 in Whaley, 1982), a **V-jamky**. V-jamky mohou vznikat kolizemi ve vodním prostředí, ale jejich velký rozměr (50  $\mu\text{m}$ ) ukazuje spíše na glaciální transport (fluvioglaciální zrna jich mají více) (Mahaney & Kalm, 2000).

Z chemických mikrotextr to jsou útvary vzniklé vysrážením, jako např. **vyleptané orientované jamky** a **tečkování**, které jsou utvářeny působením tavné vody převážně v ledovcích mírného klimatu (Fitzpatrick & Summerson, 1971). Stupeň naleptání křemene v tillu je často indikativní pro zvětrávání ještě před transportem (Mahaney, Claridge, & Campbell, 1996). Starší uložení morén mají na povrchu zrn křemičité skrývky a štěpné vločky, ale všeobecně je mezi zrny uloženými v morénách a zrny, které leží v současnosti na ledovci, jen malý rozdíl (Whalley & Krinsley, 1974).

#### 2.2.2.2. GLACIFLUVIÁLNÍ SEDIMENTY

Takto jsou definovány sedimenty, které vznikaly v proudícím vodním prostředí v přímém kontaktu s ledovcem, popř. i ve větší vzdálenosti od ledovce, ale jejich ukládání

bylo v přímé souvislosti s aktivitou ledovce. Ne všechny klasty hornin, evidentně přinesené ledovcem a znovu odplavené tavnými vodami mohou být označeny jako glacifluviální sediment. Rozhodující je paleogeografická souvislost s ledovcovým systémem. Kritériem dalšího členění je opět pozice jejich sedimentačního prostoru vzhledem k ledovci. Z tohoto hlediska jsou tříděny do dvou základních skupin, a to na sedimenty englaciální a proglaciální.

**Englaciální sedimenty** zahrnují uloženiny vzniklé pod ledovcem (subglaciální), v ledovci (englaciální s. s.) a na ledovci (supraglaciální). První dvě skupiny jsou reprezentovány sedimenty eskerů, třetí pak sedimenty kamů a kamových teras. *Eskey* jsou valy tvořené sedimenty uloženými proudící vodou v podledovcových tunelech, nebo v trhlinách ledovce, charakteristický je pro ně velký úhel sklonu lamin v diagonálně zvrstvených polohách. Na povrchu zrn pískové frakce se mohou vyskytnout nárůsty křemene. Nepatrná přeměna povrchu je pravděpodobně zapříčiněna tím, že zrna jsou obalena vrstvičkou vody. Mezi englaciálními a supraglaciálními zrny je tedy jen málo rozpoznatelný rozdíl (Whalley & Krinsley, 1974). *Kamy* jsou elevace tvořené pískem a štěrkem uloženými původně na povrchu ledovce, jejich tvar a struktura vznikly po odtání podložního ledu. *Kamové terasy* byly uloženy supraglaciálními toky tekoucími na okraji ledu při svahu. Typická je pro ně převaha klastického materiálu místního původu.

**Sedimenty okrajů ledovce** tvoří valy koncových morén, které se vyznačují nízkým stupněm vytřídění, chaotickým zvrstvením a přítomností různě velkých bloků a balvanů.

**Proglaciální sedimenty** se ukládaly v předpolí čela ledovce a jsou reprezentovány sedimenty sandrů, glacifluviálních delt a glacifluviálních teras. Největší plošný rozsah i mocnost mají většinou *sedimenty sandrů*. Jejich zrnitost se postupně zjemňuje od čela ledovce a jejich stupeň vytřídění se zvyšuje se zmenšující se zrnitostí.

### 2.2.2.3. GLACILAKUSTRINNÍ SEDIMENTY

Takto jsou označeny sedimenty jezer, které byly dotovány tavnými vodami z ledovce. Jezera jsou dělena opět podle polohy vůči ledovci. Charakteristickými texturními znaky je tence deskovitá až laminovaná vrstevnatost, často s gradací ve vrstvičkách. Vyskytují se i vrstvy s vlnovými čeřinami. Typickým sedimentem ledovcových jezer jsou varvy. Poměrně častým jevem jsou ve varvových sedimentech výskyty „dropstonů“, klastů uvolněných z plovoucích ker.



### 2.2.3. FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY

Fluviální sedimenty jsou uloženy klastického materiálu, transportovaného a ukládaného tekoucí vodou, tedy vodními toky. Tyto sedimenty jsou ukládány ve dvou prostředích: v korytě vodního toku a mimo říční koryto. Vodní toky nejčastěji erodují, transportují i ukládají během povodňových stavů, kdy narůstá průtok i rychlost proudění vody. Fluviální sedimenty proto nereprezentují kontinuální záznam říční aktivity, ale periodické sedimentační události související s povodněmi (Růžičková et al., 2003). Vodní toky jsou často lemovány říčními terasami, jejichž sedimenty reprezentují většinou uloženy glaciálního období.

K transportu klastů dochází prouděním vody, a to několika způsoby (Růžičková et al., 2003): trakcí (sunutím, kutálením), saltací, v suspenzi, ojediněle také v ledových krách nebo kořenech stromů unášených vodou. Rychlost a unášecí schopnost vody závisí především na množství vody a spádu toku.

Na fluviální procesy měly velký vliv změny klimatických podmínek. Sezónní teplotní rozdíly v glaciálech způsobovaly intenzivní mechanické zvětrávání hornin, jehož výsledkem bylo velké množství klastického materiálu. Zvýšený průtok ve vodních tocích a velký objem transportovaných hmot způsobily, že v obdobích glaciálů převládaly divočící toky. Rozvoj vegetace v interglaciálech způsobil zmenšení průtoku, zmenšilo se i množství klastického materiálu vstupujícího do říčních systémů.

Podle místa vzniku dělíme fluviální uloženy na dvě základní skupiny (Růžičková et al., 2003):

1. fluviální sedimenty ukládané v říčním korytě,
2. fluviální sedimenty ukládané mimo říční koryto.

#### 2.2.3.1. FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY UKLÁDANÉ V ŘÍČNÍM KORYTĚ

Klasifikace sedimentů vznikajících v říčních korytech není jednotná. V říčním korytě může vzniknout sedm následujících architekturních jednotek (Miall 1985, 1986 In Růžičková et al., 2003): výplň říčního koryta, šterkové valy a tělesa, písková tělesa, laminované pískové vrstvy, uloženy vznikající akrecí směrem po proudu, uloženy vznikající laterální akrecí a sedimenty gravitačních proudů.

*Výplň říčního koryta* tvoří sedimenty ukládané v nejhlubší části koryta, někdy označovány jako šterkové reziduum. *Písková tělesa* se ukládají na dně říčního koryta. Při silných povodních se mohou v říčním korytě ukládat horizontálně zvrstvené *laminované písky*. *Sedimentární tělesa vznikající akrecí směrem po proudu* jsou tvořena soubory šikmo

zvrstvených pískových poloh. Na vnitřní straně oblouků meandrujícího toku se vytváří laterální akrece *sedimentární tělesa jesepů*. Ty se projevují charakteristickými mírně ukloněnými akrečními plochami, které jsou vytvářeny spirálovými proudy vznikajícími v meandru během povodně (Růžičková et al., 2003). Sedimenty tohoto typu jsou tvořeny převážně pískem.

*Štěrkové valy a tělesa* jsou charakteristické pro říční toky s větším spádem a velkým objemem transportovaných sedimentů. Během povodní valy migrují, při poklesu rychlosti proudu se valouny ukládají, ale písek může být transportován dále. V důsledku dalšího snížení rychlosti proudu jsou mezery mezi valouny vyplněny pískem. Za nízkého stavu vody je povrch valu obvykle nad vodní hladinou.

*Sedimenty gravitačních (nasyčených) proudů* vznikají kombinací procesů fluvialních a gravitačních. Hmota gravitačních proudů se pohybuje ve formě úlomkotoků, bahnotoků nebo zrnoků (Růžičková et al., 2003). Sedimenty gravitačních proudů se mohou střídat s fluvialními štěrkovými a pískovými tělesy, většinou jsou tvořeny různě zrnitými písčitými štěrky. Zrnitostní vytrídění je nízké, klasty jsou poloostrohranné až polozaoblené. Pro gravitační proudy je charakteristická podpůrná stavba matrix, popř. negativní gradační zvrstvení.

Říční sedimenty zahrnují celou zrnitostní škálu od štěrku po jíl. Zrnitostní složení je dáno unášecí silou toku, která závisí především na rychlosti proudu a množství částic unášených v suspenzi. Stupeň zaoblení se zvyšuje směrem po proudu. Směrem po proudu dochází také ke zmenšování velikosti valounů (Sneed & Folk, 1958 In Růžičková et al., 2003) a zvyšování sféricity (Dobkins & Folk, 1970 In Růžičková et al., 2003). Tvar klastů je ovlivněn způsobem transportu v říčním korytě (např. sunutím nebo kutálením). Na tvar valounů má podstatný vliv také petrografické složení hornin.

Podíly zrn transportovaných vlečením, saltací a valením v řekách se velmi liší a hlavně závisí na velikosti zrn a rychlosti proudu (Lindé & Mycielska-Dowgiałło, 1980). Zrna horních toků řek vyšších zeměpisných šířek jsou povětšinou odnášena z nivačních nebo glaciálních uloženin (tilly, morény, eskery, apod.). Zatím z pozorování vyplývá, že na horních tocích je stupeň abraze zrn (projevuje se na jejich hranách) vyšší než na středních a dolních tocích a že abraze roste s délkou transportu. Vodní toky s nízkou kinetickou energií znatelně nepřetvářejí povrch transportovaných zrn. Ta se tak podobají více tillům (Mahaney, 2002). Málo obroušená zrna se také nacházejí ve chráněných místech toku (Censier & Tourenq, 1986). V důsledku vodního transportu se každopádně povrch zrn zaobluje a reliéf je relativně nízký (Helland, Huang, & Diffendal, 1997; Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001).

Známkami vodního transportu jsou **V-jamky**. Čím vyšší energie toku, tím vyšší frekvence výskytu mikrotextr. V systémech horních toků jsou vysoké rychlosti a V-jamky a různé impakty se stávají výrazně velkými a frekventovanými (Mahaney, 2002). Mezi další impaktní útvary patří např. **mísovité jamky** (Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978) a **mechanické rýhy** (Cater, 1984; Lisá, 2004). Ve vodním prostředí o vysoké energii je křemičitý povlak na nechráněných částech zrn slabě až silně obroušen (Cremer & Legigan, 1989). Při střední energii toku jsou impaktní útvary zahlazovány (Le Ribault, 1975; Censier & Tourenq, 1986).

V oblasti dolního toku řek se mohou vyskytovat zrna jiných genetických typů, např. glaciálního apod., protože byly odneseny vodními toky z horských oblastí. V tomto prostředí o nízké energii se tvoří křemičité sraženiny ve formě **křemičitých globulí a povlaků** (Le Ribault, 1975; Clocchiatti, Le Ribault, & Rodrigo, 1978; Censier & Tourenq, 1986), **orientované vyleptané jamky, nárůsty křemenných krystalů** (Cremer & Legigan, 1989) a také drobné **impaktní útvary** vzniklé třením mezi zrny. Ohlazená, lesklá zrna mají silně ohlazené hrany, zatímco místa v dutinách jsou silně zkorodovaná. (Censier & Tourenq, 1986). Chybí zde brázdy a stupně (Mahaney, Stewart, & Kalm, 2001).

#### 2.2.3.2. FLUVIÁLNÍ SEDIMENTY UKLÁDANÉ MIMO ŘÍČNÍ KORYTO

Tento typ sedimentů vzniká v režimu meandrujících toků. Během povodní se na břehu vnitřní strany meandrů ukládají sedimenty jeseřů, na vnější straně meandrů vznikají agradační valy, tvořené převážně pískem. Při následujících povodních může eroze vodního proudu vytvořit průrvu v agradačním valu a tou voda proudí dále do nivy. Sedimenty, které se při tom na povrchu nivy ukládají, jsou označovány jako povodňové sedimenty průrvy (Růžičková et al., 2003). Během povodní dochází k sedimentaci i v opuštěných meandrech, kde vznikají sedimenty mrtvých ramen tvořené prachem a jíly s vysokým obsahem humusu. Převažujícími složkami jsou prach a jíl, méně písek. Vytříděnost je střední až špatná.

Pro fluviální sedimenty obou typů jsou charakteristické dva typy zvrstvení, a to šikmé a horizontální zvrstvení. Fluviální sedimenty mohou být jak negativně, tak pozitivně gradačně zvrstvené. V jemnozrnných sedimentech se mohou na vrstevních plochách vyskytovat např. různé typy vtiskových textur, otisky dešťových kapek nebo bahenní praskliny.

#### 2.2.4. SVAHOVÉ SEDIMENTY

Dá se předpokládat, že svahové sedimenty byly spolu se zvětralinami hlavním zdrojem pro všechny klastické sedimenty transportované a uložené v jiných sedimentačních prostředích (Růžičková et al., 2003). Charakteristické pro tyto sedimenty je, že jejich transport a uložení bylo podmíněno gravitací. Na jejich vzniku se spolupodílejí také další činitelé, jako je např. voda, sníh, led a vítr.

Pro svahové sedimenty je v České republice vžitý termín deluviální sediment, v anglické literatuře je používán termín colluvium (Růžičková et al., 2003). Podle různého podílu a formy působení těchto vedlejších činitelů můžeme rozdělit svahové sedimenty takto:

1. gravitační (stricto sensu)
2. gravitační sesuvové
3. gravitační ploužené
4. gravitační proudové
5. splachové.

##### 2.2.4.1. GRAVITAČNÍ SEDIMENTY (stricto sensu)

Gravitační sedimenty (v užším smyslu) vznikají nahromaděním klastů, které byly transportovány výhradně nebo téměř výhradně gravitací (pádem, saltací, posouváním, kutálením). Vhodné podmínky pro tvorbu těchto sedimentů byly v chladných obdobích pleistocénu (Růžičková et al., 2003) s výrazným střídáním teplot, kdy nebyly svahy porostlé vegetací, která by bránila pohybu. Další podmínkou je i dostatečný sklon svahu, který umožňuje překonání tření.

Gravitační sedimenty bývají souborně označovány termínem sutě. Mezi nejtypičtější patří suťová pole a droliny, někdy také jako alochtonní kamenná a bloková moře, a dále sedimenty tvořící osypy a suťové kužele. Jako *suťová pole* jsou označována plošná tělesa různé mocnosti a rozlohy, pokrývající svahy (Růžičková et al., 2003). Termín droliny je používán některými autory pro suťová pole, která jsou tvořena klasty o přibližně stejné velikosti a tvaru (Rubín et al., 1986). *Osypy* jsou vázány na dna údolí či skalní terasy na úpatích pod skalními stěnami a mají v příčném průřezu trojúhelníkový tvar (Růžičková et al., 2003). Pod úžlabími ve stěnách mívají osypy tvar kuželů.

Klasty gravitačních sedimentů jsou ostrohranné, zrnitost a tvar závisí na rozpadu zdrojových hornin. Uspořádání klastů je většinou chaotické, na okrajích těles se hromadí klasty největší. Pro sklon svahu, na kterém dochází ke gravitačnímu pohybu, je uváděna limitní minimální hodnota 35°.

Zkoumání mikroreliefu křemenných zrn svahových sedimentů metodou exoskopie je nejméně probádanou oblastí. Rychlost pohybů může být jak rychlá, tak pomalá (od milimetrů za rok po několik stovek metrů za sekundu) a podle toho se také odvíjí výskyt mikrotextr (Mahaney, 2002). Z dostupných dat se zdá, že zvětrávání podloží povrch zrn příliš neupravuje (Bull et al., 1987 & Mahaney et al., 1991 In Mahaney, 2002).

Na zrnech byly pozorovány mikrotextr, které nebyly v jiných prostředích zatím zaznamenány. Jedná se o hluboké paralelní **brázdy** s krátkými rozestupy a radiální brázdy. Mimo jiné se hojně objevovaly **zlomové plochy** a „mikrozlomy“, které by se daly považovat za charakteristické (Mahaney, 2002). Důležitým znakem je také výskyt **mechanické abraze hran**, kterým se svahové sedimenty liší od eluvia (Lisá, L., osobní komunikace).

#### 2.2.4.2. GRAVITAČNÍ SESUVOVÉ SEDIMENTY

Tyto sedimenty jsou výsledkem procesu sesouvání, což je gravitační pohyb podle smykových ploch po porušení rovnováhy. Stává se tak po velkých deštích nebo při jarním tání, hmota sesuvu se někdy pohybuje částečně nasycená vodou.

Jde o směs bloků hornin nejrůznějších velikostí. Petrograficky rozdílné partie bývají vzájemně prohněteny, a to i v mikroskopickém měřítku.

#### 2.2.4.3. GRAVITAČNÍ PLOUŽENÉ SEDIMENTY

Na vzniku gravitačních ploužených sedimentů mají kromě gravitace podíl procesy v podobě pomalého pohybu hmot, který je způsoben především objemovými změnami (creeping - ploužení), dále plastický pohyb vodou nasyceného materiálu (pomalá geliflukce) a působení kryogenních procesů (Demek, 1974; Růžičková et al., 2003). Hlavní skupiny gravitačních ploužených sedimentů jsou (Růžičková et al., 2003): bloková pole, ploužené sedimenty, sedimenty plošné geliflukce, uloženiny horninových ledovců a pasivní morény.

*Bloková pole* jsou bloky pevných hornin sunoucích se po svahu na nesoudržném podloží (Němčok, Pašek, & Rybář, 1974).

*Ploužené sedimenty* jsou uloženiny, pro něž je charakteristický pomalý dlouhodobý pohyb hmot po svahu, označovaný jako „kríp“ (Demek, 1974). Na tomto procesu se může spolupodílet i půdní led. Střídavým mrznutím a táním se částice načechravají, snižuje se tření a gravitace pak způsobuje jejich sklouzávání po svahu. Převažují v nich nevytříděné kamenové a blokové štěrky, zaoblení klastů je nízké. Jejich uspořádání je většinou chaotické, vrstevnatost chybí.

Převažující složkou sedimentů *plošné geliflukce* je jíl a prach, někdy písek. Charakteristické zvrstvení je paralelní, zvlněné nebo zprohýbané. Na rozdíl od splachových sedimentů nejsou vrstvičky v depresích tak mocné.

*Kamenné ledovce* jsou podle Rubína et al. (1986; French, 2001) nahromaděné kamenité zvětralin a sutě na dně horských údolí v oblasti periglaciálního klimatu, pohybující se pozvolna vzhledem k velkému obsahu meziprostorového ledu a gravitaci. Textura je chaotická, zvrstvení či přednostní orientace klastů nebyly pozorovány. Základní hmotou je led, stmelující horninové úlomky a umožňující pohyb. Kamenné ledovce se vyvíjejí zpravidla poblíž sněžné čáry (Martini, Brookfield, & Sadura, 2001).

V karech se mohou vyskytovat sedimenty tvořící akumulace v podobě srpovitých valů, tzv. *pasivní morény* nebo *nivační valy* (Demek, 1974; Rubín et al., 1986; Růžičková et al., 2003). Vznikaly pod stagnujícími firnovými poli sklouzáváním napadaných bloků a kamenů po jejich povrchu.

#### 2.2.4.4. GRAVITAČNÍ PROUDOVÉ SEDIMENTY

Jako gravitační proudové sedimenty označujeme takové, které byly transportovány nasycené vodou ve viskózním stavu a měly převážně formu lineárního tělesa. Vznikají nasycením zvětralin nebo sypkých sedimentů dešťovou vodou či tavnými vodami.

Příkladem typických kamenných proudů jsou *mury* (v angl. literatuře debris flow), vznikající zejména v horských terénech po přívalových deštích nebo při jarním tání a mohou dosahovat až kilometrových délek (Pilous, 1973). Tyto sedimenty jsou většinou tvořeny nevytříděným kamenovým až blokovým štěrkem. Textura je chaotická, orientace klastů se obvykle nevytvoří. Největší bloky se nehromadí na okraji tělesa, ale bývají na úpatí svahu, kde se rychlost proudu zpomalí. Tvoří se převážně na příkrých svazích se sklonem 20-50°. Pilous (1973) rozlišuje dvě základní kategorie mur, a to *strukturní* (suché a spojitě) a *turbulentní* (tekoucí a nespojitě) *mury*.

Sedimenty *pískových proudů* se vyskytují i v méně dynamickém reliéfu. Tekoucí písky se pohybují po svazích s menšími sklony než proudy bahnotoků nebo mury. Jednotlivé proudy písků erodují podložní vrstvy sedimentů. Mohou obsahovat štěrkové klasty, mají subparalelní zvrstvení se sklonem po svahu.

Proud s výraznou převahou prachové a jílové složky se označuje jako *bahnotok* (Růžičková et al., 2003) nebo *bahnitá mura* (Pilous, 1973). Bahnitá mura patří mezi strukturní mury, nicméně za pohybu je její struktura rozrušená. Pro odlišení mur s převahou štěrku a

bahnotoků nejsou stanovena jasná kritéria vzhledem k variabilitě zrnitostního složení i v rámci jednoho proudu.

Na rozdíl od plošné geliflukce jsou *geliflukční proudy* vázány na mělké terénní deprese, což má za následek, že rozmrzlá masa je více nasycená vodou a pohyb značně usnadněn a tím i zrychlen (Růžičková et al., 2003). V těchto proudech je transportován materiál nejrozumnějšího zrnitostního složení. Klasy mohou mít různý tvar, během transportu k dalším znatelným změnám jejich tvaru ani stupně zaolbení nedochází. Velké klasy se mohou nahromadit na bázi proudu.

#### 2.2.4.5. SPLACHOVÉ SEDIMENTY

Pro ukládání splachových sedimentů je rozhodujícím transportním činitelem dešťová voda, popř. voda z tajícího sněhu, která se nevsákne a stéká po svahu. Jejich vznik je tedy vázán na humidní prostředí. Pro splachové sedimenty vázané na mělké deprese a jejich vyústění do nivy se vžil označení *deluviofluviální sedimenty* (Růžičková et al., 2003), které jsou většinou prachovité a písčité. Zrnitostně obdobné, ale v průměru hrubší jsou sedimenty, které tvoří *náplavové kužele* při vyústění do nivy. Náplavový kužel je akumulární těleso kuželového tvaru zasahující do údolní nivy hlavního toku z vedlejšího údolí v důsledku náhlého poklesu unášecí schopnosti vedlejšího toku (Křížek, 2007).

Vzhledem ke krátkému transportu je stupeň zaoblení klastů nezměněn a zrnitostní složení sedimentů odpovídá bezprostřednímu okolí (podloží). Charakteristickými znaky je jemná vrstevnatost až laminace a výskyt erozních stružek a rýh.

#### 2.2.5. JEZERNÍ SEDIMENTY

Jezerní sedimenty vznikají v přirozených vodních nádržích ve stojatých vodách. Rozhodujícím kritériem je tedy vodní prostředí, ve kterém je proudění podmíněno hlavně změnami teploty vody a vlněním (Růžičková et al., 2003).

Ve vodních nádržích mohou být velmi rozdílné podmínky dané plochou nádrží a jejich hloubkou, teplotou a salinitou vody, reliéfem dna i okolí, klimatickými podmínkami, přítomností vegetace a organismů, intenzitou a způsobem přínosu klastického materiálu. V prostředí vodních nádrží se proto mohou ukládat velmi různorodé sedimenty, kromě klastických také organické (u nás rašelina a křemelina), organogenní (jezerní slín, křída, muda, gyttja) i chemické.

Jednotlivé typy jezerních sedimentů lze rozdělit do několika skupin (Růžičková et al., 2003). *Glacilakustrinní sedimenty*, uloženiny jezer v předpolí ledovců, byly již popsány

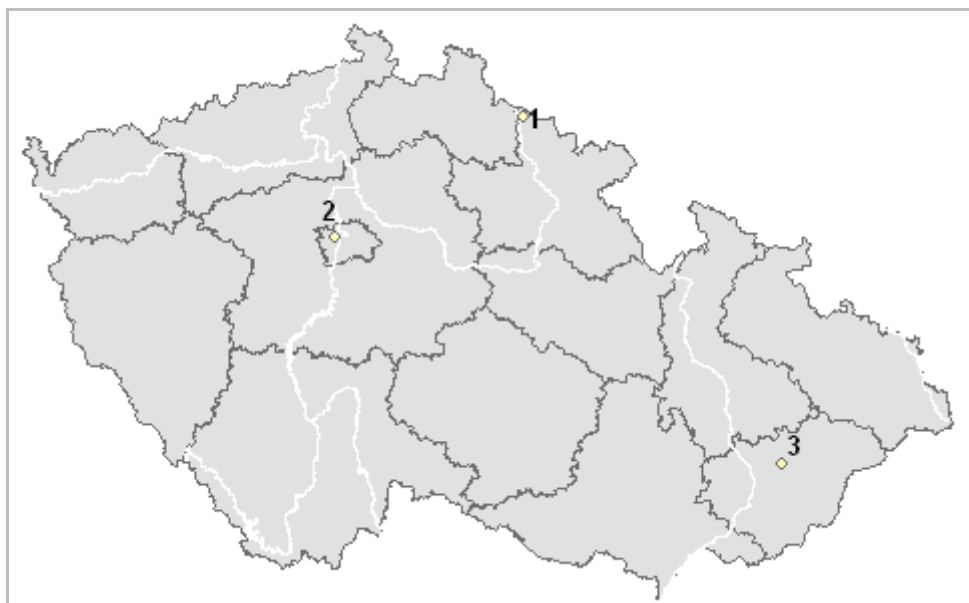
v rámci glaciálních sedimentů. *Sedimenty rozsáhlých jezer s dotací vodními toky* jsou zrnitostně pestré a jsou vázány na přechody s fluviálními sedimenty v důsledku změn rozsahu jezer, kolísání hladiny a intenzity přínosu sedimentů. Převažují písky s podřadnými polohami prachu a jílu. Texturními znaky jsou tenké deskovitá až laminovaná vrstevnatost, paralelní, místy zvlněné zvrstvení. Mezi *sedimenty z komplexu fluviálních uloženin* jsou řazeny sedimenty reliktních jezírek a mrtvých ramen. Charakteristické jsou převažujícím podílem prachu a jílu s příměsí organických látek. V *sedimentech nádrží vázaných na prameny* se vyskytuje vysoký obsah organické hmoty a v důsledku jejího různého obsahu se utvářejí vrstvičky střídavě světlé a tmavé. Zrnitostní složení je podmíněno charakterem zdrojového materiálu a způsobem transportu. *Sedimenty dočasně fungujících hrazených nádrží* mají převahu písku a často jsou porušeny skluzy v důsledku rychlého poklesu hladiny při vyprazdňování nádrže. Přítomnost bloků hornin je charakteristická pro *sedimenty hrazených karových jezer*.

V rybnících a jezerech je prostředí o nízké energii, zrna proto nejsou promíchávána a příliš porušována, ale jsou pokryta jílem (Le Ribault, 2003b).



### 3. POLOHA ODEBRANÝCH VZORKŮ

Tři hlavní lokality odebraných vzorků jsou znázorněny v mapě na obr. č. 3-1. Vzorky sedimentů různé geneze byly odebrány v údolích Labe a Bílého Labe v Krkonoších (viz obr. č. 3-2). Jedná se o morénu Labe (obr. č. 3-3) a Bílého Labe (obr. č. 3-4), deluvium (obr. č. 3-5), muru (1997; obr. č. 3-6) a fluviální sedimenty Bílého Labe (obr. č. 3-7). Dále byly pro exoskopii použity vzorky, které nepocházejí z Krkonoš, aby byly podchyceny základní genetické typy sedimentů. Jedná se o mrazový hrnc z Jankovické brázdy (Dobrotice u Holešova; (Křížek, 2005); obr. č. 3-8 a 3-9) a eolické sedimenty z Klárova (Praha, 1; obr. č. 3-10 a 3-11).



Obr. č. 3-1. Místa odebraných vzorků na mapě ČR: 1 – Krkonoše, 2 – Praha, 3 – Jankovická brázda

#### 3.1. KRKONOŠE

Území Krkonoš je charakteristické vyššími nadmořskými výškami, kernou stavbou a modelací reliéfu glaciálními a periglaciálními procesy v době horského pleistocenního zalednění. Dle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Balatka & Kalvoda, 2006) patří údolí Bílého Labe do Krkonošsko-jesenické subprovincie, oblasti Krkonošské, celku Krkonoše, podcelku Krkonošské hřbety, okrsku Český hřbet a podokrsku Východní Český hřbet.

V závěru paleozoického vrásnění, v období karbonu, pronikla do zvrásněných a přeměněných krystalických břidlic žula (Chaloupský, 1983), prostoupená puklinami různého

směru, které podmiňují její charakteristický kvádrový rozpad. Výzdvihem oživené vodní toky i erozivní činnost čtvrtohorního zalednění vymodelovaly konečnou tvář Krkonoš (Chaloupský, 1983).

Důl Bílého Labe je významný subsekventní, strukturně podmíněný a současně i nejdelší krkonošský důl (7 km), oddělující Slezský a Český hřbet. Velký sklon dna (80,95%, Tesař & Pilous, 2007) má za následek početné skalní plotny, přejeje, kaskády až nízké vodopády v řečišti. Charakter zalednění údolí není přesně rozřešen (Pilous, 2007). Na svazích jsou vyvinuta balvanová moře, skalní sesuvy a mury (Pilous, 2007).

Klíčovým procesem při obnažování podloží bylo nejspíše podpovrchové zvětrávání, tedy rozpad horniny nejen povrchovými, ale i podzemními, chemicky aktivními vodami, postupujícími po puklinách do hloubky až několika desítek metrů. Hustěji rozpučené partie žuly, s větším podílem snáže zvětrávajícího biotitu a sodnovápenatých živců, zvětrávaly rychleji než masivní fragmenty se zvýšeným obsahem křemene a draselných živců. Pod povrchem tak nakonec sousedily kompaktní fragmenty málo nebo naopak silně zvětralé, jejichž rozhraní byla často ostrá a svislá. Oživení eroze způsobilo odnos zvětralin, zatímco konsolidované partie zůstaly na původním místě (Migoń & Pilous, 2007).

V pleistocénu glaciály vyvolaly vznik ledovců, které modelovaly okolní reliéf. Reglace současně výrazně urychlila mechanické zvětrávání horniny a podmínila intenzivní periglaciální modelaci pohoří. Souběžně došlo i ke zvýšení erozních a transportních schopností řek v nižších polohách (Migoń & Pilous, 2007). Názory na počet zalednění nejsou jednotné (Engel, 2003). Pleistocenní kryogenní mezofomy (zvláště kryoplanační terasy a mrazem tříděné půdy) jsou ve vrcholových částech pohoří dodnes dobře zachovalé (Sekyra, 1958).

Významnější roli ve svahových procesech mají pouze mury. Jsou definovány jako stékání hlinitých a úlomkovitých zvětralin na strmých horských svazích působením přívalových vod mimořádné intenzity (srážky alespoň 20 mm/h po dobu minimálně 1-2 h; Pilous, 1977). Krkonošské mury zůstávají přes velkou rychlost (10-15 km/h) svahovým pohybem a zachovávají vnitřní strukturu (tzv. strukturní mury), na rozdíl od velehorských, které se již stávají vodním transportem (turbulentní mury). Ze svahových pohybů jsou počteněji zastoupena ještě skalní zřícení (Migoń & Pilous, 2007).

Role vodní eroze spočívající v rozčlenění pohoří, vytvoření říční sítě a vyhloubení hlubokých erozních údolí, proběhla v neogénu a pleistocénu (Migoń & Pilous, 2007). Ve zdejších klimatických podmínkách patří k dominantním modelačním činitelům, např. při povodních.

V Krkonoších se uplatňuje tzv. dokonalý anemoorografický systém s vodícím návětrným údolím, s jeho vrcholovou částí a s turbulentním prostorem na závětrné straně (tok vzduchových hmot, usměrňovaný orientací planin a říčních údolí; Jeník, 1961). Dle Quittovy klimatické klasifikace (reprodukované v Atlasu podnebí Česka, ČHMÚ, 2007) se oblast nachází v chladné oblasti (C5 a vyšší polohy C7, viz tab. č. 3-1).



Obr. č. 3-2. Poloha odebraných vzorků – Labský důl a Důl Bílého Labe (mapový podklad PLANstudio, 2005-07)



Obr. č. 3-3. Moréna Labe



Obr. č. 3-4. Moréna Bílého Labe



Obr. č. 3-5. Místo odběru deluvia



Obr. č. 3-6. Mura z roku 1997



Obr. č. 3-7. Místo odběru fluviálních sedimentů z Bílého Labe

### 3.2. JANKOVICKÁ BRÁZDA

Podle geomorfologického členění Demka et al. /ed./ (1987) patří Jankovická brázda, kde byl vzorek odebrán Markem Křížkem, do provincie Západní Karpaty, subprovincie Vnější Západní Karpaty, oblasti Západobeskydské podhůří, celku Podbeskydská pahorkatina, podcelku Kalčská pahorkatina a okrsku Jankovická brázda.

Jankovická brázda je budována z flyšových jílovců a pískovců. Je to asymetrická erozní sníženina směru JZ - SV vázaná na méně odolné horniny před čelem magurského příkrovu. Při úpatí Hostýnských vrchů jsou úpatní haldy a spraše (Demek et al., 1987), kde se nachází i odebraný vzorek. V JZ části protéká říčka Rusava.

Podle J. Karteho (1981, In Czudek, 1997) jsou mrazové klíny s výplní eolickým pískem důkazem plošného rozšíření permafrostu, což platí i pro mrazové hrnce (Rubín et al., 1986). Zkoumaný vzorek se tedy stal součástí mrazového hrnce v podmínkách chladného podnebí a za působení větru. V současnosti patří Jankovická brázda do teplé klimatické oblasti (W2, viz tab. č. 3-1) podle Quittovy klasifikace (ČHMÚ, 2007).

Holešov a jeho blízké okolí se podle půdní mapy České republiky (Tomášek, 2007) nachází na rozhraní půdních typů černozemí a hnědozemí, kde se vyskytují luhy a olšiny.



Obr. č. 3-8. Poloha mrazového hrnce (mapový podklad PLANstudio, 2005-07)



Obr. č. 3-9. Mrazový hrnec, úpatí Hostýnských vrchů (foto Křížek, 2005)

### 3.3. PRAHA - KLÁROV

Dle Geomorfologického členění reliéfu Čech (Balatka & Kalvoda, 2006) patří Klárov do Poberounské subprovincie, Brdské oblasti, celku Pražská plošina, podcelku Kladenská tabule, okrsku Hostivická tabule a části Bělohorská pahorkatina.

Letenské souvrství (ordovik) dosahuje v Praze mocnosti až kolem 700 m a jeho horniny, pevné křemence a droby, jsou mnohem odolnější vůči vodní erozi než měkké břidlice v jejich podloží i nadloží (Chlupáč, 1999).

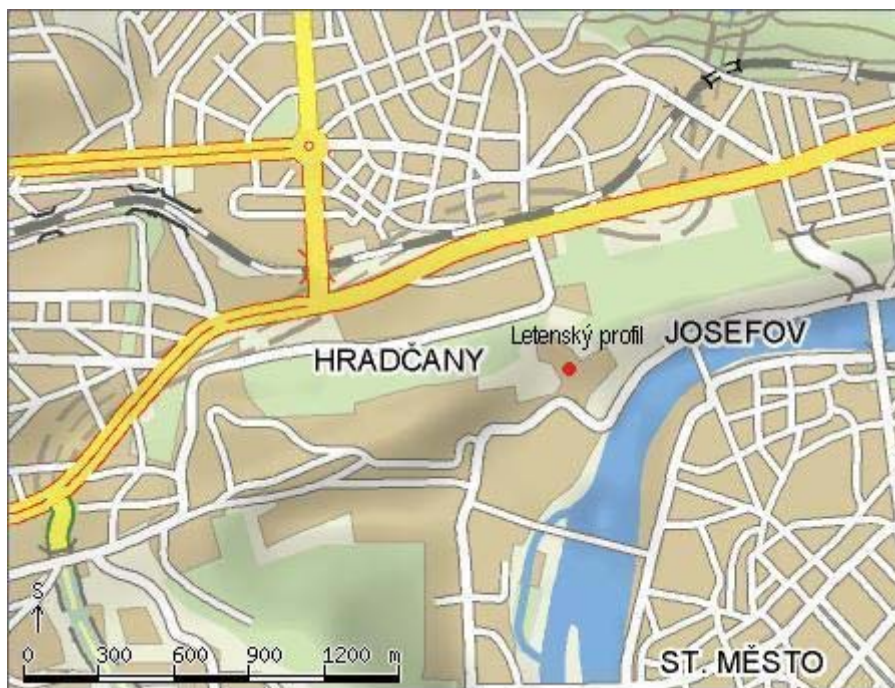
Základním činitelem, který přetváří území hlavního města Prahy, je erozní a akumulární činnost Vltavy. Významný podíl má i různorodé složení zvrásněných skalních hornin odkrytých po odnosu křídového nadloží. Tento pestrý reliéf byl vytvářen během kvartéru, kdy se zrychlil zdvih Českého masivu, což vedlo k silnější hloubkové erozi (Kubíková et al., 2005).

Klima Prahy je teplé, ovlivněné tepelným ostrovem města, s dlouhodobým normálem teploty okolo 10,0 °C. Srážkový úhrn během roku činí 500 – 600 mm (Kubíková et al., 2005). Dle Quittovy klasifikace (ČHMÚ, 2007) leží Praha v teplé klimatické oblasti (W2, viz tab. č. 3-1). Ve středu města převládá západní proudění (Kubíková et al., 2005).

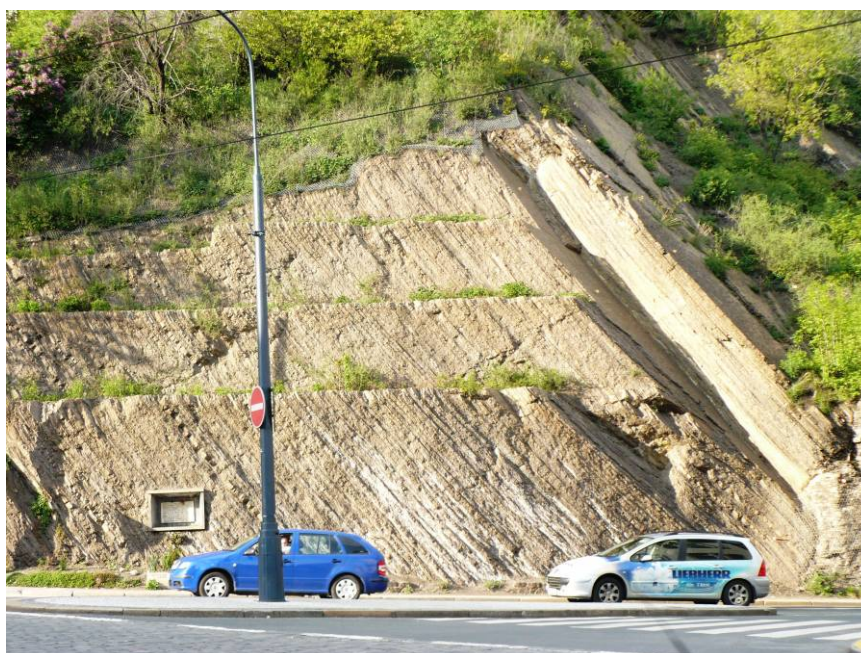
Půdy, pokud jsou vyvinuté, mají ráz protorankerů až kambických rankerů (Kubíková et al., 2005). V okolí se vyskytují kambizemě a litozemě (Tomášek, 2007). Původně zde byly dubohabrové háje, společenstva skalních stepí a fragmenty suťových lesů. V současnosti území pokrývají především neprostupné porosty dřevin a vegetace je narušena exhalacemi (Kubíková et al., 2005).

Klimatická oblast	W2	C5	C7
Počet letních dnů	50 – 60	10 – 30	10 – 30
Počet dnů s průměrnou teplotou 10° C a více	160 – 170	100 – 120	120 – 140
Počet dnů s mrazem	100 – 110	140 – 160	140 – 160
Počet ledových dnů	30 – 40	60 – 70	50 – 60
Průměrná lednová teplota	-2 – -3	-5 – -6	-3 – -4
Průměrná červencová teplota	18 – 19	14 – 15	15 – 16
Průměrná dubnová teplota	8 – 9	2 – 4	4 – 6
Průměrná říjnová teplota	7 – 9	5 – 6	6 – 7
Průměrný počet dnů se srážkami 1 mm a více	90 – 100	120 – 140	120 – 130
Srážkový úhrn ve vegetačním období	350 – 400	500 – 600	500 – 600
Srážkový úhrn v zimním období	200 – 300	350 – 400	350 – 400
Počet dnů se sněhovou pokrývkou	40 – 50	120 – 140	100 – 120
Počet zatažených dnů	120 – 140	140 – 150	150 – 160
Počet jasných dnů	40 – 50	30 – 40	40 – 50

Tab. č. 3-1. Klimatické oblasti podle Quittovy klasifikace (ČHMÚ, 2007). Teplé oblasti – W2 (Praha; Jankovická brázda), chladné oblasti – C5 a C7 (Krkonoše – Labský důl a Důl Bílého Labe).



Obr. č. 3-10. Poloha letenského profilu na mapě Prahy (mapový podklad PLANstudio, 2005-07)



Obr. č. 3-11. Odkryv letenského souvrství na Klárově

## 4. METODY

### 4.1. SÍTOVÁNÍ

Metodou sítování je docíleno oddělení jednotlivých velikostních frakcí sedimentu. Provádí se sadou sít o různé velikosti ok, přes která je sediment po určitou dobu a za určité frekvence přesíván na přesívače. (Pro účely této práce byla použita digitální váha Vibra, typ CG, síta VÚSH, typ TCM118/96-2490 a přesívačka VÚSH, typ FVR-C9S.)

Výsledky tvoří váhy jednotlivých frakcí (v gramech), které jsou zaneseny do grafu a tvoří kumulační křivku pro každý vzorek sedimentu. U nás je základem decimální zrnitostní škála (Petránek, 1963), kde  $\gamma = -10 \log d$ ;  $d$  = průměr částice. Na osu x se nanese velikostní škála (obvykle logaritmická nebo polologaritmická, lineární je nevýhodná) a na osu y procentuální zastoupení frakcí, které je v případě kumulační křivky postupně sčítáno.

Z kumulační křivky lze stanovit statistické parametry (Petránek, 1963), které charakterizují zrnitost. Jsou to: medián, kvartily a 10. a 90. percentil. Stupeň vytrídění se číselně vyjadřuje *koeficientem vytrídění*. Ten se označuje  $S_o$ , rovná se druhé odmocnině poměru většího kvartilu (75% kvartil,  $Q_3$ ) ku menšímu ( $Q_1$ ) a je vhodný pro jemné i hrubé sedimenty. Dalším parametrem je *symetrie křivky*, kterou vyjadřuje koeficient symetrie  $S_k$ . Jeví-li křivka větší rozptyl hrubších částic (tj. jsou-li částice větší než medián rozptýleny do více frakcí, než je tomu u částic pod mediánem), je  $S_k$  pozitivní a naopak (Petránek, 1963). Koeficient symetrie je vyjádřen součinem prvního a třetího kvartilu vyděleného druhou mocninou mediánu. Méně užívaným parametrem je *strmost* či *špičatost křivky*. Pokud je křivka hodně strmá, svědčí to o hojnosti částic v maximální frakci a naopak. Číselným vyjádřením je koeficient  $K$ :  $K = (Q_3 - Q_1) / 2(P_{90} - P_{10})$ , kde  $P_{10}$  a  $P_{90}$  je 10. a 90. percentil.

U histogramů nazýváme jemnozrnnou příměsí zastoupení částic o menším zrně než je velikost maxima a obdobně hrubozrnnou příměsí je souhrn částic o zrně větším než je maximum. Některé říční a hl. glaciální uloženiny jeví i více maxim. Sedimenty tohoto typu nazýváme polymodální nebo hovoříme o polymodálním zrnitostním složení (Petránek, 1963).



## 4.2. EXOSKOPIE

Tuto metodu uvedl v roce 1935 André Cailleux pod názvem morfoskopie písku. Exoskopie spočívá ve vytrídění malých sedimentárních částic (většinou křemenů) a poté v pozorování jejich povrchu pod mikroskopem při vícenásobném zvětšení, aby bylo možné určit, z jakého prostředí sediment pochází (Le Ribault, 2003a). Zrna jsou zkoumána z hlediska jejich tvaru a výskytu mikrostruktur na jejich povrchu, na tomto základě může být určena jejich geneze. Ideální velikostní frakce zrn pro tuto analýzu je 300 až 500  $\mu\text{m}$ , protože se na nich projevují mechanické i chemické vlivy (Le Ribault, 1975; Censier & Tourenq, 1986; Cremer & Legigan, 1989), u jemnozrnných sedimentů však nejsou zcela jasné (Lisá, 2004).

Ve výše popsaných územích (Krkonoše, Praha, Podbeskydská pahorkatina) bylo odebráno šest vzorků různých genetických typů sedimentů pro srovnání s výsledky exoskopické analýzy. Zrna každého vzorku byla rozdělena plavením (zkušební síta, typ TCM118/96-2490, VÚSH) na velikostní frakce 125-500  $\mu\text{m}$  a větší než 500  $\mu\text{m}$ , z nichž byly vybrány ty, ve kterých bylo dostatečné množství zrn pro exoskopickou analýzu. Jednotlivé vzorky byly dále vyvařeny v koncentrované HCl, promyty destilovanou vodou a vysušeny. Z takto připravených vzorků bylo vybráno pod binokulárním mikroskopem 50 křemenných zrn na každý vzorek, která byla následně připevněna na uhlíkovou pásku a na GÚ AV ČR pozlacená a vyfotografována pod elektronovým mikroskopem.

Pro zhodnocení výsledků exoskopie jsou používány statistické testy (sensu Mahaney, 2002). Jedním ze základních prostředků sumarizování dat o mikrotextrách je zakreslování histogramů nebo sloupcových grafů, které znázorňují frekvenci výskytu jednotlivých mikrotextr na každém zrně. Frekvence výskytu jednotlivých mikrotextr bývá podrobena T-testu nebo chí-kvadrát testu, aby bylo možné určit, zda-li je výskyt statisticky významný. Spolu s výsledky jsou uváděny hladiny významnosti nebo intervaly spolehlivosti.

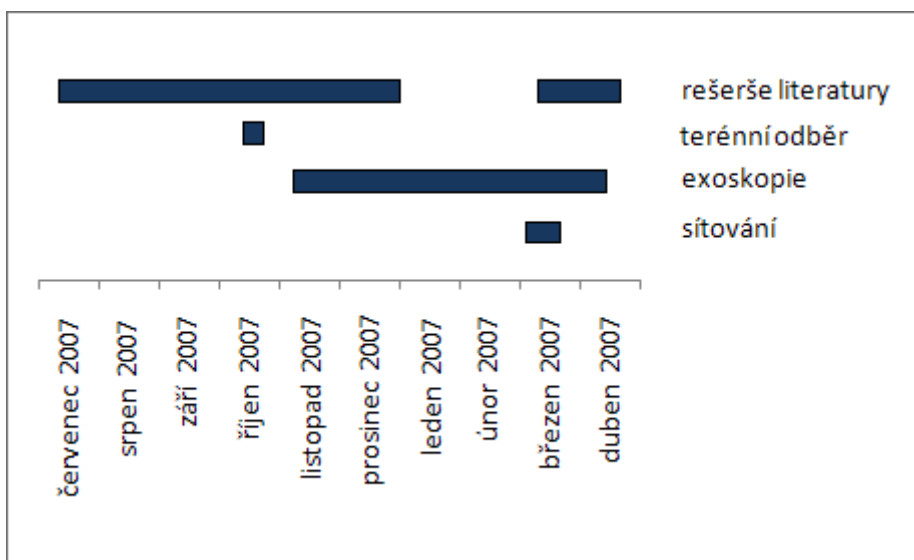
Jednou z metod, jak analyzovat sloupcové grafy součtů (rozdělení frekvencí výskytu) pozorovaných mikrotextr na sedimentárních zrnech, je kvantifikace podobných a odlišných znaků mezi vzorky, aby byly porovnány. Na ose x jsou uvedeny jednotlivé mikrotextrury a k nim je na ose y znázorněna procentuálními podíly četnost jejich výskytu. Grafy jednotlivých vzorků jsou umístěny nad sebou pro lepší porovnávání. Ke zjištění, jak moc jsou si zrna svojí charakteristikou blízká, se používá také koeficient vzdálenosti  $d$  (Mahaney, 2002):

$$d_{ij} = \sqrt{\sum_{k=1}^p (x_{ik} - x_{jk})^2}$$

kde  $d_{ij}$  je koeficient vzdálenosti mezi dvěma prostředími (i, j), měřenými na dvojicích hodnot frekvence výskytu  $x$  každého znaku ze dvou srovnávaných vzorků (prostředí). Pořadí srovnávaných znaků začíná  $k = 1$  (první dvojice) a končí  $k = p$  (poslední dvojice) (Mahaney, 2002). Čím je hodnota  $d$  menší, tím jsou si zrna podobnější. Tohoto koeficientu bylo použito i v předkládané práci.

### 4.3. ČASOVÝ HARMONOGRAM PRACÍ

Pro zpracování výsledků bylo nutné provést terénní odběr vzorků, rešerši literatury, exoskopii a síťování. Doba trvání jednotlivých činností je znázorněna v grafu č. 4-1.



Graf č. 4-1. Časový harmonogram prací

## 5. VÝSLEDKY

### 5.1. SÍTOVÁNÍ

Provedením zrnitostní analýzy pomocí metody sítování byla získána data, která jsou vynesena do grafů č. 5-1 až 5-5. Na základě statistických parametrů byly spočítány koeficienty určující charakter vytřídění sedimentů (viz Tab. č. 5-1).

Vzorek sedimentu	So	Sk	K	medián	Q <sub>1</sub>	Q <sub>3</sub>	P <sub>10</sub>	P <sub>90</sub>
Labská moréna	2,83	2,00	27,56	1,00	0,5	4	0,25	16,00
Fluviální sediment	2,83	2,00	108,50	4,00	2,00	16,00	0,50	16,00
Moréna BL	4,00	1,00	29,06	2,00	0,50	8,00	0,25	8,00
Mura	2,83	0,50	55,13	4,00	1,00	8,00	0,25	16,00
Svahoviny	2,83	0,50	13,56	2,00	0,50	4,00	0,25	8,00

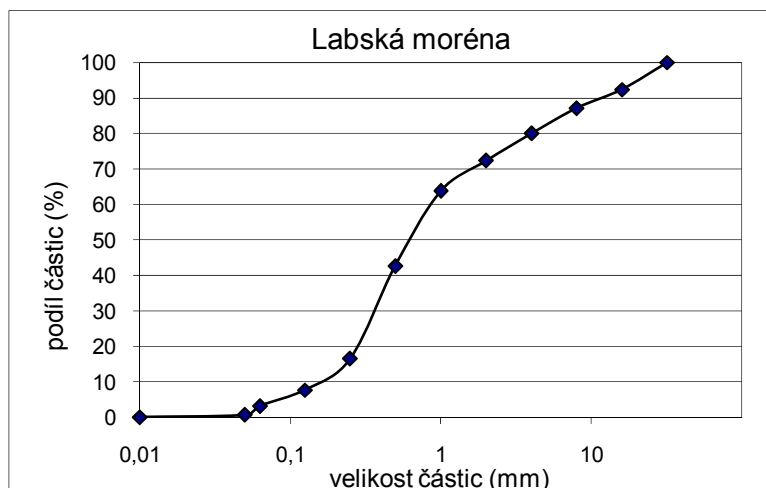
Tab. č. 5-1. Koeficienty vytříděnosti

Obě morény, Labská i Bílého Labe, vykazují nízký stupeň vytřídění, který je nejzřetelnější z koeficientů  $K$ . Ten má nízkou hodnotu, což značí malé množství materiálu ve frakční velikosti nejvíce zastoupené. Materiál je tedy ve větším množství rozprostřen mezi více velikostních frakcí.

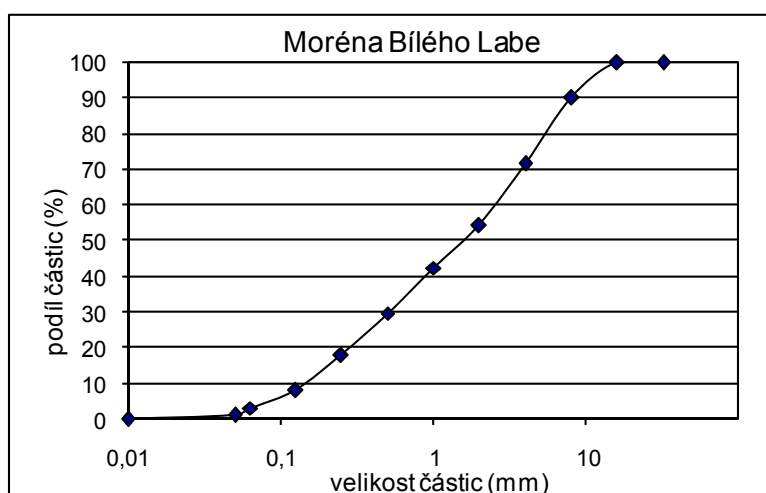
Nejlépe vytříděný je fluviální sediment, o čemž svědčí i vysoký koeficient  $K$ . Dá se tak předpokládat z charakteru fluviálního prostředí, kdy se sedimenty postupně usazují, jak slábne unášecí energie toku.

Mura dosahuje vzhledem ke své povaze středního stupně vytříděnosti, ačkoli je v podstatě svahovým sedimentem. Svahový sediment bez působení dalších procesů mimo gravitace je však velmi špatně vytříděný.

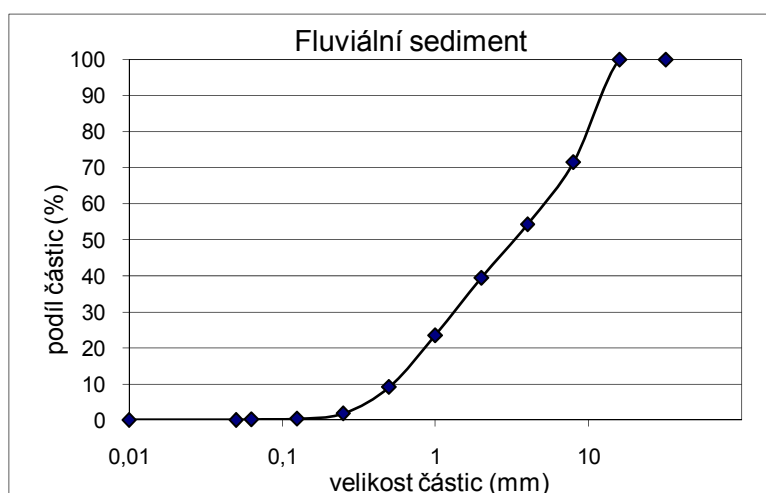
Samotné koeficienty vytřídění ( $S_o$ ) nicméně u všech vzorků kromě morény Bílého Labe vycházejí totožně, takže nelze hovořit o velké vypovídací schopnosti, která by byla nápomocná při určování geneze sedimentu. Symetrie křivky ( $S_k$ ) vyjadřuje ve všech případech kromě Labské morény hodnotu nižší než medián, tzn. že částice menší než medián jsou rozptýleny do více frakcí.



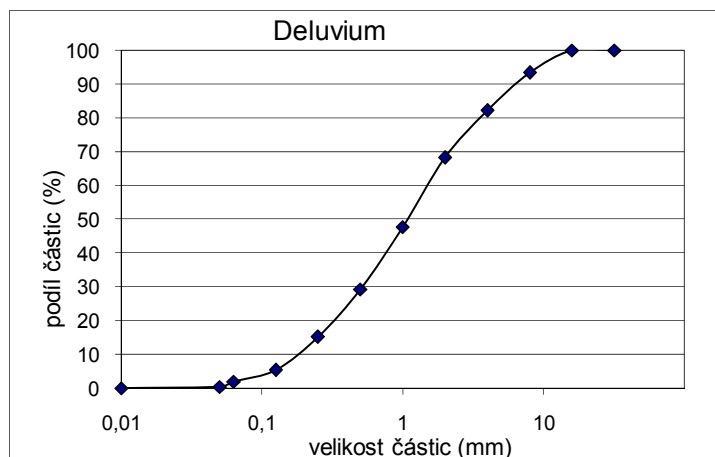
Graf č. 5-1. Kumulační křivka – Labská moréna



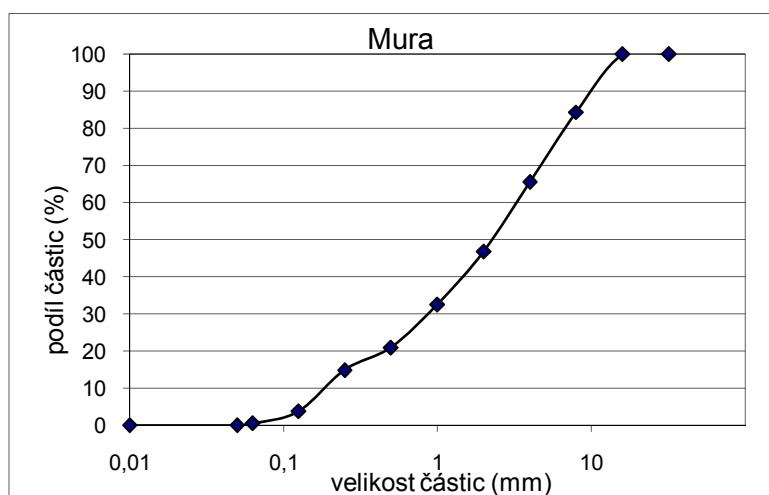
Graf č. 5-2. Kumulační křivka – Moréna Bílého Labe



Graf č. 5-3. Kumulační křivka – Fluviální sediment



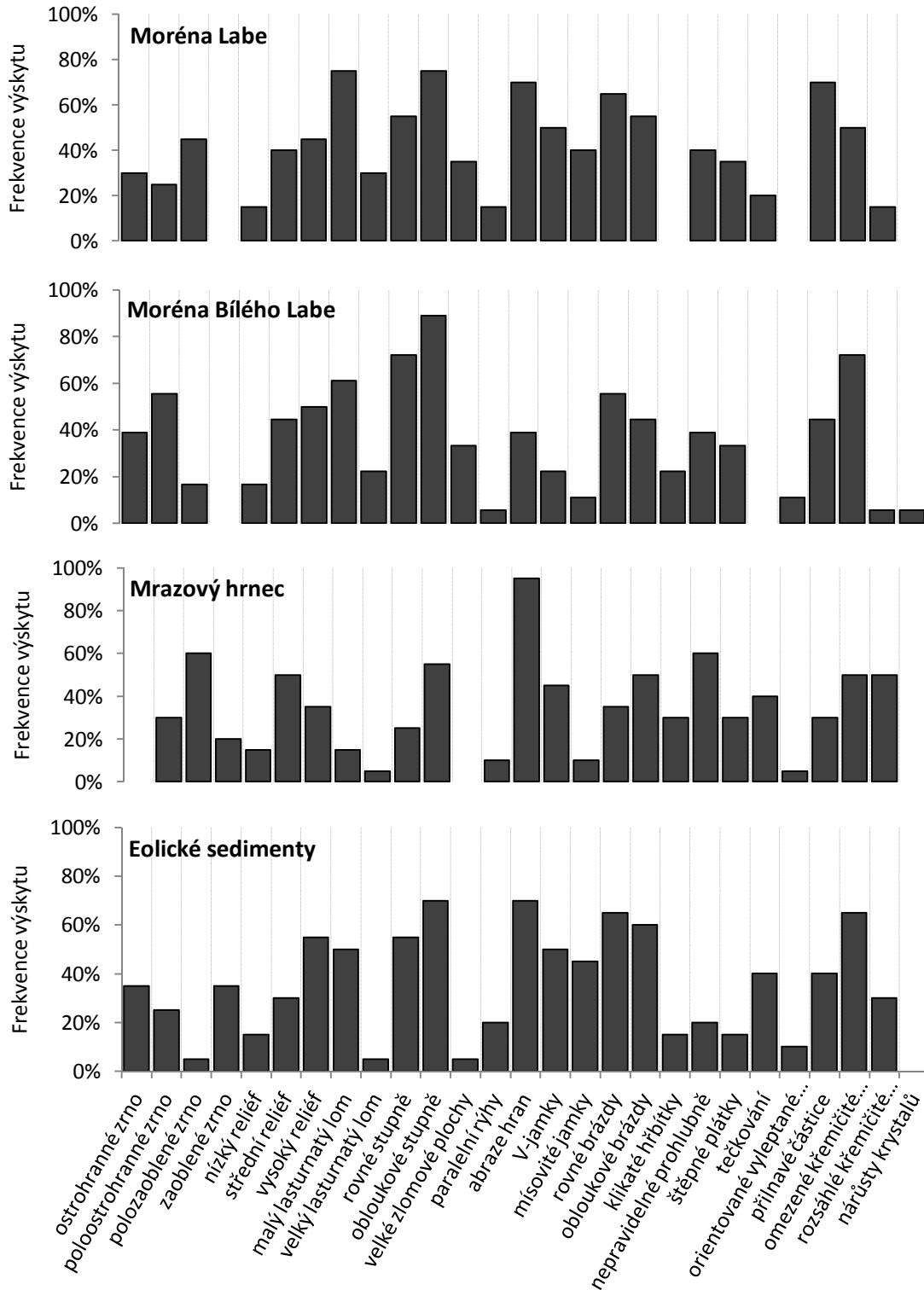
Graf č. 5-4. Kumulační křivka – Deluvium



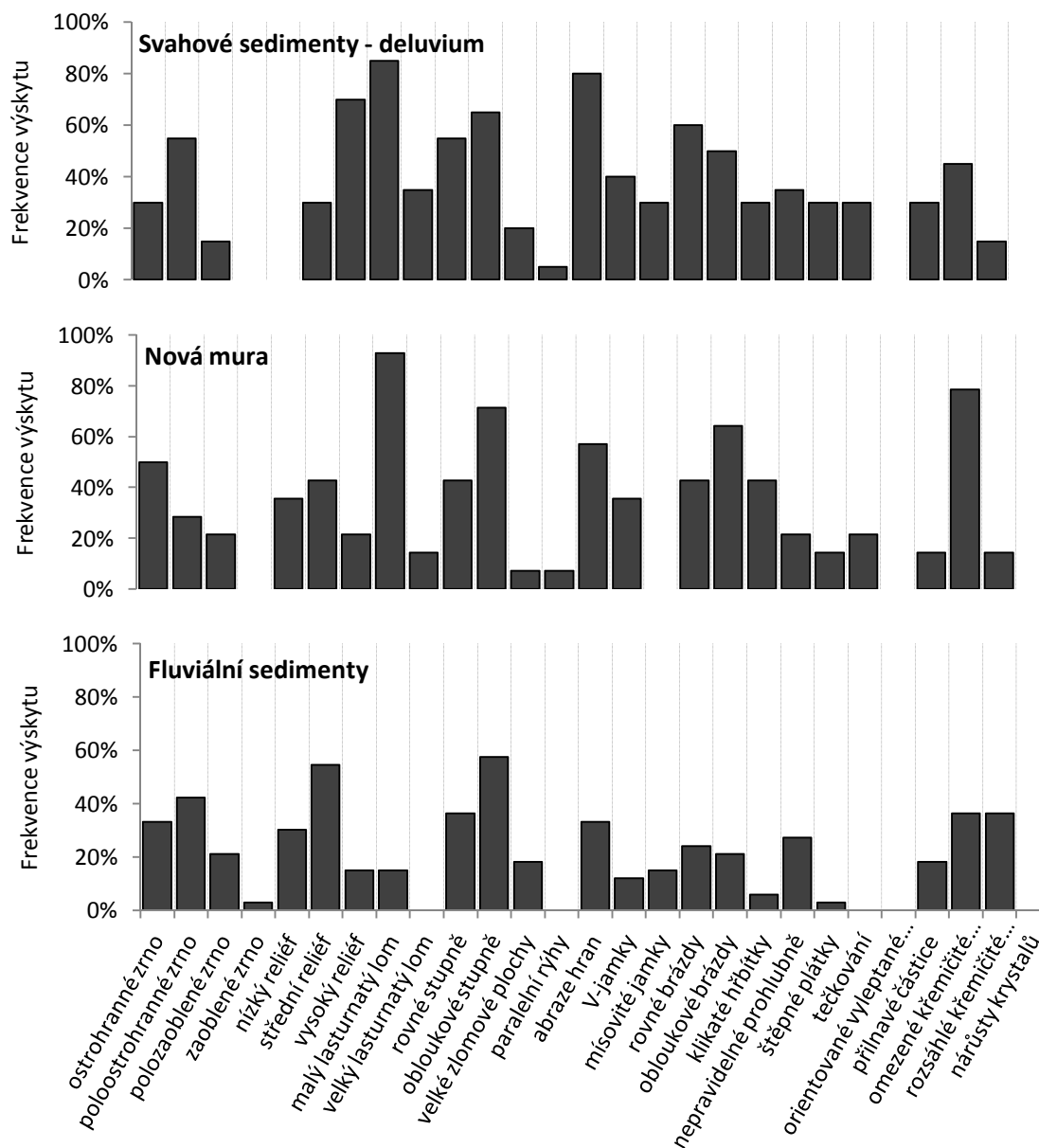
Graf č. 5-5. Kumulační křivka - Mura

## 5.2. EXOSKOPIE

Výsledky za jednotlivé genetické typy sedimentů jsou znázorněny v grafech č. 5-6 a 5-7. Pro přehlednější srovnání jsou popisky osy x umístěny pod posledním grafem na stránce.



Graf č. 5-6. Grafy jednotlivých genetických typů sedimentů



Graf č. 5-7. Grafy jednotlivých genetických typů sedimentů

Ve vzorcích sedimentů morén se nejčastěji vyskytuje lasturnatý lom, stupňovité útvary a přilnavé částice. V porovnání s ostatními vzorky jsou nejčastější přilnavé částice, štěpné plátky, zlomové plochy a paralelní rýhy. Reliéf zrn je vysoký a poloostrohranný až polozaoblený.

Vzorek sedimentu z mrazového hrnce obsahuje zrna poměrně zaoblená se středním reliéfem. Na jejich povrchu jsou časté nepravidelné prohlubně, abrazé hran a obloukové prohlubně. Na rozdíl od ostatních vzorků zrna nejsou ostrohranná a mají jen málo stupňovitých útvarů a lasturnatého lomu.

Eolický sediment má vysoké zastoupení obloukových stupňů, brázd a projevuje se abraze hran a omezené srážení křemičitanů. V porovnání s ostatními vzorky mají eolická zrna vysoký podíl V-jamek a mísovitých jamek a jsou nejčastěji zaoblená. Jejich reliéf je však vysoký.

Zrna svahových sedimentů včetně mury pokrývají nejvíce stupňovité útvary, lasturnatý lom a brázdy. Ve srovnání s ostatními zrny je výraznější abraze hran a vyskytují se klikaté hřbítky. Reliéf zrn svahové akumulace je vysoký a poloostrohranný, občas s tečkováním, u mury je střední a ostrohranný, navíc obsahuje křemičité sraženiny.

Na povrchu zrn fluviálního původu se nevyskytují mikrotextury ve vysokém procentuálním zastoupení na rozdíl od ostatních vzorků. Největší zastoupení mají stupňovité útvary, křemičité sraženiny, nepravidelné prohlubně a abraze hran. Lasturnatý lom, brázdy a štěpné plátky se vyskytují minimálně oproti ostatním zkoumaným genetickým typům sedimentů. Reliéf těchto zrn je střední a většinou poloostrohranný.

Pro určení blízkosti charakteristik vzorků z jednotlivých prostředí bylo použito koeficientu vzdálenosti  $d$ . Výsledné hodnoty jsou uvedeny v tabulce č. 5-2. Tyto hodnoty ukazují na podobnost mezi vzorky a vyskytují se v intervalu mezi 0,00 a 1,40, přičemž nejvyšší možná hodnota  $d$  (největší možný rozdíl mezi vzorky) je pro tuto kombinaci vzorků a mikrotextur rovna 519,62. Tato hodnota byla vypočtena z nejvyšších možných rozdílů mezi frekvencemi výskytu ( $x_{ik} - x_{jk}$ ) v každé dvojici vzorků pro každou mikrotexturu.

Vzorky	Moréna						
	Fluviální sedimenty	Bílého Labe	Moréna Labe	Svahové sedimenty	Nová mura	Mrazový hrnec	Eolické sedimenty
<b>Fluviální sed.</b>	0,00						
<b>Moréna B. Labe</b>	1,14	0,00					
<b>Moréna Labe</b>	1,38	0,89	0,00				
<b>Svahový sed.</b>	1,40	0,87	0,80	0,00			
<b>Nová mura</b>	1,24	0,94	1,13	1,00	0,00		
<b>Mrazový hrnec</b>	1,22	1,44	1,25	1,28	1,35	0,00	
<b>Eolický sed.</b>	1,31	1,05	0,93	0,89	1,05	1,16	0,00

Tab. č. 5-2. Koeficienty vzdálenosti  $d$  mezi vzorky



## 6. DISKUZE

Fluviální zrna se obecně vyznačují křemičitými povlaky, V-jamkami a mísovitými jamkami, popř. nárůsty křemene. Vzorek fluviálního sedimentu je svými charakteristikami poměrně vzdálen ostatním vzorkům, nejpodobnější je moréně Bílého Labe. To je možné vysvětlit tím, že materiál morény je postupně splavován srážkovou vodou do nedalekého koryta Bílého Labe či Stříbrné bystřiny, kde se stává součástí fluviálních sedimentů. V případě zkoumaných fluviálních zrn byly charakteristické křemičité sraženiny, avšak ve srovnání s ostatními vzorky sedimentů byl výskyt tohoto znaku poměrně malý. To může být způsobeno vysokou energií toku, která v jejich horních částech vysokých pohoří není neobvyklá. Vzhledem k poloze odebraného vzorku nelze očekávat ani dlouhý transport, během kterého by byla zrna více opracována. Stupňovité tvary spíše naznačují, že materiál je ještě poměrně mladý a mohlo jít o odnesené částice z okrajů svahů, popř. morén. Sítováním byla potvrzena klasicky vysoká vytríděnost fluviálních sedimentů. Vysoká vytríděnost je důsledkem vztahu mezi unášecí energií toku a váhou částice, které odpovídá i její velikost.

Morény (Labe a Bílého Labe) jsou si blízké procentuálním výskytem jednotlivých mikrotextrur, ale obě mají ještě blíže ke svahovým sedimentům (deluviu) než k sobě samým. Tento rozdíl může být dán odlišným původem sedimentárních částic předtím, než byla transportována ledovcem. Zrna klasické morény se vyznačují výskytem štěpných plátků a přilnavých částic na svém povrchu. Je tomu tak i na zkoumaných zrnech morény Labe a Bílého Labe. Tyto znaky se pro ně stávají charakterističtější zvláště po porovnání s ostatními vzorky z jiných prostředí. Charakteristické pro tyto morény jsou také paralelní rýhy a zlomové plochy. Další znaky rovněž odpovídají obecným popisům povrchů zrn morén, tj. výskyt lasturnatých lomů, stupňů a brázd. U morény Bílého Labe je významná vysoká frekvence výskytu omezených křemičitých sraženin, což může být důsledkem střídavého promývání a osychání zrn. U morény Labe se tento znak objevuje o něco méně, ačkoli jde o koncovou morénu, kde je přepokládáno větší působení tavných vod než u morén bočních, jako v případě morény Bílého Labe. Zrna Labské morény jsou však opracovanější než u morény Bílého Labe, což lze vysvětlit větší vzdáleností transportu. Zrnitostní analýza obou vzorků morén potvrdila očekávanou nízkou vytríděnost materiálu, způsobenou neselektivním transportem spolu s ledovcem.

Podobnost svahových sedimentů se zrny zkoumaných morén může být způsobena polohou deluvia pod místy, kde se nacházejí morény. Znamená to, že některá zrna ve vzorku

deluvia mohla být transportována z morén dolů po svahu až do míst, kde byl tento vzorek odebrán. Pro svahové sedimenty je charakteristická abraze hran, výskyt brázd a zlomových ploch. U vzorku deluvia je abraze hran velmi četná (u 80 % zrn), avšak na zrnech není tolik výrazná kvůli krátkému transportu. Výskyt dalších mikrotextr také potvrzuje charakteristiku tohoto genetického typu sedimentu, který prozatím zkoumán příliš nebyl, což se vztahuje i na mury. Výrazný je vysoký reliéf povrchu částic, nízký reliéf se v tomto vzorku nenacházel vůbec. Příčinou je minimální transport deluvia od doby, kdy byl uvolněn od horniny. Tomu nasvědčuje i ostrohrannost zrn ve vzorku. Zrnitostní analýza ukázala na velmi špatnou vytříděnost deluvia a na střední stupeň vytřídění mury. U svahových sedimentů převažuje gravitační působení s malou schopností selekce, v případě mury měla na lepší vytřídění vliv srážková voda působící během vzniku mur.

Mura je tvořena také svahovými sedimenty, avšak abraze hran křemenných zrn už není tolik výrazná. Zrna nové mury jsou nejméně podobná vzorku fluviálních sedimentů. Ačkoli během vzniku tohoto tvaru působila voda, její vliv byl velmi krátký na to, aby se vytvořily charakteristické znaky pro takové prostředí. O působení vody vypovídá pouze poměrně velký výskyt omezených křemičitých sraženin na povrchu zrn vzorku, které se pravděpodobně utvářely během osychání jejich povrchu. V literatuře zmínky o exoskopii mur nebyly nalezeny, není tedy možné její porovnávání.

Eolický sediment je dle výsledků podobný deluviu a moréně Labe. Souvislost mezi nimi by mohla být v podobnosti transportu, konkrétněji v navátí materiálu na místa, ze kterých byla zrna v případě morén dále transportována po svahu. Rovněž je jisté, že eolický materiál byl nejdříve uvolněn od horniny a stal se tedy deluviem, teprve až působením dalších fyzickogeografických činitelů se deluvium stalo sedimentem eolickým. Klasická eolická zrna jsou charakteristická výskytem štěpných plátků, nepravidelných prohlubní a impaktních tvarů, jako jsou V-jamky a mísovité jamky. Zrna zkoumaného vzorku eolických sedimentů vykazují četnější výskyt jiných znaků, po srovnání s ostatními vzorky se však jeví vysoká frekvence výskytu i u V-jamek a mísovitých jamek (cca 50%).

Zrna vzorku mrazového hrnce se podobají nejvíce eolickým sedimentům vysokým výskytem abraze hran (95%) a v porovnání s ostatními vzorky i výskytem nepravidelných prohlubní. Ze všech vzorků byla tato zrna nejzaoblenější, což může poukazovat na jejich dlouhý transport a intenzivní tření mezi zrny. U mrazových klínu a hrnců bývá popisováno, že materiál tvořící jejich výplň je do nich zanášen větrem (sensu French, 2001), což by vysvětlovalo blízkost vzorku zrn mrazového hrnce se vzorkem eolického sedimentu. Srovnání

zrn mrazového hrnce není možné, protože v literatuře nebyly nalezeny zmínky o exoskopii tohoto genetického typu sedimentu.

## 6.1 DISKUZE NAD METODOU EXOSKOPIE

Při hodnocení exoskopické analýzy zrn je třeba počítat s jistou subjektivitou. Toto je problémem zvláště při pořízení snímků s menším rozlišením, než je potřebné k tomu, aby některé malé mikrotextury byly přesně zjistitelné (např. orientované vyleptané jamky). Vypovídací schopnost této metody se tak snižuje. V této práci se jedná zvláště o zrna ze vzorku fluviálních sedimentů, která byla nafocena z technických důvodů v menším rozlišení. Dále je třeba uvažovat, že pro každý genetický typ sedimentu byl odebrán pouze jeden vzorek. Provedením více odběrů by byla interpretace spolehlivější.

Pro rozlišení genetických typů nelze přesně určit sadu vyskytujících se mikrotetur, spíše lze hovořit o určitých frekvencích výskytu, při kterých se znak stává charakteristickým. Tyto frekvence výskytu však nejsou pro všechny znaky stejné. Např. lasturnatý lom vzniká většinou po prudkých nárazech a odlomení částice od částice větší, což může nastat v kterémkoli prostředí. Tyto nárazy jsou ale ve fluviálním prostředí tlumeny, charakteristická je tedy spíše nepřítomnost lasturnatého lomu pro fluviální sedimenty. Tilly jsou charakteristické naopak velmi vysokou četností lasturnatého lomu, což znamená, že tento znak se u nich vyskytuje alespoň ze cca 70 %. U jiných znaků však stačí menší procentuální podíl výskytu k tomu, aby byly označeny za charakteristické. Příkladem takových znaků mohou být V-jamky nebo mísovité jamky (cca 50 %). Zdaleka ne vždy lze ale vysledovat toto přibližné hraniční procento a je potřeba se více zamyslet nad souvislostmi s polohou, probíhajícími procesy v prostředí, ze kterého vzorky pochází, a výčtem nalezených mikrotetur.

## 7. ZÁVĚR

Pokud mají být jednotlivé mikrotextury použity jako vodítko k určení genetického typu, musejí se hledat procesy, které zapříčinily vznik těchto mikrotextur. Na základě určení působících procesů na povrch zrna je možno určit genetický typ sedimentu, protože ty jsou charakteristické právě určitým prostředím s působením daných procesů. V každém prostředí ale nepůsobí pouze jeden proces, a tak ani výskyt mikrotextur nemůže vypovídat pouze o jednom procesu. Ačkoli dominantní fyzickogeografický činitel hraje nejdůležitější úlohu při určování genetického typu sedimentu, nelze opomenout ani ostatní činitele, protože právě ti mohou prozradit více o dalších podmínkách prostředí, které panovaly v době utváření povrchu zrn a které mohou být nejvíce nápomocny při určování genetických typů sedimentů.

V rámci jednoho prostředí působí procesy na každé zrno odlišnou silou a v systému různých prostředí mohou být zrna přenášena mezi různé genetické typy, kde pokračují v jiném vývoji. V jakémkoli vzorku zrn je tedy možno nalézt více typů sedimentů, ale nejčtenější mikrotextury pravděpodobně náleží zrnům, která byla utvářena společně.

S pomocí exoskopie lze nejspolehlivěji určit fluviální sedimenty, které se od ostatních genetických typů sedimentů liší výrazně nižšími četnostmi výskytu mikrotextur. Mezi vzorky se jeví dostatečně odlišným i sediment mrazového hrnce. Méně jasné už jsou rozdíly mezi svahovými a eolickými sedimenty a morény, kde je potřeba věnovat vyšší pozornost četnostem a kombinacím charakteristických mikrotextur. U těchto sedimentů by bez znalosti jejich původu nebylo možno zcela přesně určit, o jaký genetický typ jde.

Ze sítování je zřejmé, že voda má lepší třídící schopnost než gravitační síla. Koeficient vytříděnosti  $K$  jednoznačně vypovídá o stupni vytřídění sedimentu, z čehož lze usoudit, jakým médiem byl sediment transportován.

Pro eolické prostředí jsou tedy typický výskyt V-jamek a mísovitých jamek, nepravidelných prohlubní a dalších impaktních útvarů. Tyto mikrotextury mohou mít ovšem nižší procentuální zastoupení, než mají obloukové stupně, brázdy a abraze hran. Četnost výskytu V-jamek a mísovitých jamek byla ve vzorcích 50%, což se dá u těchto znaků považovat už za velký výskyt.

Fluviální sedimenty se vyznačují rovněž vysokou vytříděností. Jejich mikrotextury se nevyskytují příliš čteně ve srovnání s jinými typy sedimentů, nejcharakterističtějšími z nich jsou však křemičité sraženiny a povlaky, které vznikají ve vlhkém nebo vodním prostředí, a to v závislosti na energii toku. Opracovanost zrn roste s delším transportem. Vyskytovat se

mohou impaktní útvary, nepravidelné prohlubně a nárůsty křemene. Lasturnatý lom, štěpné plátky a brázdy se vyskytují minimálně.

Glaciální sedimenty, konkrétně morény mají nízkou vytřídnost materiálů. Charakteristická je velká četnost lasturnatého lomu, rovných i zaoblených stupňů a brázd, paralelních rýh a zlomových ploch. S nižším procentuálním výskytem jsou význačné štěpné plátky (> 40 %) a přilnavé částice (> 50 %).

Pro zna svahových sedimentů je typická abraze hran, vysoká členitost povrchu a špatné vytřídnění. Vyskytují se na jejich povrchu brázdy, stupně, lasturnatý lom a zlomové plochy.

Uvedená metoda exoskopie povrchu křemenných zrn umožňuje stanovit způsob transportu, a tedy i genezi sedimentu, respektive daného tvaru, který je jím budován. Do budoucna se pokusím využít znalostí a dovedností, které jsem získala při studiu forem, jejichž geneze není jednoznačně určena, při vytváření registru charakteristik znaků typických pro jednotlivé druhy sedimentů příslušných forem.

## 8. PŘEHLED POUŽITÝCH ZDROJŮ

- ALKASEEVA, V. A. Micromorphology of Quartz Grains Surface as Indicator of Glacial Sedimentation Conditions: Evidence from the Protva River Basin. *Lithology and Mineral Resources*. 2005, vol. 40, no. 5, s. 420-428. ISSN 1608-3229.
- Atlas podnebí Česka*. 1. vyd. Praha: Český hydrometeorologický ústav, 2007. 256 s. Klimatické oblasti podle Quittovy klasifikace s. 232-233. ISBN 978-80-86690-26-1.
- BALATKA, B. - KALVODA, J. *Geomorfologické členění reliéfu Čech*. 1. vyd. Praha: Kartografie Praha, 2006. 80 s. ISBN 80-7011-913-6.
- BEZVODOVÁ, B. - DEMEK, J. - ZEMAN, A. *Metody kvarterně geologického a geomorfologického výzkumu*. 1. vyd. Praha: SPN, 1985. 207 s.
- BLOTT, S. J. - PYE, K. Particle shape: a review and new methods of characterization and classification. *Sedimentology*. 2008, vol. 55, no. 1, s. 31-63. ISSN 0037-0746.
- BOLDIŠ, P. *Bibliografické citace dokumentů podle ČNS ISO 690 a ČNS ISO 690-2: Část 1 – Citace: metodika a obecná pravidla*. Verze 3.3. ©1999-2004, poslední aktualizace 11. 11. 2004. <<http://www.boldis.cz/citace/citace1.pdf>>.
- CATER, J. M. An application of scanning electron microscopy of quartz sand surface textures to the environmental diagnosis of Neogene carbonate sediments, Finestrat Basin, south-east Spain. *Sedimentology*. 1984, vol. 31, no. 5, s. 717-731. ISSN 0037-0746.
- CENSIER, C. - TOURENQ, J. Mise en évidence d'une extension occidentale des grès de Carnot (République Centrafricaine) par analyses sédimentologiques comparées de gisements alluvionnaires diamantifères. *Géodynamique*. 1986, vol. 1, no. 1, s. 21-32.
- CLOCCHIATTI, R. - LE RIBAUT, L. - RODRIGO, L. A. Endoscopie et exoscopie de grains de quartz des formations du pliocène et du quaternaire de La Paz (Bolivie). *Cahiers O. R. S. T. O. M., série Géologie*. 1978, vol. 10, no. 1, s. 127-143. ISSN : 0029-7232.
- CREMER, M. - LEGIGAN, P. Morphology and Surface Texture of Quartz Grains from ODP site 645, Baffin Bay. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. 1989, vol. 105, s. 21 - 28. ISSN 1096-7451.
- CZUDEK, T. *Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru*. Tišnov: Sursum, 1997. 216 s. ISBN 80-85799-27-8.
- ČINČURA, J. (ed.). *Encyklopédia Zeme*. 1. vyd. Bratislava: Obzor, 1983. 720 s.
- DEMEK, J. Systémová teorie a studium krajiny. *Studia Geographica*. 1974, č. 40, 207 s.
- DEMEK, J. *Obecná geomorfologie*. 1. vyd. Praha: Academia, 1987. 480 s.
- DEMEK, J. et al. (ed.). *Hory a nížiny: zeměpisný lexikon ČSR*. 1. vyd. Praha: Academia, 1987. 584 s.
- DOWDESWELL, J. A. Scanning electron micrographs of quartz sand grains from cold environments examined using Fourier shape analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*. 1982, vol. 52, no. 4, s. 1315-1323. ISSN 0022-4472.
- ENGEL, Z. *Vývoj pleistocénního zalednění české části Krkonoš*. Praha, 2003. 168 s. Dizertační práce na PřF UK v Praze na katedře fyzické geografie a geoekologie.

- FITZPATRICK, K. T. - SUMMERSON, C. H. Some observations on electron micrographs of quartz sand grains. *The Ohio Journal of Science*. 1971, vol. 71, č. 2, s. 106-117. ISSN 0030-0950.
- FRENCH, H. M. *The periglacial environment*. 2. vyd. Harlow: Longman, 2001. 341 s. ISBN 0-582-30536-5.
- HELLAND, P. E. - HUANG, P.-H. - DIFFENDAL, R. F. SEM Analysis of Quartz Sand Grain Surface Textures Indicates Alluvial/Colluvial Origin of the Quaternary "Glacial" Boulder Clays at Huangshan (Yellow Mountain), East-Central China. *Quaternary Research*. 1997, vol. 48, s. 177-186. ISSN 0033-5894.
- HLADNÝ, J. - SÝKORA, B. Klimatologie, hydrologie, sněhová pokrývka. In *Krkonošský národní park*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1983. s. 33-44.
- HORNÍK, S., et al. *Základy fyzické geografie*. 1. vyd. Praha: SPN, 1982. 398 s.
- CHALOUPSKÝ, J. Geologický vývoj. In *Krkonošský národní park*. 1. vyd. Praha: Státní zemědělské nakladatelství, 1983. s. 11-18.
- CHLUPÁČ, I. *Vycházky za geologickou minulostí Prahy a okolí*. 2., upravené vyd. Praha: Academia, 1999. 280 s. ISBN 80-200-0680-X.
- JAROŠ, J. - VACHTL, J. *Strukturní geologie*. 1. vyd. Praha: Academia, 1992. 440 s. ISBN 80-200-0134-4.
- JENÍK, J. *Alpínská vegetace Krkonoš, Králického Sněžníku a Hrubého Jeseníku: Teorie anemo-orografických systémů*. 1. vyd. Praha: Československá akademie věd, 1961. 407 s.
- KRINSLEY, D. H. - DOORNKAMP, J. C. *Atlas of quartz sand surface textures*. Cambridge: Cambridge University, 1973. 91 s. ISBN 0-521-08705-8.
- KŘÍŽEK, M. *Morfostruktury a morfosкульптуры Rusavské hornatiny*. Praha, 2005. 211 s. + 4 volné přílohy. Dizertační práce na PřF UK v Praze na katedře fyzické geografie a geoekologie.
- KŘÍŽEK, M. Údolní niva jako geomorfologický fenomén. In *Povodně a změny v krajině*. Langhammer, J. (ed.). Praha: Univerzita Karlova v Praze, PřF, katedra fyz. geografie a geoekologie, 2007. s. 217-229. ISBN 978-80-86561-86-8.
- KUBÍKOVÁ, J., et al. *Chráněná území ČR: Praha (Sv. XII.)*. Praha: Agentura ochrany přírody a krajiny ČR a EkoCentrum Brno, 2005. 304 s. ISBN 80-86064-69-7.
- KUKAL, Z. *Návod k pojmenování a klasifikaci sedimentů*. 1. vyd. Praha: Ústřední ústav geologický, 1985. 80 s.
- KUKAL, Z. *Základy sedimentologie*. 1. vyd. Praha: Academia, 1986. 466 s.
- LE RIBAULT, L. Application de l'exoscopie des quartz à quelques échantillons prélevés en Manche orientale. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A*. 1975, s. 279-288.
- LE RIBAULT, L. *LLR et le G5: Exoscopie - Définition scientifique* [online]. 2003a, [cit. 2007-07-23]. <[http://www.leribault.com/exo\\_definitionscientifique.php](http://www.leribault.com/exo_definitionscientifique.php)>.
- LE RIBAULT, L. *LLR et le G5: Balade sur un grain de sable* [online]. 2003b, [cit. 2008-01-27]. <[http://www.loic-le-ribault.ch/exo\\_balademicroscopique\\_p01.php](http://www.loic-le-ribault.ch/exo_balademicroscopique_p01.php)>.

- LINDÉ, K. - MYCIELSKA-DOWGIALŁO, E. Some experimentally produced microtextures on grain surfaces of quartz sand. *Geografiska Annaler A*. 1980, vol. 62, no. 3-4, s. 171-184. ISSN 16513215.
- LISÁ, L. Exoscopy of Moravian eolian sediments. *Bulletin of Geosciences*. 2004, vol. 79, no. 3, s. 177-182. ISSN 1214-1119.
- MAHANEY, W. C. Pleistocene and Holocene glacier thickness, transport histories and dynamics inferred from SEM microtextures on quartz particles. *Boreas*. 1995, vol. 24, s. 293-304. ISSN 0300-9483.
- MAHANEY, W. C. *Atlas of sand grain surface textures and application*. New York: Oxford University Press, 2002. 237 s. ISBN 0-19-513812-0.
- MAHANEY, W. C. - ANDRES, W. Glacially crushed quartz grains in loess as indicators of long-distance transport from major European ice centers during the Pleistocene. *Boreas*. 1991, vol. 20, s. 231-239. ISSN 0300-9483.
- MAHANEY, W. C. - CLARIDGE, G. - CAMPBELL, I. Microtextures on quartz grains in tills from Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1996, vol. 121, s. 89-103. ISSN 0031-0182.
- MAHANEY, W. C. - KALM, V. Comparative scanning electron microscopy study of oriented till blocks, glacial grains and Devonian sands in Estonia and Latvia. *Boreas*. 2000, vol. 29, s. 35-51. ISSN 0300-9483.
- MAHANEY, W. C. - STEWART, A. - KALM, V. Quantification of SEM microtextures useful in sedimentary environmental discrimination. *Boreas*. 2001, vol. 30, s. 165-171. ISSN 0300-9483.
- MAHANEY, W. C. - VAIKMAE, R. - VARES, K. Scanning electron microscopy of quartz grains in supraglacial debris, Adishy Glacier, Caucasus Mountains, USSR. *Boreas*. 1991, vol. 20, s. 395-404. ISSN 0300-9483.
- MAHANEY, W. C. - VORTISCH, W. - JULIG, P. Relative differences between glacially crushed quartz transported by mountain and continental ice - some examples from North America and East Africa. *American Journal of Science*. 1988, vol. 288, s. 810-826. ISSN 0002-9599.
- MARTINI, I. P. - BROOKFIELD, M. E. - SADURA, S. *Principles of Glacial Geomorphology and Geology*. New Jersey: Prentice-Hall, 2001. 381 s. ISBN 0-13-526518-5.
- MELLOR, A. Textural and Scanning Electrone Microscope Observations of Some Arctic-Alpine Soils Developed in Weichselian and Neoglacial Till Deposits in Southern Norway. *Arctic and Alpine Research*. 1986, vol. 18, no. 3, s. 327-336. ISSN 0004-0851.
- MIGOŇ, P. - PILOUS, V. Geomorfologie. In *Krkonoše: příroda, historie, život*. 1. vyd. Zlín: Baset, 2007. s. 103-124. ISBN 978-80-7340-104-7.
- NEITER, W. M. - KRINSLEY, D. H. The production and recognition of aeolian features on sand grains by silt abrasion. *Sedimentology*. 1976, vol. 23, s. 713-720. ISSN 0037-0746.
- NĚMČOK, A. - PAŠEK, J. - RYBÁŘ, J. Dělení svahových pohybů. *Sborník geologických věd: Hydrogeologie, inženýrská geologie*. 1974, sv. 11, s. 77-93.



- PERRY, C. - TAYLOR, K. Environmental sedimentology: introduction. In *Environmental sedimentology: introduction*. 1. vyd. Cornwall: Blackwell Publishing, 2007. s. 1-31. ISBN 1-4051-1515-7.
- PETRÁNEK, J. *Usazené horniny: Jejich složení, vznik a ložiska*. 1. vyd. Praha: Nakladatelství ČSAV, 1963. 720 s.
- PILOUS, V. Strukturální mury v Krkonoších - I. část. In *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 1973. sv.10, s. 15-70.
- PILOUS, V. Strukturální mury v Krkonoších - III. část. In *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 1977. sv.14, s. 7-94.
- PILOUS, V. Tektonické soutěsky s soutěskovitá koryta v krkonošském krystaliniku. In *Opera Corcontica*. Vrchlabí: Správa Krkonošského národního parku, 1991. sv. 28, s. 5-26.
- PILOUS, V. Horopis. In *Krkonoše: příroda, historie, život*. 1. vyd. Zlín: Baset, 2007. s. 19-28. ISBN 978-80-7340-104-7.
- PLAMÍNEK, J. Geologie. In *Krkonoše: příroda, historie, život*. 1. vyd. Zlín: Baset, 2007. s. 83-102. ISBN 978-80-7340-104-7.
- PLANstudio. *Mapy.cz* [online]. 2005-07, [cit. 2008-05-04]. <www.mapy.cz>.
- RUBÍN, J., et al. *Atlas skalních, zemních a půdních tvarů*. 1. vyd. Praha: Academia, 1986. 388 s.
- RŮŽIČKOVÁ, et al. *Kvartérní klastické sedimenty České republiky: Struktury a textury hlavních genetických typů*. 1. vyd. Praha: Česká geologická společnost, 2003. 68 s. ISBN 80-7075-600-4.
- SEKYRA, J. Působení mrazu na půdu. Kryopedologie se zvláštním zřetelem k ČSR. *Geotechnica*. 1958, sv. 27, 164 s.
- STRAND, K. - PASSCHIER, S. - NĀSI, J. Implication of quartz grain microtextures for onset Eocene/Oligocene glaciation in Prydz Bay, ODP Site 1166, Antarctica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2003, vol. 198, s. 101-111. ISSN 0031-0182.
- TESAŘ, M. - PILOUS, V. Vodopis. In *Krkonoše: příroda, historie, život*. 1. vyd. Zlín: Baset, 2007. s. 29-38. ISBN 978-80-7340-104-7.
- TOMÁŠEK, M. *Půdy České republiky*. 4. vyd. Praha: Česká geologická služba, 2007. 68 s. ISBN 978-80-7075-688-1.
- WHALLEY, W. B. A preliminary scanning electron microscope study of quartz grains from a dirt band in the Tuto ice tunnel, Northwest Greenland. *Arctic and Alpine Research*. 1982, vol. 14, no. 4, s. 355-360. ISSN 0004-0851.
- WHALLEY, W. B. - KRINSLEY, D. H. A scanning electron microscope study of surface textures of quartz grains from glacial environments. *Sedimentology*. 1974, vol. 21, s. 87-105. ISSN 0037-0746.
- WILSON, P. A scanning electron microscope examination of quartz grain surface textures from the weathered Millstone Grit (carboniferous) of the Southern Pennines, England: A preliminary report. In *Scanning Electron Microscopy in the Study of Sediments*. Univ. East Anglia: Norwich, 1978. s. 307-318.