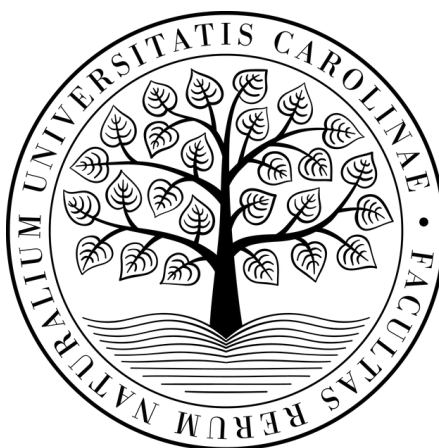


**Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Eliška Spurná

Texturní záznam vyrostlic draselného živce a dalších minerálů v porfyrových
žilách

Textural record of phenocryst phases in porphyry dikes

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Václav Špillar, Ph.D.

Praha, 2021

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne 27. 8. 2021

.....

Podpis autora

Poděkování

Ráda bych poděkovala Mgr. Václavu Špillarovi, Ph.D. za odborné vedení, trpělivost a především podporu při psaní této práce. Mé poděkování též patří RNDr. Petru Rajlichovi, CSc., Ph.D. za odbornou pomoc v terénu a konzultaci petrografických výbrusů.

Abstrakt

Žilné horniny umožňují studovat jednotlivé vývojové stupně magmatu a následně napomáhat interpretaci procesů v komplexnějších magmatických systémech. Tato práce se věnuje kvantitativnímu studiu texturního záznamu dvou žilných systémů granitového porfyru v Českém Masivu, s doplňujícím mikroskopickým a mikroanalytickým studiem vyrostlic a jejich kompoziční zonalnosti. Využívá přitom datovou analýzu distribuce velikostí zrn (CSD), shlukovacího indexu a krystalinity. V obou studovaných porfyrových systémech se nachází vyrostlice draselného živce s výraznou zonalitou poukazující na komplikovanou historii jejich růstu v mateřském magmatickém krbu. Texturní záznamy v obou žilných systémech poukazují na žilnou krystalizaci v téměř in-situ režimu s mírným trendem k tvorbě kumulátu.

Abstract

Intrusive rocks allow the study of individual evolution phases of magma and furthermore support the interpretation of processes in complex magmatic systems. This thesis is dedicated to quantitative studies of textural analyses of two dyke systems of granitic porphyry in the Bohemian Massif, with supporting microscopic and micro-analytic studies of phenocryst and their compositional zoning. With the engagement of data analysis of crystal size distribution (CSD), clustering index and crystallinity. Both of the studied porphyry systems contain K-feldspar phenocrysts with intense zoning indicating a complicated growth history in the primary magma chamber. Textural records of both dyke systems indicate an in-situ dyke crystallization with a slight progression toward cumulates.

Obsah

1	Úvod	1
2	Geologie studované oblasti	2
3	Krystalizační procesy v žilných tělesech	6
3.1	Kvantitativní texturní parametry	6
3.2	Krystalizace magmatu	8
3.2.1	Nukleace a růst zrn	8
3.2.2	Procesy krystalizace	9
3.2.3	Vlivy krystalizačního prostředí	11
3.3	Texturní vývoj žíly	14
4	Metodika	16
4.1	Petrografické metody	16
4.2	Texturní analýzy	16
4.3	Mikroanalytické metody	17
5	Výsledky	19
5.1	Petrografické metody	19
5.2	Texturní analýzy	24
5.3	Mikroanalytické metody	28
6	Diskuze výsledků	32
7	Závěr	34
	Seznam použité literatury	35
A	Přílohy	38
A.1	Geologické mapy	38
A.2	Přehled vzorků	40
A.3	Texturní mapy	41
A.4	Doplňující grafy	45

1. Úvod

Žilné horniny představují unikátní přírodní laboratoře pro pochopení krystalizační kinetiky a mechaniky krystalových suspenzí. V porovnání s plutonity, jejich transparentnější termální historie umožňuje omezit spektrum probíhajících krystalizačních procesů a snáze tak identifikovat jejich dílčí roli v texturním záznamu. Dávkování magmatu do žilných systémů v různých etapách vývoje mateřského magmatického komplexu, dovoluje žilám zachytávat jednotlivé vývojové stupně magmatu v magmatických krbech. To může zpětně sloužit k interpretaci procesů přítomných v termálně a dynamicky komplikovanějších systémech. Zkoumání procesů nastávajících v magmatických krbech pomocí kvantitativní texturní analýzy subvulkanických a vulkanických komplexů se například zabývají Higgins a Roberge (2003), Higgins a Chandrasekharam (2007), Mock a kol. (2003) a Marsh (1998, 2007). Problematice procesů krystalizace a texturních záznamů v žilném systému se například věnuje Yang (2012).

Náplní této práce je studium kontrastního texturního záznamu dvou žilných systémů granitového porfyru v Českém Masivu, za účelem interpretace vývoje magmatu a podmínek krystalizace těchto hornin. Výskytu porfyrových žil v širším okolí Jižních Čech se věnují práce Siebel a kol. (2006) a Vrána a kol. (2005). S ohledem na přítomnost žilných rojů, která může značit přítomnost rozsáhlého magmatického komplexu v kůře, byly vybrány lokality Benešov nad Černou a Helfenburk u Bavorova.

2. Geologie studované oblasti

Výskyt porfyrových intruzí se objevuje ve sporadických žilných rojích napříč moldanubikem od Bavorského a Regensburského lesa (Siebel a kol., 2006), Šumavou (Rajlich, 2010), po Kaplici, Novohradské hory až do Severního Rakouska (Vrána a kol., 2005). Směr těchto žil se pohybuje přibližně S-J směrem napříč celou oblastí. Horniny, do kterých žíly intrudovaly, jsou tvořeny moldanubickým krystalinikem v podobě granitů, rul a migmatitů. Jedná se o žíly karbonského stáří, svědčí o tom práce v oblasti SV Bavorska, která datuje krystalizaci intruzí žulového porfyru na 328 - 319 Ma (Siebel a kol., 2006); a též publikace datující stáří krystalizace melagranitového porfyru v Nihošovicích na 338 Ma (Holub a kol., 2011). Studované intruze granitových porfyrů, jimž se tato práce věnuje, se nachází ve dvou oblastech: první žilný roj se vyskytuje v oblasti Benešova nad Černou a druhý porfyrový výskyt je v okolí Helfenburku u Bavorova. Geologické mapy studovaných oblastí jsou uvedeny v *příloze A.1* a přehledem vzorků je uveden v *příloze A.2*.

Benešov nad Černou Porfyr v oblasti Benešova nad Černou se pohybuje od téměř sklovitého (v podstatě ryolitu) do středně zrnitého porfyru. Je typický velkým množstvím vyrostlic živce a křemene, často zaoblenějšího tvaru, svědčícího o magmatické korozi. Žíly zde byly mapovány na základě drobných výchozů (viz obr.2.1) a hlavně z úlomků v sutí, dokládající jejich výskyt SSV-JJZ směru na východ od Benešova nad Černou a mocnost v řádech prvních metrů. Okolní horniny zde představují žulu, ortorulu a migmatit, například byly nalezeny vzorky s kontaktem se žulou Weinsberského typu nebo s migmatitem.



Obrázek 2.1: Výchoz porfyru JJV od Benešova nad Černou.

Helfenburk Výskyt v okolí Helfenburku představuje pravděpodobně větší žilné těleso nebo jeho hlubinnější část v porovnání s výskytem v Benešově nad Černou. Mocnost intruze se pohybuje v řádech desítek metrů a jsou zde přítomny masivní výchozy (viz obr.2.2 a obr.2.3). Většina vzorků je hrubozrnná s typickými porfyrickými fenokrysty živce a představující středovou část intruze. Vzorky odebrané z okolí kontaktů a z předpokládaných okrajů žíly často též obsahují velké živcové vyrostlice, jejich matrix je však mnohem jemnozrnnější, navozující tmavší vzhled porfyru. Ojediněle se objevují i jemnozrnné porfyry bez typických velkých vyrostlic (viz obr.2.4). Podle vysvětlivek ke geologické mapě 22-431 Bavorov, aeroradiometrie poukazuje na anomální oblast odpovídající výskytu porfyru s úhrnnou aktivitou gama 50ppm eU (Schovánek a kol., 1977). Tuto zvýšenou aktivitu gama lze vysvětlit nadměrným obsahem K_2O v porfyru; ve většině helfenburských porfyrů je obsah kolem 7 hm.% K_2O (Bršlicová, 2016). Okolní horniny se zde skládají z migmatitu a ruly až pararuly; v některých místech je znatelná kontaktní metamorfóza při okraji žíly (viz obr.2.5).



Obrázek 2.2: Výchoz porfyru SSV od zříceniny hradu Helfenburk.



Obrázek 2.3: Výchoz porfyru SSZ od zříceniny hradu Helfenburk.



Obrázek 2.4: Po levé straně balvanu je typický hrubozrnný porfyr a po pravé je ojedinělejší jemnozrnnější porfyr.



Obrázek 2.5: Kontakt porfyru s migmatitem v severní části hradebního příkopu; na migmatitu je místy znatelná kontaktní metamorfóza.

3. Krystalizační procesy v žilných tělesech

Tato práce pojednává o texturách ve smyslu anglické terminologie *texture*. V následujících podkapitolách jsou nejprve definovány veličiny texturních analýz, a poté jsou rozebrány jejich hodnoty s ohledem na geologický kontext. Jsou zde rozebrány magmatické krystalizační a mechanické procesy a jejich vliv na textury hornin.

3.1 Kvantitativní texturní parametry

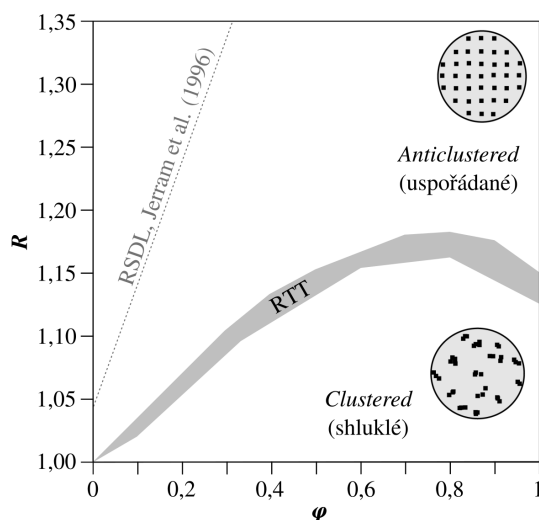
Kvantitativní texturní analýzy jsou způsoby jakými lze posuzovat a porovnávat textury v horninách (případně i v industriálních materiálech). Mezi první z vybraných parametrů patří shlukovací index, který byl zaveden v Clark a Evans (1954) a dále byl rozvinut pro geologické účely například v Kretz (1966) a v Jerram a kol. (1996). Dalším parametrem je krystalinita (může být případně substituována porozitou), která v poměru k shlukovacímu indexu může nastiňovat genezi krystalizace, této problematice se například věnuje práce Jerram a kol. (1996) a Jerram a kol. (2003). Velký význam má též distribuce velikostí zrn, které se například věnuje Marsh (1988, 1998) a Randolph a Larson (1988).

Krystalinita Krystalinita φ , anglicky *crystallinity* představuje modální zastoupení vyrostlic, nebo-li celkový objem složky vyrostlic, případně zrn, ve vzorku. Při jistých předpokladech přítomnosti suspenze v částečně vykrystalizované tavenině může být interpretována jako reciproká hodnota porozity.

Shlukovací index Shlukovací index R , anglicky *clustering index*, charakterizuje míru shluknutí, náhodného rozmístění nebo uspořádanosti bodů (tj. objektů, které mají nulovou plochu). Na zrna, resp. vyrostlice, používáme tento index přeneseně, a je zapotřebí dalších referenčních hodnot nebo funkcí. Shlukovací index je udáván rovnicí $R = R_A/R_E$, kde R_A (*actual*) je průměrná vzdálenost středu nejbližšího souseda zrna ve vzorku a R_E (*expected*) je průměrná vzdálenost středu

nejbližšího souseda náhodné distribuce bodů odpovídající stejnému počtu bodů na jednotku plochy jako má vzorek (Jerram a kol., 1996). K výpočtu vzdálenosti nejbližšího souseda vzhledem ke každému zrně (či vyrostlici) ve vzorku se využívají středy nejlépe fitovaných elipsoidů nebo kalkulované těžiště samostatných zrn.

Principiálně, pokud by se jednalo pouze o body rozmístěné v rovině, hodnoty $R < 1$ značí, že se jedná o shluklé rozmístění bodů, při $R = 1$ se jedná o náhodné rozmístění a pro $R > 1$ o uspořádané rozmístění. V případě horninových vzorků, kdy jednotlivé body představují střed celého zrna nebo vyrostlice, se hodnota R pro náhodné rozmístění posouvá mírně nad 1, jelikož jednotlivé středy nemohou být u sebe blíž než dovoluují hranice dané polem zrna či vyrostlice. Respektive, pro R_E se body generují náhodně a tudíž se mohou body i dotýkat, a nejnižší možná vzdálenost mezi dvěma nejbližšími sousedy je 0; pro R_A však je nejnižší vzdálenost mezi dvěma nejbližšími sousedy dána vzdáleností středů od hranic jednoho a druhého zrna, tj. nenulová vzdálenost. Proto je zapotřebí využití referenčních funkcí jako je například RSDL (*Random Sphere Distribution Line*) podle Jerram a kol. (1996) nebo RTT (*Random Texture Trend*) podle Špillar a Dolejš (2015) (viz obr.3.1).



Obrázek 3.1: R je index shluknutí, φ je krystalinita a RTT je *Random Texture Trend*, převzato podle Špillar a Dolejš (2015)

Distribuce velikostí zrn Distribuce velikostí zrn (CSD = *crystal size distribution*) je populační hustotní funkce, která v podstatě představuje spojité histo-

gram, a jejíž proměnné jsou populační hustota zrn n a velikost zrna L . Populační hustota zrn n se vztahuje na 3D prostor a je dána rovnicí $n = dN/dL$, kde N je počet zrn a L je jejich velikost (Marsh, 1988; Randolph a Larson, 1988). Velikost zrna L je funkcí rychlosti růstu krystalů a krystalizačního času, který dále závisí na rychlosti nukleace; na přírodních vzorcích lze však velikost zrna L zjistit též empiricky, přičemž se většinou jedná o nejdelší měřitelnou osu zrna nebo nejdelší osu nejlépe fitovaného elipsoidu na zrno.

Charakteristická velikost zrna Charakteristická velikost zrna L_{ch} je kalkulovaná z reciprokého sklonu fitování přímky na lineární část CSD grafu, je to v podstatě jeho absolutní hodnota (*CSD inverse slope (absolute value)* podle Marsh (1998)). Reprezentuje statistický ukazatel populace zrn hodnotící jejich typickou velikost a odpovídá jednotce mm.

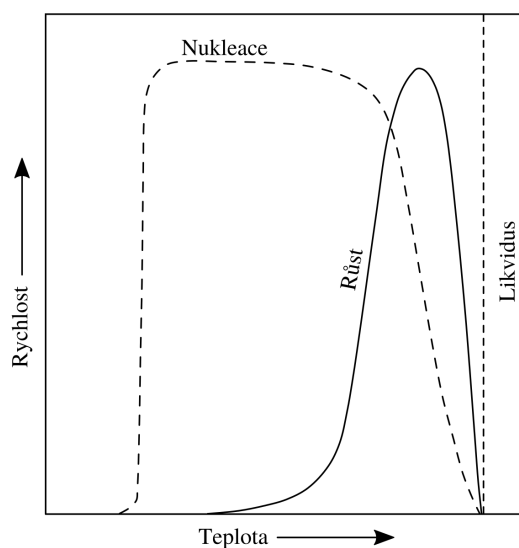
3.2 Krystalizace magmatu

3.2.1 Nukleace a růst zrn

Nukleace je proces, při kterém vznikají zárodky pevné fáze v tavenině. Příčinou je podchlazení taveniny a její vychýlení z rovnovážného stavu, snaha o opětovné vyrovnání produkuje zárodky krystalizace, tzv. nuklea, která pak dále pokračují v růstu. Nukleaci zpočátku brání povrchová energie zárodků, proto se upřednostňuje růst krystalů, které mají menší poměr povrchu ku objemu, a tudíž menší povrchovou energii. Z tohoto důvodu již při malém podchlazení taveniny prudce narůstá rychlost růstu, zatímco rychlost nukleace má pozvolnější náběh (viz obr.3.2).

Rychlost růstu má své maximum již při relativně nízkém podchlazení taveniny, zatímco rychlost nukleace má své maximum až při větším zchlazení a na širším intervalu teplot. Z tohoto důvodu je pro magmatické horniny typická stavba tvořená vyrostlicemi a drobnozrnnou matrix. Po překlenutí maxima rychlosti růstu krystaly, které vznikly z počátku podchlazení už jen dorůstají a mají kolem sebe nadbytek rychle vznikajících nukleí, které pak utuhávají v základní hmotu. Při postupujícím podchlazení pod maximum rychlosti nukleace dojde k jejímu rych-

lému poklesu, zapříčiněném nedostatkem taveniny, jelikož byla spotřebována na krystalizaci.

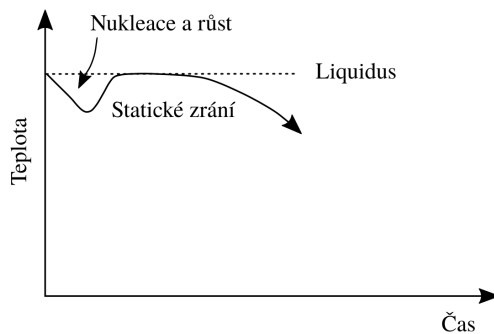


Obrázek 3.2: Vývoj rychlosti nucleace a růstu vzhledem k teplotě, převzato z Winter (2013)

3.2.2 Procesy krystalizace

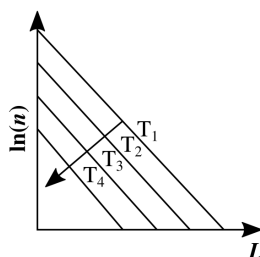
Textury vzniklé výhradně nukleací a růstem zrn jsou nazývány kinetické nebo-li primární textury, a nachází se například u rychle utuhlých vulkanitů, kde nebyl čas na další procesy rekrystalizace. Oproti tomu, když chladnoucí systém krystalizuje delší dobu, probíhají různé modifikace primárních textur, například procesy statického zrání a resorbce (Higgins, 2011). Výsledkem sady mechanických procesů při krystalizaci pak může dojít k frakcionaci.

Statické zrání Při statickém zrání dochází k rozpouštění malých zrn a dorůstání zrn velkých procesem difuze. Malá zrna mají velký povrch vůči svému objemu, tudíž mají velkou povrchovou energii, a proto je pro krystalizující systém výhodnější je rozpustit a uvolněný materiál použít na dostavbu větších zrn, které mají nižší povrchovou energii (Lasaga, 2014). U distribucí velikostí zrn (CSD) dochází k tvorbě konkávního tvaru na původní přímce a jeho následnou migrací do pole větších velikostí zrn, případně k celkovému zploštění křivky (Higgins, 2011), viz obr. 3.3.

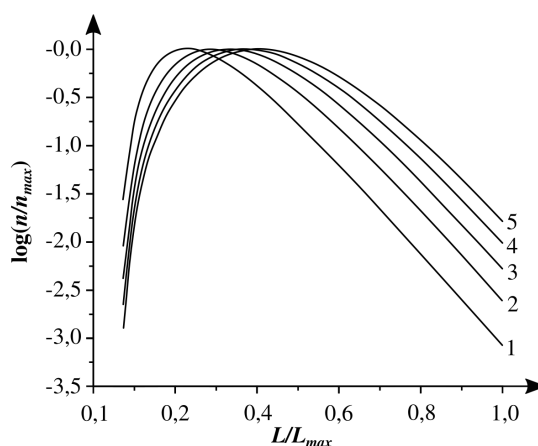


Obrázek 3.3: Teoretický průběh CSD statického zrání, převzato z Higgins (2011)

Resorbce Resorbce nebo-li rozpouštění zrn je zapříčiněno několika událostmi, které naruší rovnováhu krystalizujícího systému (Simakin a Bindeman, 2008). Jednou z nich je například míšení magmatu, při kterém se zaprvé mění složení taveniny a zadruhé může dojít k zvýšení teploty systému. Dále mohou také do magmatu být pohlceny xenolity nebo xenokrysty, které pak vykazují známky magmatické koroze nebo reakční lemy. Další příčinou může být dekomprese při výstupu magmatu. Pokles tlaku změní fázové rovnováhy a již vytvořené minerály se mohou stát nestabilními; toto se například často děje při výstupu ryolitových magmat, kde následně dochází k rozpouštění vyrostlíc křemene (Best, 2002).



Obrázek 3.4: Zcela teoretický průběh CSD při resorbce pro teplota nad bodem liquidu, n je populační hustota, L je velikost zrna



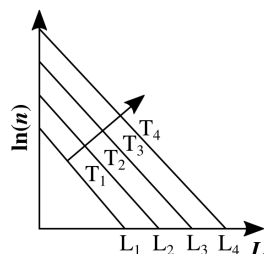
Obrázek 3.5: Kalkulovaný průběh CSD při resorbce v blízkosti rovnováhy (+/- kolem bodu likvidu), n je populační hustota, L je velikost zrna, převzato z Simakin a Bindeman (2008)

Frakcionace Při frakcionaci krystalizujícího systému dochází k tvorbě kumulátů oddělením krystalů a taveniny, například procesem gravitační diferenciace nebo tokem magmatu. Při gravitační diferenciaci dochází k usazování krystalů při bázi magmatického rezervoáru, nebo naopak k jejich vyplavání nahoru. Nicméně výsledkem je, že se tavenina ochudí o složení, které je uložené v těchto krystalech a dojde tedy ke změně jejího složení. Zároveň dojde k tvorbě nahromadění krystalů při bázi anebo vrchní části rezervoáru. U frakcionace zapříčiněné tokem magmatu dochází k vytrídění zrn či krystalů o různé velikosti vlivem střížného napětí v toku nebo interakce mezi jednotlivými zrny, což je dále rozebráno v podkapitole *3.3 Texturní vyvoj žíly*. Výsledný kumulát se projevuje zvýšeným shlukovacím indexem a nárůstem velikosti zrna v distribuci velikostí zrn (Jerram a kol., 1996).

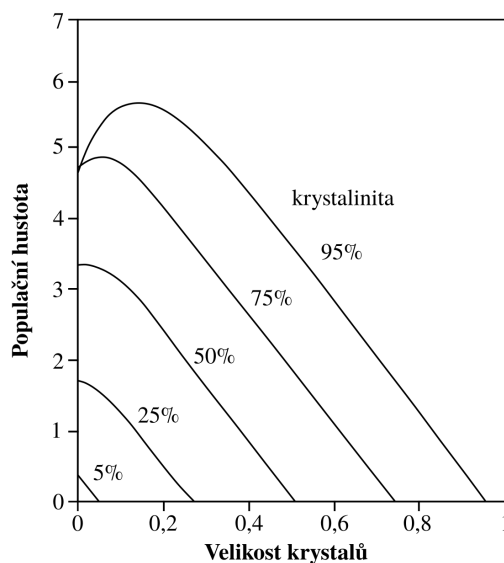
3.2.3 Vlivy krystalizačního prostředí

Uzavřený systém Krystalizace v uzavřeném systému má omezené množství taveniny, ale zároveň ani nepřichází o vzniklé krystaly. Proto v ideálním případě všechna nuklea dorostou do krystalů a distribuce velikostí zrn (CSD) pak má zcela lineární průběh tvořící přímku s konstantním sklonem, která se s postupem krystalizace (a času) posouvá do vyšších hodnot, viz obr.3.6. Lineární průběh CSD však může narušit nárůst krystalinity projevující se poklesem objemu taveniny v systému, což je přímý efekt uzavřenosti systému. Nedostatkem taveniny při

krystalinitě kolem 50% klesá produkce nových krystalizačních zárodků, jelikož nukleace probíhá pouze v tavenině, což se pak projeví v populaci krystalů (viz obr.3.7). V případě, že si systém dlouho udržuje svou teplotu (tj. chladne pomalu), dochází ke statickému zrání procesem difúze. V uzavřeném systému se též může vyskytovat frakcionace, ale pouze zapříčiněná gravitační diferenciací.



Obrázek 3.6: Teoretický průběh CSD uzavřeného systému s přímočarou krystalizací, n je populační hustota, L je velikost zrna, převzato z Marsh (1998)



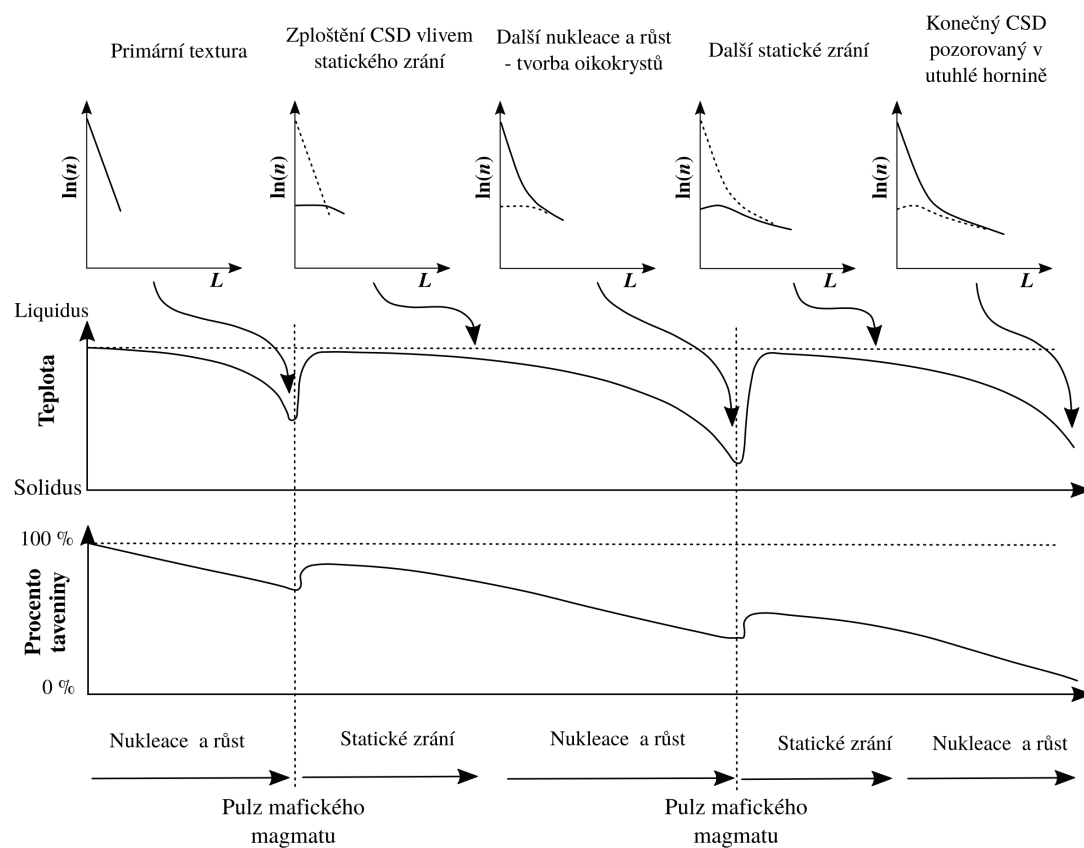
Obrázek 3.7: Teoretický průběh CSD uzavřeného systému s poklesem objemu existující taveniny, n je populační hustota, L je velikost zrna, převzato z Marsh (1998)

Otevřený systém Otevřené systémy mají mnohem více komplikovaný vývoj krystalizace, může zde probíhat statické zrání, resorbce, i frakcionace způsobené kombinací chemickofyzikálních vlivů. Do původního magmatu se může například procesy minglingu a mixingu vmísit magma odlišného složení, což zapříčiní narušení krystalizačního ekvilibria. Na základě toho pak může dojít k resorbci určité

fáze a krystalizaci fáze jiné; nebo může docházet ke změně složení minerálů s pokračující krystalizací, což se projeví jejich zonalitou.

Zonalita vzniká, když krystalizační systém nebyl v každém okamžiku v rovnováze, a odlišným složením vznikajícího minerálu se dorovnávají právě tyto rozdíly v ekvilibriu. Typicky se zonalita projevuje zejména na živcových vyrostlicích, danou tematikou se například zabývá Slaby a kol. (2008, 2011) a Perugini a kol. (2005).

Komplexní historii magmatu se také hůře interpretuje průběh CSD, křivku mohlo modifikovat více procesů, které hráli roli ve formování daného vzorku. Na obr.3.8 je znázorněn hypotetický průběh CSD při periodickém přísunu nového magmatu do krystalizujícího systému.



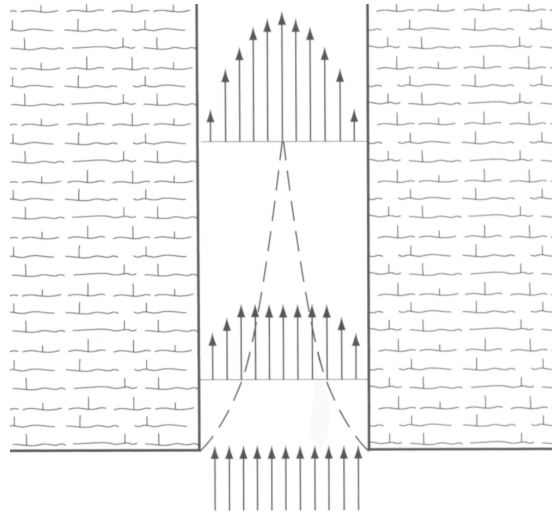
Obrázek 3.8: Schéma možného průběh CSD pro příklad otevřeného systému, n je populační hustota, L je velikost zrna, převzato z Higgins a Roberge (2003)

3.3 Texturní vývoj žíly

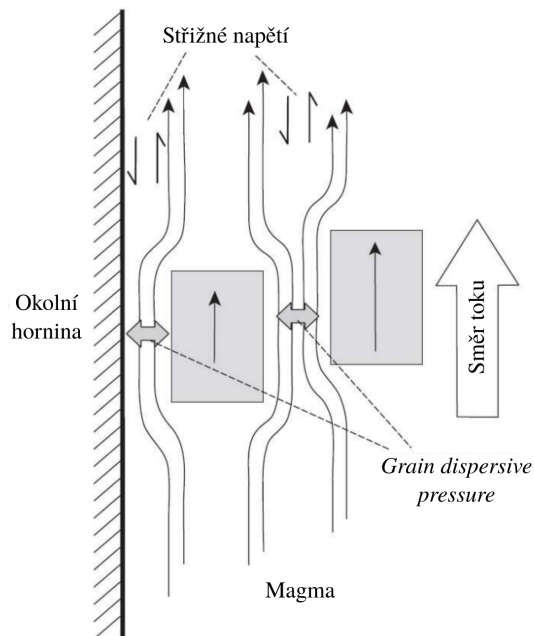
Obečným jevem pozorovaném u většiny porfyrových intruzí je výrazná hrubozrnná stavba vnitřku a jemnozrnnější až místy sklovité stavby okraje. Jemnozrnnost okraje je způsobena velkým rozdílem teplot mezi okolní horninou a samotným magmatem, jejímž výsledkem je prudké utuhnutí. Nárůst velikosti vyrostlic směrem do středu intruze je řízen zejména mechanicky tokovou diferenciací. Oproti tomu, zrnitost základní hmoty je řízena výhradně chladnutím, resp. termálním vývojem žíly. Zrnitostní profil vyrostlic jen termálním režimem ovlivněn pouze v případě, že vyrostlice stále pokračují v růstu i po finálním vmístění.

Při toku žílou se magma chová ve spektru mezi newtonovským tečením, kde tření roste lineárně s rychlostí toku, a binghamovským tečením, kde tření má nelineární vztah s rychlostí toku, a čelo toku se proto zplošťuje. Působením střížného napětí v toku magmatu se posouvají větší vyrostlice do středu toku, což vede k ustanovení parabolického rychlostního profilu napříč žílou (Philpotts a Ague, 2009). Jinými slovy, každá strana vyrostlice je obtékána jinou rychlostí (na straně směrem do středu žíly je rychlost větší) a vyrostlice jsou podtlakem posouvány do středu. Další působící síla ovlivňující vytřídění vyrostlic v toku je "tlak oddalující zrna" (*grain dispersive pressure*), který působí mezi sousedícími vyrostlicemi, případně mezi vyrostlicí a stěnou žíly (Komar, 1972). Tento tlak jednotlivé vyrostlice oddaluje a narůstá směrem ke stěně intruze, proto se vyrostlice koncentrují do středu toku, kde je tato síla minimální a tok více uniformní (Winter, 2013).

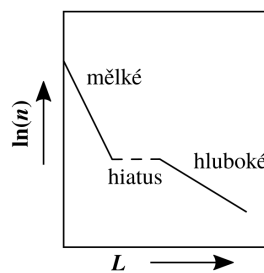
Typická porfyrická stavba žilných hornin je způsobena přítomností dvou generací vyrostlic. První generace tvořená velkými vyrostlicemi vznikla krystalizací v magmatickém krbu, z kterého pak byla spolu s taveninou vmístěna do žilných těles, kde tavenina dále pokračovala v nukleaci a utvořila se druhá generace vyrostlic, které jsou podstatně menší a rostly in-situ. Takovou to situaci znázorňuje obr.3.11, kde CSD zachycuje první průběh krystalizace v hlubokém prostředí a druhý průběh v prostředí mělkém.



Obrázek 3.9: Tok měnící se z binghamovské na newtonovskou kapalinu, převzato z Philpotts a Ague (2009)



Obrázek 3.10: Interakce vyrostlic při toku žílou, převzato z Winter (2013)



Obrázek 3.11: Teoretický průběh CSD dvouetapové krystalizace, n je populační hustota, L je velikost zrna, převzato z Marsh (1998).

4. Metodika

4.1 Petrografické metody

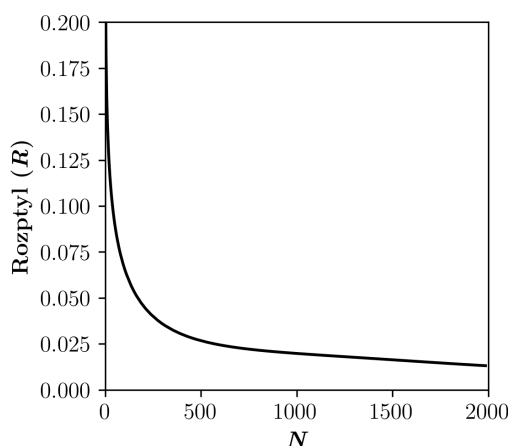
Z vybraných vzorků z Benešova nad Černou a z Helfenburku byly vyhotoveny horninové výbrusy, které byly následně pozorovány optickým polarizačním mikroskopem. Celkem byly použity tři mikroskopy: polarizační mikroskop Nikon Eclipse LV100POL na PřF UK v Praze, polarizační mikroskop Olympus BX51 v laboratoři URGA, s.r.o. v Olomouci, a optický mikroskop Olympus CX40 s přidanými polarizátory v Jihočeském muzeu v Českých Budějovicích.

4.2 Texturní analýzy

Plochy horninových řezů byly digitalizované na stolním skeneru v rozlišení 600 DPI. Následně byla digitalizovaná zrna ručně konturována v běžném obrazovém softwaru pomocí grafického tabletu. Obrazová data byla nejprve zpracována v převzatém kódu z Špillar a Dolejš (2014), jehož výstupem byly parametry jednotlivých zrn (např. polohy středů, plochy, atd.). Tyto parametry pak byly následně zpracovávány ve vlastním kódu (jazyk R a Python), s výstupem hodnot krystalinity φ , shlukovacího indexu R , distribuce velikostí zrn (CSD) a charakteristické velikosti zrna L_{ch} , a grafu poměrů R/φ .

Při výpočtu shlukovacího indexu R byla použita Donnellyho empirická korekce (Donnelly, 1978), která provádí opravu na okraje plochy, tzv. *edge-effect*. Velikostí zrna L se ve výpočtech CSD rozumí nejdelší osa elipsoidu nejlépe fitovaného na danou vyrostlici nebo xenolit při datové analýze. Dále pro potřeby výpočtu CSD byla provedena normalizace populační hustoty n ; jelikož se jedná o veličinu 3D prostoru a data byla získána z 2D plochy řezu vzorku, byl nutný přepočítání z 2D prostoru na 3D prostor rozměrovou konverzí, která je pro účely porovnání jednotlivých vzorků mezi sebou dostačující. Na určení chybových úseček v grafu poměru R/φ byly použity výpočty rozptylu hodnot shlukovacího indexu podle D. A. Jerrama (viz obr.4.1), který stanovuje rozptyl v závislosti na populační velikosti náhodných bodů (Jerram a kol., 1996). Směrodatná odchylka pro

charakteristickou velikost zrna je kalkulována z reziduí po fitování.



Obrázek 4.1: Rozptyl hodnot R v závislosti na populační velikosti náhodných bodů N , hodnoty podle Jerram a kol. (1996)

4.3 Mikroanalytické metody

Na dvou porfyrových vzorcích z Helfenburku byly provedeny mikroanalýzy, které se soustředily zejména na zonálnost velkých živcových vyrostlic. Pro tyto účely byly vybrány vzorky H10 a H13.

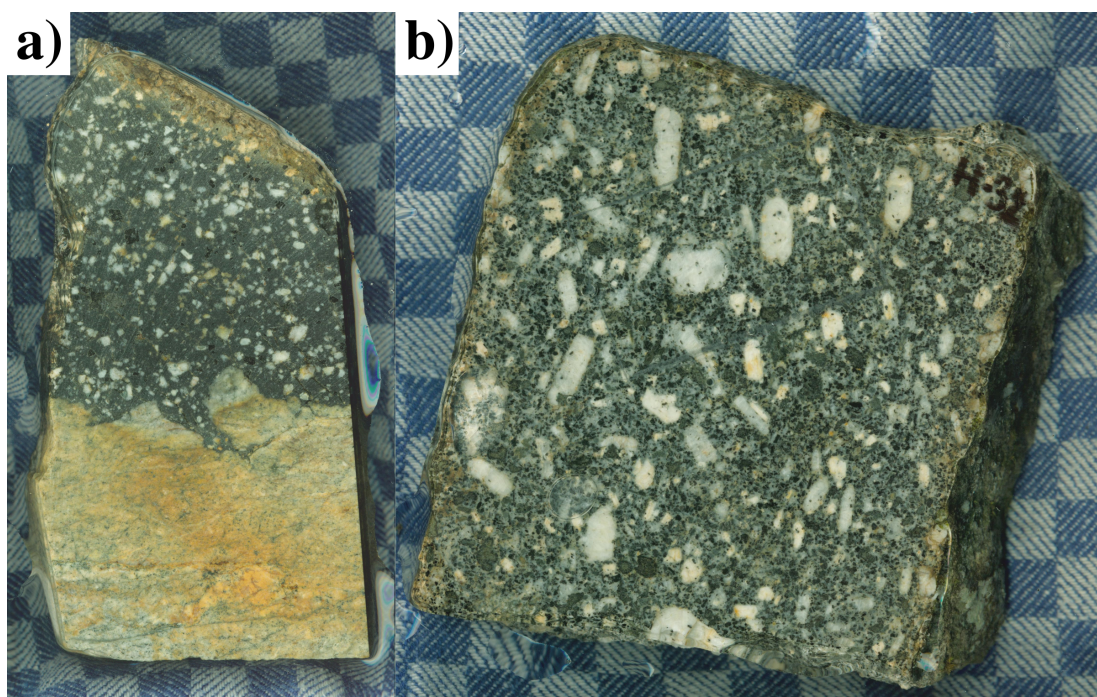
Vzorek H13 byl analyzován rastrovacím elektronovým mikroskopem značky TESCAN VEGA s elektronovým zdrojem v podobě žhaveného wolframového vlákna. Tento rastrovací el. mikroskop obsahuje detektory sekundárních elektronů (SE), zpětně odražených elektronů (BSE), katodové luminescence (CL), difrakce zpětně odražených elektronů (EBSD), a využívá energiově disperzní spektrometrii (EDS) ke stanovení kvantitativního i kvalitativního složení a zhotovení kompoziční mapy. Povrch vzorku byl před analýzami upraven napařeným uhlíkem a analýzy probíhaly při vysokém vakuu $< 9 \times 10^{-3}$ Pa a při urychlovacím napětí svazku 15 KeV. Vzorek byl prohlížen pomocí detektorů SE a BSE, poté EDS spektrometrem X-Max 50 Oxford Instruments. Pomocí EDS byla prováděna bodová analýza s proudem svazku 1,0 nA a kompoziční mapování zvolené živcové vyrostlice s proudem svazku 5,6 nA.

Vzorek H10 byl analyzován elektronovým mikroanalyzátozem JXA-8530F HyperProbe (JEOL) s detektory SE, BSE a CL, a spektrometri EDS a WDS (vlnově disperzní spektrometrie). Mikrosonda má v módu WDS k dispozici 5 analyzátozů s několika typy krystalů (TAP, PET, LIF), je možné si tedy vybrat vhodný analyzátoz k určení daných prvků a analyzovat několik prvků najednou, což urychluje čas celkové analýzy. WDS se také využívá ke kvantitativní i kvalitativní analýze složení a ke kompozičnímu mapování; je to vhodnější volba při analýze stopových prvků a některých kombinací prvků, jelikož dosahuje lepšího rozlišení spektra a není tolik náchylná k interferenci jako EDS; je však nevhodná pro nestabilní materiály, jelikož využívá vyšší proudy elektronového svazku. Vzorek H10 byl též povrchově upraven napařeným uhlíkem, analýzy byly prováděny v prostředí vysokého vakua $< 9 \times 10^{-4}$ Pa a urychlovací napětí svazku bylo opět 15 KeV. K pozorování vzorku byly využity detektory SE a BSE, dále byl vzorek analyzován bodovou analýzou EDS a WDS. Při WDS analýzách bylo zvoleno k analýze několik minerálů z matrixu a pás 15ti bodů napříč zonalitou velké živcové vyrostlice.

5. Výsledky

5.1 Petrografické metody

Oba studované žilné systémy jsou tvořené granitovým porfyrem, ale vykazují kontrastní textury 5.1. Porfyry z oblasti Benešova nad Černou typicky mají velmi jemnozrnnou až sklovitou matrix a oproti výskytu v okolí Helfenburku relativně malé vyrostlice. Porfyry z okolí Helfenburku mají v kontrastu hrubozrnnější matrix a velké vyrostlice.



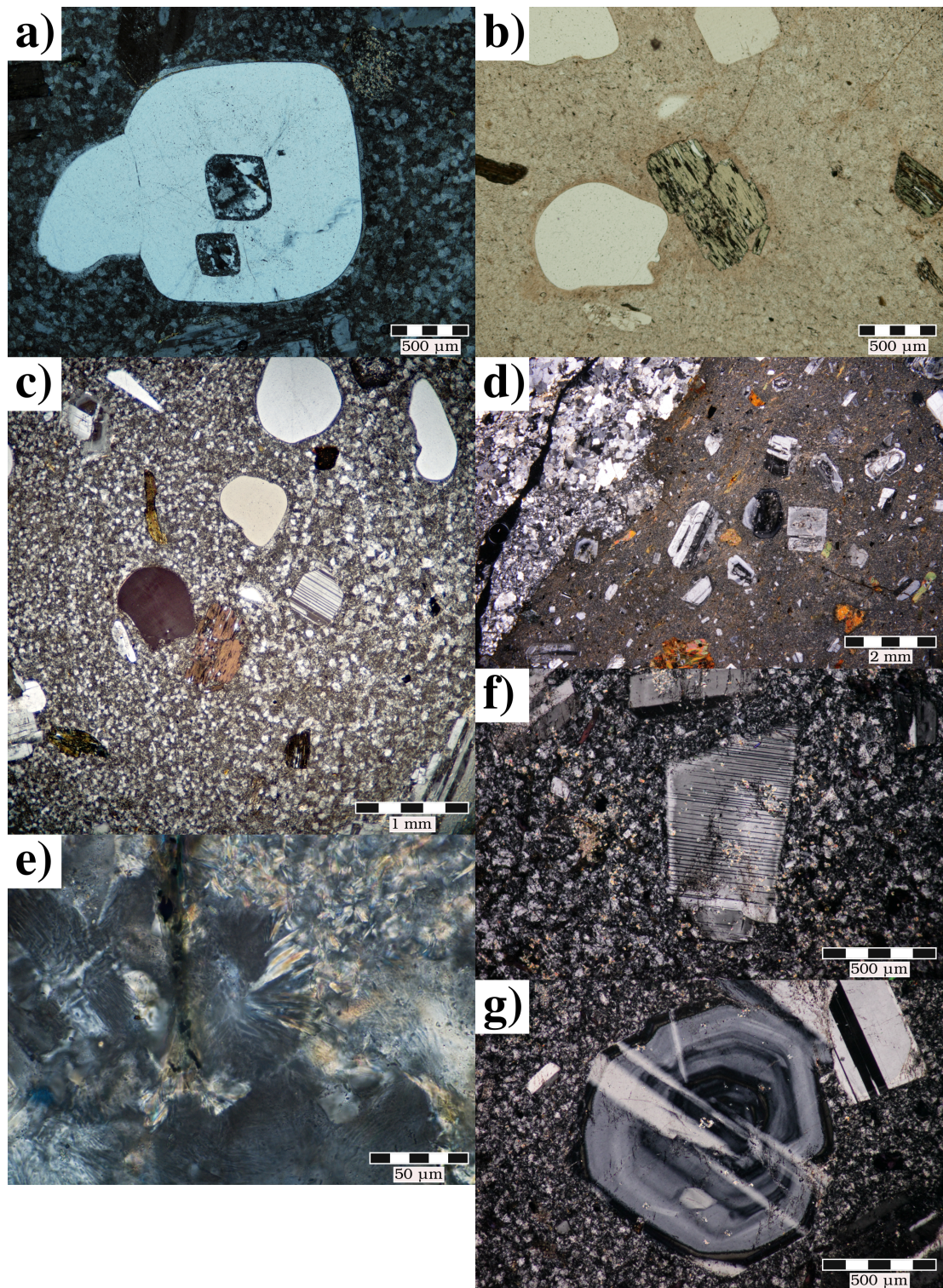
Obrázek 5.1: Kontrast textur a) vzorku B30 v kontaktu s migmatitem a b) vzorku H32 (jedna kostička = 1 cm).

Benešov nad Černou Vzorky z oblasti Benešova nad Černou jsou v petrografických výbrusech celkem stejnorodé. Téměř všechny přítomné minerály tvoří vyrostlice, vykazují známky magmatické koroze a jsou obklopeny extrémně jemnozrnnou základní hmotou. Na vyrostlicích křemene, a na některých živcích, je silně znatelná resorbce (viz obr.5.3a, b, c), což dokládá změnu fázových vztahů. Základní hmota obsahuje sferulity draselného živce (viz obr.5.3e); určené podle Gregerová a kol. (2002)), které jsou typické pro magmatické a vulkanické horniny tuhnoucí v rychlém režimu. Zrna biotitu obsažená ve vzorcích jsou všechna již

zcela chloritizovaná s odměšeninami illitu (viz obr.5.3b), a postrádají svůj krystalový tvar, který nejspíše neměla již během tuhnutí magmatu. Naprosto typické jsou morfologicky extrémně variabilní vyrostlice draselných živců a plagioklasů, na obr.5.3d si můžeme všimnout jejich zastoupení v jemnozrnné základní hmotě v porfyru u kontaktu s migmatitem. Další příklad vyrostlic živců je na obr.5.2 s komplikovanou srostlicí plagioklasu a obr.5.3g, kde se jedná o krystal s výraznou zonálností.

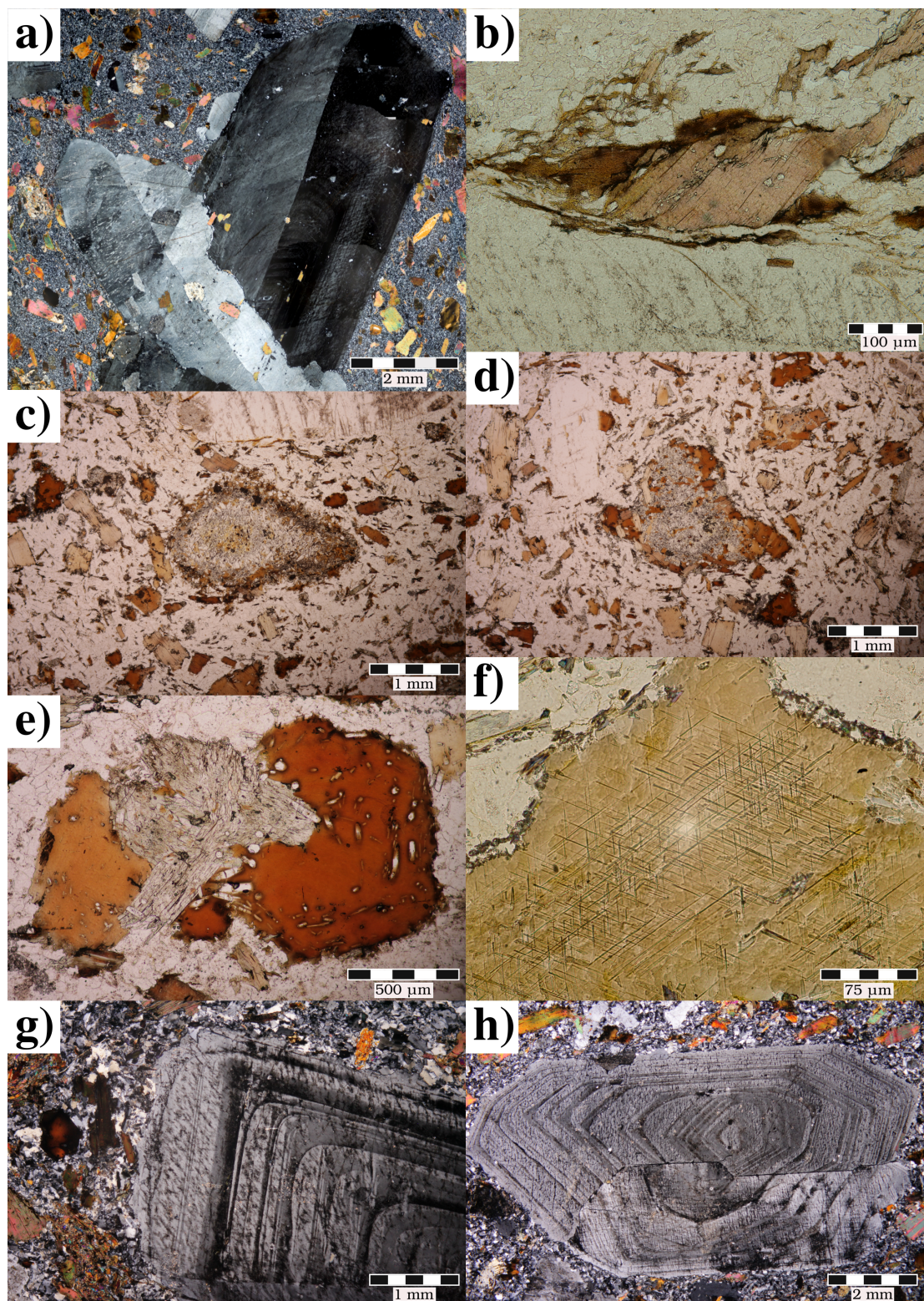


Obrázek 5.2: Srostlice plagioklasu (XN, vzorek C6).



Obrázek 5.3: a) Qtz (XN, vzorek B9); b) Qtz a Bi (IIN, vzorek B9); c) matrix (XN, vzorek B9); d) kontakt porfyru a migmatitu (XN, vzorek B30), e) sferulity Kfs (XN, vzorek A); f) Fs (XN, vzorek B31); g) Fs (XN, vzorek B31)

Helfenburk Petrografické výbrusy ukazují, že porfyry z okolí Helfenburku mají velmi zřetelné tokové stavby v základní hmotě. Oproti výbrusům z Benešova nad Černou mají podstatně více hrubozrnnou základní hmotu. Drobné minerály obtékají větší vyrostlice a někdy tvoří až smykové tvary (viz obr.5.4b), to by poukazovalo na pokračující tok magmatu z již pokročilým vykrystalizováním. Hojně se zde vyskytují i pohlčené drobné xenolity, nejspíš pocházející z rul v podloží. Tyto xenolity vykazují vlastní autonomii v mikroskopické textuře porfyrů: jsou zaoblené, též podléhají smykovým jevům v toku a většinou mají reakční lemu (viz obr.5.4c), což dosvědčuje delší interakci s magmatem. Vyskytují se i případy jako na obr.5.4d, kde na xenolit tvořený slídkami narůstá biotit pocházející z magmatu. Biotity zde mají dost komplikovanou stavbu v hojném množství, což nejspíše přispívá ke zvýšenému obsahu K_2O a tmavšímu vzhledu porfyru. Nachází se zde jednak v podobě shluků jehliček, jež reprezentují biotity pocházející z pohlčených xenolitů; tak i s čistějším polem a typickým šestibokým půdorysem, což jsou nejspíše naopak biotity krystalizující z magmatu (viz obr.5.4e). Předpokládané magmatické biotity zde často obsahují inkluze apatitů a zirkonů, způsobující pleochroismus; také se zde nalezne občasný výskyt sagenitových jehliček prorůstající krystal biotitu (viz obr.5.4f). Další typický rys pro helfenburské vzorky jsou výrazně zonální fenokrysty draselného živce (viz obr.5.4a, h). Zonálnost je tvořena světlejšími pásy čistého ortoklasu, a tmavšími pásy obsahující pertitické odmíšeniny albitu (viz obr.5.4g).



Obrázek 5.4: a) Kfs (XN, vzorek H3); b) Bi (IIN, vzorek H13); c) Bi (IIN, vzorek H30); d) Bi (IIN, vzorek H30); e) Bi (IIN, vzorek H32); f) Bi (IIN, vzorek H19); g) Kfs (XN, vzorek H31); h) Kfs (XN, vzorek H32)

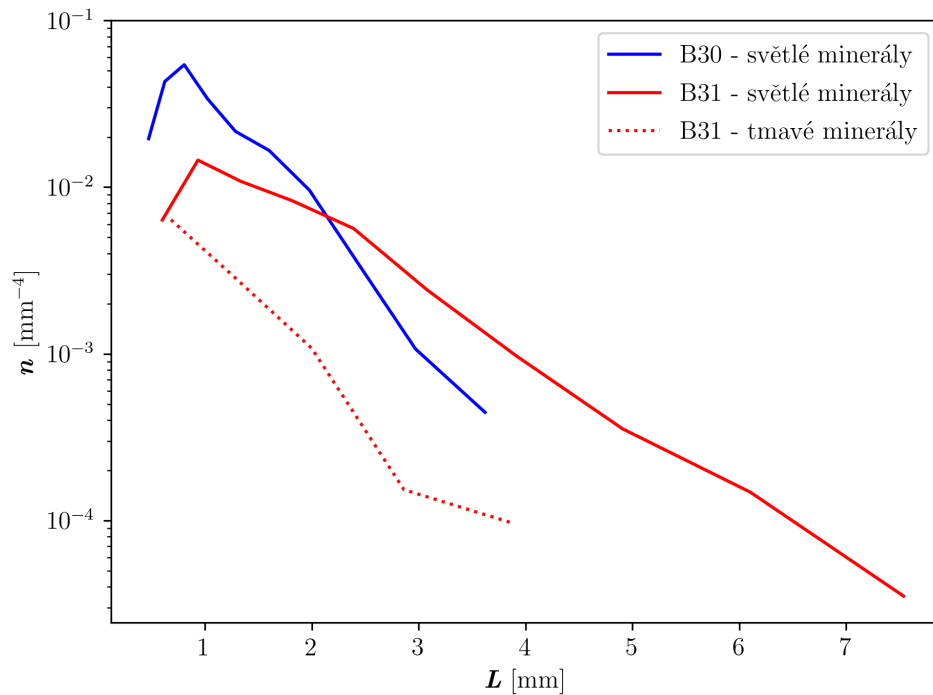
5.2 Texturní analýzy

Texturní data pro Benešov nad Černou jsou rozdělena na světlé minerály (SM), které reprezentují vyrostlice živce a křemene, a tmavé minerály (TM) představující zejména biotit. Data pro Helfenburk reprezentují fázi draselného živce (Kfs) a fázi xenolitů (Xn). Pro preciznější interpretaci texturních dat byly následně ještě vytvořeny grafy poměru R/L_{ch} a poměru φ/L_{ch} .

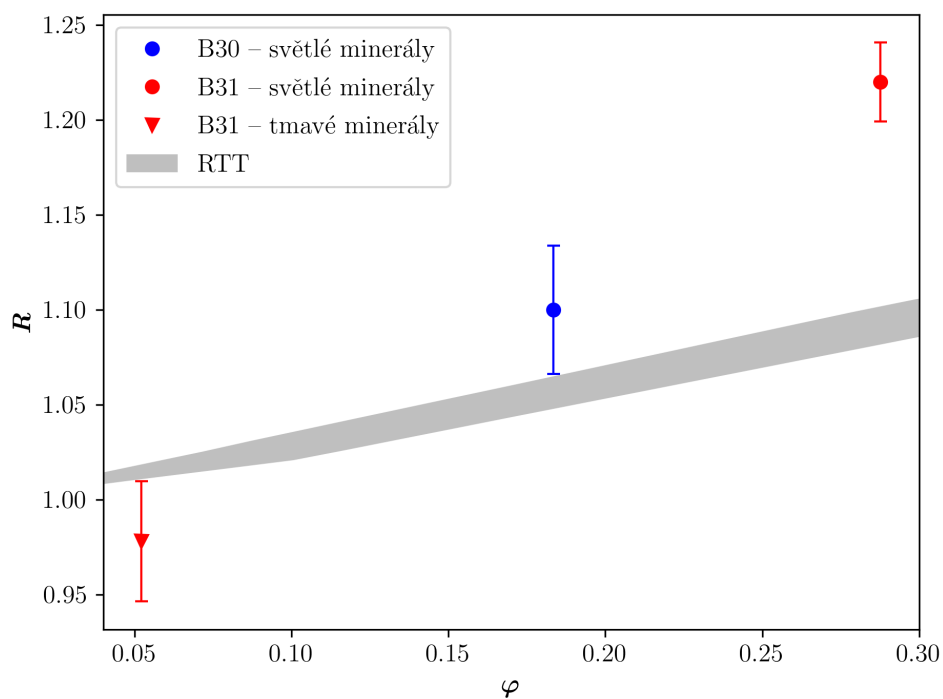
Benešov nad Černou Získaná texturní data vzorků porfyru z oblasti Benešova nad Černou jsou uvedené v tab.5.1. Křivky CSD na obr.5.5 mají v podstatné části lineární charakter, až na konkávnost levého konce u světlých minerálů obou vzorků, což dokládá ztrátu populace malých zrn. V grafu poměru R/φ (viz obr.5.6) se světlé minerály nachází mírně nad polem náhodného rozmístění (RTT) a jejich posloupnost sleduje vývoj taveniny o počáteční krystalinitě 15 %. Světlé minerály vzorku B31 mají téměř dvojnásobnou hodnotu L_{ch} a mírně vyšší R než ve vzorku B30, vzorek B31 je tedy více uspořádaný, tj. reprezentuje větší kumulát. V grafu poměru R/φ světlé minerály vzorku B31 uhybají z RTT a v porovnání s pozicí vzorku B30 vykazuje větší míru vytrídění. Křivka CSD světlých minerálů vzorku B31 je oproti B30 zploštělejší, což dále dokládá mladší stupeň ve vývoji magmatu s větší krystalinitou. Tmavé minerály vzorku B31 mají relativně strmý charakter průběhu křivky CSD, to nejspíše poukazuje na jejich urychlenou krystalizaci. V grafu poměru R/φ se nachází pod polem RTT a mají tedy shluklé uspořádání.

Tabulka 5.1: Přehled texturních dat porfyřů z Benešova nad Černou (S = studovaná plocha, N počet zrn, φ = krystalinita, R = shlukovací index, $v(R)$ = rozptyl, L_{ch} = charakteristická velikost zrna, $\sigma(L_{ch})$ = směrodatná odchylka, SM = světlé minerály, TM = tmavé minerály).

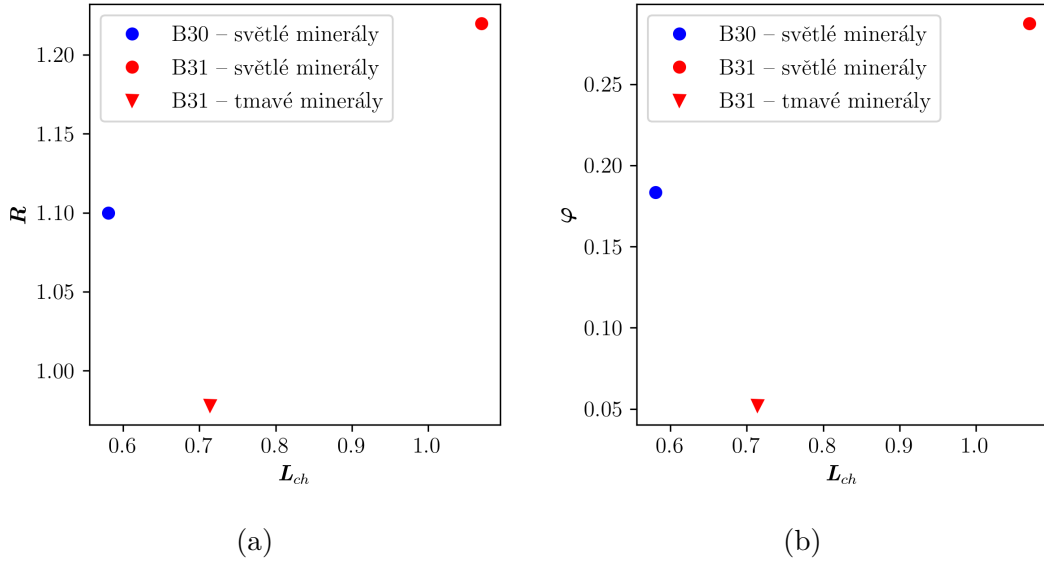
Vzorek – fáze	S [cm ²]	N	φ	R	$v(R)$	L_{ch} [mm]	$\sigma(L_{ch})$
B30 – SM	23	329	0,183	1,100	0,034	0,580	0,022
B31 – SM	103	887	0,288	1,220	0,021	1,070	0,026
B31 – TM	103	370	0,052	0,978	0,032	0,714	0,085



Obrázek 5.5: Distribuce velikostí zrn (CSD), n je populační hustota, L je velikost zrna)



Obrázek 5.6: R je index shluknutí, φ je krystalinita a RTT je *Random Texture Trend*

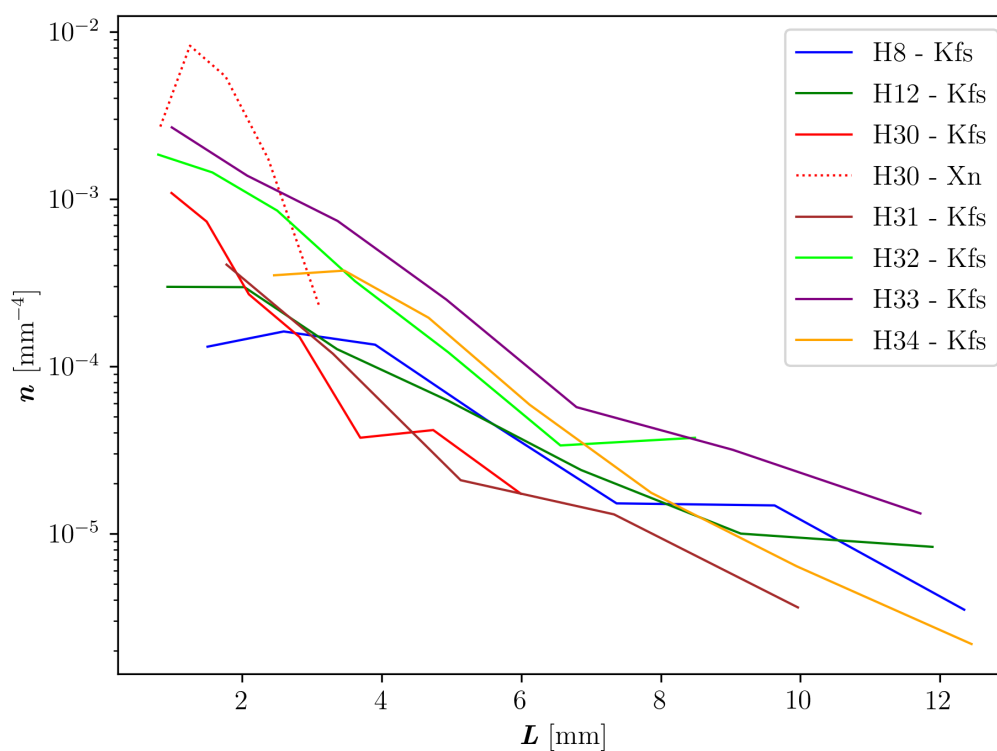


Obrázek 5.7: R je index shluknutí, φ je krystalinita a L_{ch} je charakteristický velikost zrna

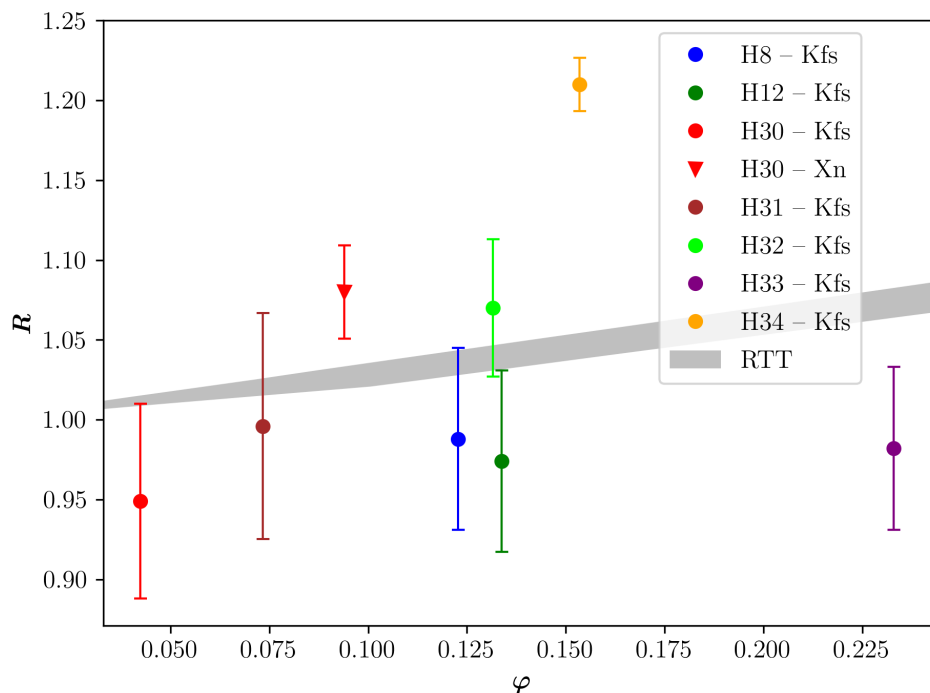
Helfenburk Texturní data porfyrových vzorků z okolí Helfenburku jsou uvedené v tab.5.2. Trendy CSD jsou téměř lineární až do konce, což znamená, že jsou reprezentativní pro všechny velikosti zrn ve vzorcích. U některých vzorků je lehce konkávní levý okraj křivky CSD. Graf poměru R/φ (viz obr.5.9) nemá výrazný trend a vzorky se pohybují v blízkosti náhodného uspořádání (RTT). Výjimkou jsou vzorky H30 a H34, které představují hraniční body seskupení. Vzorek H30 pochází s předpokládaného okraje intruze, čemuž napovídá i jeho strmý trend CSD. Ve vzorcích je pětinašobná změna charakteristické velikosti L_{ch} , ale není zde velké rozpětí v φ . Graf poměru R/L_{ch} nemá žádný trend, jedná se tedy o náhodné rozmístění v in-situ. Naopak graf Φ/L_{char} dokazuje slabý trend značící postupný krystalizační proces.

Tabulka 5.2: Přehled texturních dat porfyrů z Helfenburku (S = studovaná plocha, N počet zrn, φ = krystalinita, R = shlukovací index, $v(R)$ = rozptyl, L_{ch} = charakteristická velikost zrna, $\sigma(L_{ch})$ = směrodatná odchylka, Kfs = draselné živce, Xn = xenolity).

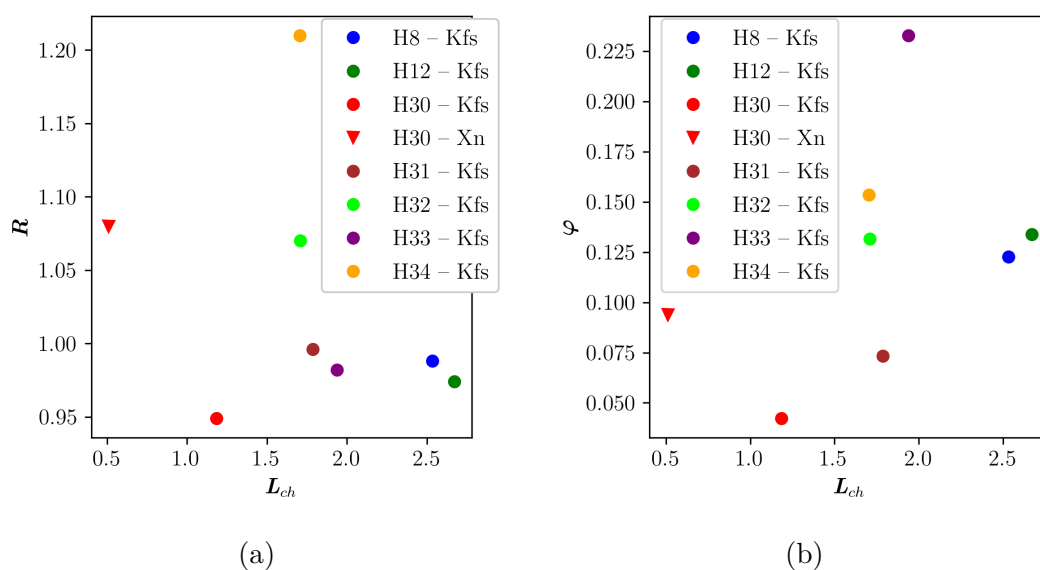
Vzorek – fáze	S [cm ²]	N	φ	R	$v(R)$	L_{ch} [mm]	$\sigma(L_{ch})$
H8 – Kfs	169	134	0,123	0,988	0,057	2,534	0,275
H12 – Kfs	122	135	0,134	0,974	0,057	2,672	0,343
H30 – Kfs	92	118	0,042	0,949	0,061	1,185	0,145
H30 – Xn	92	423	0,094	1,080	0,029	0,509	0,078
H31 – Kfs	91	87	0,073	0,996	0,071	1,787	0,239
H32 – Kfs	81	220	0,132	1,070	0,043	1,708	0,187
H33 – Kfs	47	164	0,233	0,982	0,051	1,938	0,149
H34 – Kfs	1222	1441	0,154	1,210	0,017	1,704	0,103



Obrázek 5.8: Distribuce velikostí zrn (CSD), n je populační hustota, L je velikost zrna



Obrázek 5.9: R je index shluknutí, φ je krystalinita a RTT je *Random Texture Trend*

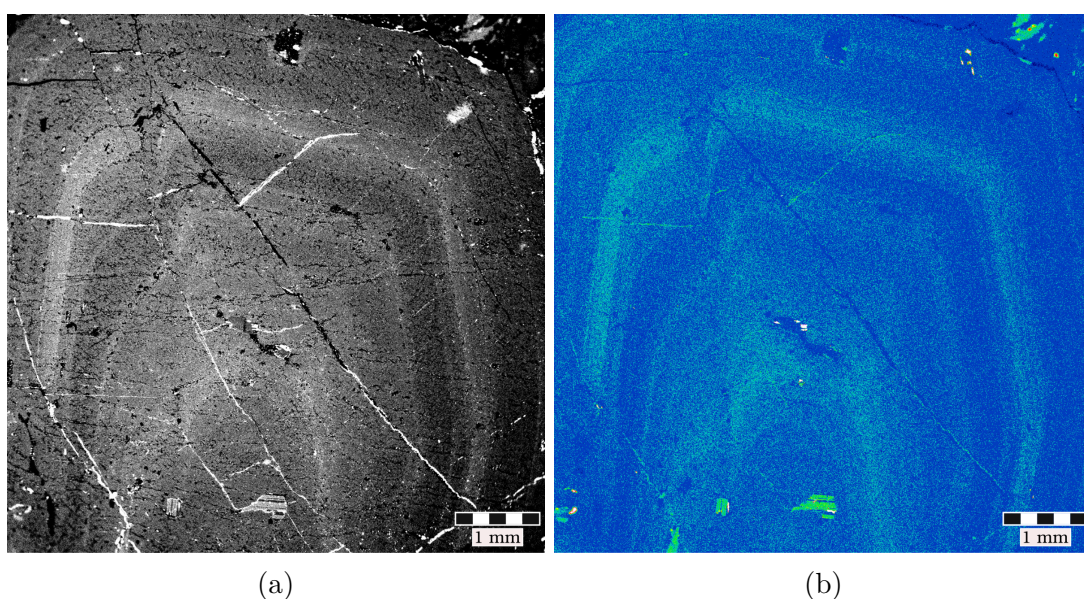


Obrázek 5.10: R je index shluknutí, φ je krystalinita a L_{ch} je charakteristický velikost zrna

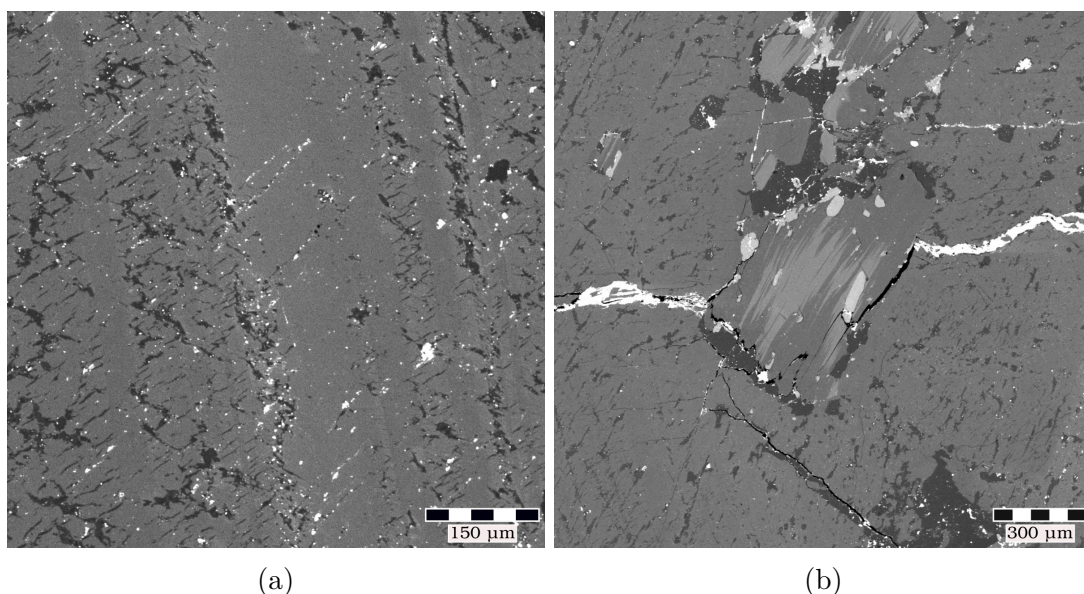
5.3 Mikroanalytické metody

Na základě pozorované komplexní zonality vyrostlic draselného živce, která se zdá být typická pro porfyry z Helfenburku, byly vybrány dva vzorky na podrobnější analýzu mikroanalytickými metodami.

Na vzorku H13 byla analyzována vyrostlice draselného živce a její zonalita; na obr.5.11 je zhotovená kompoziční mapa, kde zonalita obzvláště vyniká v obsahu Ba. Linie bodových analýz vedena od středu po okraj vyrostlice potvrdila, že se jedná převážně o ortoklas (viz obr.5.14a a obr.5.15a). Světlé pásy zonality v BSE jsou tvořené téměř 100% ortoklasovou komponentou, a tmavé pásy obsahují pertitické odmíšeniny albitu (viz detail zonality na obr.5.12a). Dále také byly pozorovány minerály tvořící matrix porfyrové horniny, mezi větší objekty patřily drobné živce a biotity. Chloritizovaný biotit je znázorněn na obr.5.12b v BSE, přičemž světlé inkluze v biotitu jsou tvořené apatitem.

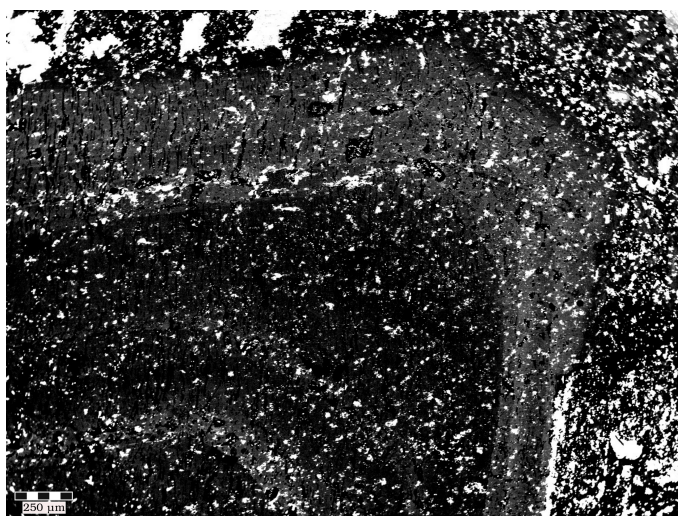


Obrázek 5.11: Kfs vyrostlice ve vzorku H13: a) v BSE, b) kompoziční mapa obsahu Ba - modročerné oblasti mají nejnižší obsahy.

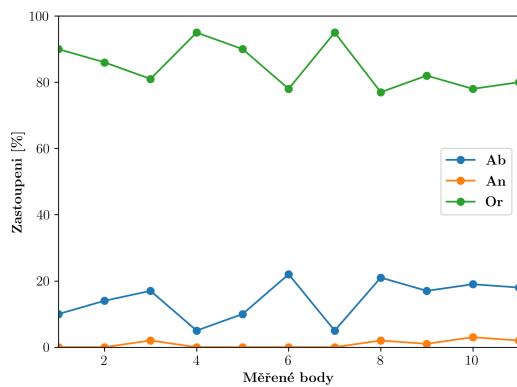


Obrázek 5.12: Vzorek H13: a) Detail zonality Kfs vyrostlice v BSE, b) částečně chloritizovaný biotit s apatity v BSE.

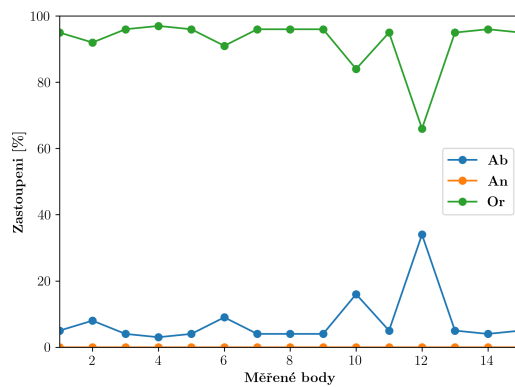
Na vzorku H10 též proběhla analýza zonální Kfs vyrostlice, složení jednotlivých bodů od středu k okraji je uvedeno v obr.5.14b. Opakuje se zde podobný trend jako na vzorku H13, kde tmavší pásy v BSE obsahují inkluze téměř čistého albitu a světlé pásy v BSE jsou tvořené téměř čistým ortoklasem (viz obr.5.13). Při velkém zvětšení je znatelné odlišné složení odmíšenin i v SE, lze vidět drobné tmavé proužky, což jsou odmíšeniny albitu, tvořící pertit na poli ortoklasové vyrostlice. Drobnější vyrostlice živců v matrixu mají plagiassového složení s až 40% komponentou anortitu, jejich složení je porovnáno na obr.5.15b se složením velké ortoklasové vyrostlice.



Obrázek 5.13: Detail zonality živcové vyrostlice v BSE (vzorek H10).

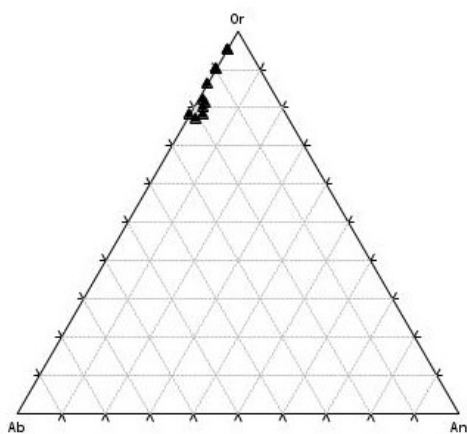


(a) H13

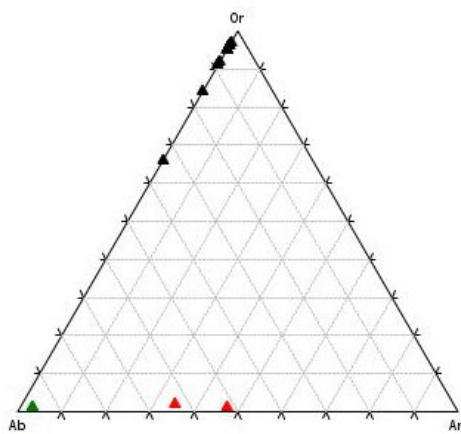


(b) H10

Obrázek 5.14: Složení zonální Kfs vyrostlice ve vzorku H13 a H10



(a) H13



(b) H10

Obrázek 5.15: Složení zonální Kfs vyrostlice ve vzorku H13 a H10.

6. Diskuze výsledků

Žilný roj granitového porfyru v oblasti Benešova nad Černou pravděpodobně reprezentuje různé etapy komplexnějšího vývoje magmatického krbu, které byly dávkovány do žilních těles. Vzorek B31 nejspíše reprezentuje mladší etapu vývoje magmatického krbu, má zploštělejší průběh CSD a o polovinu větší krystalinitu značící posloupnost vývoje, v kterém B30 reprezentuje krystalizaci blízko in-situ a B31 vznik z rezidua po odchodu taveniny (Špillar a Dolejš, 2015). Podle pozice tmavých minerálů (hlavně Bi) v grafu R/φ a jejich trendu CSD ve srovnání se světlými minerály (Qtz, Kfs) pravděpodobně nejprve došlo k nabohacení vyrostlicemi Kfs a pak až ke krystalizaci biotitu z taveniny, tj. biotit vznikl do již částečně vykrystalizované taveniny, možná okolo 50% krystalinity, což by ho řadilo jako výrazně uspořádaný. Tuto úvahu podporuje pozorování z mikroskopických výbrusů, kde biotit nemá dominantní stavbu. Zjištění podle Scaillet a kol. (1995) dovoluje biotitu krystalizovat až po křemeni a draselném živci za předpokladu, že magma má nižší obsah vody. Konkávnost levé strany CSD trendů svědčí o ztrátě populace malých zrn, s ohledem na pozorování výrazné magmatické koroze vyrostlic v petrografických výbrusech, lze usuzovat, že je způsobena procesem resorbce při dekompresi, malá zrna jsou tímto procesem znevýhodněná, z důvodu náročnosti jejich povrchové energie jsou při postupujícím procesu resorbce upřednostňována, což vede k jejich vymizení z populace zrn Best (2002). Podle linie trendu B30 a B31 vzhledem k RTT lze uvažovat o vývoji z magmatického krbu s počínající 15% krystalinitou, který dávkoval jednotlivé žíly v průběhu stupních vykrystalizovanosti svého vývoje. V tomto případě by B30 mohl představovat stupeň přibližně 18% vykrystalizovanosti a B31 přibližně 28% stupeň vykrystalizovanosti. Jednotlivé stupně vývoje by mohly představovat různou polohu zdroje v rámci magmatického krbu, nebo časový odstup tvorby kumulátu při dně krb. Oba případy by mohly zapříčinit remobilizaci kumulátů, což by podporovalo pozorované trendy v grafech poměrů R/φ a v grafech s L_{ch} .

Intruze porfyrů z okolí Helfenburku z ohledem na shlukování vzorků v grafu poměru R/φ v blízkosti RTT a absenci trendu v grafu R/L_{ch} a pouze slabým

trendem v R/L_{ch} pravděpodobně dokládají krystalizace blízké in-situ, se zdrojem v homogenním krbu. Ve vzorcích je pětinašobná změna charakteristické velikosti L_{ch} , ale není zde velké rozpětí v φ , což vylučuje možnost, že nárůst velikosti zrna je způsobené zráním. Ve vývoji magmatu musel probíhat homogenizační proces, zabráňující kompakci a statickému zrání. H33 má nejvyšší hodnoty φ což může znamenat nejpokročilejší krystalizaci v rámci relativně homogenní populaci vzorků, lze uvažovat, že reprezentuje možný střed žíly. V grafech poměru R/φ představují H30 a H34 hraniční body seskupení, což může naznačovat určitou míru vývoje magmatu v žíle, například slabou tokovou diferenciaci. Na základě mikroanalytických pozorování oba zkoumané vzorky poukazují na totožný vývoj živcových vyrostlic v magmatu, umístění porfyrové intruze bylo tedy pravděpodobně poměrně rychlé, jelikož se její složení jeví takto stejnoměrně. Zonalita velkých ortoklasových vyrostlic dokládá poměrně proměnnou krystalizaci, při které se střídala tvorba čistého ortoklasu s tvorbou pertitického ortoklasu, to může značit fluktuaci teploty a složení magmatu během vývoje živcových vyrostlic v magmatickém krbu.

7. Závěr

V této práci byl zkoumán texturní a petrografický záznam dvou kontrastních žilných systémů felsického složení. Oba výskyty porfyrů vypovídají o pulzech v magmatických krbech, podle pozorovaných magmaticky korodovaných okrajů vyrostlic a vnitřních resorbčních ploch v zonalitách draselného živce, a na základě mírné konkávnosti levého konce trendů CSD. Také pravděpodobně oba značí progresivní in-situ krystalizaci podle přítomných trendů v grafu poměru R/φ . V případě porfyru z oblasti Benešova nad Černou je i náznak vývoje mechanickými procesy nebo zachycení vzorkování remobilizovaných kumulátů v rámci magmatického krbu. Oproti tomu porfyr z okolí Helfenburku reprezentuje zdroj v krbu, který byl homogenní po celou dobu svého vývoje, a poukazuje pouze na velmi slabou tokovou diferenciaci.

Seznam použité literatury

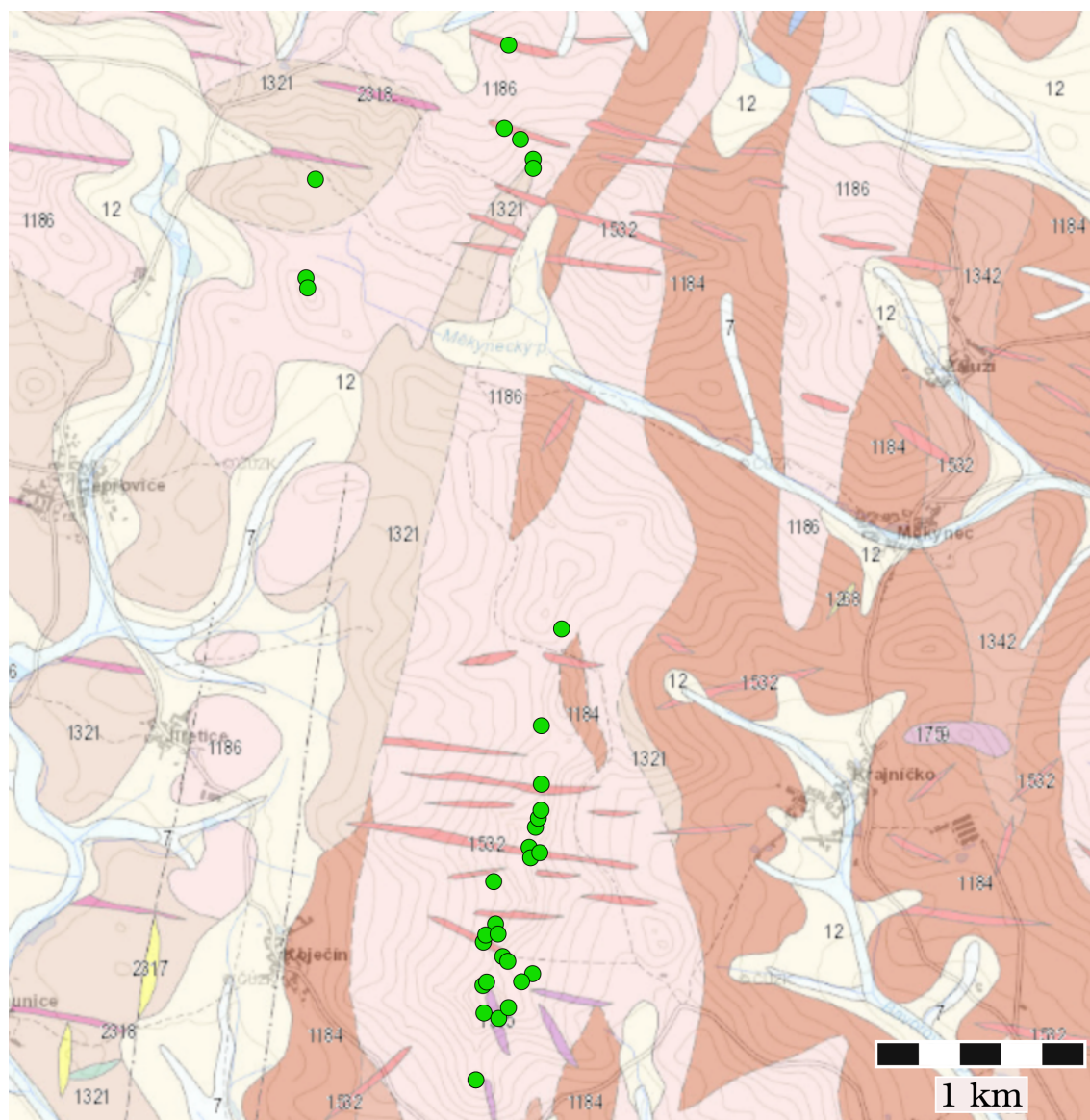
- BEST, M. (2002). *Igneous and Metamorphic Petrology*. Wiley. ISBN 9781405105880.
- BRŠLICOVÁ, E. (2016). *Subvulkanické intruze v Jižních Čechách: Studie okolí Benešova nad Černou a Helfenburku*. (Středoškolská odborná činnost).
- CLARK, P. J. a EVANS, F. C. (1954). Distance to nearest neighbor as a measure of spatial relationships in populations. *Ecology*, **35**(4), 445–453.
- DONNELLY, K. (1978). Simulation to determine the variance and edge-effect of total nearest neighbour distance. *Simulation methods in archeology*.
- GREGEROVÁ, M., FOJT, B. a VÁVRA, V. (2002). *Mikroskopie horninotvorných a technických minerálů*. Moravské zemské muzeum, Brno, 1 edition. ISBN 80-7028-195-2.
- HIGGINS, M. (2011). Textural coarsening in igneous rocks. *International Geology Review*, **53**, 354–376.
- HIGGINS, M. D. a CHANDRASEKHARAM, D. (2007). Nature of Sub-volcanic Magma Chambers, Deccan Province, India: Evidence from Quantitative Textural Analysis of Plagioclase Megacrysts in the Giant Plagioclase Basalts. *Journal of Petrology*, **48**(5), 885–900. ISSN 0022-3530.
- HIGGINS, M. D. a ROBERGE, J. (2003). Crystal Size Distribution of Plagioclase and Amphibole from Soufrière Hills Volcano, Montserrat: Evidence for Dynamic Crystallization–Textural Coarsening Cycles. *Journal of Petrology*, **44**(8), 1401–1411. ISSN 0022-3530.
- HOLUB, F. V., VERNER, K. a SCHMITZ, M. D. (2011). Časové vztahy me-lagranitových porfyrů a durbachitických plutonů v jižních Čechách. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2011*, **2011**, 23.
- JERRAM, D. A., CHEADLE, M. J., HUNTER, R. H. a ELLIOTT, M. T. (1996). The spatial distribution of grains and crystals in rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **125**(1), 60–74.
- JERRAM, D. A., CHEADLE, M. J. a PHILPOTTS, A. R. (2003). Quantifying the Building Blocks of Igneous Rocks: Are Clustered Crystal Frameworks the Foundation? *Journal of Petrology*, **44**(11), 2033–2051. ISSN 0022-3530.

- KOMAR, P. D. (1972). Mechanical Interactions of Phenocrysts and Flow Differentiation of Igneous Dikes and Sills. *GSA Bulletin*, **83**(4), 973–988. ISSN 0016-7606.
- KRETZ, R. (1966). Grain-size distribution for certain metamorphic minerals in relation to nucleation and growth. *The Journal of Geology*, **74**(2), 147–173.
- LASAGA, A. C. (2014). *Kinetic Theory in the Earth Sciences*. Princeton University Press. ISBN 9781400864874.
- MARSH, B. (1988). Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 277–291.
- MARSH, B. D. (1998). On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems. *Journal of Petrology*, **39**(4), 553–599. ISSN 0022-3530.
- MARSH, B. D. (2007). Crystallization of Silicate Magmas Deciphered Using Crystal Size Distributions. *Journal of the American Ceramic Society*, **90**(3), 746–757.
- MOCK, A., JERRAM, D. A. a BREITKREUZ, C. (2003). Using Quantitative Textural Analysis to Understand the Emplacement of Shallow-Level Rhyolitic Laccoliths—a Case Study from the Halle Volcanic Complex, Germany. *Journal of Petrology*, **44**(5), 833–849. ISSN 0022-3530.
- PERUGINI, D., POLI, G. a VALENTINI, L. (2005). Strange attractors in plagioclase oscillatory zoning: petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **149**(4), 482–497.
- PHILPOTTS, A. R. a AGUE, J. J. (2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*. Cambridge University Press, 2 edition.
- RAJLICH, P. (2010). Naušův atlas hornin Prachaticka. *Jihočeský kraj, České Budějovice*.
- RANDOLPH, A. a LARSON, M. (1988). *Theory of Particulate Processes*. Academic Press, Inc., 2nd edition.
- SCAILLET, B., PICHAVANT, M. a JACQUES, R. (1995). Experimental Crystallization of Leucogranite Magmas. *Journal of Petrology*, **36**(3), 663–705. ISSN 0022-3530.
- SCHOVÁNEK, P. A KOL. (1977). *Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 (Bavorov 22-431)*. Ústřední ústav geologický, Praha.
- SIEBEL, W., HANN, H. P., SHANG, C. K., ROHRMÜLLER, J. a CHEN, F. (2006). Coeval late-Variscan emplacement of granitic rocks: an example from the Regensburg Forest, NE Bavaria. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen*, **183**(1), 13–26.
- SIMAKIN, A. a BINDEMAN, I. (2008). Evolution of crystal sizes in the series of dissolution and precipitation events in open magma systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177**(4), 997–1010.

- ŚLABY, E., GÖTZE, J., WÖRNER, G., SIMON, K., WRZALIK, R. a ŚMIGIELSKI, M. (2008). K-feldspar phenocrysts in microgranular magmatic enclaves: A cathodoluminescence and geochemical study of crystal growth as a marker of magma mingling dynamics. *Lithos*, **105**(1), 85–97. ISSN 0024-4937.
- ŚLABY, E., ŚMIGIELSKI, M., ŚMIGIELSKI, T., DOMONIK, A., SIMON, K. a KRONZ, A. (2011). Chaotic three-dimensional distribution of Ba, Rb, and Sr in feldspar megacrysts grown in an open magmatic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **162**(5), 909–927.
- ŠPILLAR, V. a DOLEJŠ, D. (2014). Kinetic model of nucleation and growth in silicate melts: Implications for igneous textures and their quantitative description. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **131**, 164–183. ISSN 0016-7037.
- ŠPILLAR, V. a DOLEJŠ, D. (2015). Melt extraction from crystal mushes: Numerical model of texture evolution and calibration of crystallinity-ordering relationships. *Lithos*, **239**, 19–32. ISSN 0024-4937.
- VRÁNA, S., SLABÝ, J. a BENDL, J. (2005). The Kaplice dyke swarm of biotite granodiorite porphyry and its relationship to the Freistadt granodiorite, Moldanubian Batholith. *Journal of The Czech Geological Society*, **50**, 9–17.
- WINTER, J. D. (2013). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology: Pearson New International Edition*. Pearson Education, 2 edition.
- YANG, Z.-F. (2012). Combining Quantitative Textural and Geochemical Studies to Understand the Solidification Processes of a Granite Porphyry: Shanggusi, East Qinling, China. *Journal of Petrology*, **53**(9), 1807–1835. ISSN 0022-3530.

A. Přílohy

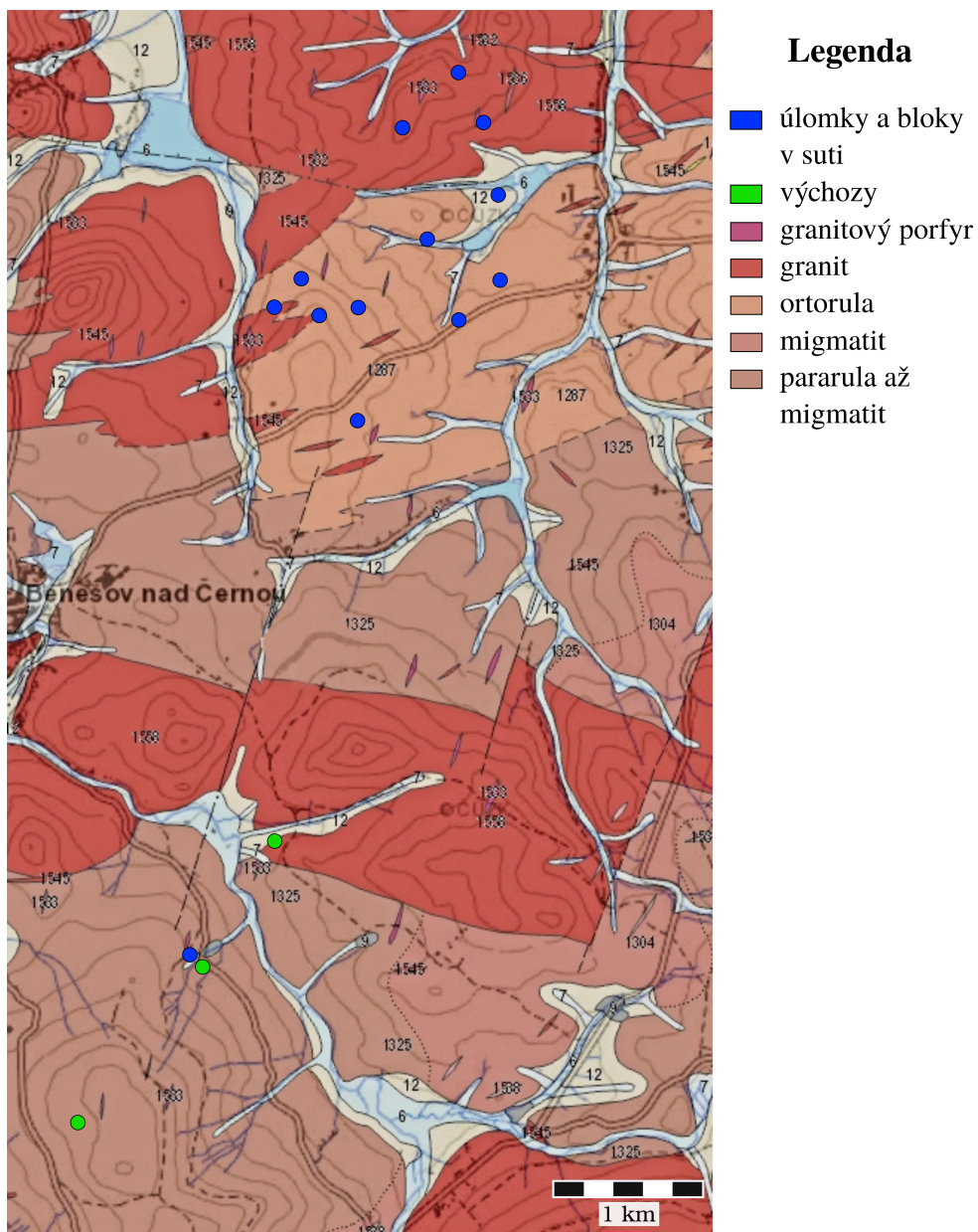
A.1 Geologické mapy



Legenda

 granitový porfyr	 rula
 migmatit	 pararula

Obrázek A.1: Geologická mapa oblasti Helfenburku u Bavorova v měřítku 1:50 000 (zelené body = výchozy porfyru); převzato z mapové aplikace ČGS dostupné z: http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=782200&x=1145900&r=3500&s=1&legselect=0 (20.03.2021).



Obrázek A.2: Geologická mapa oblasti Benešova nad Černou v měřítku 1:50 000 (zelené body = výchozy porfyrů, modré body = místa sběru suti porfyrů); převzato z mapové aplikace ČGS dostupné z: http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=748400&x=1194700&r=3500&s=1&legselect=0 (20.03.2021).

A.2 Přehled vzorků

Tabulka A.1: Přehled vzorků z oblasti Benešova nad Černou.

Vzorek	Souřadnice GPS	Typ	Výbrus	Texturní analýza
A	48°45'06"N 14°38'55"E	suť	krytý	-
B9	48°45'00"N 14°39'49"E	suť	krytý	-
B30	48°45'11"N 14°40'01"E	suť	leštěný	1 fáze
B31	48°43'04"N 14°39'13"E	výchoz	leštěný	2 fáze
C6	48°45'27"N 14°39'58"E	suť	krytý	-

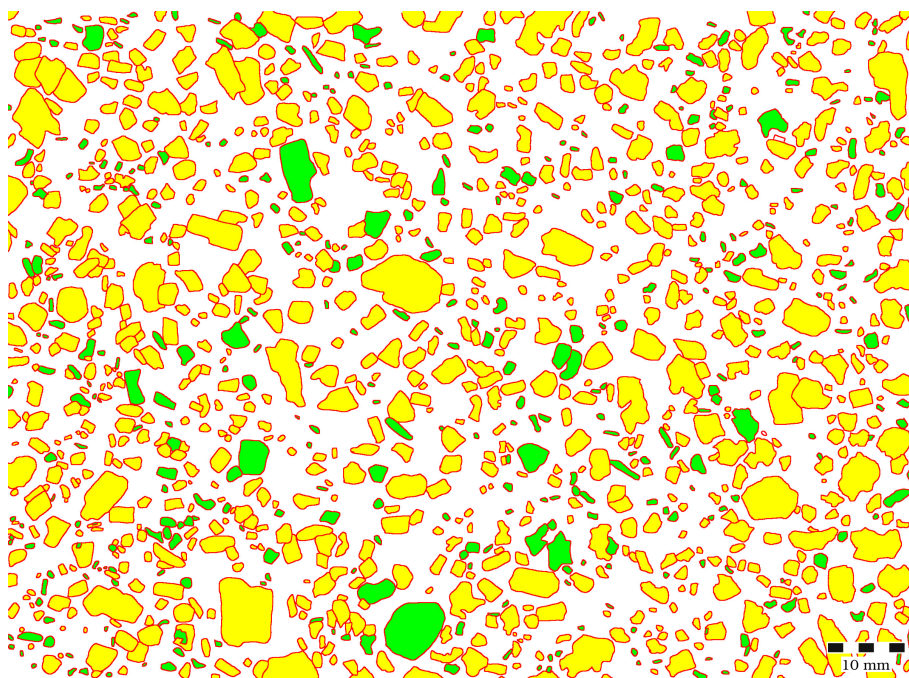
Tabulka A.2: Přehled vzorků z oblasti Helfenburku u Bavorova.

Vzorek	Souřadnice GPS	Typ	Výbrus	Texturní analýza
H3	49°08'14"N 14°00'26"E	blok	krytý	-
H8	49°08'13"N 14°00'24"E	výchoz	krytý	1 fáze
H10	49°08'16"N 14°00'25"E	výchoz	krytý	-
H12	49°08'12"N 14°00'24"E	výchoz	-	1 fáze
H13	49°08'14"N 14°00'26"E	blok	krytý	-
H19	49°08'09"N 14°00'27"E	blok	krytý	-
H30	49°08'08"N 14°00'26"E	výchoz	leštěný	2 fáze
H31	49°08'19"N 14°00'24"E	blok	leštěný	1 fáze
H32	49°08'19"N 14°00'23"E	blok	leštěný	1 fáze
H33	49°08'18"N 14°00'23"E	blok	-	1 fáze
H34	49°08'35"N 14°00'29"E	výchoz	-	1 fáze

A.3 Texturní mapy



Obrázek A.3: B30 (žlutá = světlé minerály)



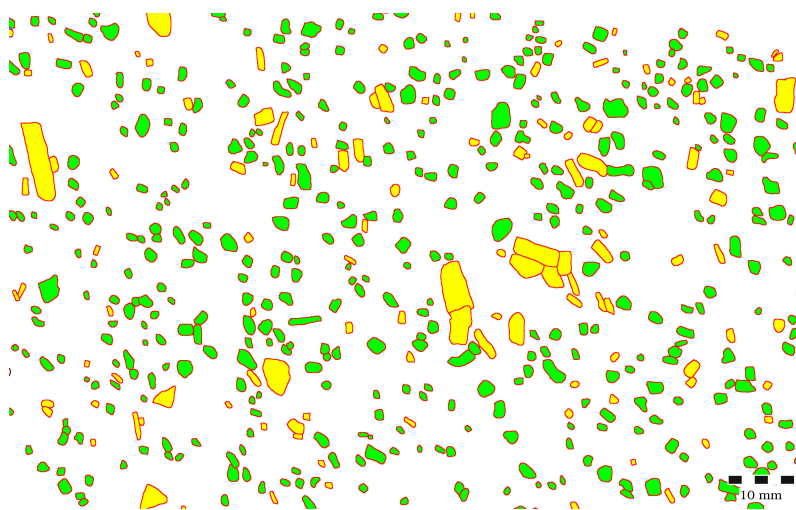
Obrázek A.4: B31 (žlutá = světlé minerály; zelená = tmavé minerály)



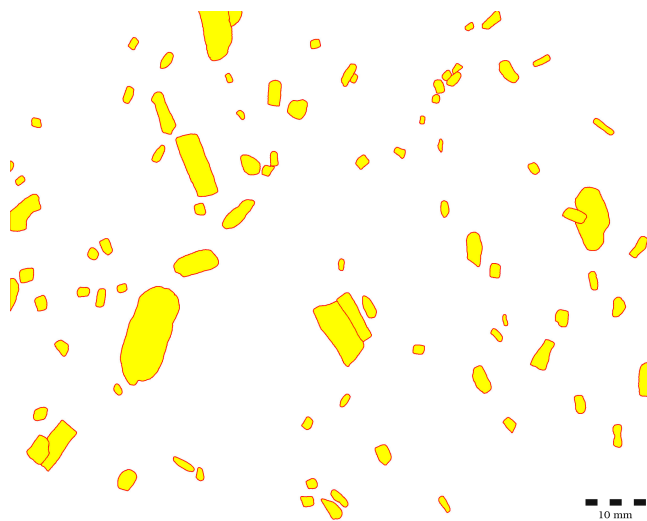
Obrázek A.5: H8 (žlutá = živce)



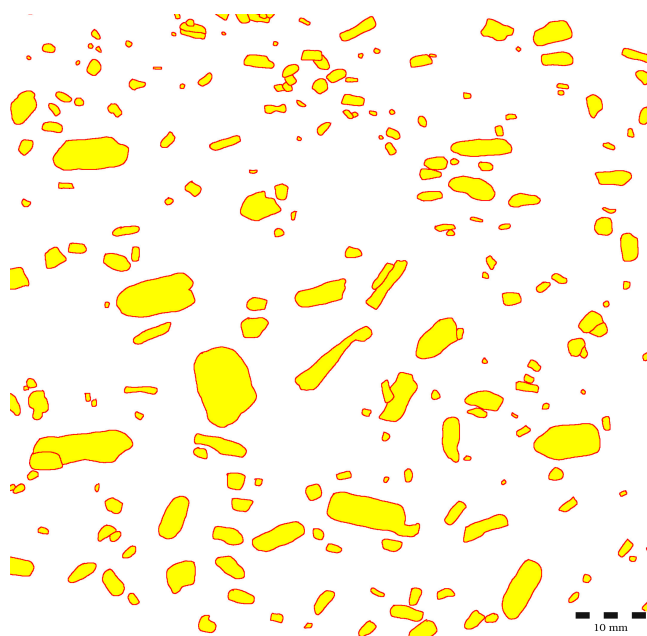
Obrázek A.6: H12 (žlutá = živce)



Obrázek A.7: H30 (žlutá = živce; zelená = xenolity)



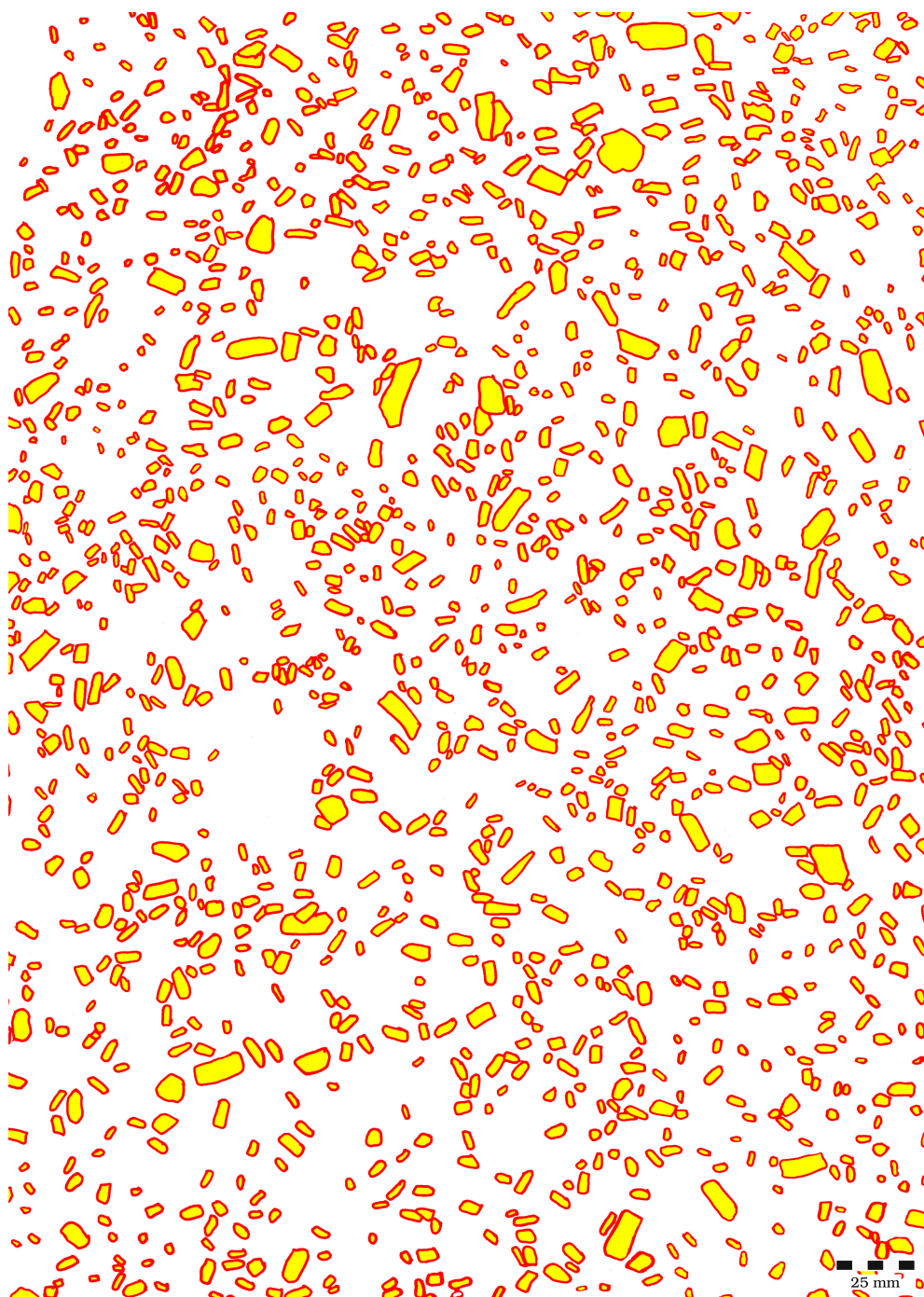
Obrázek A.8: H31 (žlutá = živce)



Obrázek A.9: H32 (žlutá = živce)

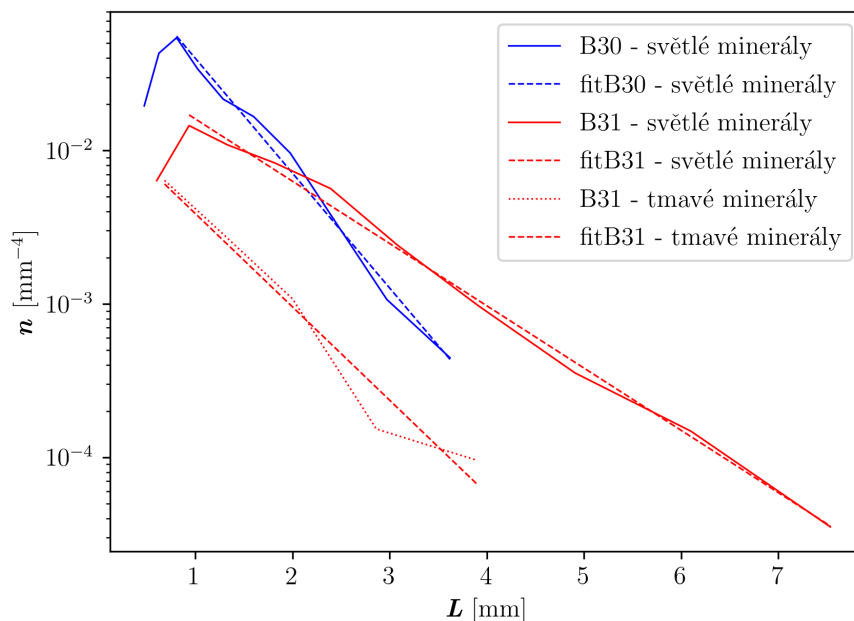


Obrázek A.10: H33 (žlutá = živce)

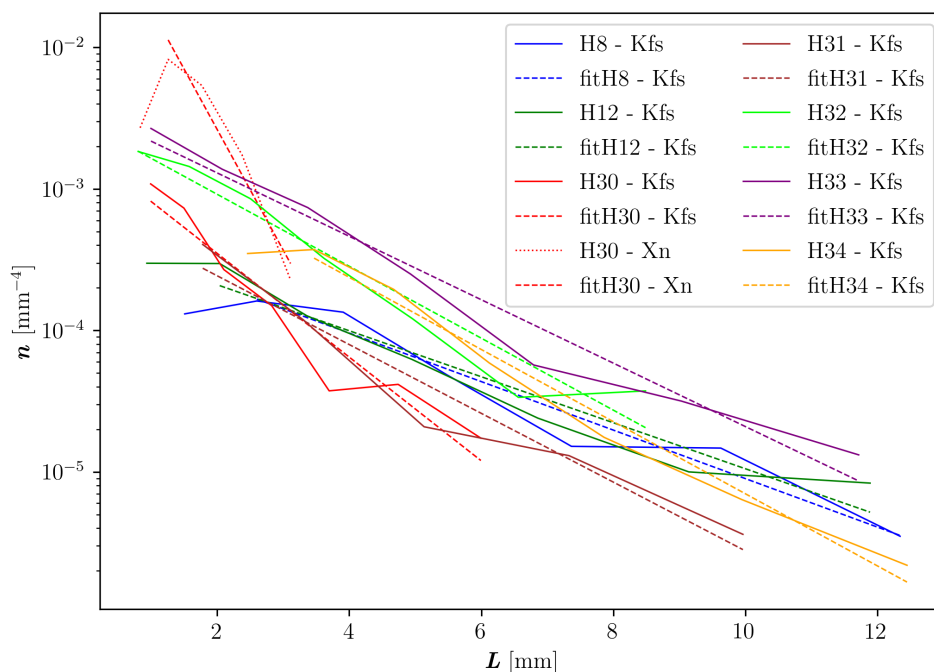


Obrázek A.11: H34 (žlutá = živce)

A.4 Doplnující grafy



Obrázek A.12: Fitování lineární části CSD na výpočet charakteristické velikosti zrna pro vzorky z Benešova nad Černou, n je populační hustota, L je velikost zrna.



Obrázek A.13: Fitování lineární části CSD na výpočet charakteristické velikosti zrna pro vzorky z Helfenburku, n je populační hustota, L je velikost zrna.