

UNIVERZITA KARLOVA

**PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA**

Studijní program: Geologie



**Bc. Tereza Zelinková**

**Vznik mafických granulitů v důsledku metamorfních a metasomatických procesů na kontaktu felsických a ultramafických litologií (granulitový masiv Dunkelsteiner Wald, Český masiv)**

Formation of mafic granulites as a result of metamorphic and metasomatic processes at the contact of felsic and ultramafic lithologies (Dunkelsteiner Wald granulite massif, Bohemian Massif)

**DIPLOMOVÁ PRÁCE**

Školitel: Mgr. Martin Racek, Ph. D.

Praha 2018

Prohlášení:

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 20.8.2018

.....

## Abstrakt

Granulitový masiv Dunkelsteiner Wald v Dolním Rakousku náleží do gföhlské jednotky moldanubika Českého masivu. Převládají v něm felsické granulity, ve kterých jsou místy přítomna tělesa granátických pyroxenitů a peridotitů. Na jejich kontaktu se vyskytují polohy mafických a intermediálních granulitů. Primární minerální asociaci mafických granulitů tvořil granát, klinopyroxen bohatý jadeitovou a Ca-Tschermack komponentou a kyanit a tyto horniny pravděpodobně představovaly Ca-bohatší variantu pyroxenitů. Současnou minerální asociaci tvoří granát, klinopyroxen, plagioklas a ortopyroxen. Akcesoricky je v horninách přítomen amfibol, spinel, rutil a ilmenit. V několika případech byla zdokumentována inkluze safíru v jádrech granátů v blízkosti kyanitových inkluzí. Dekomprese těchto hornin měla za následek vznik specifické symplektické textury v mafických granulitech vyznačující se plagioklasovými inkluzemi částečně či zcela uzavřenými v granátových porfyroblastech a to především na jejich okrajích a hrubozrnnými symplektity plagioklasu a pyroxenu v matrix. Možným vysvětlením vzniku této specifické textury v horninách na kontaktu s felsickým granulitem je infiltrace taveniny pocházející z felsické litologie, dokladem může být nabohacení okrajů plagioklasových zrn v matrix K komponentou. Na druhou stranu množství taveniny bylo zřejmě omezené, díky čemuž neproběhla dokonale reekvilibrace horniny. Zonalita granátu je charakterizována především difuzními změnami, v důsledku čehož jsou jejich lemy jsou nabohaceny Fe a Mg, ale ochuzeny Ca. Plagioklasová zrna sousedící s granáty jsou naopak na okrajích nabohacena Ca. Klinopyroxenová zrna v matrix obsahují lamely ortopyroxenu a mají zvýšený obsah Al a Na v jádrech, obsah těchto komponent směrem k okraji zrn klesá. V matrix se nacházejí agregáty plagioklasových zrn s vysokým obsahem Ca ( $An > 90\%$ ) v jejichž středu se vyskytují izolovaná zrnka Cr bohatého spinelu, která pravděpodobně představují relikty po kyanitech. Difuzní změny v granátech a klinopyroxenech jsou interpretovány jako následek dekomprese a nejsou ovlivněny přísunem komponent z felsických litologií. Původní minerální asociace mafických granulitů vznikala v eklogitové facii za tlaků přesahující 23-25 kbar a teplot 1000-1100 °C. Poté horniny prodělaly izotermální dekompresi do podmínek granulitové facie do tlaků 9-11 kbar. Hlavní minerální asociaci intermediálních granulitů tvoří granát, plagioklas, K-živec, křemen a ortopyroxen. Vrcholné P-T podmínky intermediálních granulitů dosahovaly 12-18 kbar a 830-1050 °C.. Minerální asociace v ekvilibrované matrix těchto hornin vznikala za 9-11 kbar a 900-950 °C..

## English Abstract

The Dunkelsteiner Wald granulite massif in Lower Austria belongs to the Gföhl unit of the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. Predominant rocks are felsic granulites which in some places contain garnet pyroxenites and peridotites. There are positions of mafic and intermediate granulites on their intersection. Primary mineral association of mafic granulites is garnet, clinopyroxene rich on Jd and Ca-Tschermack component and kyanite. These rocks probably represent Ca-richer variant of pyroxenites. Contemporary mineral association is made by garnet, clinopyroxene, plagioclase and orthopyroxene. Accessory there is amphibole, spinel, rutile and Ilmenite in the rocks. Sapphire inclusion in garnet cores close to kyanite inclusions has been observed in several cases. Decompression of these rocks creates specific symplectite textures in mafic granulites characterized by plagioclase inclusions. These inclusions are partly or fully surrounded by garnet porphyroblasts on their edges and coarse grain symplectics of plagioclase and pyroxene in matrix. A possible explanation of emergence of this specific texture in rocks on intersection with felsic granulite is an infiltration of melt from felsic lithology. Proof can be the enrichment of K component on edges of plagioclase grains. On the other hand, there was limited amount of melt causing unperfect rock equilibration. Garnet zonality is characterized mostly by diffuse changes causes Fe and Mg enrichment and Ca exhaustion on their rims. However, plagioclase grains with garnet neighbors are Ca enrichment on their rims. Clinopyroxene grains in matrix contain orthopyroxene lamellas and they have higher content of Al and Na in cores. Towards grain edges share of these components decline. There are aggregates of plagioclase grains with high content of Ca ( $An > 90\%$ ) in matrix. In their cores is possible to find isolated grains of Cr rich spinel which most probably represents kyanite relics. Diffusion changes in garnets and clinopyroxenes are interpreted as a result of decompression and they are not affected by supply of components from felsic lithologies. Original mineral association of mafic granulites was created in eclogite facies in pressures exceeding 23-25 kbar and temperatures 900 °C. Next, the rocks undergo isothermal decompression to conditions of granulite facies up to pressure 9-11 kbar. The main mineral association of intermediate granulites is made by garnet, plagioclase, K-feldspar, quartz and orthopyroxene. Peak PT conditions of intermediate granulites reaches 12-18 kbar and 830-1050 °C. Mineral association in equilibrated matrix of these rocks was formed in 900-950 °C and 9-11 kbar.

## **Poděkování**

Na prvním místě bych ráda poděkovala svému školiteli Mgr. Martinovi Rackovi, Ph. D. za jeho trpělivost při konzultacích, vstřícný přístup a odborné vedení v průběhu celého diplomového projektu. Dále bych chtěla poděkovat docentům Ondřejovi Lexovi a Petrovi Jeřábkovi za cenné komentáře ke studovaným horninám během terénního výjezdu za účelem odběru vzorků. Velké díky patří Mgr. Jakubovi Krylovi za pomoc při zpracování největších horninových vzorků za účelem zhotovení výbrusů.

Největší poděkování patří mé rodině, která mi byla vždy oporou a bez které bych se jen těžko dostala až sem.

# Obsah

1 Úvod.....	1
2 Geologie studované oblasti.....	3
2.1 Český masiv a evropské variscidy.....	3
2.2 Petrografické typy granulitů Českého masivu.....	4
2.2.1 Členění Českého masivu.....	5
1 Tepelsko-barrandienská jednotka.....	6
2 Sasko-durynská jednotka.....	7
3 Moravsko-slezská jednotka.....	8
4 Moldanubická jednotka.....	8
3 Výzkumná část.....	12
3.1 Metodika výzkumu.....	12
3.2 Lokality studovaných vzorků.....	13
3.3 Petrografický popis studovaných hornin.....	14
3.3.1 Felsické granulity.....	15
1 Chemické složení fází felsického granulitu (výbrus DS024).....	16
3.3.2 Intermediální granulity.....	17
1 Chemické složení minerálů intermediálních granulitů.....	19
3.3.3 Mafické granulity.....	20
1 Mafické granulity se spinelovými agregáty v plagioklasech uvnitř matrix (výbrusy DS025E, DS036B a DS140C).....	20
2 Mafické granulity se symplektity spinelů a plagioklasů v matrix (výbrusy DS073D, DS071A).....	23
3 Chemické složení fází mafických granulitů.....	25
3.3.4 Granátické pyroxenity (výbrusy DS025 a DS072C).....	33
1 Chemické složení minerálů granátických pyroxenitů.....	35
1. Zonalita prvků vzácných zemin v granátech a klinopyroxenech výbrusu DS025.....	42
3.3.5 Granátický peridotit (výbrus DS070C).....	44
1 Chemické složení granátů.....	44
3.4 Celkové chemické složení studovaných litologií.....	45
3.4.1 Chemická klasifikace studovaných litologií.....	45
3.4.2 Zastoupení hlavních prvků ve vybraných vzorcích.....	46
3.4.3 Distribuce stopových prvků a prvků vzácných zemin.....	47
3.5 P-T vývoj vybraných litologií.....	49
3.5.1 Mafický granulit (vzorek DS025E).....	50
3.5.2 Intermediální granulit (vzorek DS071B).....	51
3.5.3 Felsický granulit (vzorek DS024).....	52
4 Diskuse a závěr.....	59
5 Seznam použité literatury.....	61
6 Seznam zkratek.....	68
7 Přílohy.....	70

# 1 Úvod

Gföhlská jednotka moldanubika představuje spodní kontinentální kůru, které prodělala během variské orogeneze metamorfózu za vysokotlakých a vysokoteplotních podmínek a alespoň její část prošla subdukcí až na rozhraní svrchního pláště a poté následnou exhumací. Tato jednotka je charakterizována výskytem těles felsických granulitů o složení granitu, v rámci kterých se vyskytují i menší tělesa peridotitů a pyroxenitů. Tyto ultramafické litologie jsou interpretovány jako tektonicky vmístěné fragmenty svrchního pláště do hornin kontinentální kůry během subdukce (Brueckner & Medaris, 2000), či až po částečné exhumaci a během následného podsouvání granulitů pod svrchní desku (Kusbach et al., 2015). Poblíž kontaktu ultramafických těles s felsickými granulity bývají někdy přítomna menší tělesa mafických a intermediálních granulitů, jejichž vznik je většinou přisuzován pouze odlišnému magmatickému protolitu v porovnání s okolními felsickými granulity (Carswell, 1991; Petrakakis, 1997). V horninách Blanského lesa, který náleží stejně jako masiv Dunkelsteiner Wald do gföhlské jednotky moldanubika, byla ovšem popsána vzájemná vysokoteplotní interakce ultramafických litologií s felsickými granulity, která vedla k metasomatickým změnám na jejich kontaktu a lokálně ke vzniku intermediálních a mafických granulitů (Štípská et al., 2014a, 2014b).

Teplotně-tlakové podmínky, kterých dosáhly felsické granulity v rámci gföhlské jednotky, se pohybují přibližně okolo 850 °C a 20 kbar (Racek et al., 2006; (Tajčmanová et al., 2006); Štípská et al., 2008). zatímco mafické a intermediální granulity dosáhly teplot přibližně o 200 °C více při přibližně stejných tlacích (Cooke, 2000; Štípská & Powell, 2005a; Racek et al., 2008).

Diplomová práce se věnuje výzkumu mafických granulitů v granulitovém masivu Dunkelsteiner Wald nacházející se v Dolním Rakousku. Tyto granulity mají specifické mineralogické složení i texturu naznačující, že vznikly důsledkem vzájemné interakce chemicky kontrastních litologií za vysokých teplotních podmínek podobně jako mafické granulity Blanského lesa.

Cílem diplomové práce je charakterizace procesů souvisejících se vznikem těchto přechodných litologií a případně ověření hypotézy, zda tyto litologie v masivu Dunkelsteiner Wald vznikají díky metasomatickým a difuzním změnám na kontaktu chemicky kontrastních hornin a nejedná se pouze o odlišné protolity v porovnání s felsickými granulity. Dalším cílem je určení jejich teplotně tlakového vývoje na základě termodynamického modelování, které může pomoci objasnit podmínky, ve kterých došlo k jejich vzájemné interakci. Studium těchto hybridních hornin může vést k alternativním modelům jejich vzniku v porovnání s tradiční teorií, že jde pouze o produkty

metamorfózy odlišného protolitu, dále k identifikaci omezení použití pozorovaných minerálních asociací k interpretaci metamorfního vývoje podobných hybridních hornin.

Základem je studium minerální chemie a geochemie přítomných litologií a především textur přítomných v mafických granulitech, které mohou zaznamenávat nabohacení či ochuzení o komponenty v průběhu metasomatických změn.



## 2 Geologie studované oblasti

### 2.1 Český masiv a evropské variscidy

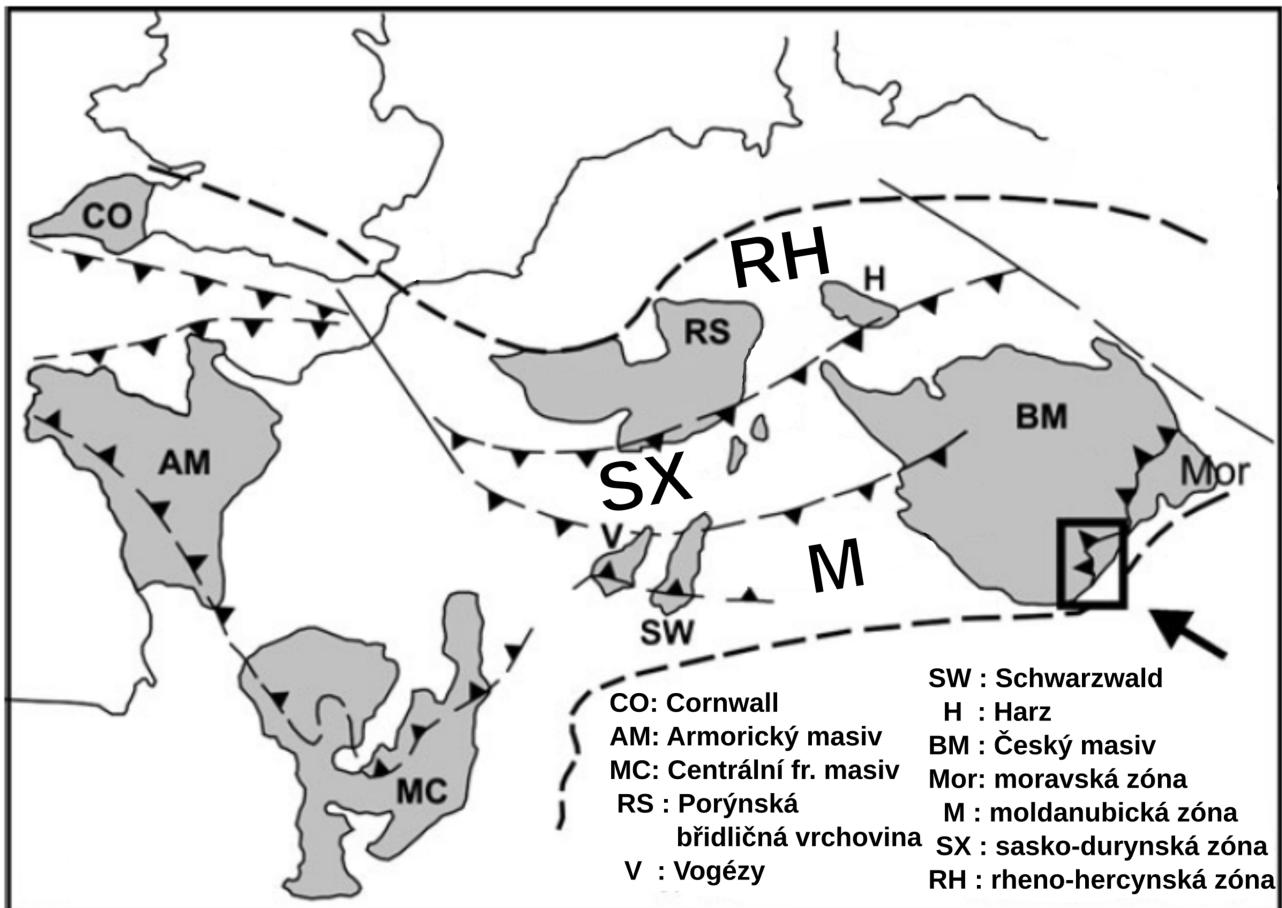
Český masiv je jedním ze zbývajících částí evropských variscid - horstva, které vzniklo postupnou kolizí jižního okraje kontinentu Laurussie se severním okrajem kontinentu Gondwany v době od středního devonu (cca 380 Ma) do svrchního karbonu (cca 300 Ma). Je tvořen několika oblastmi, které před nástupem variského vrásnění existovaly samostatně a až tato kontinentální kolize je spojila v jednotný celek. Variský orogén je tradičně členěn do podélných zón na základě rozdílného stáří hornin, jejich metamorfního a deformačního přepracování a charakterem magmatické aktivity. Od severu směrem na jih vystupují zóny rheno-hercynská, sasko-durynská a moldanubická. V těchto zónách se vyskytují granulitové masivy kromě území Českého masivu v oblastech Centrálního francouzského masivu, Schwarzwald, Vogézách a Armorického masivu. Základní členění evropských variscid je zobrazeno v obrázku níže (Obr. 1).

**Moldanubická zóna** je nejvnitřnější částí variského orogénu označovaná termínem centralidy. Pro tuto oblast je charakteristický vysoký stupeň metamorfního přepracování, inverze vnitřní metamorfni stavby a výskyty vysokotlakých a vysokoteplotních hornin včetně granulitů.

Pod moldanubickou zónou směrem na jih se nachází zóny astursko-cevenneská a kantabrijská, které dále přechází na jihu do alpinské předhlubně.

**Sasko-durynská zóna** se nachází mezi moldanubickou a rheno-hercynskou zónou. Stupeň metamorfního přepracování hornin je většinou nižší než v zóně moldanubické a hojně se zde vyskytují tělesa plutonitů. V Českém masivu byly zaznamenány výskyty diamatu a coesitu dokládající, že některé horniny vyskytující se v této zóně dosáhly podmínek vysokotlaké až ultravysokotlaké metamorfózy. Tvoří ji sever Českého masivu, jižší oblast pohoří Hartz a Cornwall, Ardenský les, Odenwald, Spessart a Ossa Morena.

**Rheno-hercynská zóna** tvoří okraj variscid a je označována termínem externidy. Na severním okraji je ohraničena variskou předhlubní. Je zde nízký stupeň metamorfózy a v rámci této zóny se vyskytují i oblasti bez metamorfního přepracování. Do této zóny se řadí pohoří Hartz, Rýnské břidličné pohoří, Brabantský masiv, Cornwall, jih Irska a jihoportugalská zóna.



Obr. 1: Základní členění evropských variscid se zvýrazněným územím Dolního Rakouska. Upraveno podle Friedl et al. 2011.

## 2.2 Petrografické typy granulitů Českého masivu

Na území Českého masivu převládají felsické, kyselé granulity tvořící četná tělesa o rozměrech až 20 x 15 km (Kotková, 2007). Na základě teplotně-tlakových podmínek jejich vzniku jsou děleny do dvou skupin: vysokotlakých až ultravysokotlakých a vysokoteplotních granulitů (O'Brien & Rötzler, 2003).

Oblasti v Českém masivu s výskytem granulitů jsou zobrazeny v obrázku níže (Obr. 2).

**Felsické granulity** jsou nejběžnějším typem granulitů Českého masivu. Jedná se o světlé, jemnozrné horniny, jejichž minerální asociaci tvoří kyanit (sillimanit), granát, křemen, draselný živec a sodný plagioklas. Přítomnými akcesorickými fázemi jsou apatit, rutil a zirkon. Tyto granulity mají většinou deformační stavby vyznačující se protaženými až stužkovitými křemeny, nestejnou zrnitostí a v některých případech rekrystalovanou živcovou základní hmotou, díky

čemuž mohou mít charakter až vysokoteplotních mylonitů (Racek et al., 2006; Tajčmanová et al., 2006; Kotková, 2007; Tajcmanova et al., 2010).

Díky vysokému obsahu K se felsické granulity Českého masivu řadí mezi vápenatoalkalické slabě peraluminické horniny. Obsah normativního plagioklasu je  $An > 10$  (Kotková, 2007). Chemické složení těchto hornin a jejich normativní obsah křemene, alkalického živce a plagioklasu odpovídá leukokrátním granitům. Mají nízký obsah vody, což odkazuje na suché prostředí jejich formace v oblastech střední kůry (Kotková & Harley, 1999).

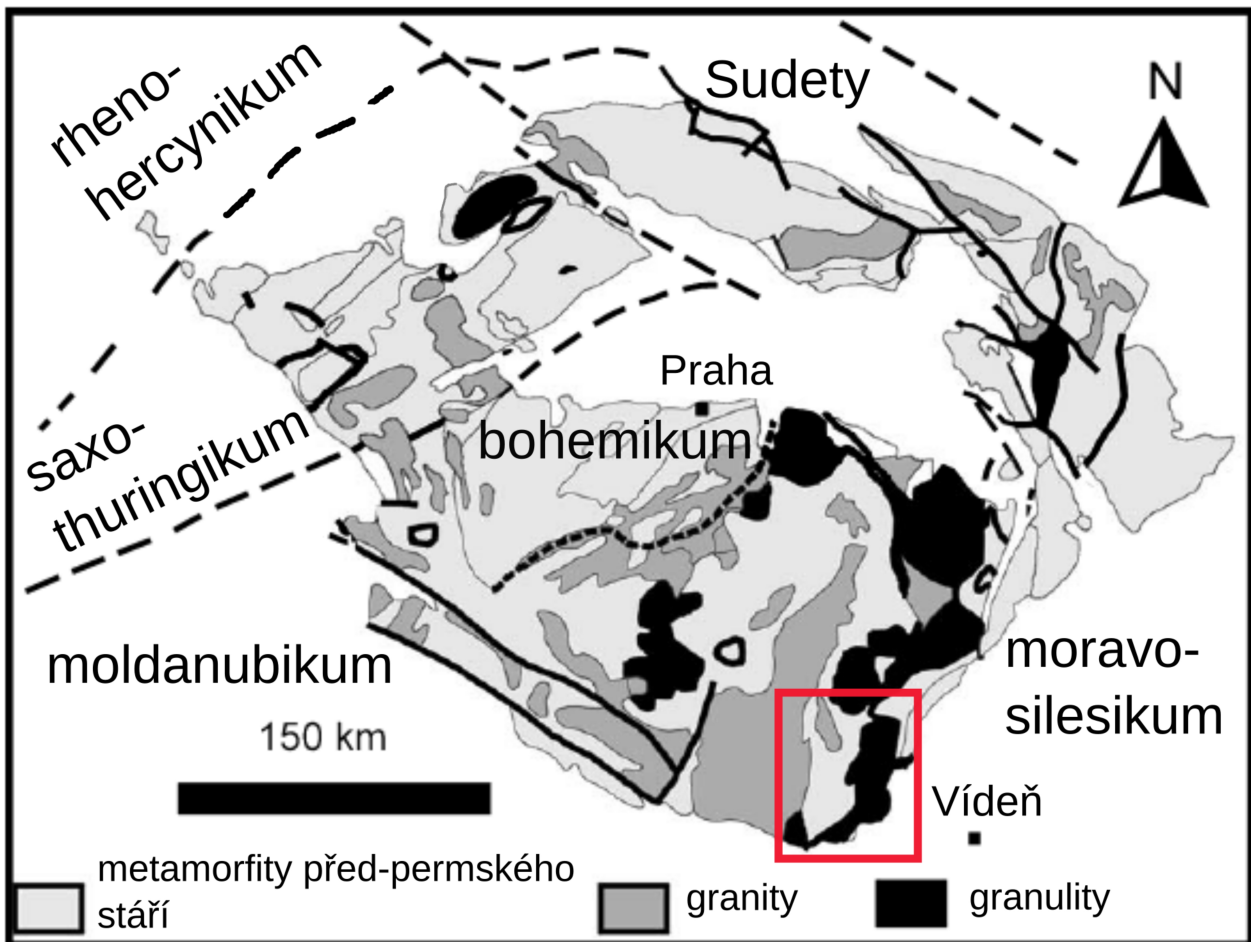
**Intermediální granulity** z petrografického hlediska tvoří přechodné horniny mezi felsickými a mafickými granulity.

Tyto granulity představují jemnozrnné tmavé horniny, jejichž minerální asociaci tvoří granát a ortopyroxen, které jsou zároveň i jejich indexovými minerály, a dále křemen, plagioklas a K-živec, který je přítomen ve formě mesoperthitu až perthitu. Akcesorickými fázemi v těchto horninách jsou apatit, rutil a zirkon. Vyskytují se na kontaktu felsických a ultramafických hornin (Cooke, 2000; Štípská & Powell, 2005a; Racek et al., 2008). Svým chemickým složením odpovídají tyto horniny magmatům o složení charnockitu (Janoušek et al., 2006).

**Mafické granulity** jsou granulitické horniny s obsahem mafických minerálů (převážně pyroxenů)  $> 30\%$ . Jedná se o tmavozelené horniny, jejichž minerální asociace je tvořena granátem, klinopyroxenem, ortopyroxenem a plagioklasem. Akcesoricky je v horninách přítomen i křemen a rutil (Štípská et al., 2014a). Stejně jako intermediální granulity se vyskytují na kontaktu felsických a ultramafických litologií. V porovnání s felsickými granulity obsahují výrazně vyšší množství granátů a pyroxenů, což také způsobuje jejich tmavý vzhled (O'Brien & Rötzler, 2003).

### 2.2.1 Členění Českého masivu

Český masiv (Obr. 2) je tradičně rozdělován na litotektonické jednotky, kterými jsou směrem od západu k východu: sasko-durynská, tepelsko-barrandienská (bohemikum), moldanubická a moravsko-slezská, které se navzájem odlišují stářím hornin, jejich složením a tektonometamorfním vývojem (Schulmann et al., 2005). Skutečnost, že tyto jednotky dříve existovaly samostatně, indikují výskyty vysokotlakých hornin na rozhraní těchto jednotek, představující sutury oceánských domén, které dříve tyto jednotky oddělovaly.



Obr. 2: Zjednodušená geologická mapa Českého masivu s výskytem granulitů. Zvýrazněna je oblast Dolního Rakouska, kde se vyskytuje granulitový masiv Dunkelsteiner Wald. Upraveno podle O'Brien 2006.

## 1 Teplesko-barrandienská jednotka

V rámci Českého masivu představuje tato jednotka nejsvrchnější část variského orogénu, která vystupuje na povrch z pokryvu hornin křídového a permokarbonského stáří v oblasti středních a západních Čech. Malá oblast této jednotky se vyskytuje i na východě v oblasti Železných hor.

Stratigrafický základ této jednotky tvoří neoproterozoické horniny tvořené vulkanosedimentární sekvencí, která vznikala v prostředí aktivního ostrovního oblouku, společně s křemičitými černými břidlicemi a horninami flyšové sekvence (Franke, 2006). Ve strukturním nadloží neoproterozoických hornin se nachází 1500-2000 m silná vrstva slepenců, drob a pískovců na kterou směrem do nadloží navazují břidlice a vulkanické horniny spojené s riftovou aktivitou ve svrchním kambriu (Drost et al., 2004). V centrální oblasti této jednotky a na jihovýchodě se vyskytují pouze slabě metamorfované kadomský podklad tvořený siliciklastiky, horninami flyšového charakteru a vulkanickými horninami, které představují relikty akrečního klínu (Hajná et al., 2010, 2011). Na západě této jednotky se vyskytuje Tepelský krystalinický komplex, který je

tvořen fylity, pararulami, svory a v menším množství i amfibolity (Peřestý et al., 2017), do kterých ve svrchním kambriu intrudovaly granitoidní horniny a pegmatity (Venera et al., 2000). V tomto komplexu vzrůstá severozápadním směrem stupeň barrovienské metamorfózy, která je následkem variské orogeneze (Zulauf, 2001; Timmermann et al., 2006). Metamorfní stupeň v Mariánsko-lázeňském metamorfním komplexu, který se vyskytuje dále na severozápad, dosáhly metamorfní podmínky stupně eklogitové facie (Peřestý et al., 2017). Nachází se zde amfibolity, meta-gabra, eklogity a v menší míře i peridotity, představující relikty subdukované a následně exhumované oceánské kůry (Crowley et al., 2002; Faryad, 2012). Dominantou tepelsko-barrandienské jednotky je Pražská pánev která se nachází mezi Prahou a Plzní a jejíž vývoj začíná ve spodním ordoviku mořskou transgresí a do které začaly ve středním ordoviku intrudovat vulkanity asociované s vývojem riftu (Dörr et al., 2002). V siluru vznikaly v této jednotce černé graptolitové břidlice. Ve svrchním siluru a devonu převažovala v pánvi karbonátová sedimentace, které byla na konci devonu nahrazena flyšovou sedimentací spojenou s počátkem variské orogeneze.

## **2 Sasko-durynská jednotka**

Sasko-durynská jednotka se nachází na severu a severozápadě Českého masivu a tradičně je členěna na oblast krušnohorskou vyskytující se na západě a sudetskou, která zaujímá východní část této jednotky. Tyto dvě oblasti odděluje labská zóna – depresní útvar příčný k zonalitě okolních hornin. Na jihozápadě je odedělena od moldanubické a tepelsko-barrandienské jednotky tepelskou suturou.

Paraautochtonními horninami neoproterozoického stáří, které tvoří kadomský fundament, jsou migmatity a pararuly, do kterých intrudovaly v období kambria a ordoviku vápenato-alkalické porfyritické granitoidní horniny, které byly v rámci variské orogeneze metamorfně přeměněny na takzvané okaté ruly (Friedl et al., 2004; Košler et al., 2004; Linnemann et al., 2004). V nadloží těchto hornin se vyskytují horniny kambrického a ordovického stáří, které souvisí s riftovou aktivitou, na které dále nasedají pelagické a flyšové sedimenty svrchního ordoviku (Siebel et al., 1997).

Na paraautochtonní horniny nasedají allochtonní vysokotlčné komplexy zahrnující eklogity a eklogitické amfibolity. Ve strukturně nejvyšším patře Münchberské kry se HP eklogity a eklogitické amfibolity, které jsou obklopeny metasedimentárními horninami.

V krušnohorské oblasti se granulitové masivy vyskytují v Saském granulitovém masivu, pohoří Erzgebirge v Oderském krystalinickém komplexu a Münchberské kře. Vrcholné PT podmínky felsických granulitů této oblasti se pohybují v rozmezí 15-23 kbar a 750-1090 °C (Willner et al., 1997; Rötzler & Romer, 2001; Zack et al., 2004). V sudetské oblasti se vyskytují felsické granulity

na území Sovích hor, Rychlebských hor a Sněžníku. Jejich vrcholné PT podmínky dosáhly hodnot v rozmezí přibližně od 15-20 kbar a 900-1000 °C (Kryza et al., 1996; O'Brien et al., 1997).

V oblasti Krušných hor se vyskytují granulity, ve kterých byl zdokumentován výskyt coesitu a mikrodiamantu, dokládající, že tyto horniny prodělaly metamorfózu v UHP podmínkách (Kotková et al., 2011). Vrcholné P-T podmínky UHP hornin obsahující mikrodiamanty dosahovaly přibližně 1100 °C a 45 kbar (Kotkova et al., 2016). Pro granátické peridotity a eklogity s kyanitem, které jsou v asociaci s felsickými granulity byly určeny podmínky vzniku 35 – 48 kbar a 900 – 1150 °C (Gordon Medaris et al., 2015; Kotková & Janák, 2015).

### **3 Moravsko-slezská jednotka**

Tato oblast je nejvýhodněji položenou jednotkou Českého Masivu a vyznačuje se diskordantní stavbou v porovnání s ostatními jednotkami tvořícími Český masiv. Na západě jsou horniny moravsko-slezské jednotky odděleny od moladanulika a lugika lugodanubickým nasunutím. Její východní část tvoří varisky slabě přepracovaný kadomský fundament brunovistulikum, které je zároveň předpolím variského horstva na západě a horstva alpského na východě. Západní oblastí moravsko-slezské jednotky je moravoslezikum. Jedná se o část kadomského podkladu brunovistulika, která prodělala výraznější deformaci a metamorfózu během kolize s moldanubickou jednotkou během variské orogeneze. Brunovistulikum a moravoslezikum obsahují strukturní patra kadomské, variské a alpské. Stratigraficky nejnižší položené patro kadomské obsahuje granitoidní horniny. Ve variském patře se vyskytují sedimentární horniny spodního paleozoika, které se vyznačují inverzním charakterem metamorfózy, která je zonální směrem od východu k západu. Směrem od podloží do nadloží vzrůstá metamorfní teplota hornin od 580-600 °C i tlak a to od 6 kbar do 10 kbar. Vrcholné podmínky metamorfózy jsou spjaty s interakcí s moldanubickou oblastí během variské orogeneze. (Štípská & Schulmann, 1995; Štípská et al., 2015).

### **4 Moldanubická jednotka**

Tato jednotka je členěna na tři litotektonické skupiny: monotónní a pestrou skupinu a gföhlskou jednotku (Franke, 1989).

Strukturně nejnižší leží horniny monotónní skupiny, kterými jsou převážně biotit-cordieritické pararuly a migmatity, migmatitizované pararuly, dále dvojslídne pararuly, svory a pararuly se sillimanitem. Horniny monotónní skupiny nepříliš často uzavírají i menší tělesa kvarcitů, erlánů, ortorul a eklogitů (O'Brien & Vrána, 1995). Horniny náležící pestré skupině se nachází ve strukturním nadloží monotónní skupiny a tvoří jí především biotit-sillimanitické pararuly, ve kterých se vyskytují vložky amfibolitů, mramorů, rul, kvarcitů, grafitických hornin a metavulkanitů.

Pararuly monotónní a pestré skupiny vznikaly za tlaků 8-9 kbar a teplot 610 – 660 °C, které doprovázelo za vyšších teplot i jejich rozsáhlé tavení. Poté následovala reekvilibrace hornin do podmínek stability sillimanitu za tlaků přibližně 4 – 6 kbar a 600 – 800 °C (Schulmann et al., 2008). Metamorfní podmínky reekvilibrace pararul monotónní skupiny do podmínek stability cordieritu se pohybují v rozmezí 4,5–6 kbar a 600–720 °C (Petračakis, 1997). Eklogity, které se vyskytují v asociaci s horninami obou skupin, vznikaly za tlaků pohybující se v rozmezí přibližně 13–16 kbar a teplot 600–680 °C (Medaris et al., 1995; Racek et al., 2006).

Gföhlská jednotka zaujímá nejvyšší tektonickou pozici v rámci moldanubika. Nachází se zde granulitové masivy obklopené gföhlskými ortorulami. V těchto granulitech a vzácněji i v gföhlských orturulách se vyskytují menší tělesa amfibolitů, granátických peridotitů, pyroxenitů a eklogitů, které podle některých prací představují tektonicky vmístěné fragmenty pocházející ze svrchního pláště (Medaris et al., 2006; Svojtka et al., 2016).

Podle nejstarší teorie jsou granulitové masivy moldanubika allochtonní tělesa, která byla tektonicky vmístěna do centrální části Českého masivu (Franke, 2000). Podle novější teorie byly tyto horniny součástí sasko-durynské desky, která prodělala během variské orogeneze penetraci do rozhraní litosferického pláště a spodní kůry pod tepelsko-barrandienskou desku a poté byly exhumovány na území moldanubika (Schulmann et al., 2009, 2014; Guy et al., 2011; Lexa et al., 2011; Kusbach et al., 2015) nejspíše následkem podsouvání brunovistulika pod moldanubickou desku (Schulmann et al., 2005).

Na území moldanubika jižních Čech tvoří granulitové masivy přibližně oválně ohraničená dómovitá tělesa, z nichž největším je Blanský les o rozloze 24 x 4 km. Na jižní Moravě jsou nejvýznamějšími granulitovými masivy Náměšť a Bory (Janoušek et al., 2004). V horninách Blanského lesa byla pozorována vzájemná vysokoteplotní interakce na kontaktu mafických a ultramafických hornin s felsickými granulity, která vedla k metasomatickým změnám na kontaktu těchto litologií a lokálně ke vzniku intermediálních a mafických granulitů na tomto rozhraní (Štípská et al., 2014b, 2014a).

Na území Dolního Rakouska se od jihu k severu vyskytují granulitové masivy: Pöchlarn-Wieselburg, Dunkelsteiner Wald, St Leonhard a Blumau (Obr. 3).

Tyto masivy jsou tvořeny převážně kyselými granulity s minerální asociací tvořenou granátem, kyanitem, ternárním živcem a křemenem. V podružném množství jsou zde přítomny intermediální granulity s minerální asociací tvořenou granátem, klinopyroxenem, ternárním živcem a křemenem (Cooke, 2000) a mafické granulity, jejichž minerální asociace je tvořena převážně granátem, pyroxeny a amfibolem.

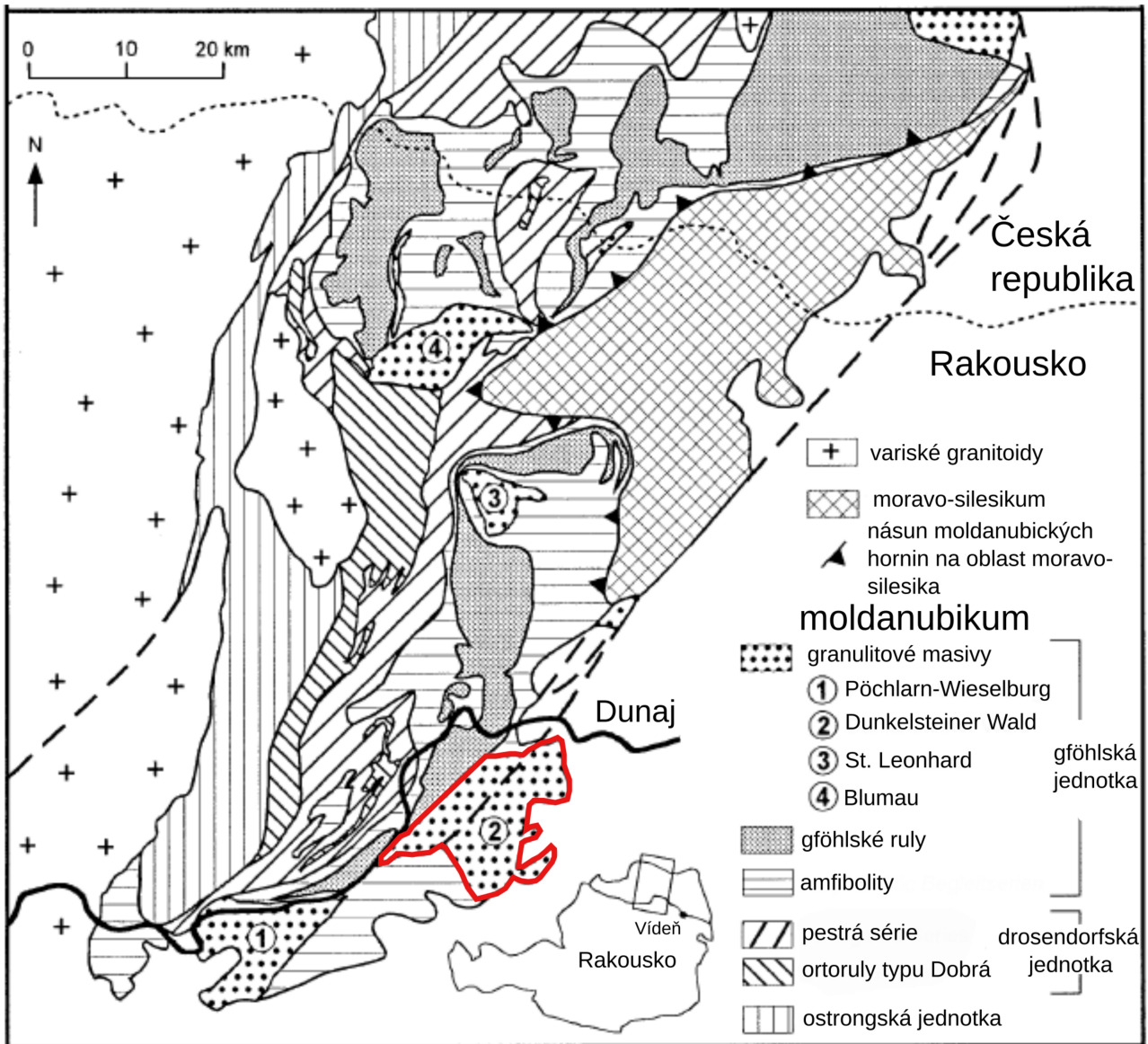
V granulitových masivech se nejčastěji v blízkosti kontaktu s gřohlskými ortorulami vyskytují čočkovitá tělesa granátických lherzolitů a pyroxenitů (Carswell, 1991).

Jednotlivé práce zkoumající P-T vývoj felsických granulitů gřohlské jednotky se rozcházejí ve spočítaných hodnotách pro teploty a tlaky, což může být způsobeno odlišnou metodikou výzkumu. Hodnoty pro maximální dosažené tlaky a teploty se pohybují v širokém rozmezí 15-40 kbar a 550 – 1000 °C (Štípská & Powell, 2005a, 2005b, Racek et al., 2006, 2008; O'Brien, 2008; Faryad et al., 2010; Vrána et al., 2013; Štípská et al., 2014a). Vrcholové teplotně-tlakové podmínky získané konvekčními termobarometry jsou přibližně 1000 °C a 15-22 kbar (O'Brien, 2008; Vrána et al., 2013). Průměrně vrcholné metamorfní podmínky felsických granulitů dosahují přibližně 850 °C a 20 kbar, zatímco mafické a intermediální granulity dosáhly teplot přibližně 1000 °C a podobných tlaků jako felsické granulity (Cooke, 2000; Štípská & Powell, 2005a; Racek et al., 2008) .

Datováním zirkonů z granulitů gřohlské jednotky bylo získáno stáří pohybující se okolo 340 milionů let, které je obvykle spojováno s vrcholnými metamorfními podmínkami vzniku těchto hornin (Kröner et al., 1988, 2000; Štípská et al., 2004; Lange et al., 2005; Friedl et al., 2011). Stáří magmatických protolitů těchto hornin se pohybuje v rozmezí 470-350 milionů let (Kröner et al., 2000; Friedl et al., 2004; Schulmann et al., 2005; Janoušek et al., 2006). Na základě datování jader zirkonů s růstovou zonalitou z felsických granulitů pocházejících z masivu Dunkelsteiner Wald, bylo určeno stáří protolitů granitového charakteru v období mezi 430-460 miliony lety. Datováním růstové zónálnosti zirkonů byla získána stáří 342±3 milionů let a 337,1±2,7 milionů let, která indikují, že variská vysokoteplotní krystalizační historie moldanubických granulitů trvala několik milionů let a nejednalo se tedy o příliš rychlý proces subdukce a následné exhumace (Friedl et al., 2011). Stáří gřohlských ortorul se pohybuje okolo 480 milionů let (Friedl et al., 2004).







Obr. 3: Zjednodušená geologická mapa s oblastí Dolního Rakouska a výskytem granulitových masivů. Zvýrazněný je granulitový masiv Dunkelsteiner Wald. Upraveno podle Cooke 2000.

## 3 Výzkumná část

### 3.1 Metodika výzkumu

Z vybraných horninových vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy, které byly podrobeny detailnímu studiu pod optickým mikroskopem. Reprezentativní výbrusy odlišných litologií byly vybrány k podrobnějšímu studiu a měření chemismů minerálních fází na elektronovém mikroanalyzátoru JXA-8530F (výrobce Jeol) na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy. Bodové analýzy byly načítány při napětí 15 kV a proudu svazku 20 nA, živce a slídy byly analyzovány s rozostřeným svazkem o průměru 5  $\mu\text{m}$ , pro ostatní fáze byl použit zaostřený svazek. Následující standardy byly použity pro kvantifikaci koncentrací jednotlivých prvků: apatit (F, P), albit (Na), MgO (Mg), korund (Al), křemen (Si), tugtupit (Cl), sanidin (K), kalcit (Ca), rutil (Ti), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Cr), rhodonit (Mn), magnetit (Fe), sfalerit (Zn), baryt (Ba). Kompoziční mapy byly načítány při urychlovacím napětí 20 kV a proudu svazku 80 nA. Pro odhad celkového chemického složení hornin, které následně sloužily pro modelování PT podmínek minerálních asociací v programu *Perple\_X*, byly načítány plošné analýzy vybraných výbrusů pomocí rastrovacího elektronového mikroskopu Tescan Vega s EDS detektorem X-Max 50 (výrobce Oxford Instruments) na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy při urychlovacím napětí 15 kV a proudu svazku 1 nA. Reprezentativní chemické složení vzorků bylo získáno integrací několika analýz, které byly načítány ze čtvercových území o rozměru jedné strany 4 mm tak, aby pokryly reprezentativní území studovaného výbrusu s ohledem na jeho homogenitu a zrnitost.

Analýzy stopových i hlavních prvků z celých horninových vzorků byly změřeny v laboratořích Bureau Veritas (Vancouver, Canada) pomocí emisní (hlavní prvky) a hmotové (stopové prvky) spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem.

Analýzy stopových prvků přes vybrané profily granátů a klinopyroxenů byly měřeny hmotovým spektrometrem s indukčně vázaným plazmatem ICP-MS ELEMENT 2 (výrobce ThermoFisher Scientific) se systémem laserové ablace UP213 (frekvence svazku 20 Hz, energie laseru 3,5 J/cm<sup>2</sup>) na geologickém ústavu AV ČR. Průměr kráteru při analýze granátu byl cca 60  $\mu\text{m}$ , u klinopyroxenu byly analýzy načítány z protažené oblasti o šířce 60  $\mu\text{m}$  a délce 200  $\mu\text{m}$ . Tento postup u klinopyroxenu byl zvolen s ohledem na přítomnost drobných exsolučních lamel ortopyroxenu a cílem tedy bylo získat představu o chemizmu pyroxenu v době jeho krystalizace ještě před vznikem odmíšenin.

### 3.2 Lokality studovaných vzorků

K detailnějšímu zkoumání byly vybrány vzorky pocházející z lokalit na rozhraní ultramafických a felsických litologií, kde jsou přítomny odlišné druhy granulitů (intermediální a mafické), pyroxenity či peridotity vhodné k podrobnějšímu studiu a vzájemnému porovnávání především v rámci mineralogie a chemismů za účelem charakterizace procesů vedoucích ke vzniku intermediálních a mafických granulitů.

Převážná část lokalit, ze kterých byly vybrány vzorky ke studiu, je součástí nebo se vyskytuje v okolí cca 2 km dlouhého pyroxenitového tělesa protaženého východozápadním směrem, které je obklopeno felsickým granulitem a při jehož okrajích se vyskytují menší polohy granátických peridotitů. Na rozhraní tohoto tělesa s felsickým granulitem se vyskytují mafické i intermediální granulity. Geologická mapa lokalit s jejich GPS souřadnicemi je zobrazena na Obr. 4. .

**Lokalita DS025** se nachází na jižním okraji tělesa granátického pyroxenitu a je tvořena pyroxenity, které místy přecházejí do mafických granulitů. Tento přechod je doprovázen přítomností taveninových pásků. Páskování upadá pod středními úhly na JZ a je subparalelní s výskytem mafického granulitu. V přítomných pyroxenitech se střídají červené, granátem bohaté pásy s nazelenalými, pásy bohatými klinopyroxenem.

**Lokalita DS070** se vyskytuje na jižním okraji pyroxenitového tělesa na kontaktu s felsickým granulitem, východně od lokality DS025. Nachází se zde granátické peridotity postižené serpentinizací s velkými granáty, které mají makroskopicky výrazné kelyfitové lemy.

**Lokalita DS071** se nachází na jižním okraji pyroxenitového tělesa. Na kontaktu tohoto tělesa s felsickým granulitem se vyskytují mafické i intermediální granulity.

**Lokalita DS072** představuje výchoz s výskytem mafických granulitů a granátických pyroxenitů s páskovanou texturou upadající na SZ pod strmými úhly. V přítomných granátických pyroxenitech se místy střídají růžové pásy bohaté granáty se zelenými pásy bohaté klinopyroxeny.

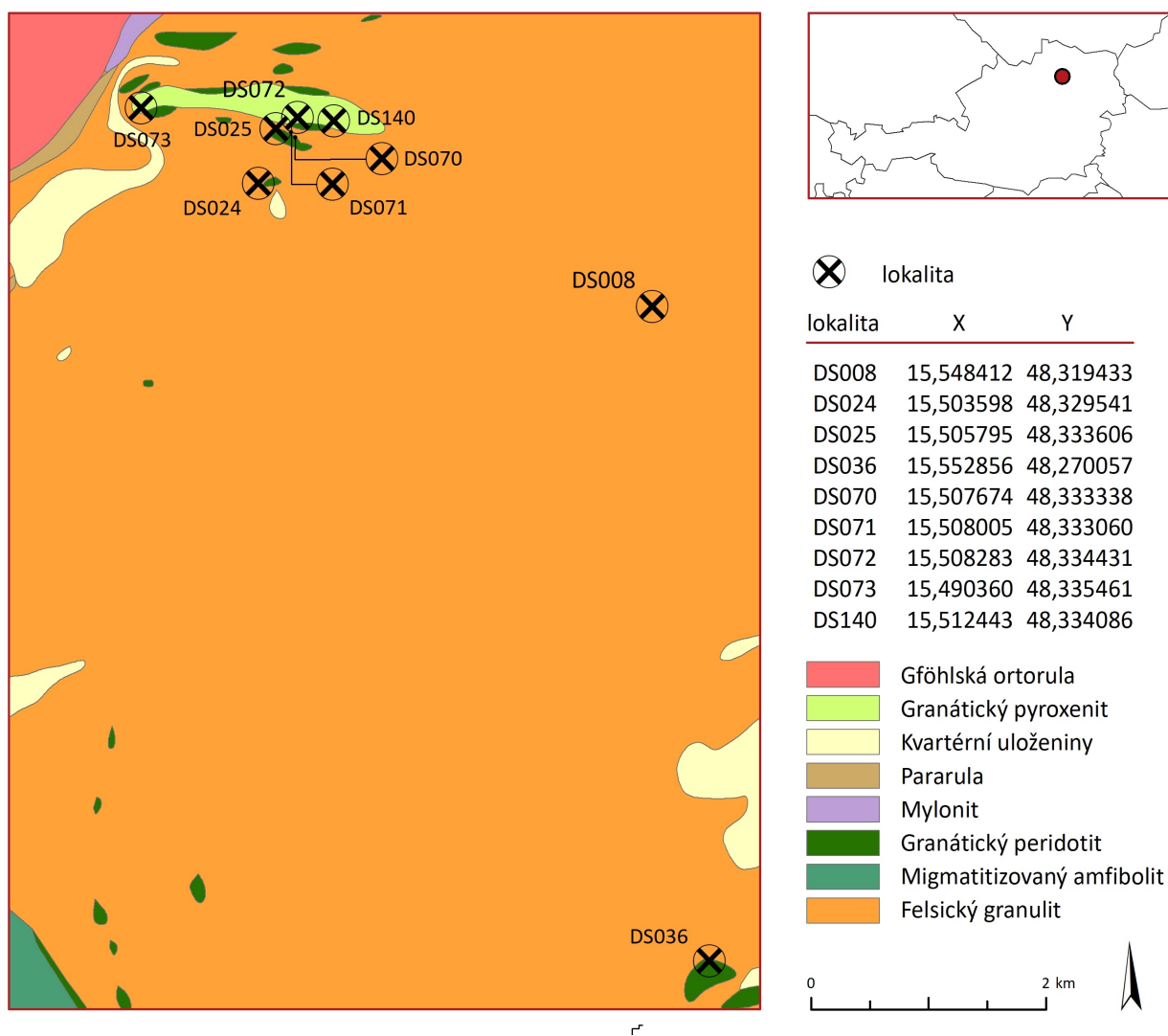
**Lokalita DS073** je situována v západní části pyroxenitového tělesa v okolí kóty Hiesberg. Nachází se zde granátické pyroxenity, peridotity a mafické granulity.

**Lokalita DS140** se nachází ve východní části pyroxenitového tělesa. Vyskytují se zde mafické granulity bohaté pyroxenem.

**Lokalita DS024** leží jižně od pyroxenitového tělesa. Jsou zde homogenní jemnozrné felsické granulity s výraznou lineací, která je výrazná především v zónách retrogrese, ve kterých je granát nahrazován biotitem.

**Lokalita DS036** se nachází v aktivním lomu v obci Karlstetten, kde se vyskytují felsické granulity s čočkami vrásněných serpentinizovaných peridotitů, na jejichž kontaktu jsou přítomny polohy mafických granulitů. Původní strmá foliace je vrásněna do ploché.

**Lokalita DS008** leží přibližně 2 km jihovýchodně od pyroxenitového tělesa. Na kontaktu felsických granulitů a silně serpentinizovaných peridotitů se zde nachází intermediální i mafické granulity.



Obr. 4: Zjednodušená geologická mapa zobrazující část granulitového masivu Dunkelsteiner Wald s lokalitami studovaných vzorků. Vytvořeno podle: Matura 1983.

### 3.3 Petrografický popis studovaných hornin

K podrobnějšímu petrografickému popisu a měření chemismů jednotlivých minerálů na elektronovém mikroanalyzátoru za účelem charakterizace procesů vedoucích ke vzniku přechodných typů hornin na kontaktu ultramafických a felsických litologií byly vybrány reprezentativní výbrusy zastupující felsické, intermediální, mafické a ultramafické litologie

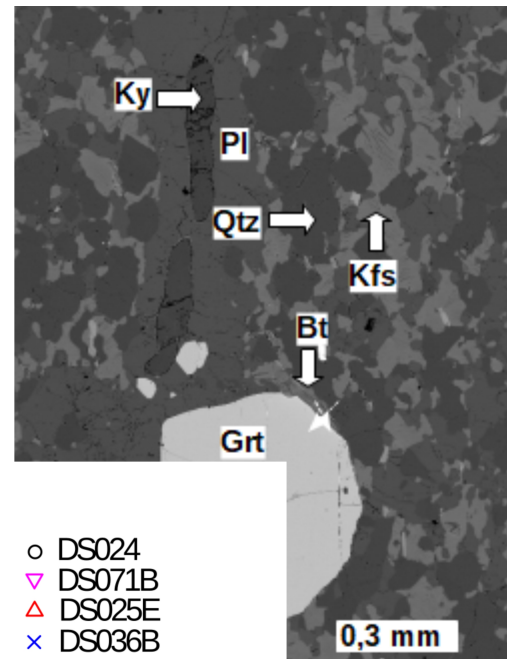
nacházející se v zájmové oblasti v rámci pyroxenitového tělesa a jeho okolí. Vyjimky tvoří lokality DS036 nacházející se přibližně 4,5 km jihozápadním směrem od tohoto tělesa a lokalita DS008, která leží přibližně 2 km jihozápadně od tohoto tělesa.

### 3.3.1 Felsické granulity

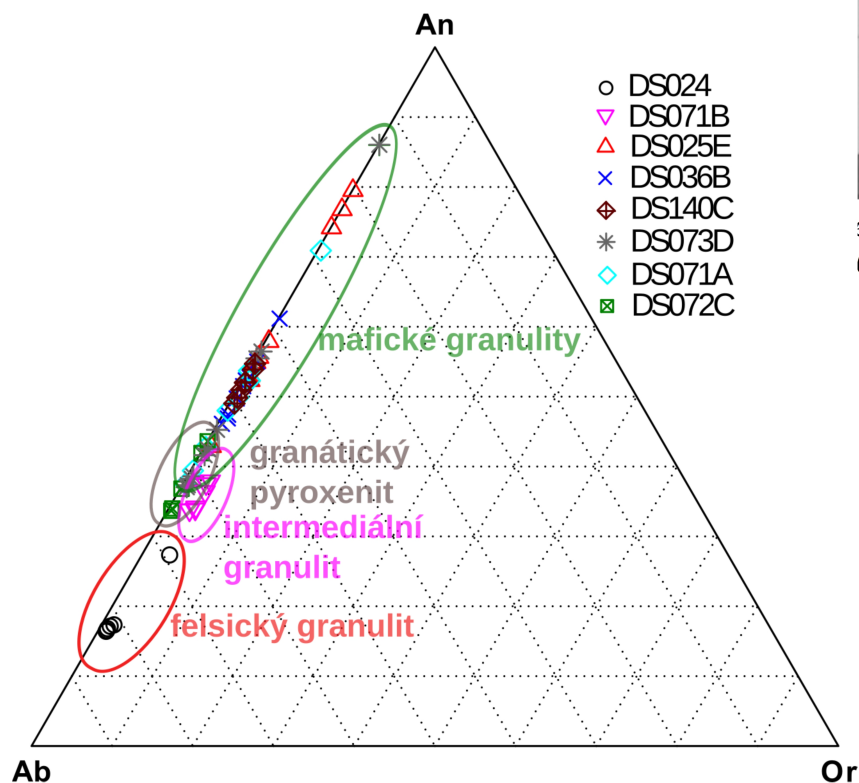
Ve studovaných felsických granulitech se vyskytují porfyroblasty granátů a kyanitů v jemnozrnné základní hmotě, která je tvořena křemenem a živci. Akcesorické minerály ve studovaných felsických granulitech představují zirkon, rutil, ilmenit, biotit, apatit a rudní minerály.

**Výbrus DS024** (Obr. 5) je zhotoven ze vzorku felsického granulitu pocházejícího ze stejnojmenné lokality DS024. Má výraznou lineaci tvořenou paralelně uspořádanými porfyroblasty granátů a kyanitů. Jemnozrnná matrix je tvořena plagioklasem, křemenem, draselným živcem a drobnými zrníčky biotitu.

Granát tvoří zaoblená xenomorfně omezená zrna dosahující velikosti přibližně 1,3 mm, v nichž jsou často obsaženy



elsického  
024.



Obr. 6: Ternární diagram zobrazující chemické složení plagioklasů všech typů zkoumaných granulitů a granátického pyroxenitu.

drobné inkluze rutilu, draselného živce, apatitu a plagioklasu. Kyanit se ve výbruse vyskytuje ve formě protáhlých, rozpraskaných zrnec sloupcovitého tvaru o rozměrech pohybujících se okolo 0,4 mm, která mají výrazný plagioklasový lem o šířce až 0,2 mm.

Křemen je součástí jemnozrné základní hmoty. Při pozorování v optickém mikroskopu undulózně zháší. Jeho zrna jsou xenomorfně omezená a dosahují variabilních velikostí až do maximální hodnoty přibližně 0,3 mm.

Draselný živec tvoří společně s křemenem a plagioklasem xenomorfně omezená zrna v základní hmotě dosahující rozměrů až 0,25 mm a jeho zrna obsahují perthitické lamely plagioklasu. Drobné inkluze draselného živce o velikostech přibližně 0,05 mm se vyskytují i uvnitř některých granátových zrn.

Plagioklas tvoří xenomorfně omezená zrna v základní hmotě, která dosahují rozměrů až 0,34 mm.

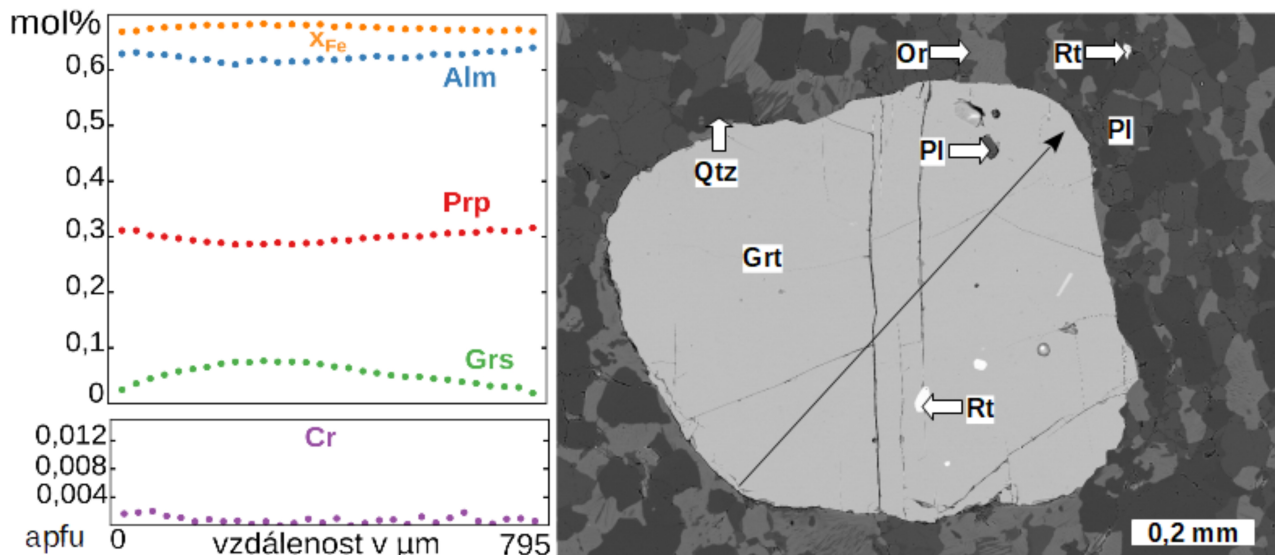
Biotit se výbruse vyskytuje ve formě drobných lupenitých zrn v základní hmotě, kde dosahuje délky 0,1 mm. Jeho zrníčka jsou uspořádána paralelně s granátovými a kyanitovými porfyroblasty, v jejichž blízkosti se často i vyskytují.

Rutil je často přítomen ve formě inkluzí uvnitř granátů a vyskytuje se i v základní hmotě, kde tvoří drobná nepravidelná zrna o maximální velikosti až 0,1 mm.

## **1 Chemické složení fází felsického granulitu (výbrus DS024)**

Plagioklasová zrna, která jsou součástí matrix mají vysoký obsah Na komponenty ( $\sim\text{Ab}_{82}$ ) v porovnání s plagioklasovými inkluzemi uvnitř granátových zrn, kde je obsah Na nižší ( $\sim\text{Ab}_{69}$ ). Složení draselných živců v matrix je  $\sim\text{Kfs}_{91}\text{Ab}_{0,8}$ . Chemické složení plagioklasů felsického granulitu i ostatních studovaných litologií v této práci je zobrazeno v ternárním diagramu pro živce (Obr. 6). Složení biotitů je odpovídá flogopitu s  $X_{\text{Fe}} = 0,33$  a obsahem Ti 0,16 apfu.

Analyzovaný granát má vysoký obsah Fe. Hodnoty Mg a Fe se v rámci změřeného profilu výrazně nemění, ale v jádru zrna lze pozorovat jejich nepatrný pokles. Granát má celkově nízký obsah Ca, jehož hodnota směrem od jádra k okrajům výrazně klesá. V jádru má granát složení  $\text{Prp}_{29}\text{Alm}_{62}\text{Grs}_7\text{Sps}_{1,5}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,68$  a na okrajích  $\text{Prp}_{31}\text{Alm}_{63}\text{Grs}_{3,5}\text{Sps}_{1,5}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,67$ . Obsah Cr je nepatrně vyšší na okraji zrna než v jeho jádru ( $\text{Cr}_{\text{okraj}}=0,002$  apfu;  $\text{Cr}_{\text{jádro}}=0,001$  apfu). Kompoziční profil granátu s jeho BSE snímkem je zobrazen na Obr. 7.



Obr. 7: Kompoziční profil granátem felsického granulitu výbrusu DS024 s BSE snímkem, kde je pomocí šipky znázorněno, kudy vedl měřený profil.

### 3.3.2 Intermediální granulity

Výbrus DS071B představuje intermediální granulit pocházející z lokality DS071 a výbrus DS008 představuje intermediální granulit ze stejnojmenné lokality.

Studované intermediální granulity mají porfyroblastickou texturu díky vyrostlícím granátům. Základní hmota je tvořena plagioklasem, ortopyroxenem, křemenem a draselným živcem. Akcesoricky jsou v horninách přítomny rutil, ilmenit, apatit, zirkon a klinopyroxen. Ve výbruse DS008 se vyskytují protáhlé přibližně 2 mm dlouhé útvary tvořené symplektity klinozoisitu, korundu a draselného živce, které jsou částečně obklopeny drobnými granáty a plagioklasem. Tato asociace je interpretována jako pseudomorfza po rozpadu kyanitu (Obr. 9b).

Granáty tvoří zaoblená xenomorfně omezená zrna obklopená plagioklasem, která dosahují rozměrů až 1,8 mm (Obr. 8a; Obr. 9a). Uzavírají inkluze plagioklasu a křemene o velikostech od 0,1 do 0,3 mm, dále rutilu, apatitu a zirkonu o velikosti přibližně 0,1 mm a velice vzácně i drobné inkluze klinopyroxenu dosahující rozměrů přibližně 0,06 mm (Obr. 8b).

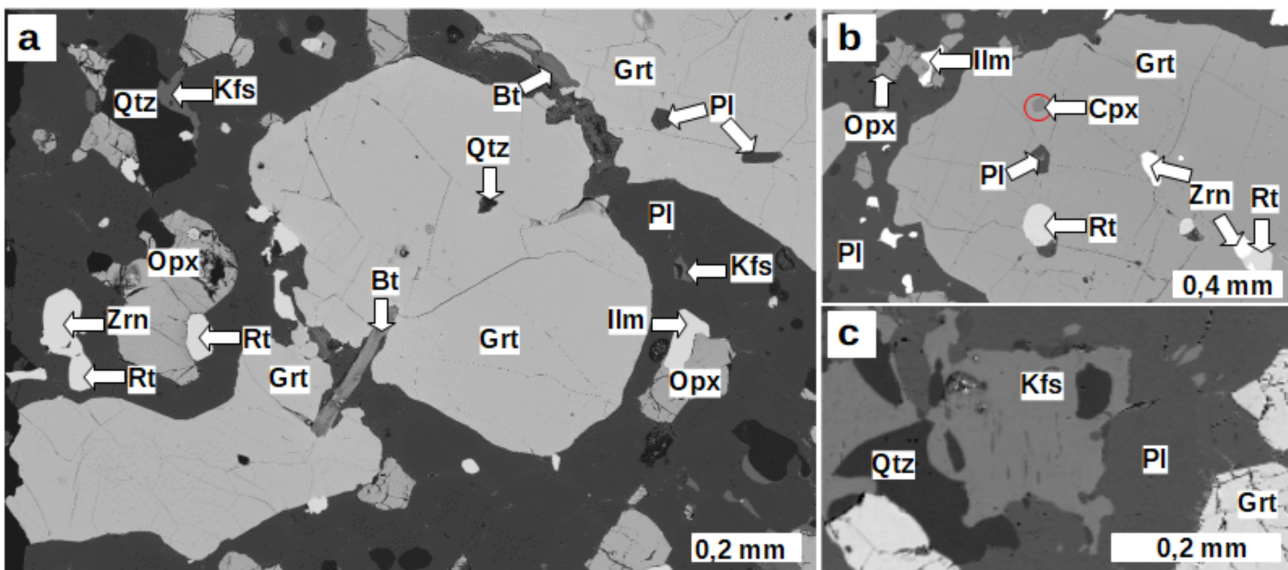
Na kontaktu s granáty se lokálně vyskytují i lupenitá protažená zrna biotitů o délce až 0,3 mm, která ve výbruse DS008 obklopují granáty a jejich usměrnění pomáhá definovat metamorfní stavbu horniny (Obr. 9a). Matrix je hrubozrnější než ve felsickém granulitu z lokality DS024 a dominuje v ní plagioklas, který tvoří xenomorfně omezená zrna o rozměrech až přibližně 0,4 mm, ve kterých lze pozorovat drobné odmišleniny draselného živce.



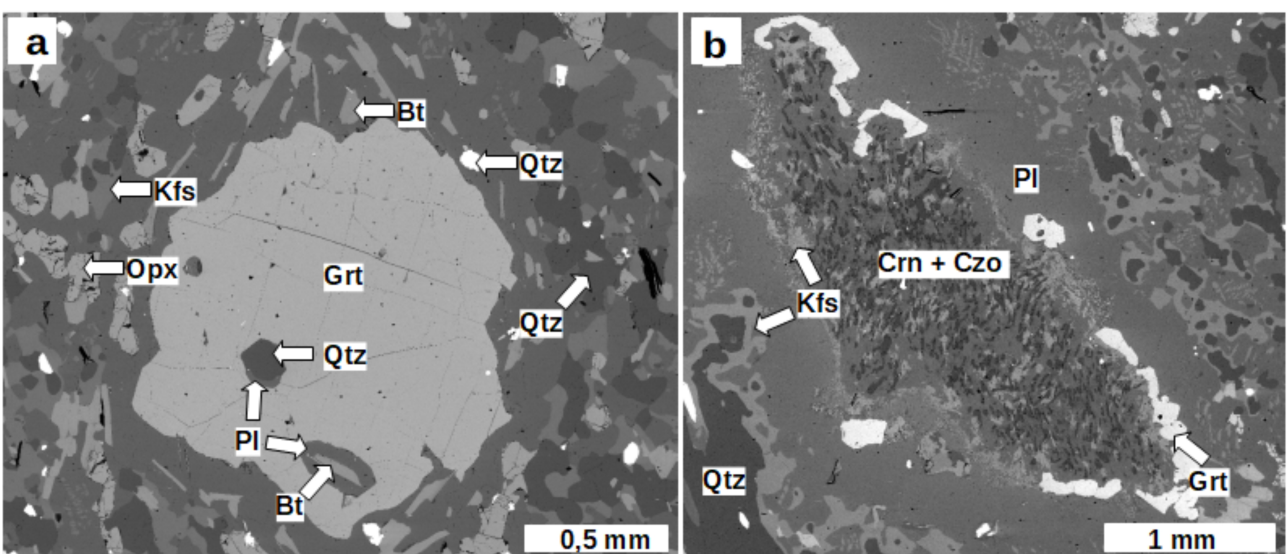
Ortopyroxeny jsou přítomny v základní hmotě ve formě xenomorfně omezených a rozpraskaných zrn variabilních rozměrů dosahující průměrné velikosti cca 0,3 mm.

Křemenná zrna jsou xenomorfně omezená a vyskytují se ve variabilních rozměrech do velikosti cca 0,4 mm. Při pozorování v optickém mikroskopu undulózně zháší.

Draselný živec tvoří součást matrix společně s plagioklasem a křemenem, kde je ale zastoupen ve výrazně menším množství. Tvoří xenomorfně omezená zrna dosahující průměrné velikosti 0,02 mm a maximální velikosti 0,06 mm, která jsou přítomna na společném kontaktu plagioklasů a křemenů a která někdy obsahují plagioklasové exsoluční lamely a místy uzavírají i zrna křemene (Obr. 8c).



Obr. 8: BSE snímky intermediálního granulitu; výbrus DS071B. **a)** Porfyroblast granátu s inkluzemi a okolní matrix, **b)** část granátového porfyroblastu s inkluzemi a okolní matrix, **c)** zrno draselného živce v matrix s perthitickými lamelami plagioklasu.



Obr. 9: BSE snímky intermediálního granulitu; výbrus DS008. **a)** Porfyroblast granátu s okolní matrix. **b)** Symplektity korundu, klinozoisitu a draselného živce v matrix představující reliktní asociaci po rozpadu kyanitu.

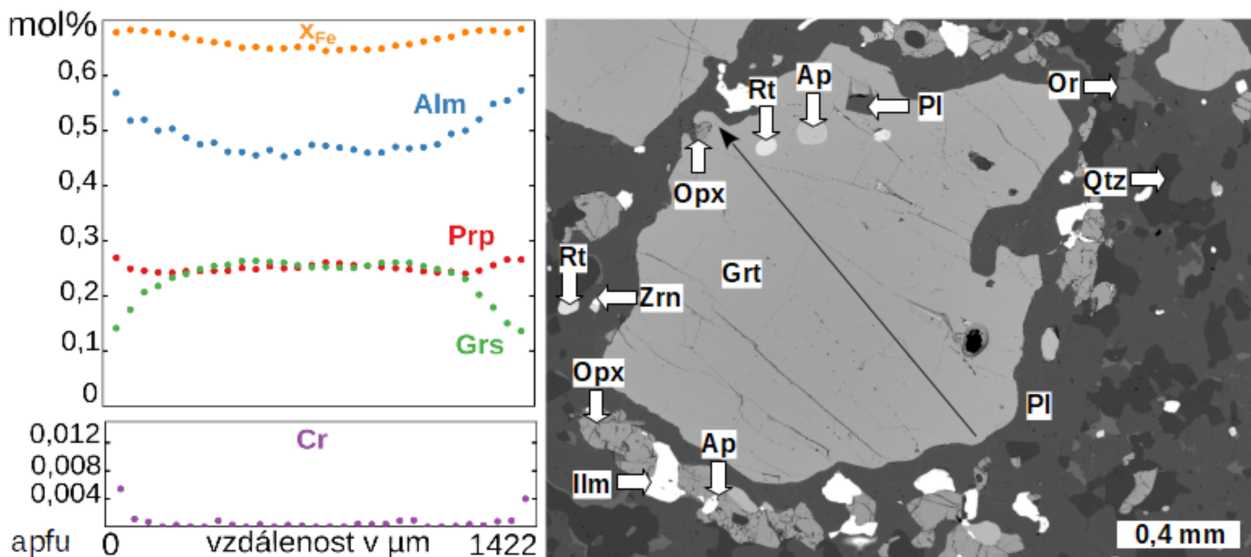
## 1 Chemické složení minerálů intermediálních granulitů

Granát ze vzorku DS071B, přes který byl reprezentativní profil veden, má celkově vysoký obsah Fe, který směrem od jádra k okrajům zrna narůstá. Jádro má podobné obsahy Mg a Ca. Směrem k okrajům obsah Mg narůstá a obsah Ca klesá. V jádru má granát složení  $\text{Prp}_{27}\text{Alm}_{47}\text{Grs}_{25}\text{Sp}_{0,8}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,65$  a na okrajích má složení  $\text{Prp}_{25}\text{Alm}_{54}\text{Grs}_{17}\text{Sp}_{1,2}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,68$ . Obsah Cr je zvýšený na okraji zrna ( $\text{Cr}=0,002$  apfu) a směrem k jádru zrna klesá až k nulovým hodnotám. Graf zobrazující kompoziční profil granátu a jeho BSE snímek je zobrazen na Obr. 10.

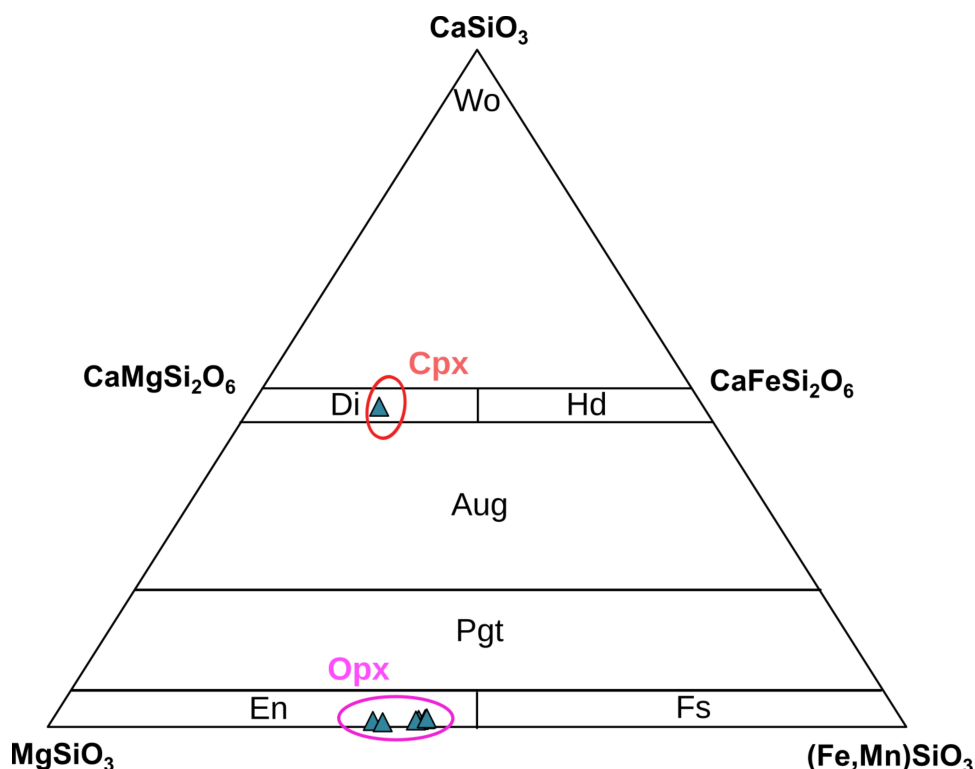
Klinopyroxeny tvořící drobné inkluze v granátech mají složení  $\text{Jd}_{1,3}\text{CaTs}_{8,4}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,28$  a svým chemickým složením odpovídají diopsidu (Obr. 11). Ortopyroxeny v matrix mají poměr  $X_{\text{Fe}}=0,39$  a svým chemickým složením odpovídají enstatitu (Obr. 11).

Plagioklasy přítomné v matrix ve formě velkých zrn mají nepatrně vyšší obsah Na ( $\sim\text{Ab}_{65}$ ) v porovnání s plagioklasy, které jsou přítomny ve formě inkluzí v granátech ( $\sim\text{Ab}_{60}$ ). Složení draselného živce je  $\text{Kfs}_{0,92}\text{Ab}_{0,8}$ .

Biotity odpovídají složením flogopitu s  $X_{\text{Fe}}=0,35$  a obsahem Ti 0,16 apfu, podobně jako v případě biotitů felsického granulitu.



Obr. 10: Kompoziční profil granátu intermediálního granulitu výbrusu DS071B s BSE snímkem z elektronové mikrosondy, kde je pomocí šipky znázorněno, kudy vede měřený profil



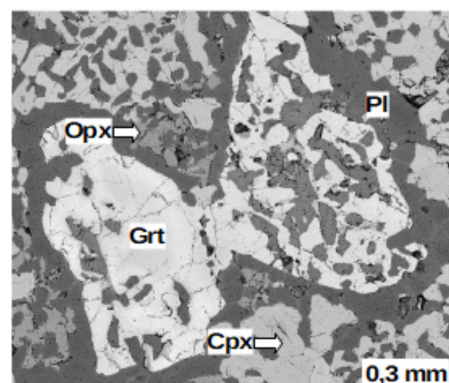
Obr. 11: Diagram základního členění pyroxenů zobrazující chemické složení pyroxenů intermedialních granulitů.

### 3.3.3 Mafické granulity

Minerální asociace petrograficky odlišných studovaných mafických granulitů je shodně tvořena granátem, klinopyroxenem, ortopyroxenem, plagioklasem, spinelem, rutillem, ilmenitem, kyanitem a amfibolem. Matrix tvoří hrubozrnné symplektity klinopyroxenu s plagioklasem, menší míře ortopyroxenem a dále velká klinopyroxenová zrna s exsolučními lamelami ortopyroxenu.

#### 1 Mafické granulity se spinelovými agregáty v plagioklasech uvnitř matrix (výbrusy DS025E, DS036B a DS140C)

Celková textura hornin je porfyroblastická. Porfyroblasty granátů mají xenomorfní omezení a jsou lemovány plagioklasem. Okrajové zóny granátů výbrusů DS025E (Obr. 12) a DS036B často obsahují plagioklasové inkluze zcela či částečně uzavřené v granátu, což vytváří zvláštní „červíkovitou“ texturu hornin. V plagioklasech obklopujících granáty výbrusu DS140C (Obr. 19) se lokálně vyskytují symplektity amfibolu s plagioklasy a granáty tohoto výbrusu obsahují plagioklasové inkluze ve výrazně menší míře.

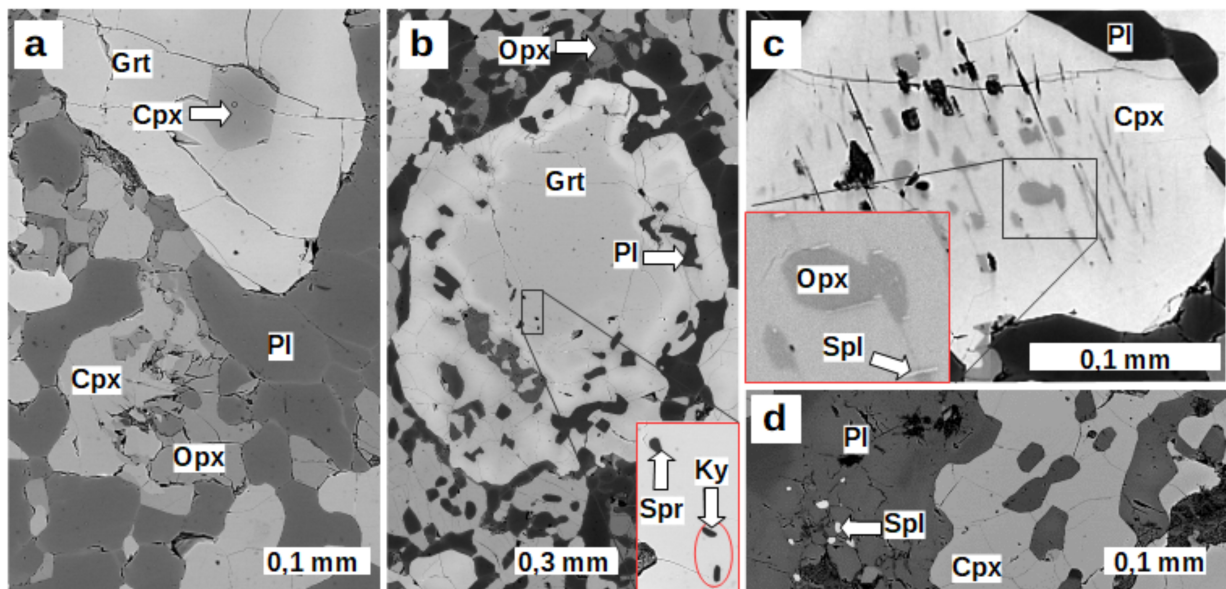


Obr. 12: BSE snímek granátového porfyroblastu mafického granulitu, výbrus DS025E.

Granáty výbrusů DS025E a DS036B dosahují rozměrů více než 1 mm. Granáty výbrusu DS140C dosahují rozměrů až 1,7 mm.

Matrix je granoblastická, dominantně stejnozrná, převážně tvořena klinopyroxenem a plagioklasem, v menší míře jsou součástí plagioklas-klinopyroxenových symplektitů i zrnka ortopyroxenů a amfibolů.

Granáty výbrusů DS025E a DS036B obsahují inkluze klinopyroxenů idiomorfního omezení, které v některých případech mohou dosahovat rozměrů téměř 0,1 mm (Obr. 13a). Ve všech výbrusech jsou v některých granátech přítomny inkluze kyanitu o velikosti dosahující až 0,07 mm (Obr. 13b; Obr. 14b; Obr. 15a). Ve výbruse DS140C byla v okraji granátu identifikována inkluze tvořená symplektitem safirínu se spinelem a plagioklasem (Obr. 15b). Ve výbrusech DS025E a DS140C

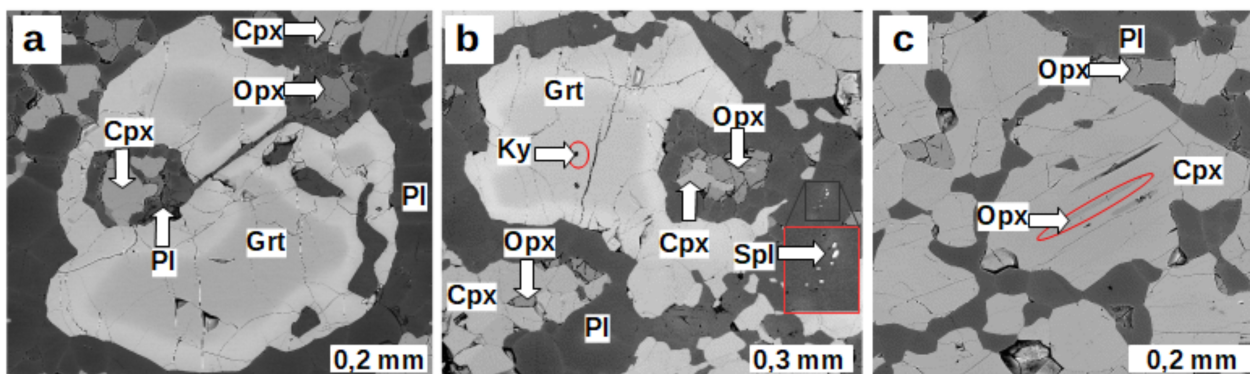


Obr. 13: BSE snímky výbrusu DS025E. **a)** granát s idiomorfní inkluzí klinopyroxenu a okolní matrix; **b)** granát s inkluzemi plagioklasů, kyanitů a safirínu; **c)** klinopyroxenové zrnko v matrix s exsolučními lamelami ortopyroxenu a spinelu; **d)** spinelové agregáty v matrix uvnitř plagioklasů a okolní zrna klinopyroxenů.

byly identifikovány inkluze safirínu v jádru granátu v blízkosti kyanitových inkluzí (Obr. 13b; Obr. 15c).

Klinopyroxeny se kromě inkluzí v granátech vyskytují ve formě velkých zrn v matrix dosahující velikosti více než 0,3 mm, která obsahují ortopyroxenové exsoluční lamely. Některá zrna navíc obsahují drobné spinelové jehličky (Obr. 13c; Obr. 14c).

Další přítomnou formu klinopyroxenů jsou hrubozrné symplektity s plagioklasem a ortopyroxenem uvnitř matrix, kde zrna klinopyroxenu dosahují rozměrů přibližně 0,2 mm.

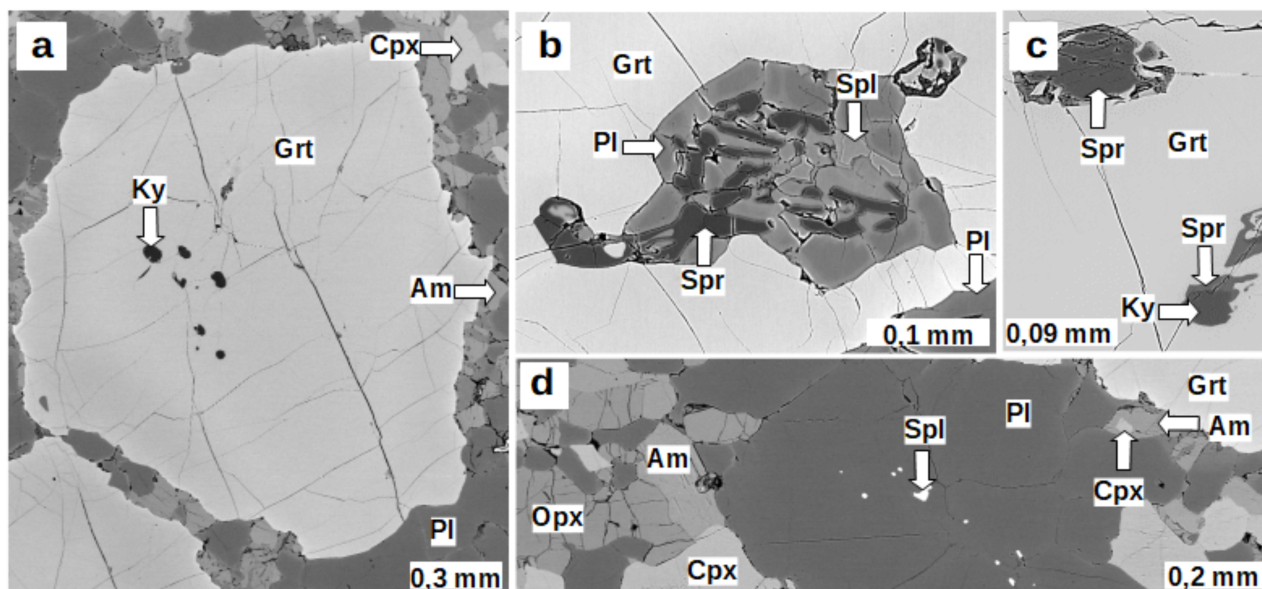


Obr. 14: BSE snímky výbrusu DS036B. **a)** granát s inkluzemi plagioklasu a klinopyroxenu; **b)** granát s inkluzí kyanitu a okolní matrix tvořená pyroxeny a plagioklasy, ve kterých se vyskytují spinelová zrna; **c)** klinopyroxenové zrno v matrix s exsolučními lamelami ortopyroxenu.

Granáty výbrusů DS025E a DS036B dosahují rozměrů maximálně mírně přes 1 mm. Granáty výbrusu DS140C dosahují rozměrů až 1,7 mm.

Ortopyroxeny tvořící hrubozrnné symplektity s plagioklasy a klinopyroxeny jsou xenomorfního omezení a dosahují rozměrů pohybujících se okolo 0,23 mm a méně.

Plagioklasy v matrix mají xenomorfní omezení a dosahují variabilních rozměrů od 0,1 mm do 0,5 mm. Místy se v matrix vyskytují agregáty větších plagioklasových zrn, které ve svých jádrech obsahují shluky spinelových zrn o průměrné velikosti 0,03 mm (Obr. 13d; Obr. 14b; Obr. 15d).



Obr. 15: BSE snímky výbrusu DS140C. **a)** porfyroblast granátu s inkluzemi kyanitu a okolní matrix; **b)** inkluze v granátu tvořená spinelem, plagioklasem a safířinem; **c)** inkluze safířínu a kyanitu v granátu; **d)** spinelová zrna uvnitř plagioklasu v matrix.

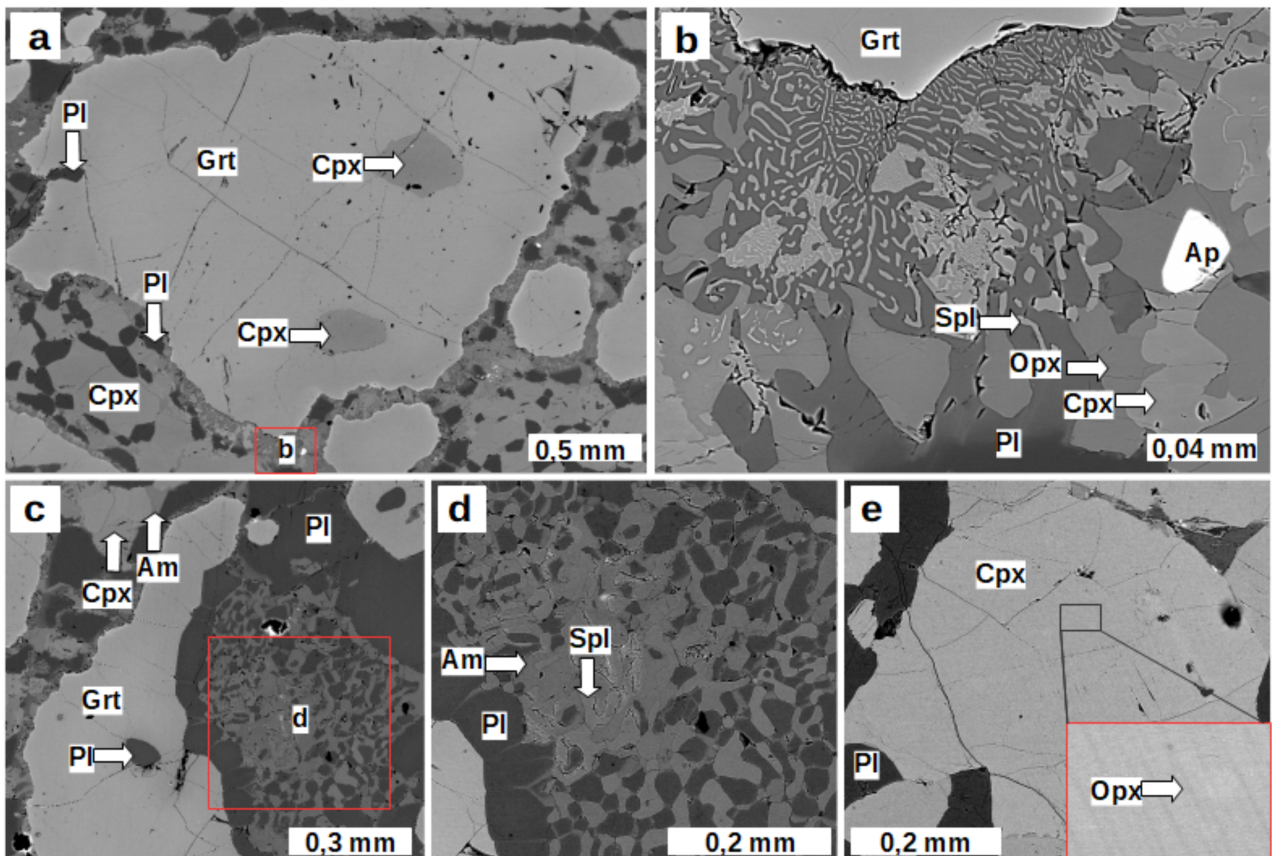
Amfiboly se ve výbrusech DS025E a DS036B vyskytují pouze lokálně a ve velmi malém množství v matrix společně s pyroxeny a plagioklasy, kde mají xenomorfní omezení a jejich rozměry se pohybují okolo 0,05 mm. Ve výbruse DS140C jsou amfiboly přítomny ve výrazně vyšším množství a kromě symplektitů s plagioklasem u okrajů granátových zrn, tvoří xenomorfní agregáty v matrix a dosahují podobných rozměrů jako zrna ortopyroxenů pohybující se přibližně okolo 0,25 mm (Obr. 15d). Rutil se vyskytuje v matrix ve formě menších izolovaných zrníček, která dosahují rozměrů až 0,08 mm, ve vzácných případech tvoří agregát s menšími zrny ilmenitu.

## **2 Mafické granulity se symplektity spinelů a plagioklasů v matrix (výbrusy DS073D, DS071A)**

Výbrusy mafických granulitů DS073D (Obr. 16) a DS071A (Obr. 17) mají porfyroblastickou texturu tvořenou vyrostlicemi granátů. Matrix je granoblastická a tvoří jí především hrubozrnné symplektity klinopyroxenu s plagioklasem, dále amfibol, ortopyroxen a hojně agregáty tvořené symplektitem spinelu s plagioklasem, které se vyskytují v blízkosti granátových zrn a ve kterých je v některých případech plagioklas nahrazen amfibolem (Obr. 16c,d;Obr. 17d). Ve výbruse DS073D se v matrix u okrajů granátů vyskytují i symplektity amfibolu, plagioklasu, pyroxenu a spinelu (Obr. 16b). Granátové porfyroblasty v tomto vzorku tvoří xenomorfně omezená spíše zaoblená zrna dosahující rozměrů až 2,6 mm (Obr. 16a;Obr. 17a). Ve výbruse DS071A jsou okraje granátů lemovány plagioklasem, který v některých případech tvoří inkluze částečně či zcela uzavřené v okrajových částech granátů, což dodává hornině zvláštní červíkovitý vzhed. Uvnitř granátů v obou výbrusech jsou přítomny idiomorfní inkluze klinopyroxenů dosahující v některých případech rozměrů až 0,4 mm a xenomorfní inkluze plagioklasu, které dosahují podobných rozměrů jako inkluze klinopyroxenu. (Obr. 16a;Obr. 17b). Ve výbruse DS071A se nachází i drobné inkluze kyanitu v jádrech granátů (Obr. 17a).

Klinopyroxen je spolu s plagioklasem hlavní součástí matrix, tvoří zrna xenomorfního omezení dosahující velikostí přibližně od 0,2 do 0,5 mm. Velká zrna v matrix obsahují drobné exsoluční lamely ortopyroxenu (Obr. 16e; Obr. 17e).

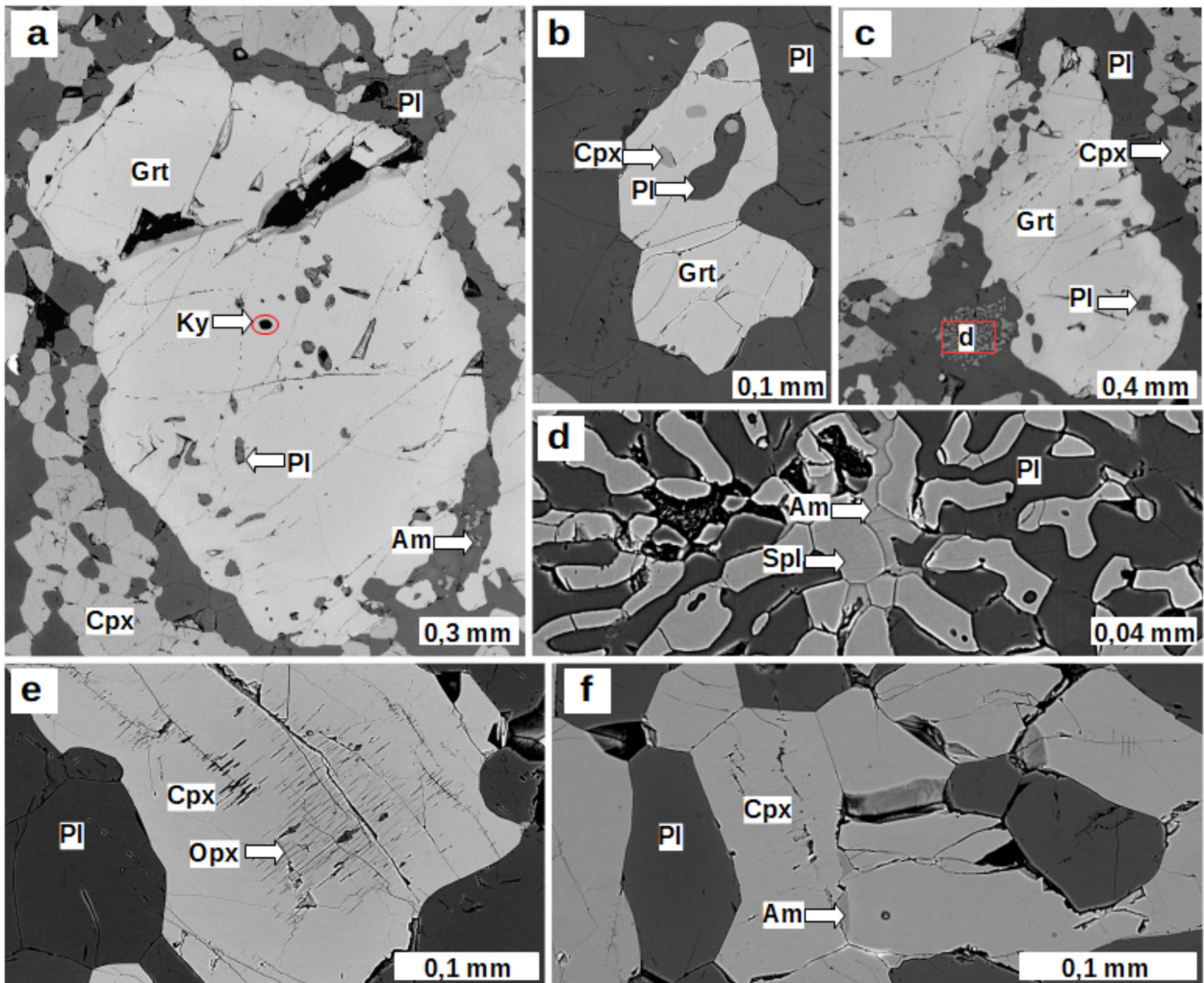
Ortopyroxen kromě exsolučních lamel v klinopyroxenových zrnech místy tvoří drobná zrnka o velikosti přibližně 0,04 mm v blízkosti amfibolů rozhraních klinopyroxenových zrn v matrix nebo uvnitř nich.



Obr. 16: BSE snímky výbrusu DS073D. **a)** porfyroblast granátu s idiomorfními inkluzemi klinopyroxenu ; **b)** okraj granátu v jehož blízkosti se vyskytují symplektity spinelu s pyroxeny a plagioklasem; **c)** část granátového porfyroblastu s inkluzí plagioklasu , se kterým sousedí symplektit spinelu a plagioklasu; **d)** symplektity spinelu a plagioklasu částečně nahrazené amfibolem ; **e)** klinopyroxenové zrna v matrix s exsolučními lamelami ortopyroxenu

Amfibol se kromě symplektitů plagioklasu se spinelem vyskytuje i jako malá zrníčka mezi klinopyroxenovými zrny i na jejich okrajích v matrix a dále i na okrajích granátových zrn, která nepřekračují velikost 0,04 mm.

Plagioklasy jsou xenomorfního omezení a v matrix dosahují variabilních velikostí dosahujících v průměru cca 0,1 mm. Největší zrna dosahují velikosti přibližně 0,5 mm.



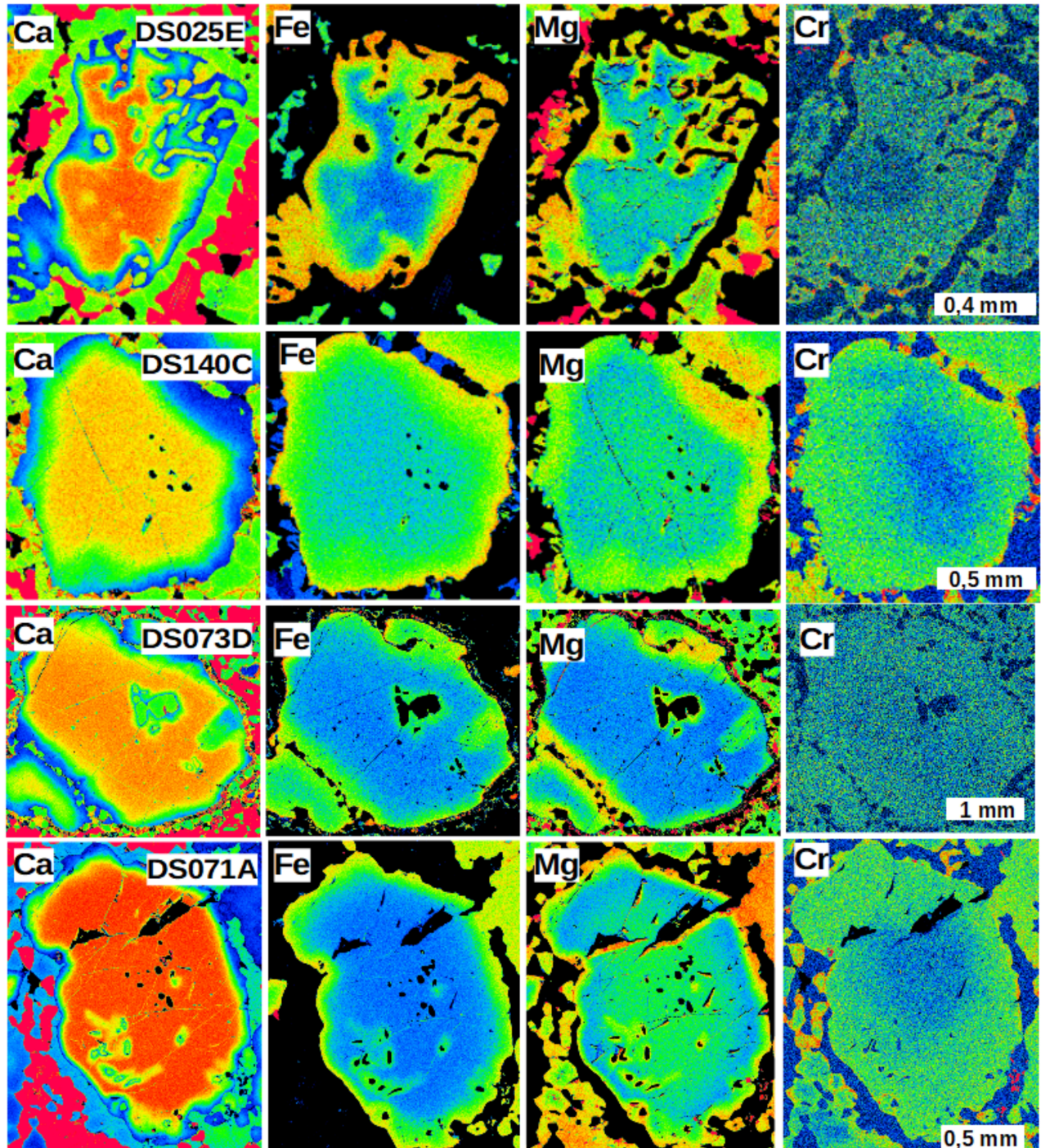
Obr. 17: BSE snímky výbrusu DS071A. **a)** granátový porfyroblast s inkluzemi plagioklasu a kyanitu a okolní matrix; **b)** granátové zrno v matrix s inkluzemi klinopyroxenu a plagioklasu; **c)** granátový porfyroblast s inkluzemi plagioklasu a okolní matrix; **d)** detailní snímek symplektitu spinelu a plagioklasu, který je nahrazován amfibolem; **e)** klinopyroxenové zrno v matrix s exsolučními lamelami ortopyroxenu; **f)** detailnější snímek matrix se zrny plagioklasu a klinopyroxenu. Na kontaktu klinopyroxenových zrn se vyskytuje amfibol.

### 3 Chemické složení fází mafických granulitů

#### Kompoziční zonálnost hlavních prvků v granátech

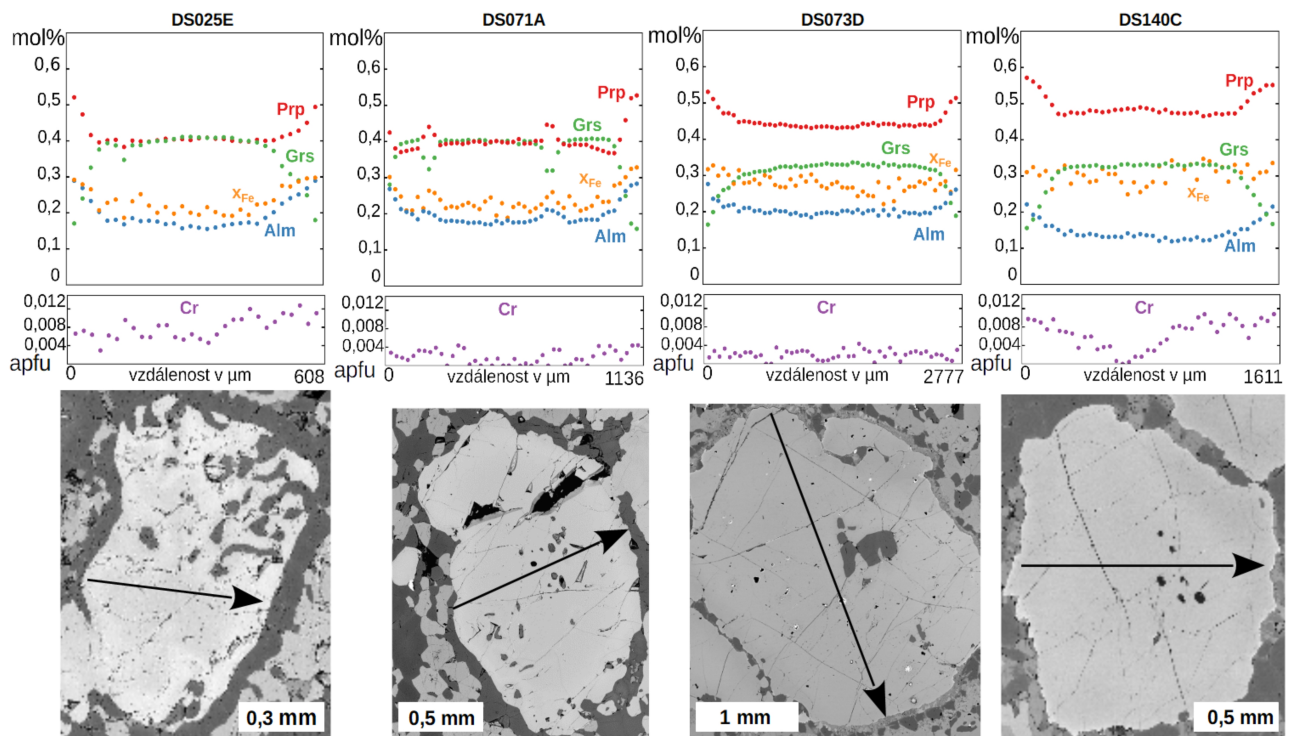


Oba typy mafických granulitů popsané v této práci se vyznačují přítomností granátů s výraznou chemickou zonálností v obsahu hlavních prvků (Obr. 18), která se vyznačuje vyšším obsahem Ca v jádrech granátů na rozdíl od okrajů, kde lze sledovat výrazné ochuzení Ca. V kontrastu s tím jsou okraje granátů výrazně nabohaceny Fe a Mg. Výrazný pokles Ca spojený s nárůstem Mg a Fe lze



Obr. 18: Kompoziční mapy Ca, Fe, Mg a Cr vybraných granátů mafických granulitů. pozorovat i v blízkosti plagioklasových inkluzí, stejně tak je charakteristický pokles Ca a nárůst Mg v granátu na hranici s inkluzemi klinopyroxenu. Uprostřed jader granátů se pravidelně vyskytují oblasti se sníženým obsahem Cr, což je patrné především na kompozičních mapách Cr vybraných

granátů (Obr. 18). Granáty výbrusů DS025E, DS036B a DS071A mají přibližně stejné chemické složení, které je v jádru  $\text{Prp}_{40}\text{Alm}_{16}\text{Grs}_{41}\text{SpS}_{0,3}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,3$  a na okraji  $\text{Prp}_{46}\text{Alm}_{26}\text{Grs}_{26}\text{SpS}_{0,7}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,36$ . Granáty výbrusů DS073D a DS140C mají v jádru zvýšený obsah Mg a snížený obsah Ca v porovnání s granáty výbrusů DS025E, DS036B a DS071A. Složení těchto granátů je v jádru  $\text{Prp}_{46}\text{Alm}_{17}\text{Grs}_{33}\text{SpS}_{0,4}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,28$ . Na okrajích mají složení:  $\text{Prp}_{54}\text{Alm}_{22}\text{Grs}_{19}\text{SpS}_{0,5}$  a poměr  $X_{\text{Fe}}=0,31$ . Chemická zonálnost vybraných granátů je zobrazena v kompozičních profilech (Obr. 28). Vybrané chemické analýzy na okrajích a v jádrech granátů jsou zobrazeny Tab. 1.



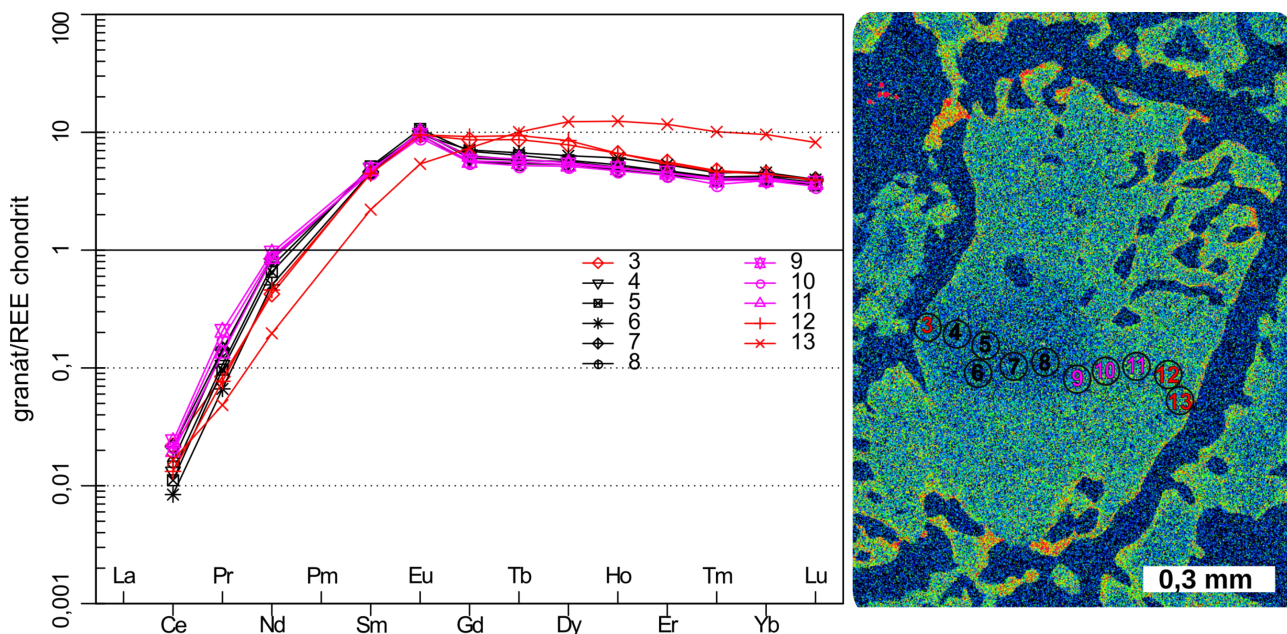
Obr. 19: Kompoziční profily vybraných mafických granulitů s jejich BSE snímky, kde je šipkou znázorněno, kudy vedl měřený profil.

Tab. 1: Vybrané chemické analýzy granátů mafických granulitů.

výbrus minerál pozice <i>hm%</i>	DS025E granát		DS036B granát		DS140C granát		DS073D granát		DS071A granát	
	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro
SiO <sub>2</sub>	40,90	40,95	41,39	41,31	41,12	41,09	40,79	40,45	40,96	41,17
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,22	0,05	0,21	0,06	0,12	0,06	0,25	0,12	0,23
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,11	0,11	0,15	0,08	0,17	0,05	0,02	0,05	0,05	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,94	22,82	23,27	23,06	23,46	23,16	23,03	22,94	22,74	23,07
FeO	14,28	8,47	14,31	7,59	12,41	8,00	14,29	10,60	13,83	9,14
MnO	0,41	0,18	0,39	0,16	0,18	0,11	0,36	0,26	0,32	0,16
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	14,45	11,32	15,63	11,37	16,56	14,06	14,85	12,37	11,92	11,27
CaO	6,57	16,10	5,59	17,05	6,29	13,35	6,41	12,87	10,96	15,69
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
celkem	99,77	100,15	100,77	100,85	100,25	99,94	99,81	99,80	100,91	100,78
<i>na 12 O</i>										
Si	3,00	2,99	3,00	2,99	2,97	2,97	2,99	2,97	3,00	2,99
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,99	1,97	1,98	1,97	2,00	1,98	1,99	1,98	1,96	1,98
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,02	0,01	0,02	0,06	0,06	0,03	0,05	0,02	0,01
Fe <sup>2+</sup>	0,88	0,50	0,86	0,44	0,69	0,42	0,84	0,60	0,82	0,55
Mn	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,58	1,23	1,69	1,23	1,78	1,52	1,62	1,35	1,30	1,22
Ca	0,52	1,26	0,43	1,32	0,49	1,03	0,50	1,01	0,86	1,22
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Fe-tot</sub>	0,36	0,30	0,34	0,27	0,30	0,24	0,35	0,32	0,39	0,31
Prp	0,52	0,40	0,56	0,40	0,57	0,49	0,53	0,43	0,42	0,40
Alm	0,29	0,16	0,28	0,14	0,22	0,14	0,28	0,19	0,27	0,18
Grs	0,17	0,41	0,14	0,43	0,16	0,33	0,16	0,32	0,28	0,40
Sps	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00

**Zonalita prvků vzácných zemin v granátu (výbrus DS025E)**

Z výbrusu DS025E zastupující mafické granulity byl k analýze stopových prvků a prvků vzácných zemin vybrán granát s výraznou kompoziční zonálností hlavních prvků (Obr. 28). Po normalizaci analýz složením chondritu a vynesení hodnot do grafu (Obr. 20) lze pozorovat, že mezi vnitřím Cr-chudým (body 4-8) a vnějším Cr-bohatším (body 9-11) jádrem je v obsazích REE minimální rozdíl, přičemž v Cr-bohatší části dochází k malému nabohacení LREE, obě části pak mají pozitivní Eu



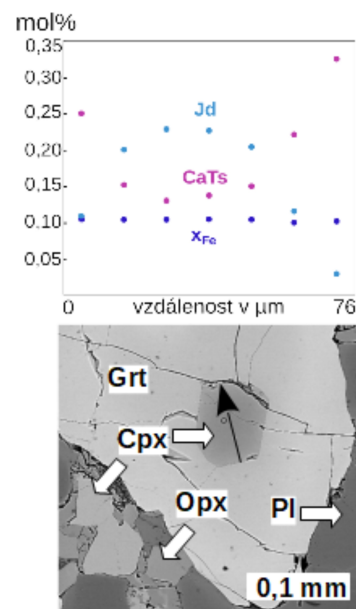
Obr. 20: Graf distribuce vzácných zemin (Boynton 1984) v profilu přes granát mafického granulitu výbrusu DS025E. Přesné lokace analýz jsou zobrazeny vpravo na kompoziční mapě Cr tohoto granátu.

anomálii. Okraj granátu charakterizovaný nízkým obsahem Ca a vysokým obsahem Mg a Fe (bod 13) jsou v porovnání s jádrem nabohaceny o HREE prvky, ale ochuzeny o LREE prvky, Eu anomálie u něj chybí.

### Klinopyroxeny

Inkluze klinopyroxenů uvnitř granátových zrn mají vysoký obsah Na a Al ve svých jádrech ( $Jd_{23}CaTs_{14}$ ) v porovnání se svými okraji ( $Jd_{11}CaTs_{25}$ ). Zatímco obsah Na směrem k jejich rozhraní s granáty klesá, obsah Al a Ca narůstá, jak je ilustrováno na kompozičním profilu vedeném přes inkluzi klinopyroxenu v granátu mafického granulitu výbrusu DS025E (Obr. 21).

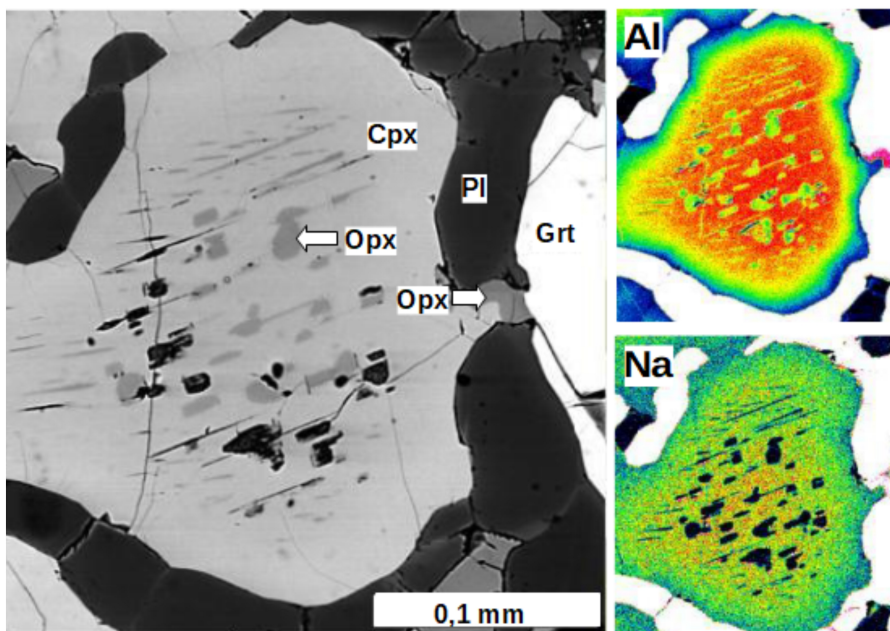
Velká zrna v matrix, která obsahují ortopyroxenové exsoluční lamely ve svých střezech a které jsou v některých případech doprovázeny výskytem drobných odmíšenin spinelu, mají zvýšený obsah Al a Na



Obr. 21: Kompoziční profil inkluze klinopyroxenu v granátu mafického granulitu; výbrus DS025E.

ve svých jádrech. Obě tyto komponenty klesají směrem od středu ( $Jd_{10}CaTs_{20}$ ) k okrajům zrn ( $Jd_6CaTs_9$ ), jak lze sledovat na kompozičních mapách (Obr. 22).

Klinopyroxeny tvořící hrubozrnné symplektity s plagioklasovými zrny mají výrazně nižší obsah Na a Al ( $Jd_9CaTs_{20}$ ) v porovnání s klinopyroxeny, které tvoří inkluze v granátech. Analýzy vybraných klinopyroxenů tvořících inkluze v granátech i zrna v matrix jsou zobrazeny v následující tabulce (Tab. 2).



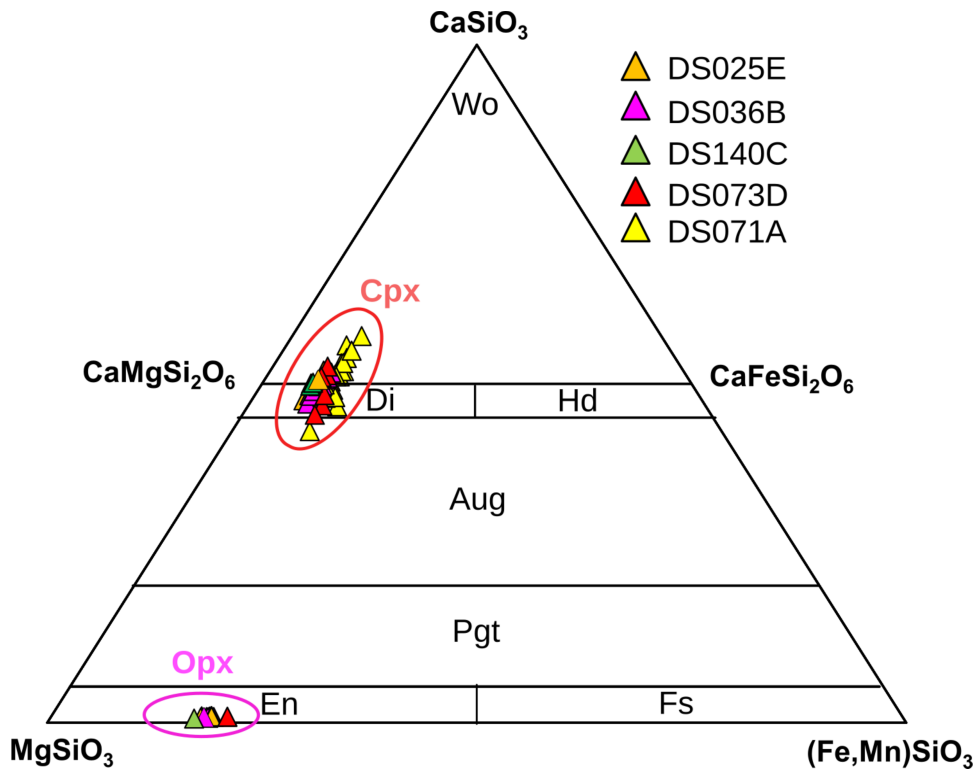
Obr. 22: BSE snímek klinopyroxenového zrna s ortopyroxenovými exsolučními lamelami v matrix a jeho kompoziční mapy Al a Na; výbrus DS025E.

Převážná část klinopyroxenů spadá svým chemickým složením do skupiny diopsidu (Obr. 23).

### Ortopyroxeny

maficických granulitů svým chemickým složením odpovídají enstatitu s  $X_{Fe} = 0,19$  (Obr. 23).

Exsoluční lamely ortopyroxenů přítomné



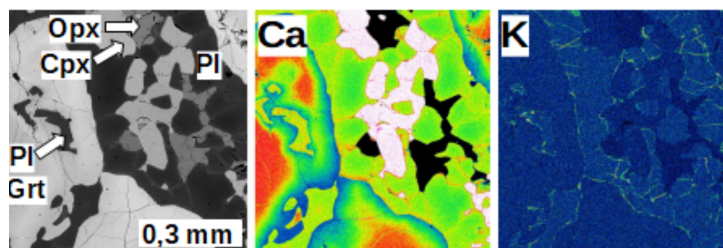
Obr. 23: Diagram základního členění pyroxenů zobrazující chemické složení pyroxenů mafických granulitů a granátických pyroxenitů.

v klinopyroxenových zrnech majú vysoký obsah Al (0,22 apfu) v porovnaní s ortopyroxeny, ktoré tvoří součást matrix.

Tab. 2: Reprezentativní chemické analýzy klinopyroxenů mafických granulitů.

výbrus minerál pozice <i>hm%</i>	DS025E Cpx		DS036B	DS140C	DS073D Cpx	
	inkluze	matrix	Cpx matrix	Cpx matrix	inkluze	matrix
SiO <sub>2</sub>	51,84	53,21	52,27	50,46	50,16	50,93
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,15	0,37	0,45	0,39	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,13	2,56	3,91	6,71	10,71	6,82
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,09	0,01	0,06	0,21	0,04	0,03
FeO	2,31	3,65	3,94	3,28	3,23	4,79
MgO	11,02	16,07	15,33	14,40	12,11	14,06
MnO	0,03	0,08	0,04	0,01	0,07	0,05
CaO	17,99	22,94	22,76	22,65	20,12	20,55
Na <sub>2</sub> O	3,56	0,58	0,69	0,86	2,06	1,27
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
celkem	100,27	99,25	99,37	99,01	98,89	99,20
<i>na 6 O</i>						
Si	1,85	1,95	1,92	1,85	1,83	1,87
Ti	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
Al	0,55	0,11	0,17	0,29	0,46	0,29
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,09	0,09	0,06	0,10	0,13
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,02	0,03	0,04	0,00	0,02
Mg	0,59	0,88	0,84	0,79	0,66	0,77
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,69	0,90	0,89	0,89	0,79	0,81
Na	0,25	0,04	0,05	0,06	0,15	0,09
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Fe-tot</sub>	0,11	0,11	0,13	0,11	0,13	0,16
Jd	0,23	0,04	0,02	0,03	0,12	0,05
CaTs	0,14	0,03	0,07	0,13	0,15	0,11

Plagioklasy tvořící velká zrna v matrix mají vyšší obsah Ca na okrajích v porovnání se svými jádry (Obr. 24). Plagioklasy, které jsou přítomné ve formě inkluzí v jádrech granátů, mají zvýšený obsah Ca ( $\sim An_{58}$ ) než zrna v matrix ( $\sim An_{50}$ ). Nejvyšší obsah Ca ale mají plagioklasy v matrix, které se vyskytují ve formě agregátů v asociaci se spinelem

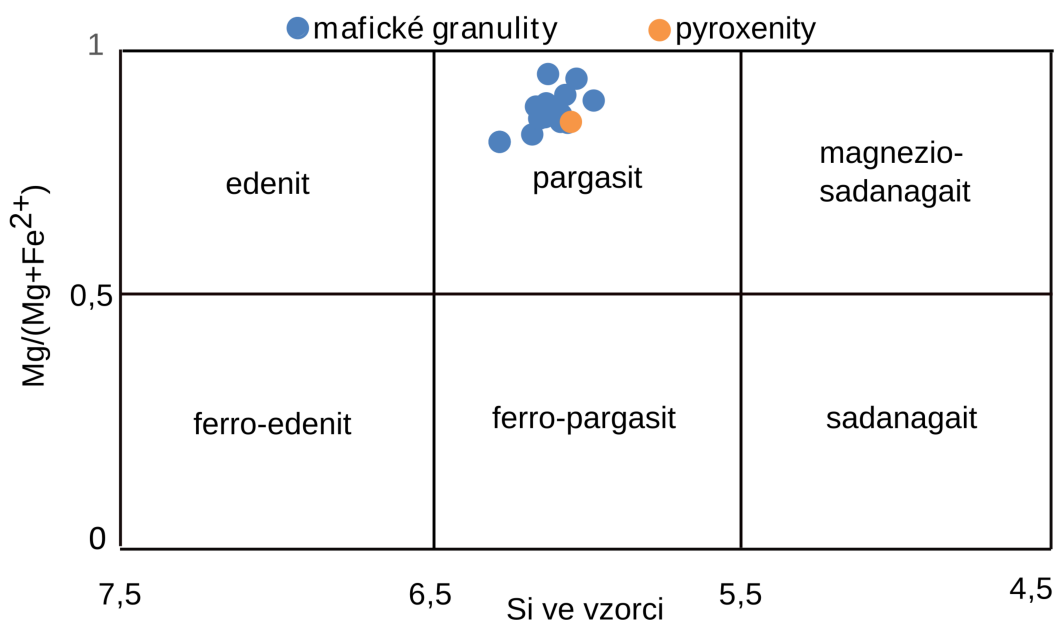


Obr. 24: BSE snímek a kompoziční mapy Ca a K zobrazující okraj granátu s okolní matrix tvořenou plagioklasem a pyroxeny; výbrus mafického granulitu DS025E. Viditelná je přítomnost úzkých zón bohatých K, které tvoří v hornině síť především podél okrajů zrn plagioklasu.

( $\sim An_{85}$ ) (Obr. 13d; Obr. 14b; Obr. 15d; Obr.

16d; Obr. 17d). Vysoký obsah Ca v plagioklasech, které jsou v asociaci se spinely, indikuje, že tyto fáze mohly nahradit původní Al-bohatou fází – pravděpodobně kyanit, čemuž nasvědčuje přítomnost zachovalých kyanitových inkluzí uvnitř jader některých granátových zrn (Obr. 13b; Obr. 14b; Obr. 15a; Obr. 16a). Okraje plagioklasových zrn v matrix jsou charakterizovány velmi úzkou zónou výrazně nabohacenou K (Obr. 24), jejichž propojení tvoří v rámci vzorku síť prostupující celou horninou. Chemické složení plagioklasů je zobrazeno v ternárním diagramu (Obr. 6).

Amfiboly ze vzorků mafických granulitů náleží do skupiny vápenatých amfibolů a svým složením odpovídají pargasitu s poměrem  $X_{Fe} = 0,17$  a obsahem Na 0,74 apfu (Obr. 25).



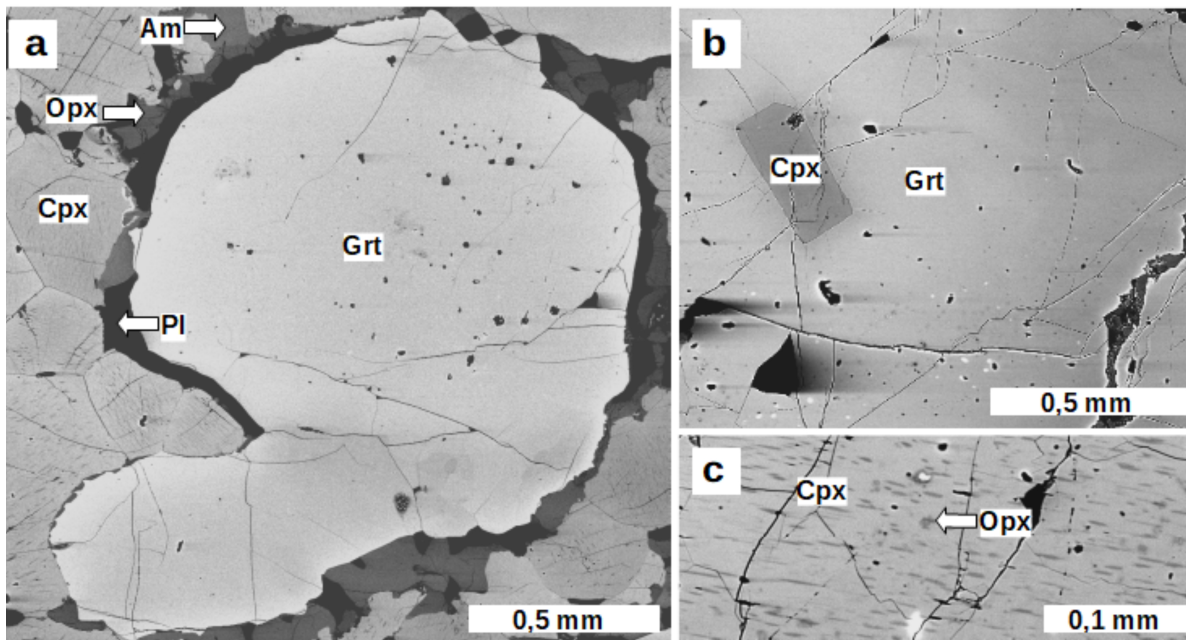
Obr. 25: Klasifikace amfibolů mafických granulitů a pyroxenitů. Klasifikace podle Leake et al.1997.

**Spinely** tvořící agregáty uvnitř plagioklasových zrn mají složení odpovídající spinelu až hercynitu a mají vysoký obsah chromu ( $\text{Hc}_{36}\text{Spl}_{44}\text{Chr}_6$ ), zatímco u spinelů, které se vyskytují ve formě symplektitů s plagioklasy a pyroxeny převažuje složení spinelu a obsah chromu je nízký ( $\text{Hc}_{36}\text{Spl}_{62}\text{Chr}_{0,1}$ ).

### 3.3.4 Granátické pyroxenity (výbrusy DS025 a DS072C)

Studované granátické pyroxenity mají porfyroblastickou texturu tvořenou vyrostlicemi granátů a hrubozrnnou matrix, která je tvořená velkými zrny klinopyroxenů. Dále minerální asociaci doplňuje plagioklas, amfibol, ortopyroxen a spinel, které se vyskytují nejčastěji v rámci lemů kolem granátových zrn. Akcesoricky je v hornině přítomen rutil. Ve vzorku DS025 se střídají pásky bohaté granáty s pásky bohatými klinopyroxeny, které mají mocnost cca 1 cm.

Granátové porfyroblasty obou výbrusů jsou xenomorfně omezené a dosahují rozměrů až 3 mm (Obr. 26a, Obr. 27a). Obsahují idiomorfnní inkluze klinopyroxenů o velikosti až 0,35 mm (Obr. 26b, Obr. 27a). Na okrajích jsou lemovány plagioklasem doprovázeným ortopyroxenem, amfibolem a místy spinelem. V granátech z oblasti bohaté klinopyroxeny ve vzorku DS025 se vyskytují drobné polyfázové inkluze nepřesahující velikost 0,2 mm, které obsahují alkalické živce, flogopit, amfibol, ortopyroxen. V některých případech obsahují Si a K bohatou fázi bez zjevné stechiometrie, která může představovat sklo.

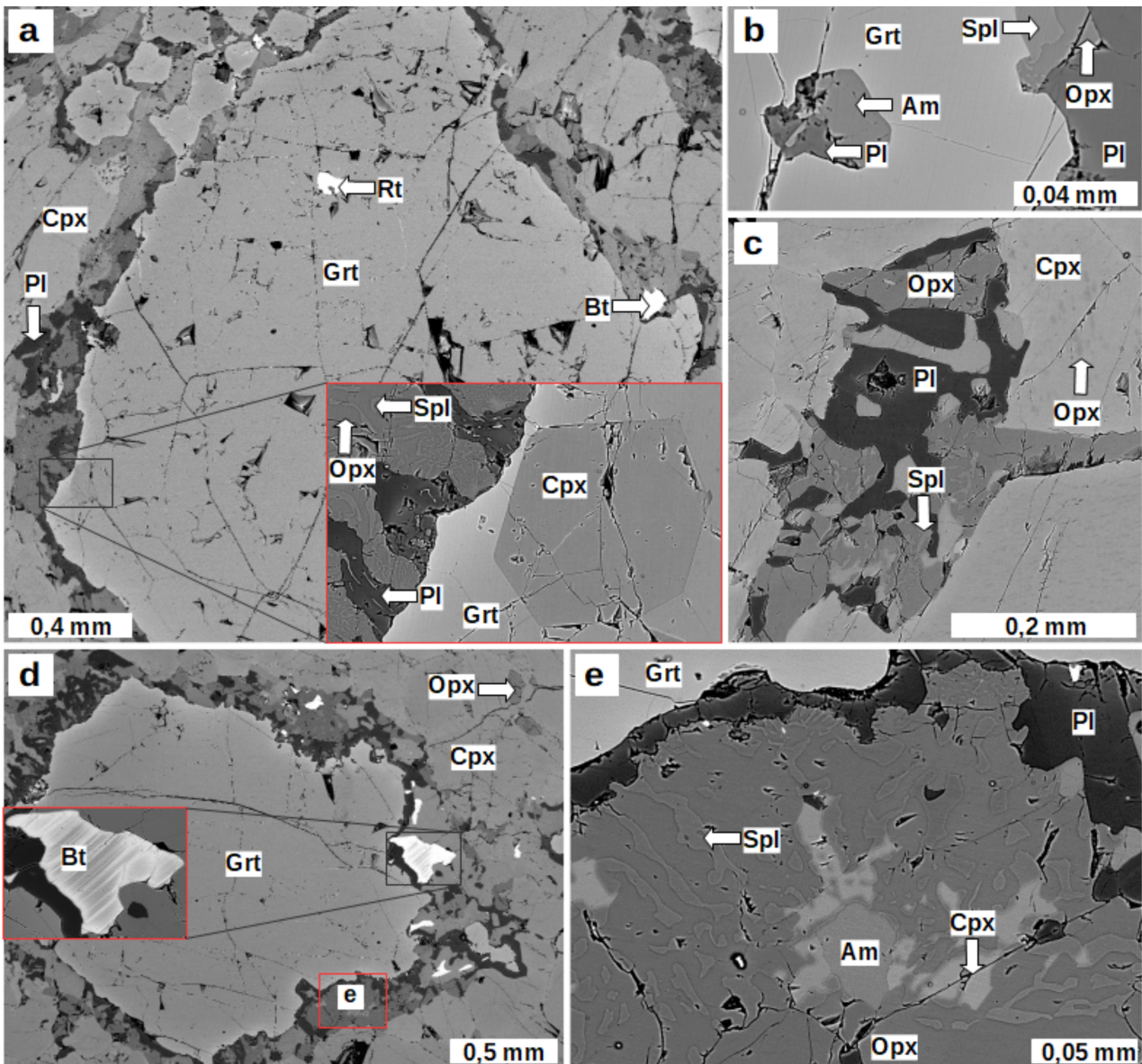


Obr. 26: BSE snímek granátického pyroxenitu. **a)** granátový porfyroblast s okolní matrix tvořenou plagioklasem, pyroxeny a amfibolem, **b)** část granátového porfyroblastu s idiomorfnní inkluzí klinopyroxenu, **c)** detailní snímek části klinopyroxenového zrna v matrix s exsolučními lamelami ortopyroxenu.



Ve výbruse DS072C se vyskytují v blízkosti granátových porfyroblastů xenomorfně omezené biotity dosahující variabilních rozměrů do maximální velikosti přibližně 0,3 mm (Obr. 27d).

V plagioklasových zrnech na okraji granátů se nachází symplektity klinopyroxenu se spinelom (Obr. 27a,b), a lokálně i amfibolem a ortopyroxenem (Obr. 27d,e). Menší plagioklasová zrníčka dosahující rozměrů přibližně 0,03 mm se nachází lokálně mezi klinopyroxenovými zrny xenomorfního omezení, která dosahují rozměrů okolo 1,2 mm a obsahují ortopyroxenové exsoluční



Obr. 27: BSE snímky granátického pyroxenitu výbrusu DS072C. **a)** granátový porfyroblast s idiomorfní inkluzí klinopyroxenu a okolní matrix, která je tvořena pyroxeny a plagioklasem; klinopyroxeny tvoří symplektity se spinely; **b)** inkluze plagioklasu a amfibolu na okraji granátového porfyroblastu; **c)** symplektity ortopyroxenu, plagioklasu a spinelu na rozhraní klinopyroxenových zrn s exsolučními lamelami ortopyroxenu v matrix; **d)** porfyroblast granátu lemovaný plagioklasem a symplektity amfibolu, spinelu a pyroxenu s okolní matrix tvořenou klinopyroxenem, přítomné je zrnobiotitu; **e)** detailní snímek symplektitu amfibolu, pyroxenu a spinelu na okraji granátového porfyroblastu.

lamely (Obr. 26c, Obr. 27c) a místy uzavírají i xenomorfní ortopyroxenová zrnka o velikosti přibližně do 0,15 mm. Na kontaktu klinopyroxenových zrn ve výbruse DS072C se lokálně vyskytují symplektity plagioklasu, ortopyroxenu a spinelu (Obr. 27c).

## **1 Chemické složení minerálů granátických pyroxenitů**

### **Granáty výbrusu DS025**

V tomto výbruse se vyskytují dva chemicky kontrastní typy granátů. První typ je přítomný v páscích bohatých granátem, které vedou přes celý výbrus a mají vysoký obsah Ca a nízké obsahy Fe, Mg a Cr ve svých jádrech v porovnání s okraji. Granáty z této zóny mají v jádru složení  $\text{Prp}_{42}\text{Alm}_{18}\text{Grs}_{35}\text{Sps}_{0,6}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,33$  a na okraji mají složení  $\text{Prp}_{53}\text{Alm}_{22}\text{Grs}_{20}\text{Sps}_{0,6}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,31$ . Obsah Cr narůstá směrem od jádra ( $\sim 0,004$  apfu) k okrajům ( $0,009$  apfu).

Druhý typ granátů přítomný v klinopyroxenem bohatých partiích má výrazně nižší obsah Ca v porovnání s granáty, které vyskytují v granátem bohatých páscích, a výrazně vyšší obsah Fe a Mg komponent. V jádru mají tyto granáty složení  $\text{Prp}_{62}\text{Alm}_{22}\text{Grs}_{15}\text{Sps}_{0,5}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,25$  a na okraji mají složení  $\text{Prp}_{60}\text{Alm}_{22}\text{Grs}_{12}\text{Sps}_{0,7}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,33$ . Obsah Cr se nepatrně zvyšuje směrem od jádra ( $\sim 0,002$  apfu) k okrajům ( $\sim 0,004$  apfu). Kompozičně jsou tyto granáty velice podobné granátům výbrusu DS072C, mají ale nepatrně nižší obsah Fe a Ca. Kompoziční mapy odlišných typů granátů z výbrusu DS025 jsou zobrazeny v obrázku: Obr. 29. Kompoziční profily granátů z obou výbrusů granátických pyroxenitů jsou zobrazeny v obrázku: Obr. 31.

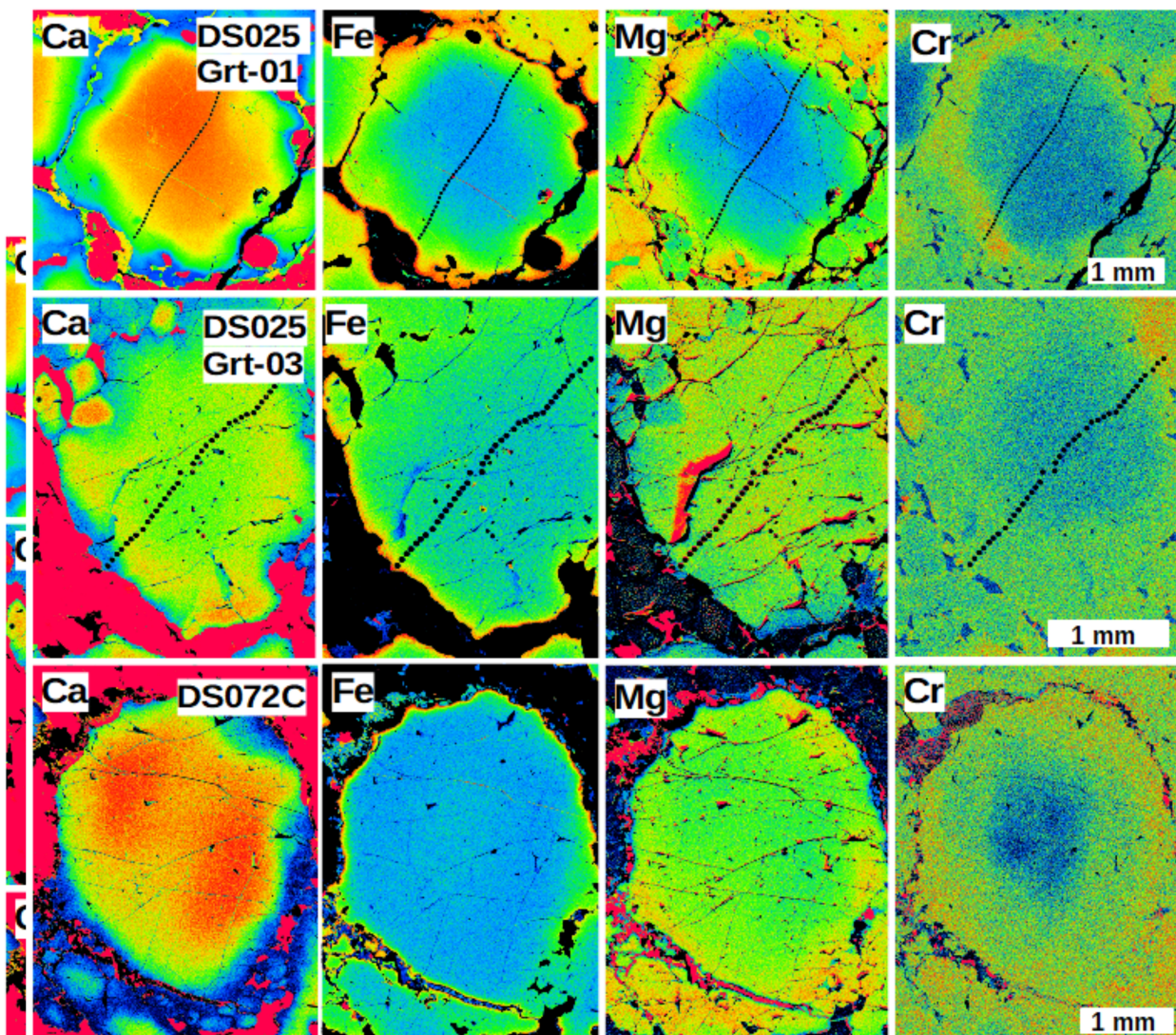
### **Granáty vzorku DS072C**

Jádra granátů tohoto vzorku jsou ochuzena o Cr komponentu ( $\sim 0,004$  apfu) v porovnání se svými okraji ( $\sim 0,01$  apfu), průběh ostatních komponent je v jádru kontinuální a chemické složení je zde přibližně  $\text{Prp}_{59}\text{Alm}_{17}\text{Grs}_{18}\text{Sps}_{0,3}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,29$ . Okraje granátů jsou lehce ochuzeny o Mg a Ca komponenty a nabohaceny Fe komponentou. Jejich složení je přibližně  $\text{Prp}_{57}\text{Alm}_{24}\text{Grs}_{13}\text{Sps}_{0,8}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,32$ . Kompoziční profil granátu z tohoto výbrusu s jeho BSE snímkem je zobrazen spolu s kompozičními profilem granátů výbrusu DS025 v obrázku

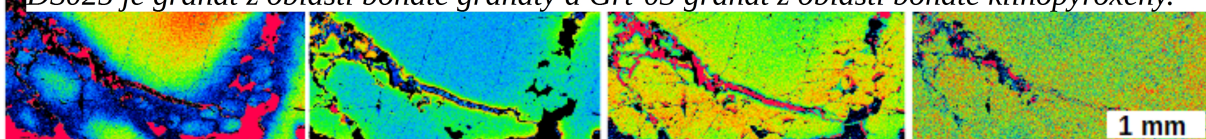


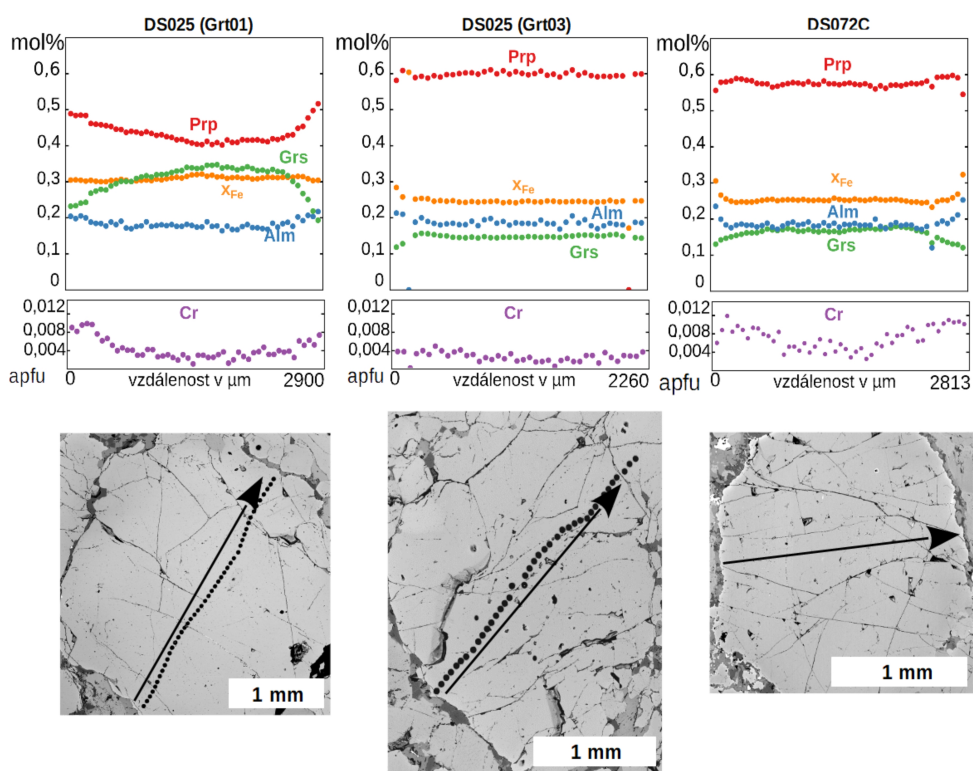
Jádra granátů tohoto vzorku jsou ochuzena o Cr komponentu ( $\sim 0,004$  apfu) v porovnání se svými okraji ( $\sim 0,01$  apfu), průběh ostatních komponent je v jádru kontinuální a chemické složení je zde přibližně  $\text{Prp}_{59}\text{Alm}_{17}\text{Grs}_{18}\text{Sps}_{0,3}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,29$ . Okraje granátů jsou lehce ochuzeny o Mg a Ca komponenty a nabohaceny Fe komponentou. Jejich složení je přibližně  $\text{Prp}_{57}\text{Alm}_{24}\text{Grs}_{13}\text{Sps}_{0,8}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,32$ . Kompoziční profil granátu z tohoto výbrusu s jeho BSE snímkem je zobrazen spolu s kompozičními profily granátů výbrusu DS025 v obrázku: Obr. 31.

Reprezentativní chemické analýzy z okrajů a jader granátů granátických klinopyroxenitů jsou zobrazeny v následující tabulce Tab. 3).



Obr. 28: Kompoziční mapy Ca, Fe, Mg a Cr granátů granátických pyroxenitů. Grt-01 výbrusu DS025 je gránát z oblasti bohaté granáty a Grt-03 gránát z oblasti bohaté klinopyroxeny.





Obr. 29: Kompoziční profily granátů granátických pyroxenitů s jejich BSE snímky, na kterých je pomocí šipky zobrazeno, kudy vedl měřený profil. Tečkované linie představují krátery po analýze ICP-MS, Grt-01 - granát výbrusu DS025 z oblasti bohaté granátem, Grt-03 - granát výbrusu DS025 z oblasti bohaté pyroxenem.

### Klinopyroxeny vzorku DS025

Kompoziční mapy klinopyroxenů z tohoto vzorku jsou zobrazeny v obrázku níže (Obr. 30).

Charakter zonality klinopyroxenů v oblastech s granáty s vysokým obsahem Ca i v oblastech s nízkým obsahem Ca je obdobný, mají nízký obsah Al ve svém jádru, který se zvyšuje směrem k okrajům. V kontrastu s tím mají ve svých jádrech vysoký obsah Na, který směrem k okrajům klesá. Absolutní hodnoty koncentrací však doahují mírně odlišných hodnot – v zónách s granáty bohatými Ca mají klinopyroxeny složení jádra  $\text{CaTs}_{5,6}\text{Jd}_{1,2,5}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,16$  a okraje  $\text{CaTs}_9\text{Jd}_{8,1}$  a poměr

$x_{\text{Fe}}=0,17$ , kdežto v oblastech, kde se vyskytují granáty s nižším obsahem Ca s mají v jádru složení  $\text{CaTs}_{4,2}\text{Jd}_{15,6}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,13$  a na okrajích  $\text{CaTs}_{7,5}\text{Jd}_{11,4}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,15$ .

### **Klinopyroxeny vzorku DS072C**

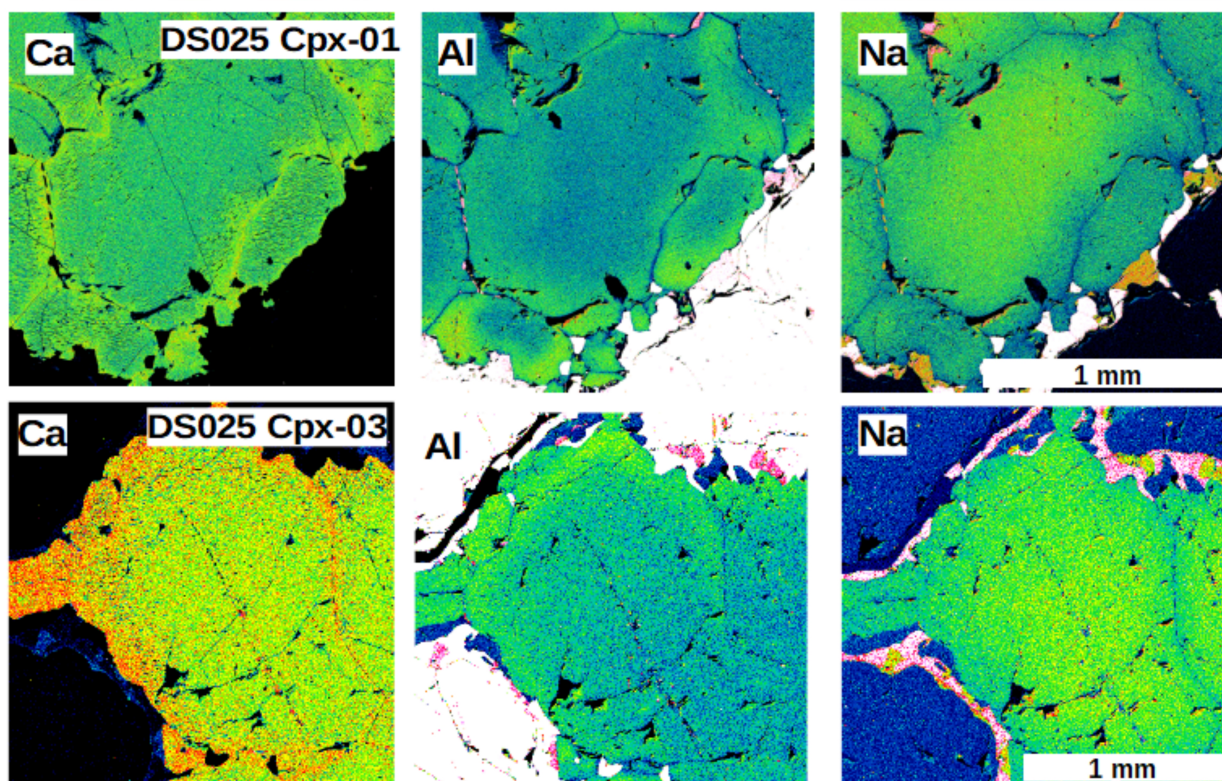
V klinopyroxenech tvořících inkluze uvnitř granátů klesá obsah Na směrem k jejich okrajům na hranici s granáty a naopak obsah Al a Ca narůstá. V jádrech mají tyto inkluze složení  $\text{CaTs}_4\text{Jd}_{16}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,12$  a na svých okrajích mají složení  $\text{CaTs}_{10}\text{Jd}_{13}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,13$ . Klinopyroxeny, které se vyskytují v asociaci se spinely mají složení  $\text{CaTs}_{10}\text{Jd}_8$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,13$ . Velká zrna v matrix mají ve svých střezech složení  $\text{CaTs}_5\text{Jd}_{14}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,12$  a na okrajích  $\text{CaTs}_8\text{Jd}_{13}$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,13$  (Obr. 41).



Tab. 3: Reprezentativní chemické analýzy granátů granátických pyroxenitů.

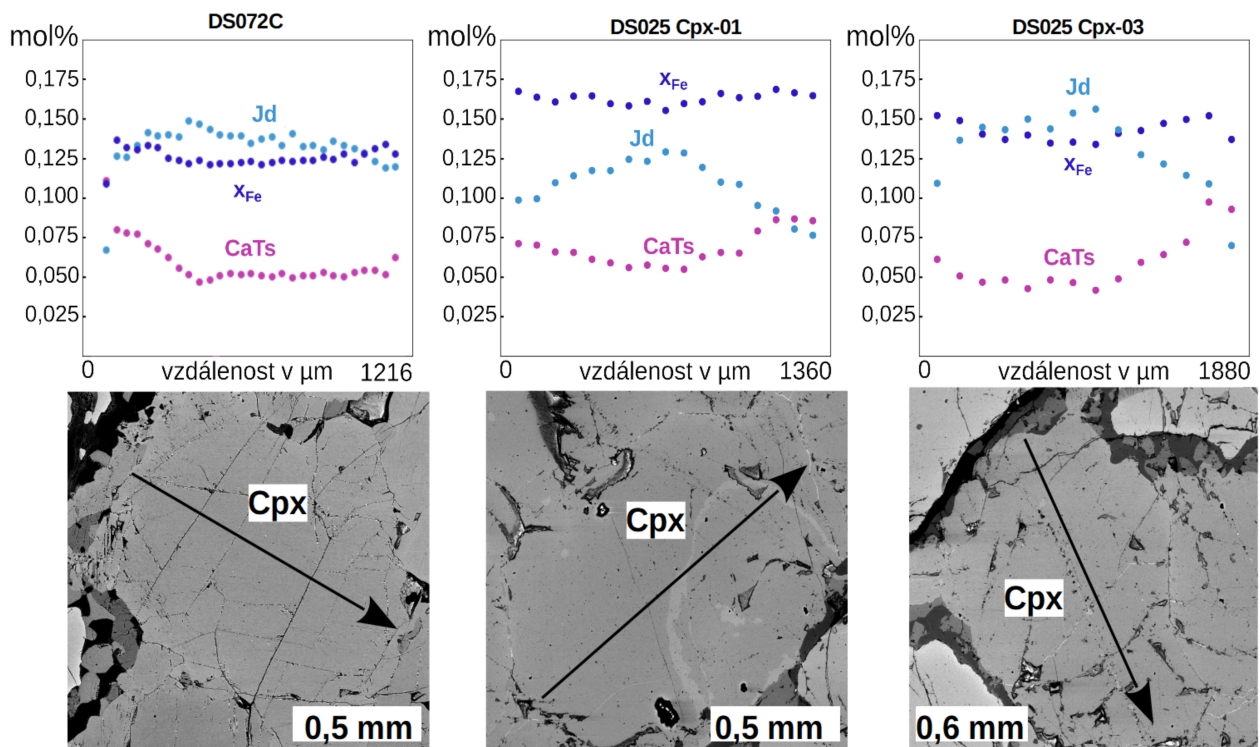
výbrus minerál pozice <i>hm%</i>	DS025 granát Grt01		DS025 granát Grt03		DS072C granát	
	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro
SiO <sub>2</sub>	41,17	40,91	41,84	42,06	40,88	41,41
TiO <sub>2</sub>	0,09	0,15	0,03	0,11	0,13	0,16
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,13	0,02	0,07	0,03	0,11	0,08
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,21	22,95	23,81	23,86	23,08	23,56
FeO	12,38	10,43	13,05	10,67	13,39	10,66
MnO	0,29	0,25	0,27	0,21	0,40	0,22
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	15,29	12,02	17,78	18,14	16,43	17,12
CaO	7,95	13,90	5,05	6,10	5,36	6,90
Na <sub>2</sub> O	0,02	0,04	0,00	0,02	0,01	0,05
K <sub>2</sub> O	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
celkem	100,54	100,66	101,91	101,20	99,78	100,16
<i>na 12 O</i>						
Si	2,98	2,98	2,96	2,98	2,97	2,97
Ti	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Cr	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Al	1,98	1,97	1,99	1,99	1,98	1,99
Fe <sup>3+</sup>	0,06	0,06	0,08	0,04	0,06	0,05
Fe <sup>2+</sup>	0,69	0,57	0,69	0,59	0,75	0,59
Mn	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	1,65	1,30	1,88	1,91	1,78	1,83
Ca	0,62	1,08	0,38	0,46	0,42	0,53
Na	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$x_{\text{Fe-tot}}$	0,31	0,33	0,29	0,25	0,31	0,26
Prp	0,53	0,42	0,60	0,62	0,57	0,59
Alm	0,22	0,18	0,22	0,19	0,24	0,19
Grs	0,20	0,35	0,12	0,15	0,13	0,18
Sps	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00





Obr. 30: Kompoziční mapy Ca, Al a Na v klinopyroxenech granátického pyroxenitu DS025. Cpx -01 zastupuje klinopyroxen z oblasti bohaté granátem a klinopyroxen Cpx - 03 zastupuje klinopyroxen z oblasti bohaté klinopyroxenem.

Klinopyroxeny obou výbrusů svým chemickým složením odpovídají diopsidu a ortopyroxeny svým složením odpovídají enstatitu (Obr. 41). Vybrané analýzy klinopyroxenů jsou k dispozici v následující tabulce Tab. 4).



Obr. 31: Kompoziční profily přes klinopyroxenová zrna v matrix granátických klinopyroxenitů. Ve výbruse DS025 zastupuje Cpx-01 klinopyroxen z oblasti bohaté granáty a Cpx-03 klinopyroxen z oblasti bohaté klinopyroxeny.

Plagioklasy obou výbrusů vyskytující se v matrix mají průměrné složení  $\sim\text{Ab}_{63}$ . Plagioklas, který se nachází ve fraktuře uvnitř granátu (Obr. 27b) má složení  $\text{Ab}_{56}$ . Chemické složení plagioklasů granátických pyroxenitů je zobrazeno v ternárním diagramu (Obr. 6).

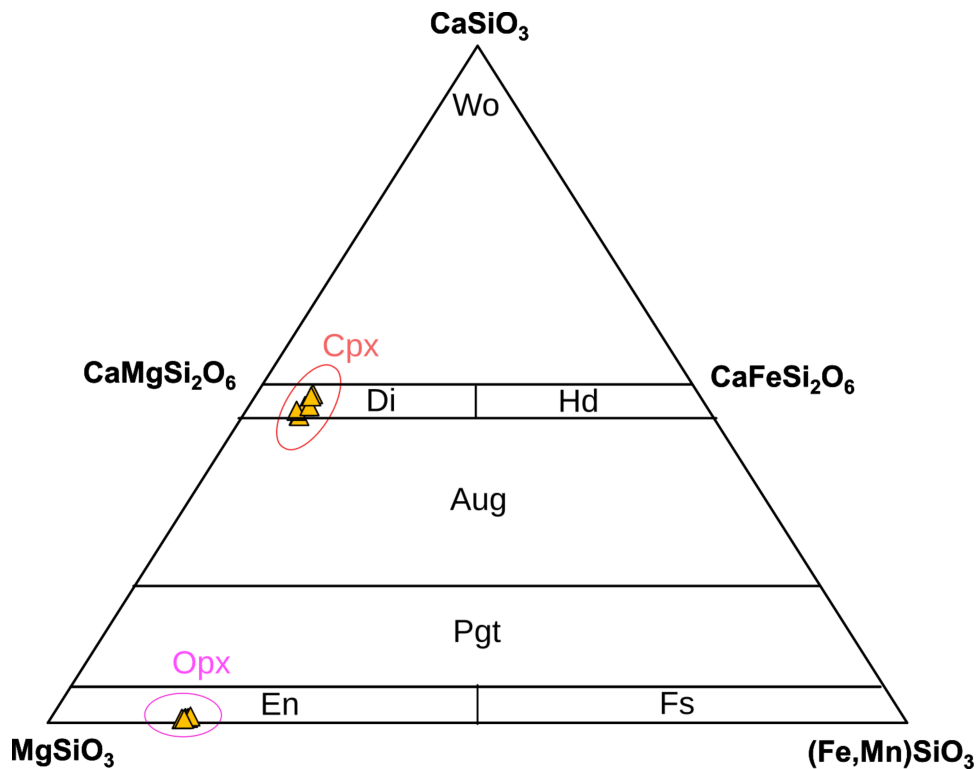
Amfiboly obou výbrusů granátických pyroxenitů se řadí stejně jako v případě mafických granulitů do skupiny vápenatých amfibolů a jejich složení odpovídá pargasitu (Obr. 25).

Biotity vyskytující se v okolí granátových zrn výbrusu DS072C mají vysoký obsah Ba (c. 0,13 apfu) a jejich složení odpovídá flogopitu s  $X_{\text{Fe}}=0,16$  a vysokým obsahem Ti 0,27 apfu.

Tab. 4: Tabulka vybraných chemických analýz klinopyroxenů granátických pyroxenitů. Z výbrusu DS025 byly vybrány dva klinopyroxemy a to Cpx01 z oblasti výbrusu bohaté granátem a Cpx03 z oblasti výbrusu bohaté klinopyroxenem.

výbrus minerál pozice hm%	DS025				DS072C			
	Cpx-01		Cpx-03		Cpx			sym. se Spl
	M-jádro	M-okraj	M-jádro	M-okraj	M- jádro	M-okraj	inkluze	
SiO <sub>2</sub>	52,91	51,80	53,54	52,379	53,17	52,28	54,04	51,44
TiO <sub>2</sub>	0,34	0,51	0,31	0,242	0,42	0,43	0,26	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,75	6,52	5,96	5,765	6,11	7,26	5,96	7,25
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,10	0,10	0,01	0,117	0,14	0,14	0,16	0,08
FeO	4,56	4,84	3,71	4,547	3,43	4,00	3,44	3,57
MgO	13,59	13,68	13,44	14,208	14,01	14,26	14,24	13,78
MnO	0,00	0,06	0,04	0,083	0,03	0,04	0,06	0,04
CaO	19,69	20,19	19,45	19,281	18,74	18,38	18,69	20,76
Na <sub>2</sub> O	2,20	1,59	2,45	1,769	2,61	2,32	2,59	1,71
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,01
celkem	99,14	99,29	98,90	98,39	98,64	99,11	99,46	99,15
<i>na 6 O</i>								
Si	1,93	1,90	1,95	1,93	1,94	1,90	1,95	1,88
Ti	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Al	0,25	0,28	0,26	0,25	0,26	0,31	0,25	0,31
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,12	0,14	0,11	0,14	0,09	0,10	0,10	0,09
Fe <sup>3+</sup>	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,00	0,02
Mg	0,74	0,75	0,73	0,78	0,76	0,77	0,77	0,75
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,77	0,79	0,76	0,76	0,73	0,72	0,72	0,81
Na	0,16	0,11	0,17	0,13	0,18	0,16	0,18	0,12
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Fe-tot</sub>	0,16	0,17	0,13	0,15	0,12	0,14	0,12	0,13
Jd	0,13	0,08	0,16	0,11	0,15	0,13	0,16	0,08
CaTs	0,06	0,09	0,04	0,06	0,05	0,08	0,04	0,11

Spinely přítomné v granátických pyroxenitech mají podobné složení jako spinely tvořící symplektity s plagioklasy v mafických granulitech. Jejich složení odpovídá spinelu s nízkým obsahem chromu (Hc<sub>28</sub>Spl<sub>70</sub>Chr<sub>0,3</sub>)



Obr. 32: Ternární diagram základního členění pyroxenů s analýzami pyroxenů granátických pyroxenitů.

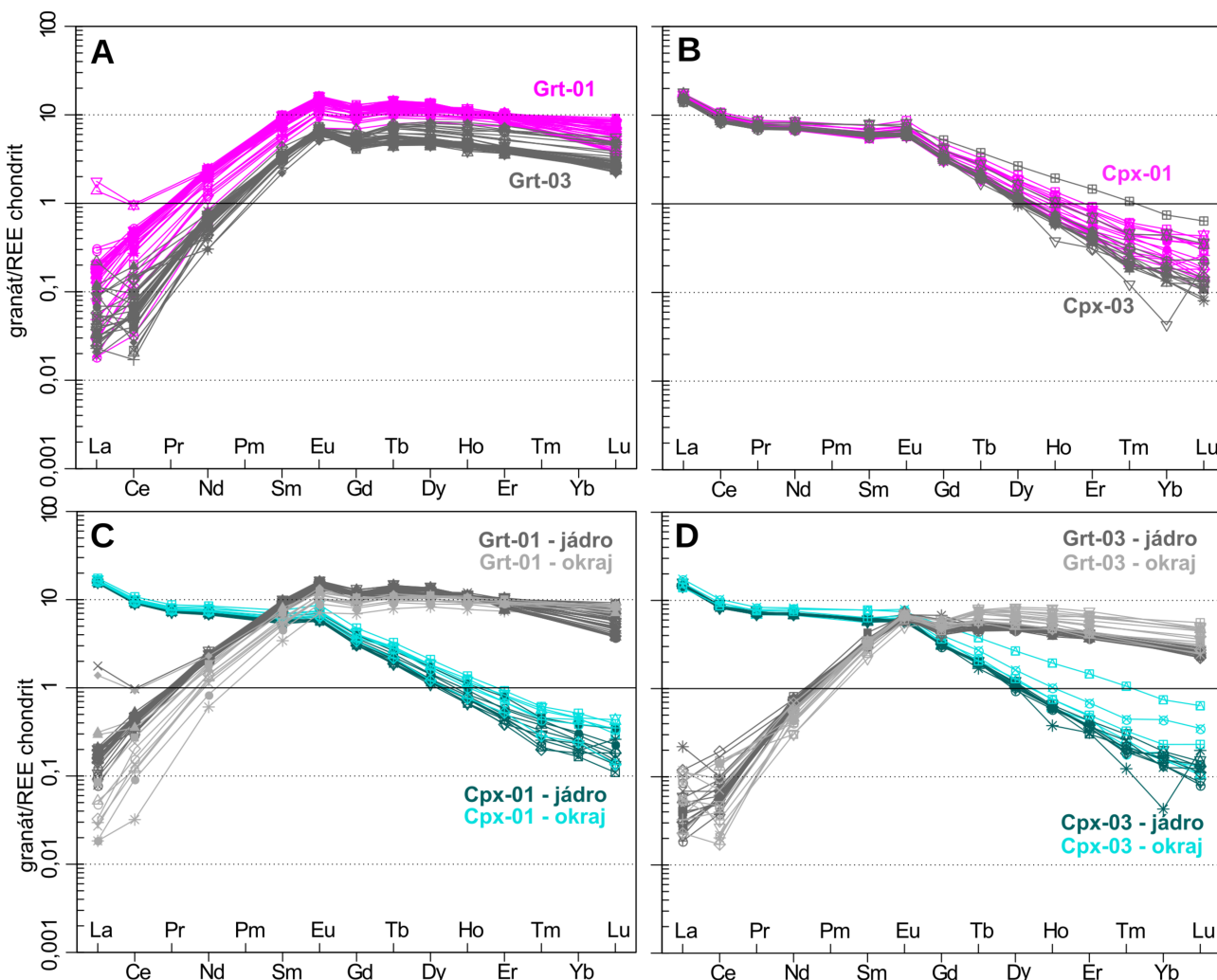
### 1. Zonalita prvků vzácných zemin v granátech a klinopyroxenech výbrusu DS025

K analýze stopových prvků byl vybrán granát Grt-01 a klinopyroxen Cpx-01 pocházející z oblasti bohaté granáty, které mají vysoký obsah Ca a granát Grt-03 s klinopyroxenem Cpx-03 zastupující oblast bohatou klinopyroxeny, kde se vyskytují granáty s nízkým obsahem Ca.

Hodnoty vzácných zemin obou granátů granátického pyroxenitu vnesené do grafu mají paralelní průběh, ale jejich obsahy jsou v granátu s vyšším obsahem Ca oproti granátu s nižším obsahem Ca celkově vyšší (Obr. 33a). Obsahy LREE prvků jsou v obou klinopyroxenech z odlišných oblastí přibližně podobné na rozdíl od distribuce prvků HREE, jejichž koncentrace je vyšší v klinopyroxenu z oblasti s granáty s vysokým obsahem Ca (Obr. 33b).

Jádro granátu s vyšším obsahem Ca má celkově vyšší obsahy vzácných zemin v porovnání se svými okraji. Vyjímkou je obsah lutecia, který je v jádru průměrně nižší než na okraji granátu (Obr. 33c).

Okraje granátu s nižším obsahem Ca jsou nabohaceny o HREE prvky oproti jejich jádrům, kde lze v kontrastu s tím pozorovat zvýšený obsah LREE prvků (Obr. 33d). U obou klinopyroxenů se vyskytuje nabohacení HREE prvky na jejich okrajích v porovnání s jádry, přičemž klinopyroxen



Obr. 33: Distribuce prvků vzácných zemin po normalizaci chondritem (Boynton 1984) v odlišných typech granátů a pyroxenů granátického pyroxenitu vzorku DS025. **a)** Srovnávání granátů s vysokým obsahem Ca (Grt-01) a granátem s nízkým obsahem Ca (Grt-03), **b)** Srovnání klinopyroxenů z oblasti, kde se vyskytují granáty s vysokým obsahem Ca (Cpx-01) a z oblasti, kde se vyskytují granáty s nízkým obsahem Ca (Cpx-03). **c)** Distribuce vzácných zemin v jádrech a okrajích granátu a klinopyroxenu z oblasti s vysokým obsahem Ca v granátech, **d)** Srovnávání granátů s vysokým obsahem Ca (Grt-01) a granátem s nízkým obsahem Ca (Grt-03).

Cpx-03 má vyšší obsahy HREE na svých okrajích (Obr. 33d) v porovnání s klinopyroxenem Cpx-01 (Obr. 33c).

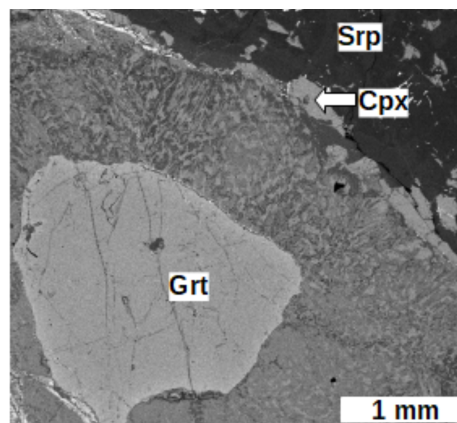
Všechny analýzy granátů i klinopyroxenů vykazují mírnou pozitivní Eu anomálii.

### 3.3.5 Granátický peridotit (výbrus DS070C)

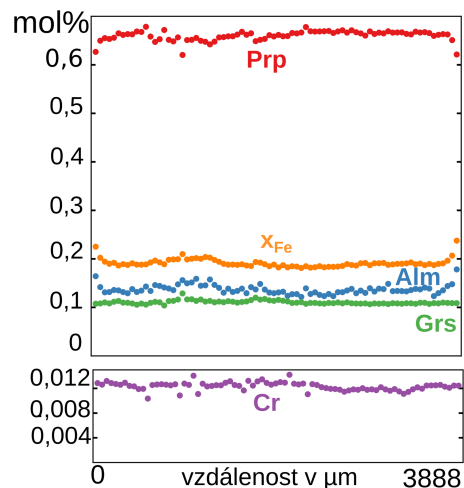
Ve výbruse DS070C granátického peridotitu, který pochází z lokality DS070, se vyskytují porfyroblasty granátu dosahující rozměrů od přibližně 1 mm do 5 mm, které mají výrazný kelyfitový lem tvořený směsí ortopyroxenu, klinopyroxenu, spinelu a amfibolu šířce přibližně 1 až 2 mm (Obr. 34). Granát je porušen frakturami vyplněnými nejčastěji chloritem a sekundárně vznikajícími granáty odpovídajícími ugranditům, jejich složení však nebylo v rámci této práce blíže studováno. Matrix je stejnozrná a z primárních fází je zachovalý pouze klinopyroxen, který dosahuje rozměrů přibližně 2 mm. Olivín byl téměř zcela nahrazen minerály skupiny serpentinitu a chloritu. Vzácně lze nalézt jeho inkluze v pyroxenových zrnech.

#### 1 Chemické složení granátů

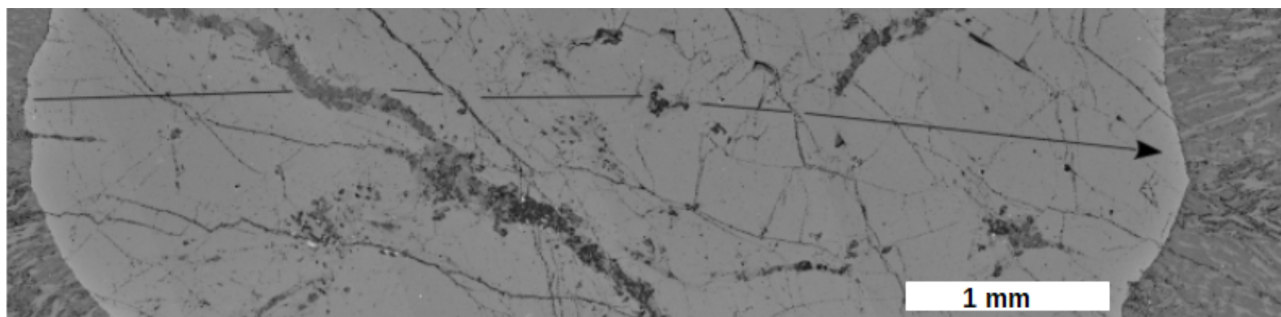
Měřený profil hlavních prvků v granátu (Obr. 35) ukazuje, že chemické složení granátu se směrem od jádra k okraji příliš nemění. Na okraji dochází k poklesu Mg komponenty a v kontrastu s tím narůstá Fe. Složení granátu v jádře je  $\text{Prp}_{66}\text{Alm}_{13}\text{Grs}_{12}\text{Sps}_1$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,19$  a na okraji  $\text{Prp}_{64}\text{Alm}_{15}\text{Grs}_{11}\text{Sps}_1$  a poměr  $x_{\text{Fe}}=0,21$ . BSE snímek znázorňující, kudy byl měřený profil veden, je zobrazen v obrázku (Obr. 36).



Obr. 34: BSE snímek z výbrusu granátického peridotitu DS070C, kde je zobrazen granátový porfyroblast s kelyfitovým lem a částí okolní matrix.



Obr. 35: kompoziční profil granátu granátického peridotitu; výbrus DS070C.



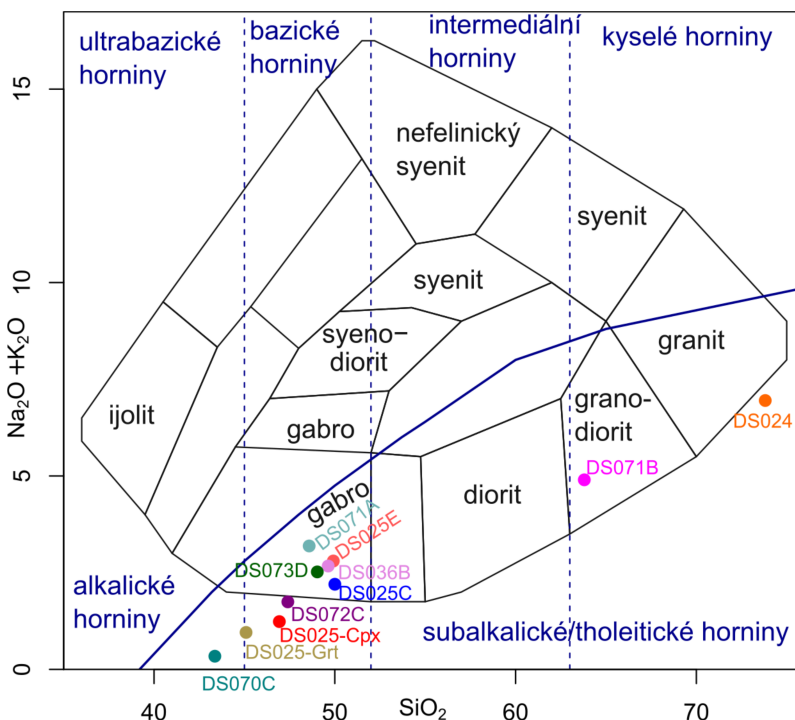
Obr. 36: BSE snímek oblasti granátového porfyroblastu, ve které je šipkou znázorněno, kudy vedl měřený profil hlavních prvků.

### 3.4 Celkové chemické složení studovaných litologií

Charakterizace celého spektra přítomných hornin od ultramafických po felsické z hlediska obsahu hlavních i stopových prvků může napomoci k charakterizaci litologií, interpretovat jejich vznik a případně identifikovat metasomatické procesy během vzájemné interakce.

#### 3.4.1 Chemická klasifikace studovaných litologií

Pro vynesení chemismů do klasifikačních diagramů pro magmatické horniny, byly většinou použity standardní geochemické analýzy z celých vzorků hornin analyzované pomocí hmotové spektrometrie. Výjimkou jsou analýzy vzorků DS070C, DS073D, DS036B a DS025E, které byly získány pomocí EDS plošnými analýzami z povrchu výbrusu tak, aby analýzy pokryly reprezentativní složení horniny.

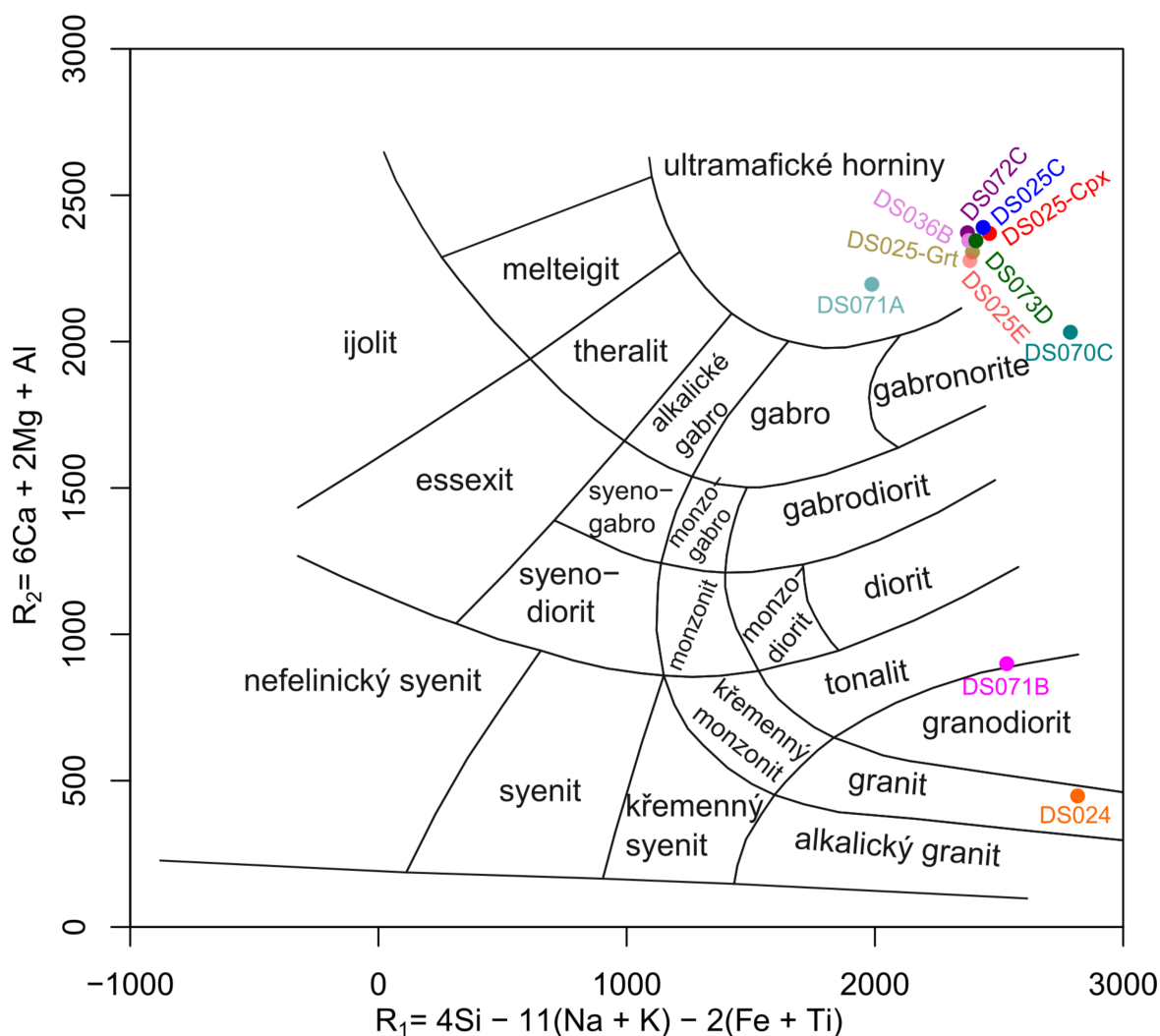


Všechny typy studovaných litologií se podle klasifikačního diagramu TAS (Obr. 37) řadí mezi subalkalické až tholeitické horniny.

Mezi kyselé horniny spadají felsický granulit DS024, jehož složení je blízké granitu, a intermediální granulit DS071B, jehož složení odpovídá granodioritu. Mafické granulity DS025E, DS025C, DS036B, DS073D a DS071A se řadí mezi bazické horniny a jejich složení odpovídá gabru. Granátické pyroxenity DS072C a DS025 se řadí stejně jako mafické granulity do skupiny bazických hornin a jejich složení je blízké gabru, přičemž oblast bohatá granáty z výbrusu DS025 (DS025-Grt) má hraniční chemismus mezi bazickými a ultrabazickými horninami. Granátický peridotit DS070C svým složením spadá mezi ultrabazické horniny.

Obr. 37: Klasifikační diagram TAS pro plutonické horniny (Cox et al. 1979) zobrazující chemické složení studovaných litologií. DS024 - felsický granulit, DS071B - intermediální granulit, DS025E, DS025C, DS036B, DS073D, DS071A - mafické granulity, DS025-Cpx - oblast granátického pyroxenitu DS025 bohatá klinopyroxenem, DS025-Grt-oblast granátického pyroxenitu DS025 bohatá granátem, DS072C-granátický pyroxenit, DS070C - granátický peridotit.

Podle klasifikačního diagramu  $R_1 - R_2$  pro plutonické horniny (Obr. 38) spadá složení felsického granulitu DS024 do pole granitu a intermediální granulit DS071B odpovídá svým chemismem tonalitu až granodioritu. Všechny mafické granulity a granátické pyroxenity svým složením spadají do pole ultramafických hornin. Granátický peridotit DS070C svým složením odpovídá gabronoritu.



Obr. 38: Klasifikační  $R_1$ - $R_2$  diagram pro plutonické horniny (De la Roche et al. 1980) zobrazující chemické složení studovaných litologií. DS024 - felsický granulit, DS071B - intermediální granulit, DS025E, DS025C, DS036B, DS073D, DS071A - mafické granulity, DS025-Cpx - oblast granátického pyroxenitu DS025 bohatá klinopyroxenem, DS025-Grt - oblast granátického pyroxenitu DS025 bohatá granátem, DS072C - granátický pyroxenit, DS070C - granátický peridotit.

### 3.4.2 Zastoupení hlavních prvků ve vybraných vzorcích

Následující chemismy byly získány plošnými chemickými analýzami z výbrusů. K interpretaci byly vybrány reprezentativní vzorky tak, aby byly zastoupeny felsické, intermediální, mafické i ultramafické litologie.



Felsický granulit má nejvyšší obsah  $\text{SiO}_2$  (~76 hm%) a  $\text{K}_2\text{O}$  (~4,12 hm%). Obsah těchto komponent dále klesá od intermediálního granulitu (~65 hm%  $\text{SiO}_2$ , ~1,9 hm%  $\text{K}_2\text{O}$ ) až k mafickým granulitům (~49 hm%  $\text{SiO}_2$ , 0,08 hm%  $\text{K}_2\text{O}$ ). Obsah  $\text{K}_2\text{O}$  je v granátických pyroxenitech (~0,03 hm%) a peridotitech podobný (~0,04 hm%). Obsah  $\text{SiO}_2$  je v granátických pyroxenitech druhý nejnižší (~45 hm%) a v granátickém peridotitu je ho nejméně (~43 hm%).

Obsahy  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  a  $\text{MnO}$  vzrůstají směrem od felsického granulitu (~0,3 hm%  $\text{MgO}$ , ~1,25 hm%  $\text{FeO}$ , 0,03 hm%  $\text{MnO}$ ) přes intermediální granulit (~1,89 hm%  $\text{MgO}$ , 5,79 hm%  $\text{FeO}$ , 0,09 hm%  $\text{MnO}$ ), mafické granuly (~8,62 hm%  $\text{MgO}$ , ~4,62 hm%  $\text{FeO}$ , ~0,1 hm%  $\text{MnO}$ ), pyroxenity (~14 hm%  $\text{MgO}$ , ~ 7,09 hm%  $\text{FeO}$ , ~ 0,12 hm%  $\text{MnO}$ ) až k peridotitu (~24,24 hm%  $\text{MgO}$ , ~6,49 hm%  $\text{FeO}$ , ~0,13 hm%  $\text{MnO}$ ), kde je obsah těchto komponent nejvyšší.

Nejvyšší obsahy  $\text{Na}_2\text{O}$  mají intermediální granulit (~3,73 hm%) a felsický granulit (~3,56 hm%). Jeho množství dále klesá od mafických granulitů (~2,7 hm%) k pyroxenitům (~1,33 hm%) až k peridotitu (~0,22 hm%).

Obsah  $\text{CaO}$  vzrůstá od felsického granulitu (~1,19 hm %) přes intermediální granulit (~4,45 hm%), granátický peridotit (~6 hm%), granátické pyroxenity (~ 12,6 hm%) až k mafickým granulitům, ve kterých je obsah  $\text{CaO}$  nejvyšší (~14 hm%).

Průměrné hodnoty plošných chemických analýz jsou zobrazeny v následující tabulce (Tab. 5) .

*Tab. 5: Průměrné hodnoty chemického složení vybraných vzorků spočtené pomocí plošných chemických analýz z výbrusů. Vysvětlivky: fel. gr.-felsický granulit, int. gr.-intermediální granulit, DS025-Grt -oblast výbrusu DS025 bohatá granátem, DS025-Cpx-oblast výbrusu DS025 bohatá klinopyroxenem, grt. per-granátický peridotit.*

hornina	fel.gr.	int.gr.	mafické granuly				granátické pyroxenity			grt. per.
výbrus	DS024	DS071B	DS025E	DS071A	DS036B	DS073D	DS072C	DS025-Grt	DS025-Cpx	DS070C
hm%										
$\text{SiO}_2$	76,29	65,29	49,67	49,52	49,47	48,87	47,06	45,88	43,39	43,20
$\text{MgO}$	0,30	1,89	8,95	6,45	8,71	10,35	14,59	13,70	13,74	24,24
$\text{Al}_2\text{O}_3$	13,09	16,62	18,51	20,85	17,48	16,61	12,75	13,61	16,78	9,52
$\text{Na}_2\text{O}$	3,56	3,73	2,54	3,53	2,52	2,38	1,77	1,29	0,93	0,22
$\text{K}_2\text{O}$	4,12	1,87	0,08	0,10	0,07	0,06	0,03	0,02	0,02	0,04
$\text{CaO}$	1,19	4,45	13,79	13,93	14,73	14,13	13,04	13,04	11,72	6,06
$\text{TiO}_2$	0,15	0,78	0,29	0,27	0,32	0,31	0,35	0,25	0,21	0,20
$\text{Cr}_2\text{O}_3$	0,01	0,00	0,08	0,06	0,10	0,07	0,21	0,08	0,08	0,31
$\text{MnO}$	0,03	0,09	0,10	0,08	0,10	0,11	0,12	0,12	0,15	0,13
$\text{FeO}$	1,25	5,79	4,44	4,09	4,20	5,77	6,62	6,89	7,77	6,49
celkem	100,07	100,99	98,47	98,92	97,71	98,73	96,65	94,87	94,83	91,39

### 3.4.3 Distribuce stopových prvků a prvků vzácných zemin

**Distribuce stopových prvků a prvků vzácných zemin ve felsickém a intermediálním granulitu**

Po normalizaci složením svrchní kontinentální kůry (Obr. 39a) a chondritu (Obr. 39b) lze sledovat, že intermediální granulit z lokality DS071 v porovnání s felsickým granulitem z lokality DS024 obsahuje obecně vyšší koncentrace většiny prvků vyjma Cs, Rb a K, které jsou výrazně více obsaženy ve felsickém granulitu. Stejně tak je felsický granulit výrazně ochuzen o LREE prvky oproti granulitu intermediálnímu, zatímco obsahy HREE jsou totožné. Obě litologie pak vykazují výrazou negativní anomálie Eu.





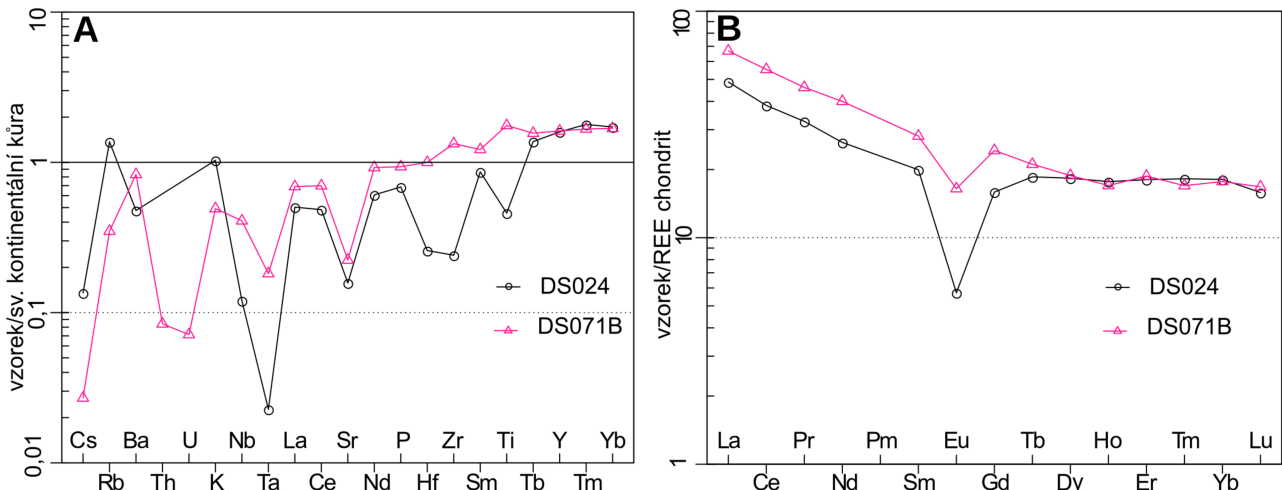








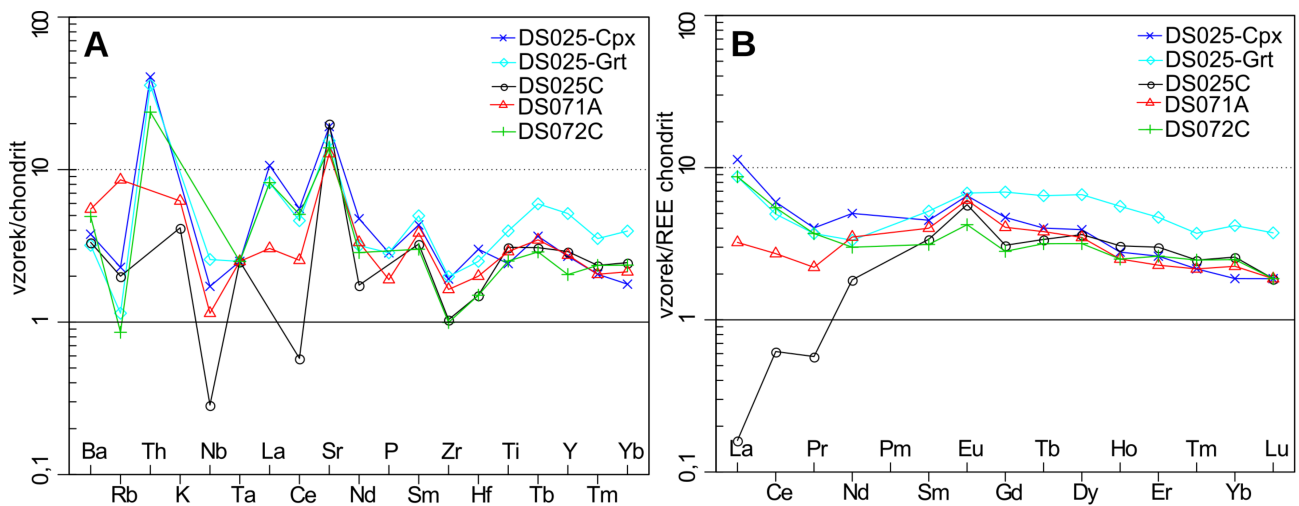




Obr. 39: Grafy zobrazující distribuci stopových prvků a prvků vzácných zemin ve felsickém granulitu DS024 a intermediálním granulitu DS071B **a)** po normalizaci svrchní kontinentální kůrou (Taylor & McLennan 1995), **b)** po normalizaci chondritem (Boynton 1984).

### Distribuce stopových prvků a prvků vzácných zemin v mafických granulitech a granátických pyroxenitech

Chemické analýzy mafických granulitů a granátických pyroxenitů normalizované chondritem ukazují (Obr. 40), že nejvyšší obsahy stopových prvků mají granátické pyroxenity, ochuzení lze u mafických granulitů pozorovat zejména u lehkých vzácných zemin (La až Nd), Na a Th. Vyjímkou je vzorek mafického granulitu DS071A, který má nejvyšší obsahy Ba a Rb ze všech srovnaných vzorků. V Oblast granátického pyroxenitu DS025 bohatá granáty, má vyšší obsahy těžších vzácných zemin než oblast bohatá klinopyroxeny a obecně než ostatní mafické litologie (Obr. 40b). Nejnížší hodnoty lehkých vzácných zemin má mafický granulit DS025C, který petrograficky představuje ekvivalent mafického granulitu DS025E.



Obr. 40: Graf zobrazující distribuci prvků vzácných zemin a stopových prvků ve vzorcích mafických granulitů a granátických pyroxenitů po normalizaci chondritem (**a**: Thompson 1982, **b**: Boynton 1984). DS025-Cpx: část vzorku granátického pyroxenitu, která je bohatá klinopyroxenem, DS025-Grt: část vzorku granátického pyroxenitu, která je bohatá granátem, DS072C-granátický pyroxenit, DS025C-mafický granulit (ekvivalent vzorku DS025E), DS071A-mafický granulit.

### 3.5 P-T vývoj vybraných litologií

vzorky felsického, intermediálního a mafického granulitu byly vybrány pro odhad jejich P-T vývoje za pomoci konstrukce pseudosekcí pomocí programu *Perple\_X\_6.6.8* (Connolly, 1990, 2009) s použitím vnitřně konzistentní termodynamické databáze (Holland & Powell, 2011). Spočtené diagramy ukazují pole stabilit konkrétních minerálních asociací dané horniny za rozdílných teplot a tlaků. Principem výpočtů stabilit jednotlivých fází je minimalizace Gibbsovy energie. Výpočet kompozičních izopleť, které ukazují změny chemizmu přítomných fází v závislosti na P-T podmínkách pak umožňuje přesnější určení metamorfních podmínek a případně také určení části P-T dráhy na základě chemické zonality minerálů.

Celkové složení hornin použité pro výpočty bylo získáno zprůměrováním reprezentativních plošných EDS analýz výbrusů modelovaných hornin. Obsah  $H_2O$  je u hornin, u kterých nelze uvažovat s vodou v nadbytku, jedním z klíčových problémů při termodynamickém modelování. Hornin studované v této práci mají dominantně suchou minerální asociaci s velmi nízkým obsahem fází s vázanou  $H_2O$ , lze tedy u nich obecně uvažovat velmi nízký obsah vody. K přesnějšímu odhadu u jednotlivých litologií pak došlo individuálně pomocí výpočtů diagramů s variabilním obsahem  $H_2O$ , které umožnilo sledování změn minerální asociace a chemizmu fází v závislosti na obsahu  $H_2O$ .

### 3.5.1 Mafický granulit (vzorek DS025E)

Výpočet P-T pseudosekce mafického granulitu (66) proběhl v chemickém systému NCFMASHT s následujícím složením (v mol. %): 2,59% Na<sub>2</sub>O, 14,01% K<sub>2</sub>O, 11,46% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 52,16% SiO<sub>2</sub>, 15,51% CaO, 0,23% TiO<sub>2</sub>, 3,9% FeO. Pro výpočet diagramu byl použit obsah H<sub>2</sub>O 1,5%. Při nižším obsahu vody je v nižších tlacích stabilizován olivín na úkor ortopyroxenu, což odporuje minerální asociaci horniny, která obsahuje Opx a nikoliv olivín. Na druhou stranu, minerální asociace ve vyšších tlacích jsou při variaci vody (0,5-1,5 %) prakticky nezměněny. Obsahy MnO a K<sub>2</sub>O nebyly ve výpočtu uvažovány pro jejich zanedbatelně nízký obsah v hornině i v přítomných fázích. Pro granát, ortopyroxen, biotit a ilmenit byly vybrány modely míšení pro horniny granitického složení a metapelitické horniny (White et al., 2014). Pro klinopyroxen, klinoamfibol a taveninu byly použity modely míšení pro metabazické horniny (Green et al., 2016) Pro klinopyroxen byl použit augitový model, který umožňuje substituci odpovídající koncovému členu Ca-Tschermack, která je ve studovaných horninách významná. Pro olivín byl použit model (Holland & Powell, 2011) a pro plagioklas byl použit model ternárního živce, který je vhodný pro výpočty ve vysokoteplotních podmínkách (Holland & Powell, 2003). Pro spinelu byl použit model pro metapelitické granulity (White et al., 2002) . Minerály rutil, kyanit, zoisit, křemen, lawsonit a coesit představují v rámci výpočtů koncové členy.

Primární minerální asociace mafického granulitu je na základě petrografického popisu horniny definována jako Cpx, Grt, Ky, Rt a Qtz, která v pseudosekci koresponduje s polem Cpx, Grt, Ky, Rt, Qtz, Melt (tavenina) ve vysokoteplotní a vysokotlaké části diagramu v podmínkách nad cca 22 kbar a 970 °C. Podmínky vzniku primární minerální asociace mafického granulitu byly poté blíže určeny křížením izopleť koncových členů Alm, Prp, Grs a poměru X<sub>Fe</sub> v jádrech zonálních granátů a Jd koncového členu v jádrech klinopyroxenových inkluzí v granátu (64b,65). P-T podmínky pro primární minerální asociaci vychází s ohledem na chemické složení fází v rozmezí cca 23-25 kbar a v teplotách přibližně 1000-1100 °C, což odpovídá prostředí eklogitové facie. Tyto podmínky odpovídají poli stability minerální asociace Cpx-Grt-Pl-Ky-Qtz-Rt-Melt, čítají tedy i plagioklas, který nebyl uvažován jako součást primární minerální asociace. Je tedy možné, že primární podmínky byly ve vyšších tlacích a chemismus fází byl později částečně poškozen reekvilibrací během dekomprese. Navíc nelze přítomnost menšího množství plagioklasu v primární minerální asociaci zcela vyloučit.

Minerální asociace odpovídající reekvilibrované matrix je Grt-Plg-Cpx-Opx-Am, což odpovídá poli Grt-Plg-Cpx-Opx-Am-Melt v rozmezí 9-11 kbar a 950-1100 °C. Pro přesnější určení podmínek vzniku této minerální asociace bylo využito zastoupení koncových členů a poměru X<sub>Fe</sub> na okrajích

granátů a dále zastoupením Jd komponenty na okrajích velkých klinopyroxenových zrn a poměru  $X_{Fe}$  v ortopyroxenech v matrix. Izoplety pro tuto asociaci se protínají v poli stability Cpx-Am-Grt-Opx-Pl a taveniny, což znamená, že hornina prodělala izotermální dokompresi do podmínek 8-10 kbar.

### 3.5.2 Intermediální granulit (vzorek DS071B)

Výpočet P-T pseudosekce intermediálního granulitu (66) proběhl v chemickém systému MnNCKFMASHT s následujícím složením: 3,92% Na<sub>2</sub>O, 3,05% MgO, 10,6% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 70,66% SiO<sub>2</sub>, 1,29% K<sub>2</sub>O, 4,53% CaO, 0,63% TiO<sub>2</sub>, 0,08% MnO, 5,24% FeO a obsahu 0,2% H<sub>2</sub>O. Analýza byla upravena odečtením části CaO odpovídající 3,33 násobku molárního obsahu P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, která je uvažována jako vázaná v apatitu, a tudíž se neúčastní pozorovaných reakcí. Pro výpočet stability taveniny, granátu, ortopyroxenu, biotitu, muskovitu a ilmenitu byly použity mísivostní modely pro metapelitické a granitoidní horniny (White et al., 2014). Klinopyroxen byl počítán pomocí mísivostního modelu pro metabazické horniny (Green et al., 2016) a draselný živec s plagioklasem pomocí modelu ternárního živce (Holland & Powell, 2003). Spinel byl počítán pomocí modelu pro metapelitické granulity (White et al., 2002). Minerály rutil, křemen, kyanit a coesit jsou koncovými členy.

Primární minerální asociace intermediálního granulitu je Grt-Cpx-Qtz-Plg-Kfs-Rt, což odpovídá poli Grt-Cpx-Qtz-Plg-Kfs-Rt-Melt, které se nachází v rozmezí cca 12-18 kbar a 830-1050 °C. Za účelem přesnějšího určení P-T podmínek byly použity izoplety obsahu koncových členů Alm, Prp, Grs a poměru  $X_{Fe}$  v jádrech zonálních granátů. Odhad P-T podmínek tak padá do nízkoteplotní části zmíněného pole blízko hranice odpovídající objevení biotitu do podmínek v rozmezí 13-15 kbar a v teplotách přibližně 800 °C, což odpovídá rozhraní granulitové a eklogitové facie.

Minerální asociace v matrix je definována jako Grt-Opx-Plg-Kfs-Qtz-Ilm. V matrix je také lokálně přítomný biotit, ale s ohledem na jeho výskyt indikující, že vzniká druhotně rozpadem především granátu, jej nelze předpokládat jako součást zmíněné asociace. Tato asociace je v pseudosekci stabilní v rozsáhlém poli Grt-Opx-Plg-Kfs-Qtz-Ilm-Melt v tlacích pod cca 13 kbar v teplotním rozmezí 830-1100 °C. Pro přesnější určení podmínek vzniku této minerální asociace bylo využito zastoupení koncových členů a poměru  $X_{Fe}$  na okrajích granátů a dále poměru  $X_{Fe}$  v ortopyroxenu v matrix (67). Podmínky vzniku minerální asociace v matrix tak spadají do výšetlakové a níže teplotní části tohoto pole poblíž linií definovaných objevením klinopyroxenu (HP) a biotitu (LT) v podmínkách přibližně 900-950 °C a 9-11 kbar odpovídajících prostředí granulitové facie. Je třeba zmínit, že faktorem limitujícím teplotu je v tomto případě složení ortopyroxenu. Skutečnost, že

hornina obsahuje v matrix plagioklasy s antipertitickými odmišeninami však napovídá, že teploty vzniku minerální asociace v matrix mohly být vyšší (až k 1100 °C, kdy dochází k nahrazení dvou živců jedním ternárním) a ortopyroxen reekvilibroval během chladnutí. To pak nadále pokračovalo k teplotám kolem 850 °C, kdy v hornině vzniká biotit.

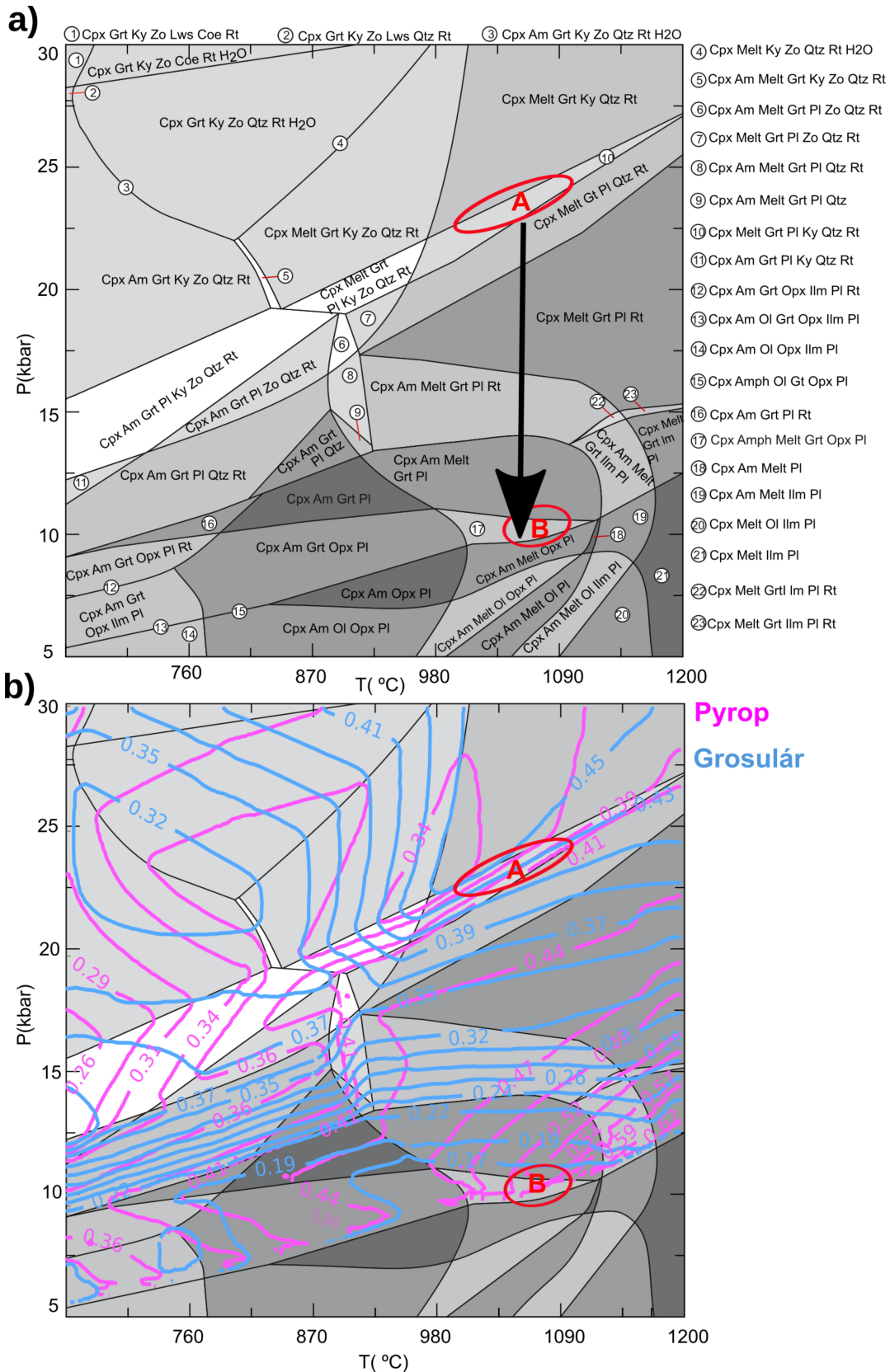
Hornina tedy zaznamenává dekompresi souběžnou se zvýšením teplot, která měla za následek především nahrazení klinopyroxenu ortopyroxen, rutilu ilmenitem .

### 3.5.3 Felsický granulit (vzorek DS024)

Výpočet P-T pseudosekce felsického granulitu (68) proběhl ve stejném chemickém systému a za použití totožných míšivostních modelů jako v případě intermediálního granulitu . Pro výpočet bylo použito následující chemické složení, které obdobně jako u intermediálního granulitu bylo modifikované metodou korekce obsahu CaO vázaného v apatitu: 3,71% Na<sub>2</sub>O, 0,48% MgO, 8,32% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 82,30% SiO<sub>2</sub>, 2,83% K<sub>2</sub>O, 1,07% CaO, 0,12% TiO<sub>2</sub>, 0,03% MnO, 1,13% FeO. Obsah H<sub>2</sub>O byl odhadnut na 0,2%.

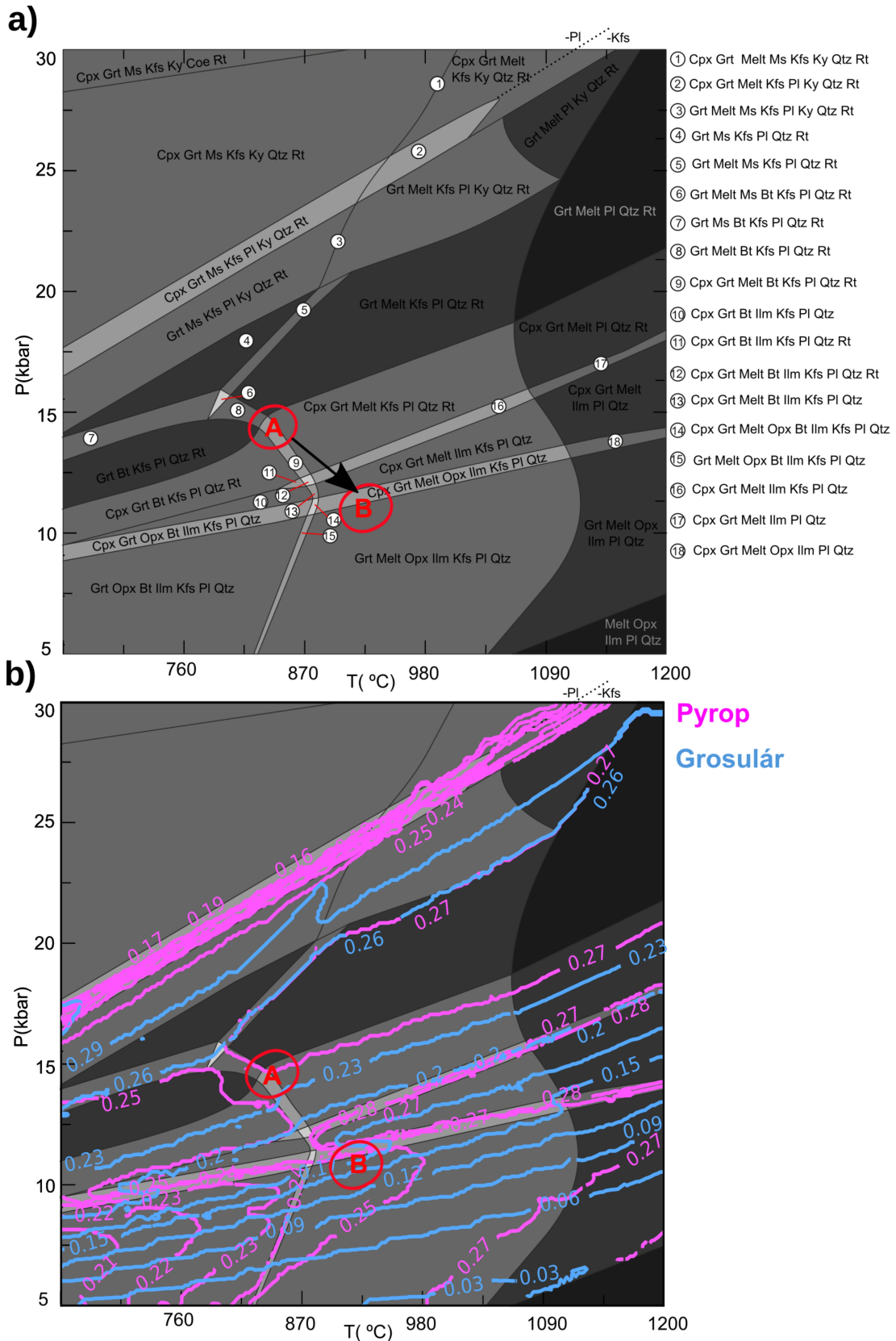
Primární minerální asociace odpovídá Grt-Ky-Plg-Kfs-Qtz-Rt, která odpovídá rozsáhlému poli Grt-Ky-Plg-Kfs-Qtz-Rt-Melt, které se rozkládá v rozmezí 10-27 kbar a 760-1000 °C. Navíc, pokud bychom předpokládali, že součástí asociace byl ternární živec namísto oddělených fází plagioklasu a K-živce, posunula by se hranice ještě daleko do vyšších teplot. Přesnější podmínky vzniku primární minerální asociace v hornině byly tak určeny pomocí křížení izopleť koncových členů Alm, Prp, Grs a poměru X<sub>Fe</sub> zastoupených v jádru granátu (69) a odpovídají nižšeteplotní hranici tohoto pole blízko úzkého pole definovaného vznikem muskovitu a do nižších teplot pak linií solidu v podmínkách cca 800 °C za tlaku 14-16 kbar odpovídajícím granulitové až eklogitové facii.

Minerální asociace v matrix je pak definována přítomností Grt-Plg-Kfs-Qtz-Ilm. Matrix dále obsahuje menší množství biotitu, nicméně obdobně jako u granulitu intermediálního, jeho výskyt indikuje, že vzniká druhotně především rozpadem granátu a zřejmě tak není primární součástí minerální asociace v matrix. Pole v pseudosekci, kterému tato asociace nejbližší odpovídá, je Grt-Plg-Kfs-Qtz-Ilm-Sill-Melt, vyskytující se v tlacích pod 10 kbar v rozmezí teplot 780-980 °C. Tato asociace sice obsahuje silimanit, který v horninách pozorovaný není, nicméně přítomnost plagioklasových koron kolem kyanitových zrn naznačuje, že kyanit již v této asociaci stabilní není. Pokud uvažujeme chemické složení okrajů granátu, odpovídající P-T podmínky padají právě do tohoto pole do podmínek kolem 6-10 kbar a cca 900 °C. Hornina tudíž zaznamenává dekompresi spojenou se zvýšením teploty obdobně jako intermediální granulit.



Obr. 41 P-T pseudosekce mafického granulitu DS025 zobrazující **a)** podmínky vzniku primární (A) a matrixové minerální asociace (B), **b)** křížení izoplet koncových členů Prp a Grs v granátu s vyznačením stabilit obou asociací. Šipkou je vyznačen předpokládaný průběh dekomprese.

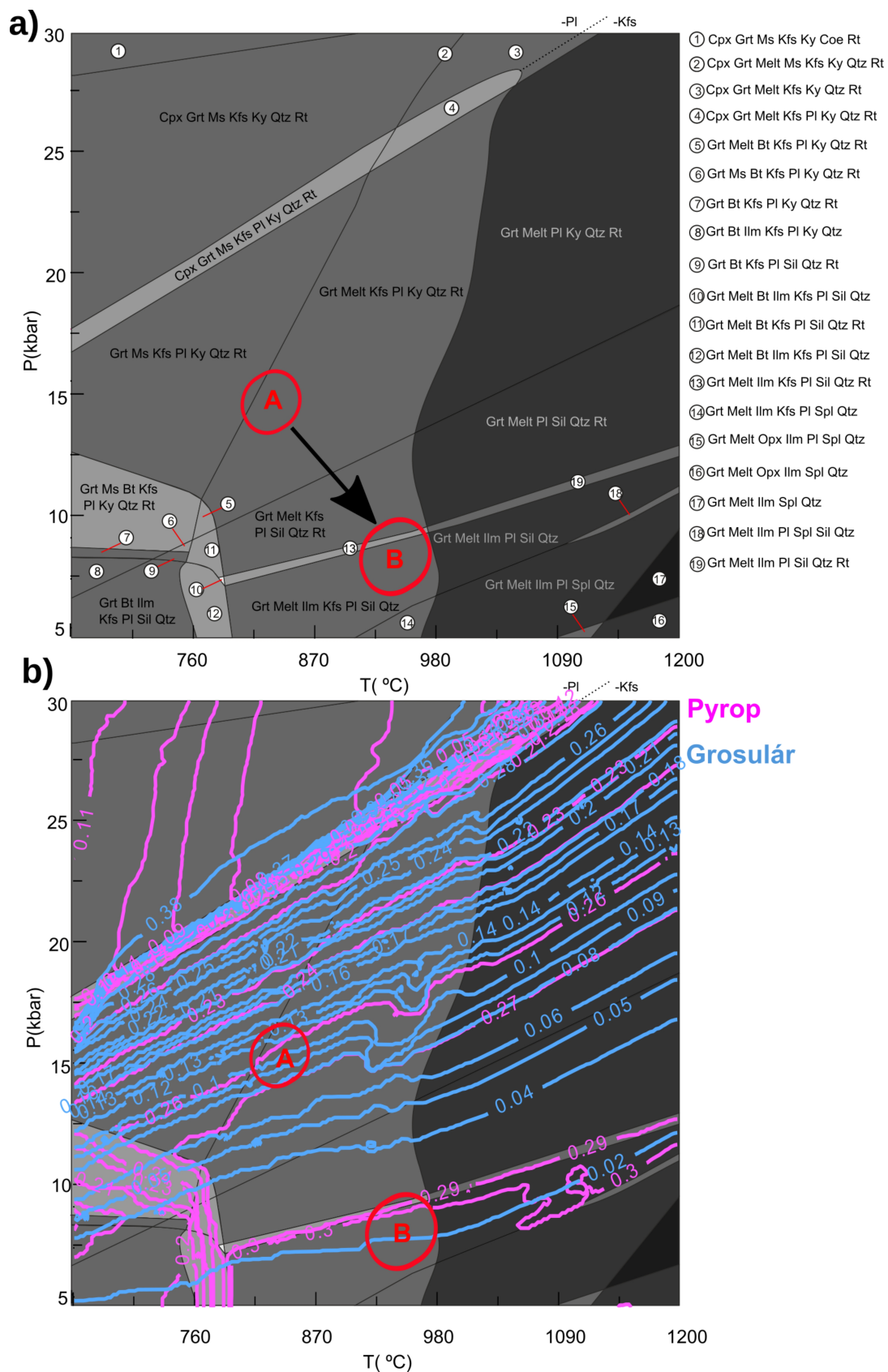




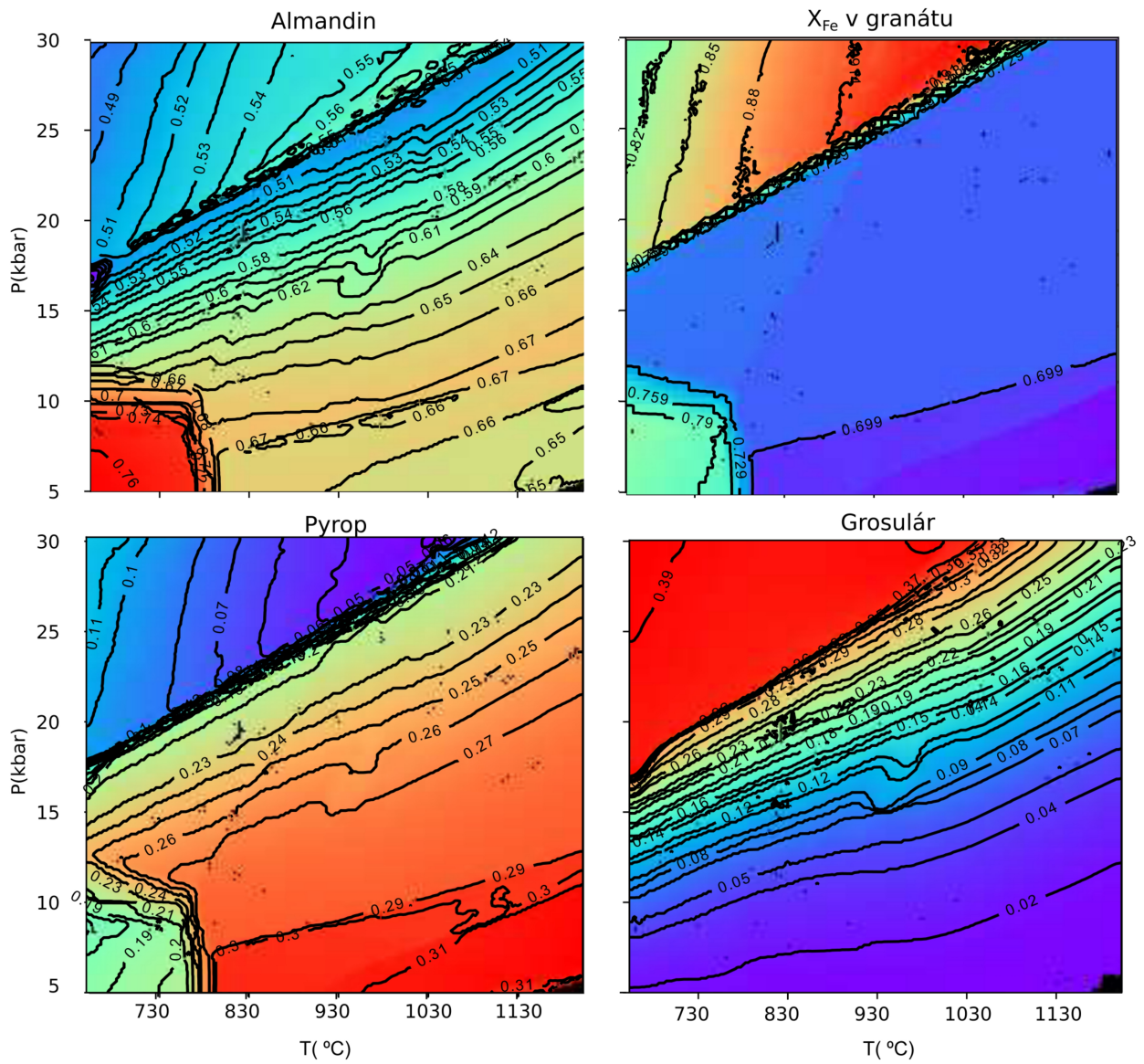
Obr. 43P-T pseudosekce intermediálního granulitu DS071B zobrazující **a)** podmínky vzniku primární (A) a matrixové minerální asociace (B), **b)** křížení izopleť koncových členů Prp a Grs v granátu s vyznačením stabilit obou asoaciací. Šipkou je vyznačen předpokládaný průběh dekomprese.







Obr. 45 P-T pseudosekce felsického granulitu, vzorek DS024 zobrazující **a)** podmínky vzniku primární (A) a matrixové minerální asociace (B), **b)** křížení izoplet koncových členů Prp a Grs v granátu s vyznačením stabilit obou asociací. Šipkou je vyznačen předpokládaný průběh dekomprese



Obr. 46 Izoplety koncových členů Alp, Prp a Grs v granátu a jeho poměru  $X_{Fe}$ , felsický granulit DS024.

## 4 Diskuse a závěr

Cílem této práce je na základě detailního studia širokého spektra litologií, které se nachází na kontaktu felsického granulitu s ultramafickými horninami plášťového původu a které zahrnuje horniny složení felsického až ultramafického, interpretovat jejich vývoj a odhadnout, do jaké míry lze přítomné kompozičně přechodné (mafické a intermediální litologie) přisuzovat interakci těchto kontrastních hornin.

Studované horniny v podstatě představují kontinuální spektrum litologií spojující felsický granolit o složení granitu s ultramafickými litologiemi pyroxenitů a peridotitů. Z charakteristik celkového chemizmu hornin z obsahů hlavních ale především ze signatur stopových prvků lze vidět, že intermediální granulity mají signatury příbuzné s felsickými, kdy hlavním rozdílem je nabohacení intermediálního granulitu oproti felsickému především o Ca, Fe, Mg a LREE a naopak ochuzení o Si, K, Rb a Cs. Na druhou stranu mafické granulity mají signatury příbuzné s pyroxenitami, přičemž jsou oproti nim mírně nabohacené Al, Ca a K, zatímco jsou do různé míry ochuzené o LREE.

Mafické granulity a pyroxenity jsou si velmi podobné v primární minerální asociaci včetně chemizmu fází, ale odlišují se v charakteru a míře vzniku a minerální asociace a textury související s dekompresí. Původní minerální asociace mafických granulitů byla tvořena Cpx-Grt-Pl-Ky-Qtz-Rt a vznikala v podmínkách přibližně 23-25 kbar a 1000-1100 °C. Poté horniny prodělaly izotermální dekompresi do tlaků přibližně 8-10 kbar do pole stability Cpx-Am-Grt-Opx-Pl. Záznam dekomprese ve studovaných mafických granulitech je charakterizován přeměnou kyanitu na spinel či lokálně safírín, objevením ortopyroxenu a plagioklasu a tvorbou amfibolu. Dalším následkem dekomprese je nahrazování granátových porfyroblastů plagioklasem, který tvoří lemy granátů a který na jejich okrajích tvoří inkluze částečně či zcela uzavřené, díky čemuž získávají mafické granulity zvláštní „červíkovitou“ texturu.

V mafických granulitech, kde jsou u okrajů granátů přítomny „červíkovité“ symplektity spinelu s pyroxeny, mají granáty v jádrech složení  $\text{Prp}_{46}\text{Alm}_{17}\text{Grs}_{33}\text{Sps}_1$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,28$  a na okrajích  $\text{Prp}_{55}\text{Alm}_{25}\text{Grs}_{16}\text{Sps}_1$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,33$ . V mafických granulitech, kde nejsou v okolí granátů přítomny tyto symplektity spinelu s pyroxeny, mají oproti předchozímu typu výrazně nižší obsah Mg a vyšší obsah Ca. Tyto granáty mají v jádrech složení  $\text{Prp}_{40}\text{Alm}_{15}\text{Grs}_{32}\text{Sps}_1$ ,  $X_{\text{Fe}}=0,25$  a na okrajích je jejich složení  $\text{Prp}_{54}\text{Alm}_{29}\text{Grs}_{16}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,35$ .

Chemismus tohoto granátů s výskytem symplektitů pyroxenu s plagioklasem na svých okrajích se více blíží chemismu granátů z granátických pyroxenitů. Nejbližše jejich složení jsou granáty z granátem bohatého pásku granátického pyroxenitu DS025, který se oproti nim vyznačuje celkově

vyšším množstvím Ca a Fe a nižším množstvím Mg, zonalita hlavních prvků má stejné trendy. Tyto granáty mají v jádrech složení  $\text{Prp}_{42}\text{Alm}_{18}\text{Grs}_{35}\text{Sps}_0$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,33$  a na okrajích mají složení  $\text{Prp}_{53}\text{Alm}_{22}\text{Grs}_{20}\text{Sps}_1$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,31$ . Granáty z klinopyroxenem bohatého pásku tohoto vzorku a z granátického pyroxenitu DS072C se liší oproti dříve zmiňovaným granátům výrazně vyšším obsahem Mg a jeho poklesu od jádra směrem k okrajům a velmi nízkými obsahy Ca. Jejich složení je v jádru  $\text{Prp}_{60}\text{Alm}_{19}\text{Grs}_{16}\text{Sps}_0$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,27$ , zatímco na okrajích je jejich složení  $\text{Prp}_{58}\text{Alm}_{23}\text{Grs}_{12}\text{Sps}_1$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,27$ . Tato složení jsou blízká těm, co mají granáty granátického peridotitu výbrusu DS070C, kde je ale celkově vyšší obsah Mg a nižší obsahy Fe a Ca komponent. Jejich složení je v jádru  $\text{Prp}_{66}\text{Alm}_{13}\text{Grs}_{11}\text{Sps}_{0,5}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,19$  a na okrajích mají složení  $\text{Prp}_{64}\text{Alm}_{15}\text{Grs}_{11}\text{Sps}_{0,6}$ ;  $X_{\text{Fe}}=0,21$ , nemají tedy téměř žádnou chemickou zonalitu.

„Červíkovitá“ textura mafických granulitů mohla vzniknout přítomností difuzního média v hornině. Díky malé efektivitě difuze, způsobené nedostatečným množstvím fluid či taveniny, se textura mafických granulitů nestihla přeměnit do ekvilibrovaného vzhledu. Otázkou je, zda tato tavenina či fluida byly vlastním produktem mafických granulitů nebo zda nepochází z okolních korových hornin. Výsledky termodynamického modelování ukazují, že v podmínkách vzniku primární i matrixové asociace hornina obsahovala taveninu. Hlavními argumenty pro hypotézu, že mafické granulity vznikly díky infiltraci taveniny z felsických granulitů je existence tenké linie nabohacení K na okrajích plagioklasových zrn v matrix mafických granulitů, která je zřetelně viditelná na kompozičních mapách. Tato linie tvoří propojenou síť v rámci celé základní hmoty.

Minerální asociace intermediálních granulitů je podobná minerální asociaci felsických granulitů, která je tvořena Grt-Ky-Pl-Kfs-Qtz-Rt, ale navíc oproti ní obsahuje v matrix zrna ortopyroxenu. V matrix se vyskytují pseudomorfozy vzniklé rozpadem kyanitu ukazující na podobnost těchto hornin. Intermediální granulity mohly být původně felsické granulity s kyanitem, které byly modifikovány přísunem především Mg a Ca z mafických litologií.

Mafické granulity vznikaly za vyšších P-T podmínek než felsické a intermediální granulity. Tyto litologie mají ovšem podobné podmínky dekomprese, což by mohlo znamenat, že mafické granulity mají výrazně teplejší HP v porovnání s felsickými a intermediálními granulity, ale shodnou část související s dekompresí v granulitové facii.

## 5 Seznam použité literatury

- Brueckner, H.K., & Medaris, L.G., 2000. A general model for the intrusion and evolution of “mantle” garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terranes. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00250.x>
- Carswell, D.A., 1991. Variscan high P-T metamorphism and uplift history in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif in Lower Austria. *European Journal of Mineralogy* 3, 323–342. <https://doi.org/10.1127/ejm/3/2/0323>
- Cox, K.G., Bell J.D., Pankhurst R., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. DOI: 10.1007/978-94-017-3373-1\_6
- Connolly, J.A.D., 2009. The geodynamic equation of state: What and how. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. <https://doi.org/10.1029/2009GC002540>
- Connolly, J.A.D., 1990. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science*. <https://doi.org/10.2475/ajs.290.6.666>
- Cooke, R.A., 2000. High-pressure/temperature metamorphism in the St. Leonhard Granulite Massif, Austria: evidence from intermediate pyroxene-bearing granulites. *International Journal of Earth Sciences* 89, 631–651. <https://doi.org/10.1007/s005310000123>
- Crowley, Q.G., Floyd, P.A., Štědrá, V., Winchester, J.A., Kachlík, V., & Holland, J.G., 2002. The Mariánské-Lázně Complex, NW Bohemian Massif: development and destruction of an early Palaeozoic seaway. Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.201.01.09>
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 183–210
- Dörr, W., Zulauf, G., Fiala, J., Franke, W., & Vejnar, Z., 2002. Neoproterozoic to Early Cambrian history of an active plate margin in the Teplá-Barrandian unit - A correlation of U-Pb isotopic-dilution-TIMS ages (Bohemia, Czech Republic). *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00189-0](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00189-0)
- Drost, K., Linnemann, U., McNaughton, N., Fatka, O., Kraft, P., Gehmlich, M., Tonk, C., & Marek, J., 2004. New data on the Neoproterozoic - Cambrian geotectonic setting of the Teplá-Barrandian volcano-sedimentary successions: Geochemistry, U-Pb zircon ages, and provenance (Bohemian Massif, Czech Republic). *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0416-5>
- Faryad, S.W., 2012. High-pressure polymetamorphic garnet growth in eclogites from the Mariánské Lázně Complex (Bohemian Massif). *European Journal of Mineralogy*. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2012/0024-2184>

- Faryad, S.W., Nahodilová, R., & Dolejš, D., 2010. Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos*.  
<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2009.07.014>
- Franke, W., 2006. The Variscan orogen in Central Europe: construction and collapse. Geological Society, London, Memoirs. <https://doi.org/10.1144/GSL.MEM.2006.032.01.20>
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.179.01.05>
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. *Special Papers* 230, 67–90. <https://doi.org/10.1130/SPE230-p67>
- Friedl, G., Cooke, R.A., Finger, F., McNaughton, N.J., & Fletcher, I.R., 2011. Timing of Variscan HP-HT metamorphism in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: U-Pb SHRIMP dating on multiply zoned zircons from a granulite from the Dunkelsteiner Wald Massif, Lower Austria. *Mineralogy and Petrology* 102, 63–75. <https://doi.org/10.1007/s00710-011-0162-x>
- Friedl, G., Finger, F., Paquette, J.L., von Quadt, A., McNaughton, N.J., & Fletcher, I.R., 2004. Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U-Pb zircon ages. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0420-9>
- Gordon Medaris, L., Ackerman, L., Jelínek, E., Michels, Z.D., Erban, V., & Kotková, J., 2015. Depletion, cryptic metasomatism, and modal metasomatism (refertilization) of Variscan lithospheric mantle: Evidence from major elements, trace elements, and Sr-Nd-Os isotopes in a Saxothuringian garnet peridotite. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.10.007>
- Green, E.C.R., White, R.W., Diener, J.F.A., Powell, R., Holland, T.J.B., & Palin, R.M., 2016. Activity–composition relations for the calculation of partial melting equilibria in metabasic rocks. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/jmg.12211>
- Guy, A., Edel, J.B., Schulmann, K., Tomek, C., & Lexa, O., 2011. A geophysical model of the Variscan orogenic root (Bohemian Massif): Implications for modern collisional orogens. *Lithos* 124, 144–157. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.008>
- Hajná, J., Žák, J., & Kachlík, V., 2011. Structure and stratigraphy of the Teplá-Barrandian Neoproterozoic, Bohemian Massif: A new plate-tectonic reinterpretation. *Gondwana Research*. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2010.08.003>
- Hajná, J., Žák, J., Kachlík, V., & Chadima, M., 2010. Subduction-driven shortening and differential exhumation in a Cadomian accretionary wedge: The Teplá-Barrandian unit, Bohemian Massif. *Precambrian Research*. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2009.10.009>
- Holland, T., & Powell, R., 2003. Activity-compositions relations for phases in petrological calculations: An asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00410-003-0464-z>

- Holland, T.J.B., & Powell, R., 2011. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00923.x>
- Janoušek, V., Finger, F., Roberts, M., Frýda, J., Pin, C., & Dolejš, D., 2004. Deciphering the petrogenesis of deeply buried granites: whole-rock geochemical constraints on the origin of largely undepleted felsic granulites from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 95, 141–159. <https://doi.org/10.1017/S0263593300000985>
- Janoušek, V., Gerdes, A., Vrána, S., Finger, F., Erban, V., Friedl, G., & Braithwaite, C.J.R., 2006. Low-pressure granulites of the lišov massif, southern Bohemia: Viséan metamorphism of late devonian plutonic arc rocks. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egi091>
- Košler, J., Bowes, D.R., Konopásek, J., & Míková, J., 2004. Laser ablation ICPMS dating of zircons in Erzgebirge orthogneisses: evidence for Early Cambrian and Early Ordovician granitic plutonism in the western Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*. <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2004/0016-0015>
- Kotková, J., 2007. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: Recent advances and open questions., *Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.006>
- Kotkova, J., Fedortchouk, Y., Jakubova, P., Whitehouse, M., & Wirth, R., 2016. Bohemian Microdiamonds: Diamond-forming Media and Carbon Source., *Acta Geologica Sinica*. <https://doi.org/10.1111/1755-6724.12984>
- Kotková, J., & Harley, S.L., 1999. Formation and evolution of high-pressure leucogranulites: Experimental constraints and unresolved issues. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*. [https://doi.org/10.1016/S1464-1895\(99\)00033-2](https://doi.org/10.1016/S1464-1895(99)00033-2)
- Kotková, J., & Janák, M., 2015. UHP kyanite eclogite associated with garnet peridotite and diamond-bearing granulite, northern Bohemian Massif. *Lithos*. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2015.01.016>
- Kotková, J., O'Brien, P.J., & Ziemann, M.A., 2011. Diamond and coesite discovered in Saxony-type granulite: Solution to the Variscan garnet peridotite enigma. *Geology*. <https://doi.org/10.1130/G31971.1>
- Kretz, R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*
- Kröner, A., O'Brien, P.J., Nemchin, A.A., & Pidgeon, R.T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s004100050013>
- Kröner, A., Wendt, I., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vankova, V., & Vanek, J., 1988. U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high-grade Moldanubian metasediments, Bohemian



Massif, Czechoslovakia. Contributions to Mineralogy and Petrology.  
<https://doi.org/10.1007/BF00371466>

- Kryza, R., Pin, C., & Vielzeuf, D., 1996. High-pressure granulites from the Sudetes (south-west Poland): Evidence of crustal subduction and collisional thickening in the Variscan Belt. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.1996.03710.x>
- Kusbach, V., Janoušek, V., Hasalová, P., Schulmann, K., Fanning, C.M., Erban, V., & Ulrich, S., 2015. Importance of crustal relamination in origin of the orogenic mantle peridotite – high-pressure granulite association : example from the Náměšť Granulite Massif ( Bohemian Massif , Czech Republic ). <https://doi.org/10.1144/jgs2014-070>
- Lange, U., Bröcker, M., Armstrong, R., Trapp, E., & Mezger, K., 2005. Sm-Nd and U-Pb dating of high-pressure granulites from the Złote and Rychleby Mts (Bohemian Massif, Poland and Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00566.x>
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kirsch, H., Krivovichev, V. G., Linthout, K, Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61, 295–321
- Lexa, O., Schulmann, K., Janoušek, V., Štípská, P., Guy, A., & Racek, M., 2011. Heat sources and trigger mechanisms of exhumation of HP granulites in Variscan orogenic root. *Journal of Metamorphic Geology* 29, 79–102. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00906.x>
- Linnemann, U., McNaughton, N.J., Romer, R.L., Gehmlich, M., Drost, K., & Tonk, C., 2004. West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? - U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-004-0413-8>
- Matura, 1983. Geologische Karte Der Republik Österreich, 1:50 000, 37 Mautern
- Medaris, G., Jelínek, E., & Misař, Z., 1995. Czech eclogites: Terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*. <https://doi.org/10.1127/ejm/7/1/0007>
- Medaris, L.G., Beard, B.L., & Jelínek, E., 2006. Mantle-Derived, UHP Garnet Pyroxenite and Eclogite in the Moldanubian Gföhl Nappe, Bohemian Massif: A Geochemical Review, New P-T Determinations, and Tectonic Interpretation. *International Geology Review* 48, 765–777. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.48.9.765>
- O'Brien, P.J., 2008. Challenges in high-pressure granulite metamorphism in the era of pseudosections: Reaction textures, compositional zoning and tectonic interpretation with examples from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 235–251. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00758.x>

- O'Brien, P.J., Kröner, A., Jaeckel, P., Hegner, P., Żelazniewicz, A., & Kryza, R., 1997. Petrological and isotopic studies on Palaeozoic high-pressure granulites, Góry Sowie Mts., Polish Sudetes. *J. Petrol.* 38, 433–456. <https://doi.org/10.1093/petrology/38.4.433>
- O'Brien, P.J., & Rötzler, J., 2003. High-pressure granulites: Formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 3–20. <https://doi.org/10.1046/j.1525-1314.2003.00420.x>
- O'Brien, P.J., & Vrána, S., 1995. Eclogites with a short-lived granulite facies overprint in the Moldanubian Zone, Czech Republic: petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geologische Rundschau*. <https://doi.org/10.1007/BF00284515>
- Peřestý, V., Lexa, O., Holder, R., Jeřábek, P., Racek, M., Štípská, P., Schulmann, K., & Hacker, B., 2017. Metamorphic inheritance of Rheic passive margin evolution and its early-Variscan overprint in the Teplá-Barrandian Unit, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/jmg.12234>
- Petrakakis, K., 1997. Evolution of Moldanubian rocks in Austria: Review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00015.x>
- Racek, M., Štípská, P., Pitra, P., Schulmann, K., & Lexa, O., 2006. Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: A new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology* 86, 221–251. <https://doi.org/10.1007/s00710-005-0111-7>
- Racek, M., Štípská, P., & Powell, R., 2008. Garnet-clinopyroxene intermediate granulites in the St. Leonhard massif of the Bohemian Massif: Ultrahigh-temperature metamorphism at high pressure or not? *Journal of Metamorphic Geology* 26, 253–271. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00754.x>
- Rötzler, J., & Romer, R.L., 2001. P-T-t evolution of ultrahigh-temperature granulites from the Saxon Granulite Massif, Germany. Part I: Petrology. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/42.11.1995>
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Štípská, P., & Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *Comptes Rendus - Geoscience* 341, 266–286. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.006>
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., & Štípská, P., 2005. Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science* 305, 407–448. <https://doi.org/10.2475/ajs.305.5.407>
- Schulmann, K., Lexa, O., Janoušek, V., Lardeaux, J.M., & Edel, J.B., 2014. Anatomy of a diffuse cryptic suture zone: An example from the Bohemian Massif, European variscides. *Geology* 42, 275–278. <https://doi.org/10.1130/G35290.1>

- Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J.B., Peschler, A., & Lehmann, J., 2008. Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: Key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology* 26, 273–297. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2007.00755.x>
- Siebel, W., Raschka, H., Irber, W., Kreuzer, H., Lenz, K.L., Höhndorf, A., & Wendt, I., 1997. Early palaeozoic acid magmatism in the saxothuringian belt: New insights from a geochemical and isotopic study of orthogneisses and metavolcanic rocks from the Fichtelgebirge, SE Germany. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.2.203>
- Štípská, P., Hacker, B.R., Racek, M., Holder, R., Kylander-Clark, A.R.C., Schulmann, K., & Hasalová, P., 2015. Monazite dating of prograde and retrograde P-T-d paths in the Barrovian terrane of the Thaya window, Bohemian Massif. *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petrology/egv026>
- Štípská, P., & Powell, R., 2005a. Constraining the P-T path of a MORB-type eclogite using pseudosections, garnet zoning and garnet-clinopyroxene thermometry: An example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 725–743. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00607.x>
- Štípská, P., & Powell, R., 2005b. Does ternary feldspar constrain the metamorphic conditions of high-grade meta-igneous rocks? Evidence from orthopyroxene granulites, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 23, 627–647. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2005.00600.x>
- Štípská, P., Powell, R., & Racek, M., 2014a. Rare eclogite-mafic granulite in felsic granulite in Blanský les: Precursor of intermediate granulite in the Bohemian Massif? *Journal of Metamorphic Geology* 32, 325–345. <https://doi.org/10.1111/jmg.12075>
- Štípská, P., Powell, R., Racek, M., & Lexa, O., 2014b. Intermediate granulite produced by transformation of eclogite at a felsic granulite contact, in Blanský les, Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 32, 347–370. <https://doi.org/10.1111/jmg.12079>
- Štípská, P., & Schulmann, K., 1995. Inverted metamorphic zonation in a basement-derived nappe sequence, eastern margin of the Bohemian Massif. *Geological Journal*. <https://doi.org/10.1002/gj.3350300315>
- Štípská, P., Schulmann, K., & Kröner, A., 2004. Vertical extrusion and middle crustal spreading of omphacite granulite: A model of syn-convergent exhumation (Bohemian Massif, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2004.00508.x>
- Svojtka, M., Ackerman, L., Medaris, L.G., Hegner, E., Valley, J.W., Hirajima, T., Jelínek, E., & Hrstka, T., 2016. Petrological, geochemical and Sr-Nd-O isotopic constraints on the origin of garnet and spinel pyroxenites from the Moldanubian zone of the Bohemian Massif. *Journal of Petrology* 57, 897–920. <https://doi.org/10.1093/petrology/egw025>

- Tajčmanová, L., Konopásek, J., & Schulmann, K., 2006. Thermal evolution of the orogenic lower crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of Central Europe. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2006.00629.x>
- Tajčmanová, L., Soejono, I., Konopásek, J., Kosler, J., & Klotzli, U., 2010. Structural position of high-pressure felsic to intermediate granulites from NE Moldanubian domain (Bohemian Massif). *Journal of the Geological Society*. <https://doi.org/10.1144/0016-76492009-086>
- Timmermann, H., Dörr, W., Krenn, E., Finger, F., & Zulauf, G., 2006. Conventional and in situ geochronology of the Teplá Crystalline unit, Bohemian Massif: Implications for the processes involving monazite formation. *International Journal of Earth Sciences*. <https://doi.org/10.1007/s00531-005-0060-8>
- Venera, Z., Schulmann, K., & Kröner, A., 2000. Intrusion within a transtensional tectonic domain: The Cista granodiorite (Bohemian Massif)-structure and rheological modelling. *Journal of Structural Geology*. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00054-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00054-7)
- Vrána, S., Janoušek, V., & Franěk, J., 2013. Contrasting mafic to felsic HP-HT granulites of the Blanský les Massif (Moldanubian Zone of southern Bohemia): Complexity of mineral assemblages and metamorphic reactions. *Journal of Geosciences (Czech Republic)* 58, 347–378. <https://doi.org/10.3190/jgeosci.157>
- White, R.W., Powell, R., & Clarke, G.L., 2002. The interpretation of reaction textures in Fe-rich metapelitic granulites of the Musgrave Block, Central Australia: Constraints from mineral equilibria calculations in the system. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1046/j.0263-4929.2001.00349.x>
- White, R.W., Powell, R., Holland, T.J.B., Johnson, T.E., & Green, E.C.R., 2014. New mineral activity-composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. *Journal of Metamorphic Geology*. <https://doi.org/10.1111/jmg.12071>
- Willner, A.P., Rötzler, K., & Maresch, W. V., 1997. Pressure - Temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). *Journal of Petrology*. <https://doi.org/10.1093/petroj/38.3.307>
- Zack, T., Moraes, R., & Kronz, A., 2004. Temperature dependence of Zr in rutile: Empirical calibration of a rutile thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. <https://doi.org/10.1007/s00410-004-0617-8>
- Zulauf, G., 2001. Structural style, deformation mechanisms and paleodifferential stress along an exposed crustal section: Constraints on the rheology of quartzofeldspathic rocks at supra- and infrastructural levels (Bohemian Massif). *Tectonophysics*. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00258-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00258-4)

## **6 Seznam zkratek**

apfu – atoms per formula unit

AV ČR – Akademie věd České republiky

HREE – těžké vzácné zeminy

JZ - jihozápad

LT – níkoteplovní

Ma – miliony let

P-T – teplotně tlakový

LREE – lehké prvky vzácných zemin

REE – prvky vzácných zemin

SZ - severozápad

UHP – ultravysokotlaké

### **Použité zkratky minerálů (Kretz 1983)**

Alm - almandin

Am - amfibol

Ap - apatit

Aug - augit

Bt - biotit

Coe - coesit

Cpx - klinopyroxen

Crn - korund

Czo - klinozoisit

En - enstatit

Fs - ferrosilit

Grs - grosulár

Grt - granát  
Ilm - ilmenit  
Kfs – draselný živec  
Ky - kyanit  
Lws - lawsonit  
Ms - muskovit  
Ol - olivín  
Opx- ortopyroxen  
Or - ortoklas  
Pgt - pigeonite  
Pl - plagioklas  
Prp - pyrop  
Qtz - křemen  
Rt - rutil  
Sil - sillimanit  
Spl - spinel  
Spr - safirín  
Zo - zoisit  
Zrn - zirkon

## 7 Přílohy

*Příloha 1: Reprezentativní chemické analýzy plagioklasů*

výbrus hornina minerál pozice <i>hm%</i>	DS024 felsický granulit plagioklas		DS071B intermediální granulit plagioklas		DS025E mafický granulit plagioklas		DS073D mafický granulit plagioklas		DS072C pyroxenit plagioklas matrix
	ink - Grt	matrix	ink - Grt	matrix	ink - Grt	matrix	ink - Grt	matrix	matrix
SiO <sub>2</sub>	61,94	64,24	58,70	59,37	52,95	54,58	56,60	53,73	59,05
TiO <sub>2</sub>	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,38	22,62	25,57	25,09	29,70	28,66	26,85	28,99	25,38
FeO	0,71	0,03	0,25	0,04	0,26	0,04	0,26	0,14	0,18
MnO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,01	0,01	0,00	0,03	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01
CaO	5,71	3,55	7,37	6,86	11,83	10,55	9,17	11,28	6,77
Na <sub>2</sub> O	7,90	9,63	6,74	7,02	4,70	5,22	6,09	4,99	7,31
K <sub>2</sub> O	0,56	0,15	0,56	0,57	0,08	0,15	0,06	0,02	0,08
celkem	101,21	100,24	99,21	98,98	99,53	99,21	99,06	99,19	98,83
<i>na 5 kat.</i>									
Si	2,73	2,83	2,65	2,68	2,41	2,48	2,57	2,45	2,67
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	1,27	1,17	1,36	1,34	1,59	1,54	1,44	1,56	1,35
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,03	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,27	0,17	0,36	0,33	0,58	0,51	0,45	0,55	0,33
Na	0,68	0,82	0,59	0,62	0,41	0,46	0,54	0,44	0,64
K	0,03	0,01	0,03	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01

Příloha 2: Reprezentativní chemické analýzy granátů

výbrus	DS024		DS071B		DS025E		DS072C		DS070	
hornina	felsický granulit		intermediální granulit		mafický granulit		granátický pyroxenit		granátický peridotit	
minerál	granát		granát		granát		granát		granát	
pozice	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro
hm%										
SiO <sub>2</sub>	38,72	38,57	38,78	39,21	40,90	40,95	40,88	41,41	42,08	42,31
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,03	0,02	0,11	0,09	0,22	0,13	0,16	0,30	0,34
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,01	0,09	0,00	0,11	0,11	0,11	0,08	1,52	1,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,20	22,15	22,00	22,09	22,94	22,82	23,08	23,56	21,58	22,08
FeO	29,29	28,73	26,48	22,63	14,28	8,47	13,39	10,66	10,14	8,55
MnO	0,75	0,70	0,61	0,40	0,41	0,18	0,40	0,22	0,44	0,28
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00		0,00
MgO	8,13	7,52	7,03	6,80	14,45	11,32	16,43	17,12	19,58	20,68
CaO	0,89	2,55	5,13	9,33	6,57	16,10	5,36	6,90	4,68	4,96
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,01	0,05	0,02	0,04
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
celkem	100,04	100,25	100,14	100,59	99,77	100,15	99,78	100,16	100,33	100,77
na 12 O										
Si	3,00	2,99	3,00	3,00	3,00	2,99	2,97	2,97	3,01	2,99
Ti	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,09	0,09
Al	2,03	2,02	2,01	1,99	1,99	1,97	1,98	1,99	1,82	1,84
Fe <sup>3+</sup>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,06	0,05	0,06	0,08
Fe <sup>2+</sup>	1,90	1,86	1,71	1,44	0,88	0,50	0,75	0,59	0,55	0,43
Mn	0,05	0,05	0,04	0,03	0,03	0,01	0,02	0,01	0,03	0,02
Mg	0,94	0,87	0,81	0,77	1,58	1,23	1,78	1,83	2,08	2,17
Ca	0,07	0,21	0,43	0,76	0,52	1,26	0,42	0,53	0,36	0,38
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>fe-tot</sub>	0,67	0,68	0,68	0,65	0,36	0,30	0,31	0,26	0,22	0,19



Příloha 3: Reprezentativní chemické analýzy amfibolů a biotitů

výbrus	DS025E	DS036B	DS140C	DS073D	DS071A	DS072C	DS024	DS071B	DS072C	
homina	mafické granulity						gr-pyroxen	Fel-granul	Int-granul	Gr-pyroxen
minerál	amfibol	amfibol	amfibol	amfibol	amfibol	amfibol	biotit	biotit	biotit	
pozice	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	
hm%										
SIO <sub>2</sub>	42,80	42,97	42,32	43,08	42,08	41,75	37,75	37,18	34,46	
TIO <sub>2</sub>	2,54	0,98	0,63	1,98	1,69	1,86	2,63	2,74	4,85	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,10	0,27	0,16	0,15	0,12	0,08	0,10	0,20	
AL <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,56	15,69	15,95	13,72	15,62	15,97	17,13	14,74	17,46	
FEO	5,71	4,98	5,47	6,49	5,39	5,31	11,64	13,93	6,33	
MNO	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03	
MGO	15,63	16,74	16,03	15,50	16,21	15,81	13,19	14,21	18,78	
CAO	11,99	12,20	11,97	12,36	11,75	11,63	0,03	0,08	0,00	
BaO							0,00	0,00	4,29	
NA <sub>2</sub> O	2,64	2,79	2,50	2,08	2,67	2,80	0,11	0,05	0,71	
K <sub>2</sub> O	0,53	0,46	0,66	0,47	0,47	0,98	9,74	8,81	7,14	
celkem	96,79	96,95	95,83	95,88	96,07	96,26	92,33	91,84	94,24	
<i>na 23 O</i>							<i>na 8 kat.</i>			
Si	6,17	6,14	6,13	6,28	6,08	6,05	2,96	2,95	2,64	
Ti	0,28	0,11	0,07	0,22	0,18	0,20	0,16	0,16	0,28	
Cr	0,04	0,01	0,03	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
Al	2,47	2,64	2,72	2,36	2,66	2,73	1,58	1,38	1,58	
Fe	0,69	0,60	0,66	0,79	0,65	0,64	0,76	0,92	0,41	
Mn	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	
Mg	3,36	3,57	3,46	3,37	3,49	3,41	1,54	1,68	2,15	
Ca	1,85	1,87	1,86	1,93	1,82	1,80	0,00	0,01	0,00	
Ba							0,00	0,00	0,13	
Na	0,74	0,77	0,70	0,59	0,75	0,79	0,02	0,01	0,11	
K	0,10	0,08	0,12	0,09	0,09	0,18	0,97	0,89	0,70	
X <sub>Fe-tot</sub>	0,17	0,14	0,16	0,19	0,16	0,16	0,33	0,35	0,16	

*Příloha 4: Reprezentativní chemické analýzy ortopyroxenů a spinelů*

výbrus	DS071B	DS025E	DS140C	DS073D	DS072C	DS025E	DS140C	DS071A	DS072C
hornina	Int-granulit	mafický granulit			gr-pyroxenit	mafický granulit			gr-pyroxenit
minerál	ortopyroxen	ortopyroxen			ortopyroxen	spinel	spinel	spinel	spinel
pozice	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix	matrix
<i>hm%</i>									
SiO <sub>2</sub>	51,39	53,95	52,88	52,26	53,76	0,12	0,07	0,07	0,23
TiO <sub>2</sub>	0,03	0,11	0,02	0,15	0,06	0,16	0,06	0,00	0,00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,44	2,79	4,85	4,33	4,13	39,15	41,22	63,94	65,33
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,03	0,28	0,08	0,03	22,96	22,40	0,06	0,89
FeO	23,74	12,03	10,64	12,90	9,96	23,21	21,37	17,80	12,91
MgO	21,03	29,32	29,61	27,97	30,14	9,87	11,27	15,05	18,04
MnO	0,17	0,13	0,10	0,13	0,08	0,08	0,09	0,04	0,04
CaO	0,33	0,48	0,30	0,43	0,37	0,26	0,12	0,14	0,04
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
K <sub>2</sub> O	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
celkem	98,14	98,84	98,69	98,26	98,56	95,83	96,62	97,12	97,49
<i>na 4 kat.</i>						<i>na 3 kat.</i>			
Si	1,96	1,93	1,88	1,89	1,91	0,00	0,00	0,00	0,01
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,07	0,12	0,20	0,18	0,17	1,39	1,43	2,00	1,99
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,55	0,52	0,00	0,02
Fe <sup>2+</sup>	0,75	0,35	0,30	0,36	0,30	0,53	0,48	0,40	0,28
Fe <sup>3+</sup>	0,01	0,01	0,02	0,03	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00
Mg	1,20	1,57	1,57	1,51	1,60	0,44	0,49	0,60	0,70
Mn	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
X <sub>Fe</sub>	0,39	0,19	0,17	0,21	0,16	0,57	0,52	0,40	0,29

*Příloha 5: Vybrané analýzy stopových prvků a prvků vzácných zemin granátu mafického granulitu DS025E a granátů a klinopyroxenitů granátického pyroxenitu DS025*

výbrus hornina minerál pozice analýzy	DS025E mafický granulit granát		DS025-Grt granátický pyroxenit granát		DS025-Cpx granátický pyroxenit granát		DS025-Grt granátický pyroxenit klinopyroxen		DS025-Cpx granátický pyroxenit klinopyroxen	
	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro	okraj	jádro
<i>ppm</i>										
Y	22,8	8,67	18,0	19,9	15,3	8,640	2,231	1,035	1,349	0,451
Zr	4,76	5,12	10,5	17,7	8,26	6,870	18,100	16,000	14,370	14,880
Ce	0,0134	0,0173	0,093	0,382	0,022	0,075	8,720	7,360	6,840	6,890
Pr	0,0059	0,0175	na	na	na	na	1,067	0,871	0,864	0,877
Nd	0,118	0,507	0,737	1,35	0,182	0,426	5,090	4,080	4,230	4,330
Sm	0,430	0,903	1,05	1,80	0,425	0,649	1,478	1,124	1,208	1,220
Eu	0,396	0,752	0,75	1,17	0,365	0,490	0,639	0,447	0,465	0,436
Gd	1,909	1,560	2,31	3,06	1,50	1,270	1,237	0,831	0,882	0,826
Tb	0,477	0,275	0,505	0,653	0,369	0,237	0,155	0,099	0,107	0,095
Dy	3,960	1,818	3,55	4,28	2,69	1,630	0,676	0,395	0,399	0,374
Ho	0,892	0,363	0,710	0,807	0,586	0,341	0,098	0,055	0,054	0,043
Er	2,453	0,992	1,97	1,67	1,58	0,859	0,195	0,098	0,102	0,064
Tm	0,327	0,135	na	na	na	na	0,020	0,011	0,006	0,007
Yb	2,001	0,890	na	na	na	na	0,108	0,052	0,040	0,033
Lu	0,264	0,128	0,283	0,126	0,158	0,084	0,013	0,006	0,003	0,004
Hf	0,102	0,160	0,201	0,337	0,147	0,147	0,965	0,880	0,736	0,856
Th	0,0030	0,0012	0,069	0,201	0,117	0,253	4,300	2,000	2,470	2,350

*Příloha 6: Vybrané chemické analýzy stopových prvků a prvků vzácných zemin celých hornin*

vzorek hornina <i>ppm</i>	DS024 fel.gr.	DS071B int.gr.	DS025C maf.granulity	DS071A	DS025-Grt	DS025-Cpx	DS072C granátické pyroxenity
Ba	263,00	457,00	23,00	38,00	22,00	26,00	34,00
Ni	21,00	69,00	160,00	135,00	160,00	238,00	359,00
Sc	7,00	20,00	44,00	25,00	46,00	31,00	29,00
Co	2,30	17,20	34,60	31,30	52,50	55,60	57,20
Ga	16,90	16,20	11,60	13,70	9,60	9,40	9,20
Hf	1,50	5,80	0,30	0,40	0,50	0,60	0,30
Nb	3,00	10,20	0,10	0,40	0,90	0,60	<0.1
Rb	153,60	39,00	0,70	3,00	0,40	0,80	0,30
Sr	55,10	78,30	236,40	150,20	182,40	225,90	163,90
Ta	<0.1	0,40	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Th	<0.2	0,90	<0.2	<0.2	1,50	1,70	1,00
U	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	0,90	0,50	0,10
V	26,00	105,00	252,00	118,00	195,00	145,00	126,00
W	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Zr	45,80	252,90	7,10	11,20	13,60	13,10	6,80
Y	35,10	35,60	5,80	5,50	10,30	5,40	4,10
La	15,10	20,70	<0.1	1,00	2,70	3,50	2,70
Ce	31,00	44,70	0,50	2,20	4,00	4,80	4,40
Pr	3,98	5,62	0,07	0,27	0,45	0,49	0,45
Nd	15,80	24,00	1,10	2,10	2,00	3,00	1,80
Sm	3,89	5,48	0,66	0,78	1,01	0,88	0,61
Eu	0,42	1,21	0,42	0,45	0,50	0,48	0,31
Gd	4,12	6,29	0,80	1,05	1,79	1,22	0,73
Tb	0,88	1,00	0,16	0,18	0,31	0,19	0,15
Dy	5,90	6,06	1,17	1,12	2,14	1,26	1,02
Ho	1,27	1,22	0,22	0,18	0,40	0,20	0,18
Er	3,79	3,93	0,63	0,48	0,99	0,55	0,55
Tm	0,59	0,55	0,08	0,07	0,12	0,07	0,08
Yb	3,78	3,70	0,54	0,47	0,87	0,39	0,52
Lu	0,51	0,54	0,06	0,06	0,12	0,06	0,06
Mo	0,50	1,20	0,90	0,30	4,30	5,60	0,30
Cu	5,70	29,90	1,80	25,10	42,20	52,90	71,80
Pb	0,40	52,20	0,10	36,50	0,80	1,20	0,20
Zn	15,00	26,00	4,00	4,00	9,00	8,00	3,00
Ni	19,80	66,10	54,20	64,00	87,50	118,80	233,70
Au	<0.5	1,90	<0.5	<0.5	2,30	3,00	0,80
Hg	0,03	0,01	0,03	0,02	<0.01	<0.01	0,02
Tl	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5