

**Univerzita Karlova v Praze**  
**Přírodovědecká fakulta**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Bc. Jan Kulhánek**

Látková bilance a zonální stavba hlavních a stopových prvků v atolovém granátu  
z metabazitu eklogitové facie

Mass balance and major and trace element zoning in atoll garnet  
from eclogite facies metamorphism

Diplomová práce

Vedoucí práce: prof. Ing. Shah Wali Faryad, CSc.

Konzultant: RNDr. Radim Jedlička, Ph.D.

Praha, 2018

**Prohlášení:**

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

V Praze, 23. 8. 2018

Podpis:

## Český abstrakt

Tato studie se zaměřuje na vysokotlaké metabazity s atolovými granáty z centrální části Krušných hor v saxothuringiku Českého masívu. Tělesa eklogitů jsou zde interpretována jako součást alochtonních jednotek, které se při subdukcí saxothuringického oceánu pod tepelsko-barrandienskou jednotku nacházely ve vysokotlakých podmínkách subdukční zóny a následně byly exhumovány do vyšších pater subdukčně-kolizního systému.

Mezi hlavní minerály eklogitů patří omfacit, granát, křemen a amfibol, který nahrazuje zrna omfacitu. Vedlejší minerály sestávají z rutilu, ilmenitu, mastku a chloritu. V porfyroblastech granátu se nachází kromě zmíněných minerálů také inkluze zirkonu, apatitu, paragonitu, pyritu, plagioklasu, albitu a monazitu. Zrna granátu tvoří často atolové struktury, kde je centrální část zrna nahrazena novými minerály matrix a okrajová část zůstává zachována.

Na základě profilů a kompozičního mapování hlavních a stopových prvků byly v granátu rozeznány dvě jeho vývojové fáze. Starší granát (I) tvoří zejména zachovalá jádra granátu, oproti tomu mladší granát (II) je přítomen na okrajích zrn, nebo i nahrazuje granát I v jádru zrna. Granát I má vyšší obsahy Ca a Mn a nižší zastoupení Mg a Fe než granát II. Zachovalá jádra granátu I vykazují směrem od středu zrna k hranici granátu I/II progradní vývoj s klesajícím obsahem Ca a Mn.

V rámci zonálních zrn granátu byly měřeny obsahy Y a také prvků vzácných zemin. Zejména Y a těžké prvky vzácných zemin (Lu, Yb, Tb, Er), které oproti ostatním prvkům téměř nepodléhají difúzním změnám, vykazují progradní vývoj v granátu I, ve kterém jsou středové části těmito prvky silně nabožaceny. Podobné obsahy se pak objevují u okrajového granátu II, přičemž jejich nabožacení kolísá, patrně z důvodu kontinuálního nahrazování granátu I a tím variabilního přínosu prvků ze středu zrna.

Kromě granátu je v práci popisována také zonální stavba omfacitu, u kterého jsou situovány nejpatrnější změny v obsahu hlavních prvků (Al, Mg, Ca, Na, Fe) v jádru zrna. V omfacitu je také dobře vyvinutá zonální stavba lehkých prvků vzácných zemin (La, Ce, Pr, Nd, Sm a Eu).

Klíčová slova: atolový granát, kompoziční zonálnost, stopové prvky, eklogit

## English abstract

This work focuses on high pressure atoll garnet-bearing metabasites from the central part of Krušné hory Mts. in Saxothuringian zone of Bohemian Massif. Eclogite bodies are interpreted as a part of allochthonous units, which were dragged into the high pressure conditions of subduction zone during a subduction of Saxothuringian oceanic crust under the Teplá-Barrandien Unit and subsequently they were exhumed into upper parts of subduction-collisional system.

Main mineral assemblage of eclogites consists of omphacite, garnet, quartz and amphibole which replaces grains of omphacite. Minor minerals present are rutile, ilmenite, talc and chlorite. Zircon, apatite, paragonite, pyrite, plagioclase, albite and monazite are enclosed in porphyroblasts of garnets. Grains of garnet frequently form the atoll structures, where its central part of a grain is replaced by new minerals of matrix and rim part stays preserved.

Based on compositional profiles and mapping of major and trace elements, two evolution phases of garnet were distinguished. Older garnet (I) forms mainly preserved cores of garnet and on the contrary younger garnet (II) is present on rims or also replaces garnet I in the core part of a grain. Garnet I has higher amounts of Ca and Mn but lower Mg and Fe than garnet II. Preserved grains of garnet I shows prograde zoning with decreasing Ca and Mn content from central part to the border with rim garnet II.

In the zonal grains of garnet were also measured rare earth elements and Y, especially heavy rare earth elements (Lu, Yb, Tb, Er) and Y, which are highly resistant against the diffusion and shows prograde zoning in garnet I, in which the central parts are highly enriched by these elements. Similar contents are present also in garnet II, but their enrichment is varying due to continual process of replacing garnet I and so variable influx of elements from core garnet I.

Except of garnet, there is also described zoning composition of omphacite, in which the best zoning patterns of major elements (Al, Mg, Ca, Na, Fe) are revealed in its central part of a grain. In omphacite are also well preserved zoning patterns of light rare earth elements (La, Ce, Pr, Nd, Sm and Eu).

Keywords: atoll garnet, compositional zoning, trace elements, eclogite

## **Poděkování**

V první řadě bych chtěl samozřejmě poděkovat svému školiteli prof. Shah Wali Faryadovi, který mě odborně vedl téměř od počátku studia a díky kterému bylo možné i tuto práci dokončit. Přestože jistě nebyl vždy spokojen s rychlostí mé vykonané práce, tak nade mnou takzvaně nezlomil hůl a vždy se mi snažil pomoci, za což jsem mu neskonale vděčný. Velký dík patří také Dr. Radimovi Jedličkovi, který si jako konzultant našel čas a velmi mi pomohl, zvláště když to bylo nejvíce třeba, a zároveň chci Dr. Radimovi Jedličkovi i Dr. Martinu Rackovi poděkovat za odbornou pomoc při měření na mikrosondě a SEM. Za laskavou pomoc při měření na ICP-MS na Akademii Věd ČR bych také rád velmi poděkoval Dr. Martinu Svojkovi a Dr. Janě Ďurišové, bez jejichž pomoci by takové měření ani nebylo možné. Všeobecný dík bych pak rád směřoval na Ústav Petrologie a Strukturní Geologie, kde je díky přátelskému prostředí, dobrému zázemí a vysoce odbornému vedení příjemné studovat. No a v neposlední řadě bych samozřejmě rád zdůraznil vděk mé rodině a přítelkyni, kteří mě vytrvale při letech studia stále podporují.

## Obsah

|  |               |
|--|---------------|
| <b>1. Úvod</b> .....   | <b>- 6 -</b>  |
| <b>2. Český masív a geologické poměry studované oblasti</b> .....                              | <b>- 7 -</b>  |
| 2.1. Saxothuringikum .....   | - 8 -         |
| 2.2. Krušnohorská oblast .....   | - 9 -         |
| <b>3. Metodika</b> .....   | <b>- 12 -</b> |
| 3.1. Optická mikroskopie .....   | - 12 -        |
| 3.2. Elektronová mikroskopie .....   | - 12 -        |
| 3.3. Hmotnostní spektrometrie .....  | - 13 -        |
| <b>4. Petrografický popis hornin</b> .....   | <b>- 14 -</b> |
| 4.1. Domašínský eklogit.....   | - 14 -        |
| 4.2. Měděnecký eklogit .....   | - 18 -        |
| <b>5. Zonalita hlavních a stopových prvků metamorfních minerálů – dosavadní práce</b><br>..... | <b>- 25 -</b> |
| 5.1. Hlavní prvky a jejich distribuce v atolovém granátu .....                                 | - 25 -        |
| 5.2. Sledování zonality stopových prvků .....  | - 26 -        |
| <b>6. Popis zonality a distribuce prvků v minerálech eklogitů Krušných hor</b> .....           | <b>- 28 -</b> |
| 6.1. Hlavní prvky.....   | - 28 -        |
| 6.2. Stopové prvky .....   | - 34 -        |
| 6.2.1. Prvky vzácných zemin (REE) + Y.....   | - 34 -        |
| <b>7. Diskuze a závěr</b> .....  | <b>- 44 -</b> |
| <b>8. Seznam použité literatury</b> .....  | <b>- 46 -</b> |
| <b>9. Přílohy</b> .....  | <b>- 52 -</b> |

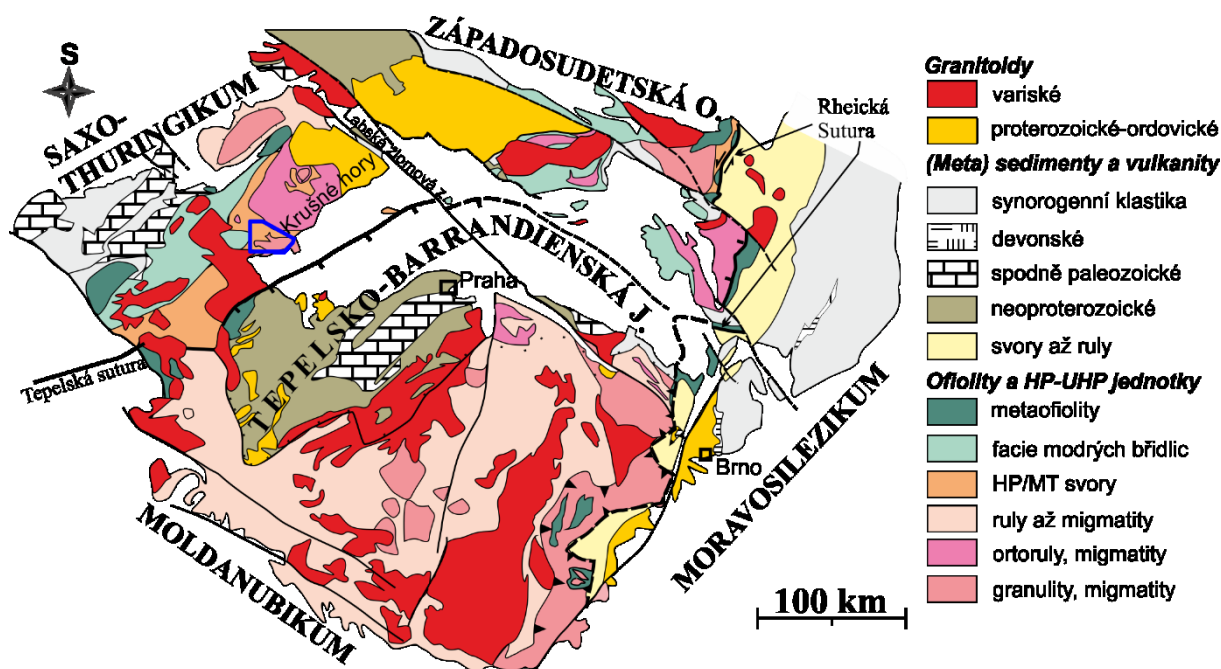
## 1. Úvod

Během metamorfních procesů dochází v hornině k migraci prvků v závislosti na momentální stabilitě daných minerálních fází. Tyto změny jsou často dobře zaznamenány pomocí metamorfních minerálů, které jsou dobře kompatibilní s právě uvolněnými prvky. Typickým příkladem je granát, jehož zrna obsahují řadu stopových prvků, které mají oproti hlavním prvkům nízký difúzní koeficient (Spear & Kohn, 1996; Carlson et al., 2014) a lépe se tak zrnech zachovávají. Při metamorfóze vysokého stupně zároveň dochází k re-ekvilibraci minerálů a jejich textur vzniklých během předchozí metamorfní historie, přičemž dobře odolný granát často zachovává zonální stavbu předchozího vývoje (Spear, 1988; Faryad & Chakraborty, 2005; Faryad, 2012; Jedlička et al., 2015). Pomocí záznamu hlavních a stopových prvků, zejména prvků vzácných zemin (rare earth elements – REE), v profilu zonálního granátu pak lze rekonstruovat některé metamorfní reakce během PT vývoje horniny (Spear & Kohn, 1996; Pyle & Spear, 1999; Konrad-Schmolke et al., 2008).

Podle Faryada et al. (2010) byly atolové struktury granátů centrální části Krušnohoří vytvořeny během infiltrace fluid a probíhající látkové výměny mezi rozpouštějícím se starším granátem v jádru a novotvořeným granátem na okraji zrna. Potvrzením či vyvrácením takového průběhu se zabývá tato práce a dokumentuje variace hlavních a stopových prvků mezi starším a mladším granátem. Pro podrobné studium byly vybrány eklogity ze dvou lokalit centrálního Krušnohoří: domašínský eklogit se zchovalými zrny omfacitu a měděnecký eklogit bez omfacitu a s dobře vyvinutými zrny amfibolu. V granátech jsou popisovány zonální stavby hlavních i stopových prvků, podle kterých jsou rozlišovány části vývojově staršího granátu (I) a mladšího granátu (II). Práce se věnuje také podrobnému popisu zonální stavby Y+REE, zejména těžkých prvků vzácných zemin (HREE). Kromě granátu byla také zonální stavba hlavních a stopových prvků, včetně Y+REE, pozorována v dobře zchovalých zrnech omfacitu.

## 2. Český masív a geologické poměry studované oblasti

Studované vzorky eklogitů pochází z centrální části Krušných hor, které se v rámci členění Českého masívu nacházejí na severozápadě v saxothuringické zóně. Samotný Český masív představuje obnaženou část variského orogenního pásu ve střední Evropě, který se utvářel během devonu a karbonu při kolizi kontinentů Gondwany a Laurusie po uzavření saxothuringického oceánu. V Českém masívu je tento orogenní pás rozdělen na následující jednotky či zóny: saxothuringikum, západosudetská oblast, tepelsko-barrandienskou jednotku (TBU), moldanubikum a moravosilezikum (Obr. 1). Tyto jednotky mají vzájemně odlišný předvariský vývoj a jejich hranice jsou definovány na základě variských zlomových struktur. Celkově je tak Český masív složen hlavně z hornin před-permského stáří, které tvoří horniny s vysokým stupněm metamorfózy, granitoidy, slabě metamorfovaný paleozoický sedimentární povrch a vulkanity (Franke, 1989; 2000; Matte et al., 1990).



*Obr. 1: Geologická mapa Českého masívu (upraveno podle Franke, 2000; Willner et al., 2002); modře ohraničena studovaná oblast, zvětšena viz Obr. 2.*



## 2.1. Saxothuringikum

Saxothuringická zóna se nachází v severozápadní části Českého masívu. Její hranice je od severu vymezena kontaktem se západosudetskou oblastí, které dělí labská zlomová linie a míšeňský pluton. Na východě až jihovýchodě vede hranice s TBU a v jižní části dělí saxothuringikum od moldanubika tepelská sutura. Tyto hranice jsou však až na mariánsko-lázeňský komplex překryty pánevními sedimenty (Franke, 1989; 2000; Schulmann et al., 2009). Jihozápadní hranice saxothuringika je ostře oddělena franckými zlomy, za nimiž jej překrývají mladopermské a mesozoické sedimenty (Cháb et al., 2008).

Strukturní vývoj severozápadní části Českého masívu odpovídá probíhající devonsko-karbonské subdukci saxothuringické oceánské kůry pod kontinentální desku tepelsko-barrandienské jednotky (Franke, 1989; 2000; Schulmann et al., 2009). Podle datování hornin na západním okraji Českého masívu je počátek subdukce předpokládán na ~400 Ma (milionů let před přítomností). Ve spodním karbonu (~340 Ma) pak došlo k delaminaci subdukované oceánské desky a kolizi kontinentálních desek saxothuringika a TBU. V zaobloukové zóně se tak vytvořil hluboký orogenní kořen, přičemž docházelo také k částečné exhumaci hornin z různých partií (hluboce zanořené i středně korové) subdukčně-kolizního systému (Schulmann et al., 2005; 2009). Ojedinele byly u exhumovaných hornin dokázány až ultra-vysokotlaké podmínky v poli stability coesitu a diamantu (Nasdala & Massonne, 2000; Massonne, 2001; Kotková et al., 2011).

V mohutné soustavě dílčích příkrovů a šupin, které vznikly především díky variským procesům a tvoří saxothuringickou zónu, tak rozlišujeme para-autochtonní a alochtonní jednotky. Do para-autochtonu patří zejména neoproterozoické migmatity a pararuly, do kterých v kambriu až ordoviku intrudovaly vápenato-alkalické granity, které se během variského vrásnění přeměnily na ortoruly s porfyrokrysty K-živců (Kossmat, 1925; Mlčoch & Schulmann, 1991; Kröner et al., 1995; Schulmann et al., 2009). Para-autochton je následně překryt zejména alochtonními horninami, které prošly při variských procesech vysokým stupněm metamorfózy. Jedná se o horniny kambro-ordovické riftové sekvence (hlubokovodní sedimenty a bazalty středo-oceánských hřbetů – MORB), svrchno-ordovické až svrchno-devonské pelagické sedimenty a svrchně-devonské až středně-karbonské flyšové sedimenty (Škvor, 1970; Košler et al., 2004; Schulmann et al., 2009).

## 2.2. Krušnohorská oblast

Východní část saxothuringické zóny je reprezentována krušnohorskou oblastí, antifonní oválnou megastrukturou ukloněnou k JZ a protaženou ve směru SV – JZ. Para-autochtonní jádro této antifomy tvoří horniny neoproterozoického stáří, zejména ruly, svory a metadroby, na něž nasedají alochtonní jednotky tvořené hlavně metasedimentárními horninami spodně-paleozoického stáří (kvarcity, fylity, svory a ruly) spolu s metabazity (amfibolity, eklogity). Intenzita metamorfózy metasedimentárního pokryvu klesá z V na Z (Kossmat, 1925; Škvor, 1975; Willner et al., 1997). Podle Rötzler et al. (1998) lze krušnohorskou oblast rozlišit na 5 tektonicky odlišných jednotek, uvedených dle tektonostratigrafie:

1. Para-autochtonní jednotka: vyskytuje se hlavně ve střední a východní části Krušných hor. Jedná se o neoproterozoické horniny, zejména typické masivní jemnozrné biotitické pararuly a vložky metadrob a metakonglomerátů. Těmito horninami také prostupují jemnozrné ortoruly a porfyrické metagranity (Mlčoch & Schulmann, 1991; Kröner et al., 1995).
2. Vysokotlaký/vysokoteplotní (HP/HT) rulovo-eklogitový příkrov: horniny tohoto příkrovu najdeme především ve střední a východní části Krušných hor. Mezi pararulami se nejčastěji vyskytují biotitické, dvojslídne a muskovit-fengitické pararuly. Zřídka se pak nachází granátické a spinelové peridotity, ortoruly a HP granulity, mírně postižené retrogrésí (Schmädicke et al., 1992; Willner et al., 1997; Kláková et al., 1998). Eklogitová tělesa místy prodělala i ultra-vysoké tlaky (UHP), které dokumentují výskyty inkluzí coesitu, jejich pseudomorfóz křemenem nebo dokonce ojedinělé nálezy uzavřenin mikrodiamantu (Massonne, 1999; 2001; Nasdala & Massonne; 2000; Haifler & Kotková, 2016).
3. Vysokotlaký/nízkoteplotní (HP/LT) svor-eklogitový příkrov: tento příkrov je umístěn v centrální části Krušnohoří a tvoří jej zejména svory, pararuly a ortoruly středního až vysokého metamorfního stupně spolu s častými tělesy eklogitů (Obr. 2), které mají zpravidla nižší metamorfni stupeň než eklogity rulovo-eklogitového příkrovu. Vyskytují se také vložky skarnu, kvarcitu, mramoru, erlánu a místy i granulitů. Protolitem části ortorulových těles jsou spodnopaleozoické metaryolity (Konopásek & Schulmann, 1994; Mingram & Rötzler, 1998).

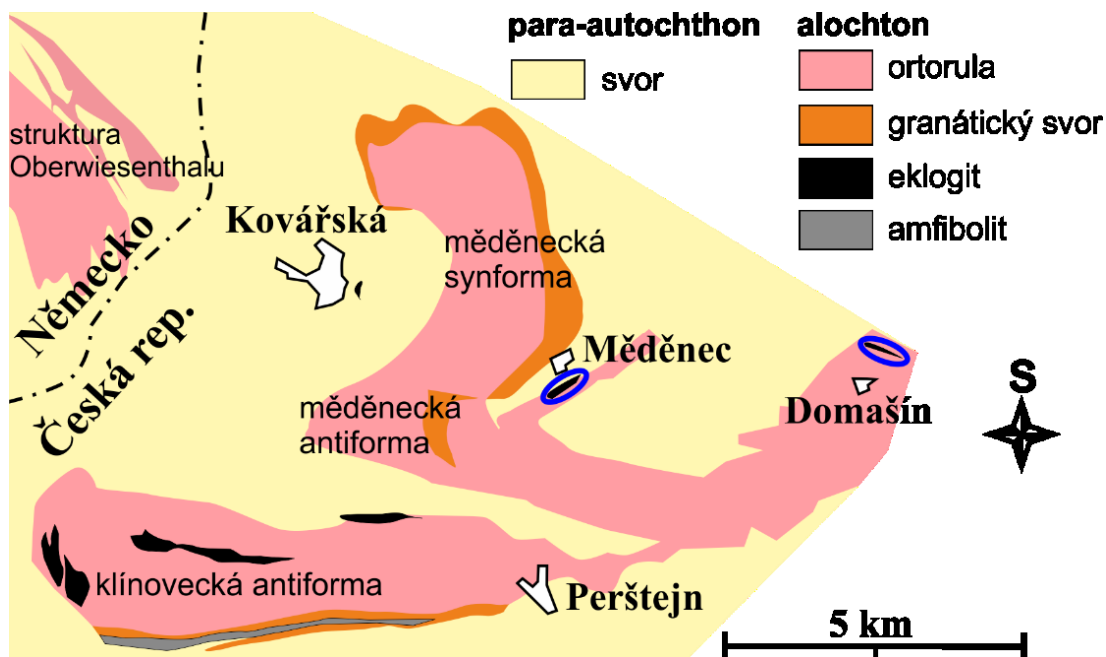
4. Střednětlaký/nízkoteplotní (MP/LT) příkrov granátických fylitů: tento příkrov se nachází v krušnohorsko-smrčinském krystaliniku a sestává ze siliciklastických sedimentů s nízkým až středním metamorfním stupněm.
5. Nízkotlaký/nízkoteplotní (LP/LT) fylitový příkrov: vyskytuje se v krušnohorsko-smrčinském krystaliniku a jedná se o slabě až středně metamorfované metasedimenty (fylity a svory), ve kterých se často vyskytují vložky skarnu, amfibolitu, zelené břidlice, mramoru a kvarcitu (Mingram & Rötzler, 1998).

Během kolize kontinentální desky saxothuringika a desky TBU došlo, podle Klákové et al. (1998) a Kroheho (1998), k přesunu korových jednotek těchto desek přes krušnohorský para-autochton, díky čemuž sem byly přemístěny alochtonní jednotky s eklogity. Hranice alochtonu a para-autochtonu jsou zde definovány podél vzájemných zlomových struktur (Konopásek & Schulmann, 1994), přičemž tělesa eklogitů jsou obsaženy pouze v alochtonních jednotkách (Schmädicke et al., 1992; Kláková et al., 1998; Konopásek, 1998; Rötzler et al., 1998). Podle tektonického modelu Konopáska & Schulmanna (2005) se nacházel sedimentární pokryv saxothuringika v MP–HP/MT podmínkách subdukční zóny, odkud byl exhumován jako spodní krystalinický příkrov nad para-autochtonní jednotky saxothuringika. Jako svrchní krystalinický příkrov jsou označovány HP/HT metamorfní horniny odkryté v zářezu řeky Ohře (krystalinický komplex Ohře). Tyto horniny jsou interpretovány jako původní součást korových jednotek TBU, které se při kolizi desek a následném ztluštění kontinentální kůry nacházely v blízkosti subdukujících hornin spodního krystalinického příkrovu, se kterými měly následně společný exhumační průběh. Mezi tyto horniny patří hlavně páskované ortoruly, mylonity, migmatity, granulity a částečně natavená usměrněná granulitová hornina označovaná jako granofels (Závada et al., 2018). Synchronní dobu metamorfózy (~340 Ma) prokázalo datování eklogitů ze spodního krystalinického příkrovu a granulitů ze svrchního příkrovu (Kotková et al., 1996; Kröner & Willner, 1998; von Quadt & Gebauer, 1998; von Quadt & Günther, 1999).

Deformační historie alochtonních jednotek s eklogity v centrální části Krušnohoří (Obr. 2) byla Klákovou et al. (1998) a Konopáskem et al. (2001) rozdělena na čtyři hlavní události. První deformační záznam (D1) souvisí s orientací minerálních zrn eklogitu (omfacitu, paragonitu a fengitu) při HP podmínkách v subdukční zóně. Eklogity této části Krušných hor dosahují PT podmínek okolo 26 kbar a 600–700 °C (Kláková et al., 1998; Faryad et al., 2010; Collett et al., 2017). Druhá deformační událost (D2) je charakterizována výstupem alochtonních jednotek a

rozsáhlou kompresí V–Z směru, přičemž docházelo k vyklenutí celé příkrovové stavby i para-autochtonních jednotek. Během této rozsáhlé deformace vznikly struktury jako měděnecká synforma nebo struktura Oberwiesenthalu (Obr. 2). Při třetí deformační události (D3) pak docházelo k S–J kompresi a převrácení D2 struktur, přičemž vznikly struktury měděnecká a klínovecká antiforma. Poslední deformační událost (D4) doprovázela ztráta horizontálního napětí u příkrovových jednotek a vznikaly extenzní střižné zóny v podmínkách amfibolitové facie.

Eklogity s atolovými granáty se ve studované oblasti centrální části Krušných hor (Obr. 2) vyskytují na více lokalitách (Faryad et al., 2010). Pro tuto studii byly vybrány reprezentativní lokality eklogitů u Měděnce a Domašína.



**Obr. 2:** Geologická mapa příkrovových jednotek studované oblasti (upraveno podle Konopáska et al., 2001); lokality s odebranými vzorky eklogitů jsou vyznačeny modrými elipsami.

### **3. Metodika**

#### **3.1. Optická mikroskopie**

Pro mikroskopické studium hornin byly z odebraných vzorků eklogitu zhotoveny v brusírně na Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy (PřF UK) zakryté a nezakryté leštěné výbrusy s tloušťkou výbrusu 0,03 mm. Při petrografickém popisu byly v Laboratoři optické mikroskopie Ústavu petrologie a strukturní geologie (ÚPSG) PřF UK zhotoveny mikrofotografie eklogitů v rovnoběžných (IIN) i zkřížených nikolech (XN) za použití optického mikroskopu Nikon E 600 a přídatného fotoaparátu Olympus C 5050. Při popisu minerálů a jejich prezentaci v práci byly použity zkratky podle Whitney & Evans (2010), viz kapitola práce Přílohy.

#### **3.2. Elektronová mikroskopie**

Leštěné výbrusy eklogitů byly dále použity pro studium na skenovacím elektronovém mikroskopu (SEM) a elektronovém mikroanalyzátoru (mikrosondě) v Laboratoři SEM a Laboratoři mikrosondové analýzy na ÚPSG PřF UK.

Použitý přístroj SEM je od firmy TESCAN Vega. Při práci byly využity jeho nainstalované detektory sekundárních elektronů (SE) a zpětně odražených elektronů (BSE). Kvalitativní a kvantitativní chemické analýzy pak byly provedeny pomocí systému energiově disperzní spektrometrie (EDS) detektorem X-Max 50 výrobce Oxford Instruments. Při chemických analýzách byly využity následující standardy: Si – albit, Al – fluor-topaz, Ti – rutil, Cr – chromoxid, Fe – almandin, Mg – olivín, Mn – rhodonit, Ca – kalcit, Na – albit, K – sanidin, P – apatit, Cl – tugtupit.

Při práci na mikrosondě, značky JXA-8530F výrobce Jeol, byly použity detektory SE a BSE a systém pěti vlnově disperzních spektrometrů (WDS), pomocí kterého byly provedeny chemické analýzy a také kompoziční mapy pro hlavní i stopové prvky. Byly přitom využity následující standardy: Si – křemen, Al – korund, Ti – rutil, V – vanadinit, Cr – chromoxid, Fe – magnetit, Mg – periklas, Mn – rhodonit, Ca – kalcit, Na – albit, K – sanidin, P – apatit, Y – ytrium-hliníkový granát (YAG).

Chemické analýzy získané pomocí EDS a WDS byly z molárních procent přepočteny na hmotnostní procenta a následně byly přepočítány na odpovídající množství kationtů krystalochemických vzorců pro daný minerál. Přepočet kationtů byl proveden pomocí odpovídajících množství kyslíku ve vzorci. Podle obsazování do příslušných strukturních pozic vzorce minerálu byly také přepočítány odpovídající množství  $\text{Fe}^{2+}$  a  $\text{Fe}^{3+}$ .

### 3.3. Hmotnostní spektrometrie

Pomocí laserové ablace a hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (LA-ICP-MS) byly na pracovišti Geologického ústavu Akademie věd ČR v Praze – Suchdole měřeny přesné koncentrace prvků vzácných zemin (REE) a Y na jednotky ppm v jednotlivých zónách zrn granátu a omfacitu. Tyto zóny byly zvoleny na základě rozdílného složení rozpoznávaného pomocí distribuce hlavních prvků. Prvky Y a REE, zejména těžké REE (HREE) a Y, byly vybrány díky jejich velmi nízkému difúznímu koeficientu a zároveň dobré kompatibilitě v granátu (Spear & Kohn, 1996; Carlson et al., 2014).

Prvky Y+REE byly měřeny konkrétně na ICP-MS Element 2 značky Thermo Fischer Scientific, s použitím systému ablačního laseru 213-nm (Nd YAG UP-213). Průměr paprsku laserového svazku činil 0,03 mm, přičemž měřená místa měla podobu linií o délce 0,08 mm. Pro každou měřenou linii byla použita interní standardizace Ca a Mg s daty naměřených pomocí SEM (EDS), aby se předešlo případným odchylkám vzhledem k zonální stavbě zrn. Kvůli přehlednosti při znázornění zvolených měřených míst jsou v práci původní linie znázorněny jako body o průměru 0,03 mm, které jsou seřazeny za sebou v profilu, přičemž stále odpovídají svým umístěním dané zóně v rámci zrna. Prvky Y+REE měly při měření následující detekční limity (uvedeno v jednotkách ppm): Y – 0,1; La – 0,003; Ce – 0,004; Pr – 0,002; Nd – 0,01; Sm – 0,02; Eu – 0,01; Gd – 0,03; Tb – 0,005; Dy – 0,02; Ho – 0,005; Er – 0,01; Tm – 0,003; Yb – 0,02; Lu – 0,1.

## 4. Petrografický popis hornin

Vzorky eklogitů s atolovými granáty byly vybrány z lokalit v Měděnci (F27/10, F28/10, KU-4, KU-4a) a Domašína (34b). Mezi dobře patrné rozdíly vzorků z těchto dvou lokalit patří zejména vyšší obsah křemene (cca 30 %), dobře zachovalá zrna omfacitu a usměrněná struktura ve vzorku z Domašína, přičemž ve vzorcích z Měděnce je vyšší zastoupení granátu (až 50 %), omfacit je nahrazen převážně amfibolem a hornina nemá přednostní usměrnění. Zrna granátu v eklogitu z Měděnce dosahují také znatelně větších rozměrů (až 1,2 mm) oproti granátům z domašínského eklogitu (~0,5 mm). Makroskopicky se jedná u všech vzorků o tmavě zelené, jemnozrné eklogity s porfyroblasty granátů.

### 4.1. Domašínský eklogit

Minerální asociace domašínského eklogitu (34b) sestává z granátu (~30 %), omfacitu (~25 %), křemene (~30 %), ilmenitu (~6 %), rutilu (~5 %) a symplektitu, jež nahrazuje primární omfacit (~4 %). Eklogit má lineárně usměrněnou granonematoblastickou strukturu základní hmoty s porfyroblasty granátu, u kterých je často vyvinuta atolová stavba. Paralelně usměrněné jsou zde pásy rutilu s ilmenitem, protažené zóny křemene a zrna omfacitu (Obr. 3 a, b). Podél puklin podléhá omfacit částečně symplektitizaci. V granátu byly, krom zmíněných hlavních minerálů, pozorovány v akcesorickém množství také uzavřeniny amfibolu (Obr. 4 e, f, g), plagioklasu a albitu (Obr. 4 e), apatitu, zirkonu a monazitu. Inkluze amfibolu odpovídají složením Na-Ca-amfibolům taramitu (Obr. 4 e) a katoforitu (Obr. 4 g) a Ca-amfibolu tschermakitu (Obr. 4 f). Inkluze plagioklasu spadá svým složením do pole oligoklasu ( $An_{26}$ ).

Zrna granátu jsou velmi intenzivně rozpraskaná a jejich velká část tak tvoří jen menší fragmenty původního zrna. Zachovalá zrna granátu jsou idiomorfne až hypidiomorfne omezena. Velikost zachovalých zrn granátu se většinou pohybuje od 0,3 do 0,6 mm. Zrna granátu často tvoří atolové struktury, které jsou tvořeny okrajem granátu s vnitřkem vyplněným ostatními hlavními minerály nebo mladším granátem (Obr. 3 c, d). Atolové části granátu jsou ve vnitřní části zpravidla omezeny idiomorfne.

Zrna omfacitu mají hypidiomorfne až alotriomorfne omezení a jsou intenzivně rozpraskaná. V hornině se vyskytují nejčastěji jako úlomky původních zrn. Místy se nacházejí větší, částečně zachovalá zrna, která mají rozměry přibližně od 0,2 do 0,4 mm. Velikost

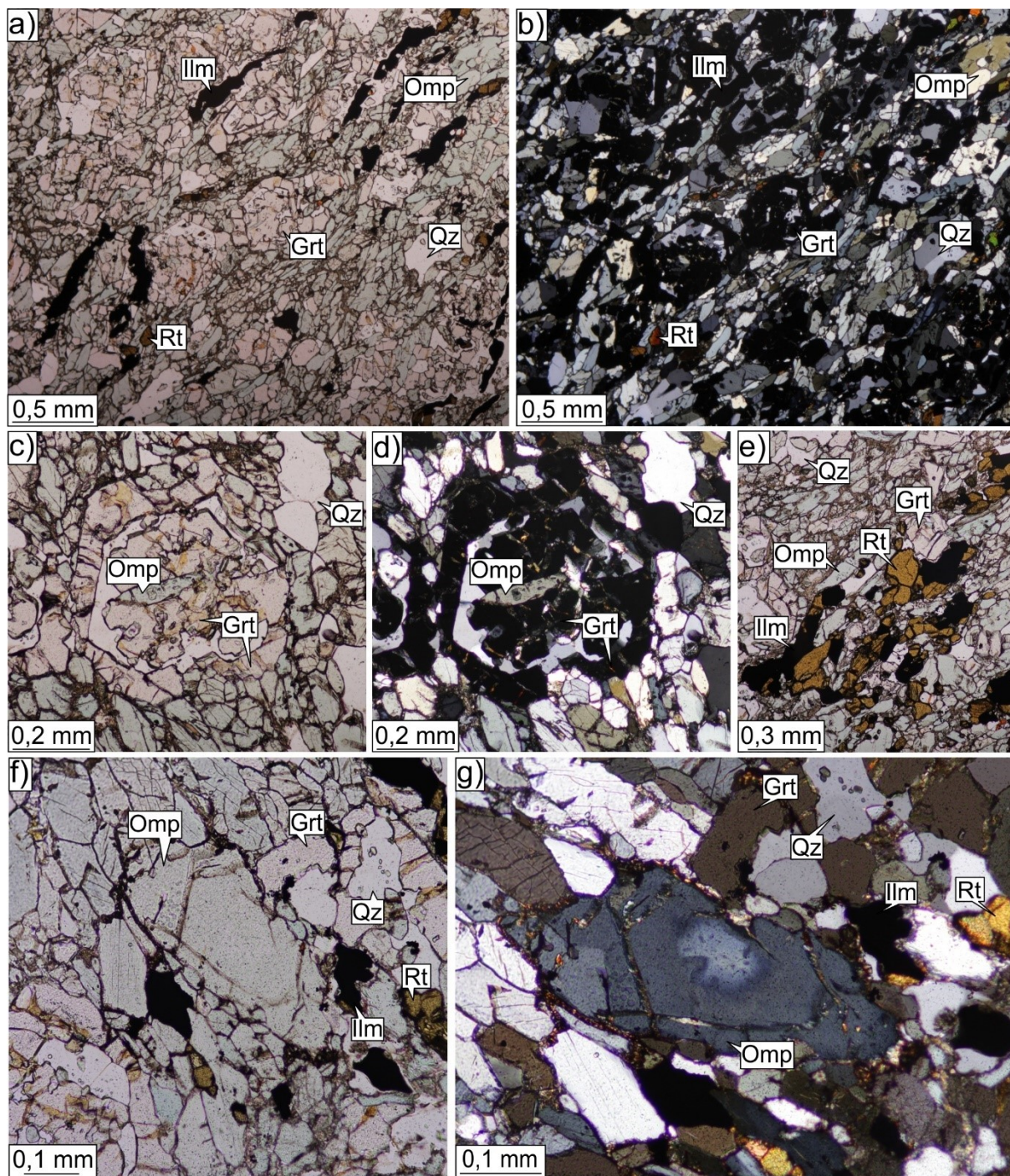
menších úlomků omfacitu se pohybuje většinou od 0,05 do 0,2 mm. Omfacit vykazuje bledě zelený až zelenomodrý pleochroismus (Obr. 3 f). Ve zkřížených nikolech (XN) lze pozorovat zonální střed omfacitu (Obr. 3 g), jehož rozdílné složení je podrobněji diskutováno v kapitole 6 o zonalitě hlavních minerálů. Inkluze omfacitu v granátu (Obr. 4) mají většinou podobné složení jako okrajové části omfacitu v matrix, některé inkluze ale odpovídající svým složením více zonálním jádrům zrn omfacitu (Tab. 1). Omfacit místy podléhá symplektitizaci, zvláště při frakturách procházejících horninou.

Hojně zastoupený křemen zde tvoří většinou 0,02 až 0,1 mm velká, hypidiomorfní až alotriomorfní nepravidelná zrna, která spolu často tvoří shluky až pásy orientované dle usměrnění horniny (Obr. 3 a, b). Křemen také velmi často tvoří výplň atolových granátů. Místy je patrné undulózní zhášení.

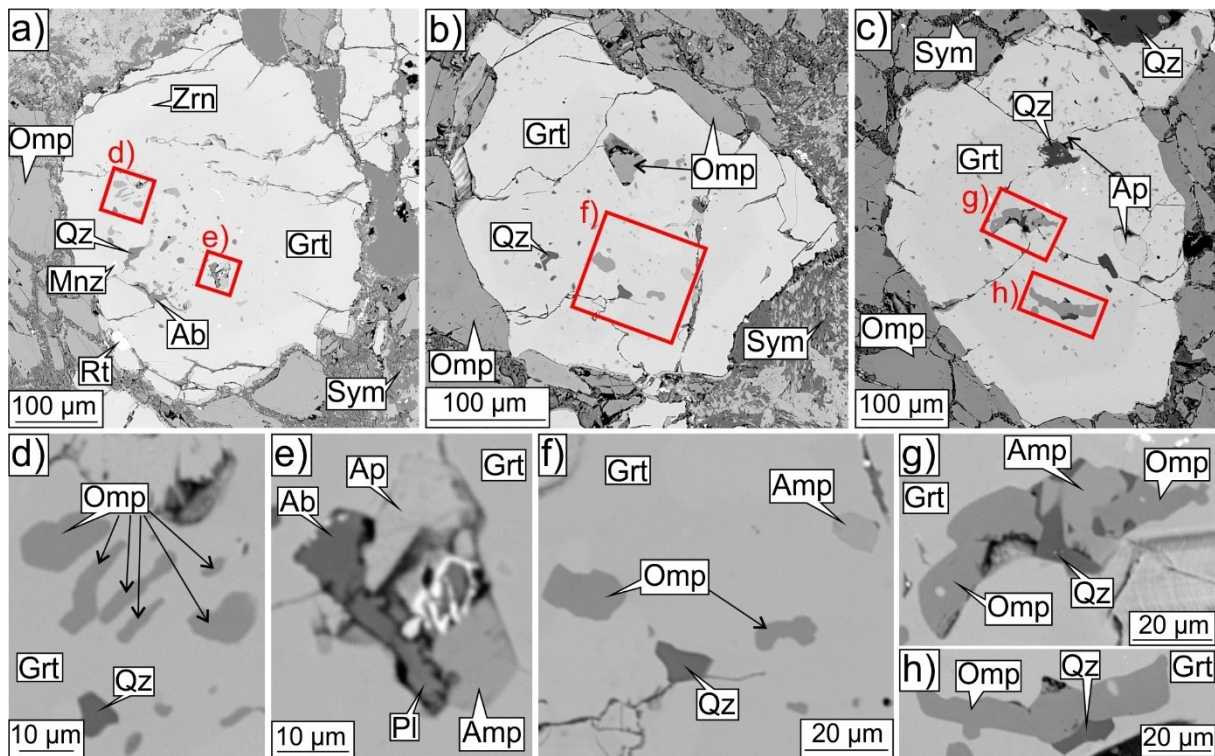
Rutil tvoří drobná zaoblená či nepravidelná zrna, která jsou často shluknuta v matrix (Obr. 3 e) a místy se nachází samostatně (Obr. 3 f, g) nebo jako inkluze hlavních minerálů. Zrna mají velikost přibližně od 0,02 do 0,15 mm, většinou však okolo 0,05 mm. Shluknutá zrna rutilu jsou také často paralelně usměrněna s horninou a tvoří pásy, kde je často nahrazuje ilmenit (Obr. 3 a, e).

Černý ilmenit je nepravidelně omezen a většinou usměrněn do formy protažených pásků paralelních s usměrněním horniny. Jeho výskyt je patrný u zrn rutilu, ze kterých vzniká (Obr. 3 e). Samostatná zrna pak dosahují rozměrů od 0,05 do 0,2 mm.





**Obr. 3:** Mikrofotografie výbrusu eklogitu z Domašína (34b); **a–b)** usměrněná struktura horniny, (a)- (IIN), (b)- (XN); **c–d)** atolový granát vyplněný křemenem, omfacitem a novým granátem, (c)- (IIN), (d)- (XN) **e)** rutil a ilmenit (IIN); **f)** omfacit (IIN); **g)** omfacit s viditelným zonálním středem zrna (XN).



**Obr. 4:** BSE snímky zrn granátu a jejich inkluzí v eklogitu z Domašina (34b).

## 4.2. Měděnecký eklogit

Vzorky eklogitu s atolovými granáty z Měděnce (F27/10, F28/10, KU-4, KU-4a) obsahují následující minerální asociaci: granát (~40–50 %), amfibol (~30–40 %), křemen (~10–30 %), rutil (~2–6 %), ilmenit (~1–5 %), mastek (~1–4 %) a chlorit (~0–2 %). Mezi inkluze v granátu se nejčastěji řadí křemen, amfibol a rutil, méně se pak vyskytují chlorit, zirkon, apatit, paragonit a pyrit. Hornina má porfyroblastickou atolovou strukturu, tvořenou četnými zrny granátu. Základní hmota je uspořádána v granonematoblastickou až symplektitickou strukturu, tvořenou hlavně amfibolem a křemenem. Ačkoli byly vzorky odebrány v rámci jednoho výchozu, lze zde pozorovat rozdíly zejména v obsahu křemene a zachování zrn v matrix. Vzorek F27/10 obsahuje přibližně 15 % křemene a základní hmota je tvořena převážně jemně vláknitým amfibolem (Obr. 5 a, b). U vzorku F28/10 je nejnižší podíl křemene (přibližně 10 %) a v matrix se vyskytuje jemně vláknitý amfibol a také jeho sloupcovité krystaly (Obr. 5 c, d). Vzorek eklogitu KU-4 se výrazně liší vyšším podílem křemene (~30 %) a dobře zachovalými sloupcovitými zrny amfibolu v matrix, které zde mají jen místy vláknitou podobu (Obr. 5 e, f).

Zrna granátu se zde vyskytují buď jako fragmenty již rozpraskaných zrn, nebo jako zachovalá idiomorfni až hypidiomorfni porfyroblastická zrna, jejichž velikost se pohybuje od 0,25 do 1,3 mm. Na kontaktu s křemenem je omezení zpravidla idiomorfni. Velmi často je u zrn granátu vyvinuta atolová struktura, kde je střed granátu nahrazen ostatními minerály matrix nebo mladším granátem (Obr. 5, 6). Vnitřní okraje atolového granátu mají většinou idiomorfni omezení.

Amfibol má formu buďto nejasně ohraničených vláknitých zrn nebo jako sloupcovitá, většinou hypidiomorfne omezená a často dobře vyvinutá zrna (Obr. 6). Velikost těchto zrn se pohybuje od 0,05 do 1 mm. Velká zrna amfibolu v matrix nevykazovala při chemické analýze dostatek prvků pro zaplnění B pozice jeho chemického vzorce, patrně kvůli možnosti substituce lehkých kovů (Li), které nebylo možné pomocí EDS a WDS měřit. Jejich složení se však blížilo skupině Na-amfibolů (Tab. 1). Fáze, které vznikají na okrajích velkých zrn amfibolu, odpovídají svým složením většinou aktinolitu a méně cummingtonitu (Obr. 7 a–c). Inkluze amfibolu v granátu mají složení Ca-amfibolů tschermakitu a ferrotschermakitu (Obr. 7 h) a Na-Ca-amfibolu barroisitu (Obr. 7 i, j) a (Tab. 2).

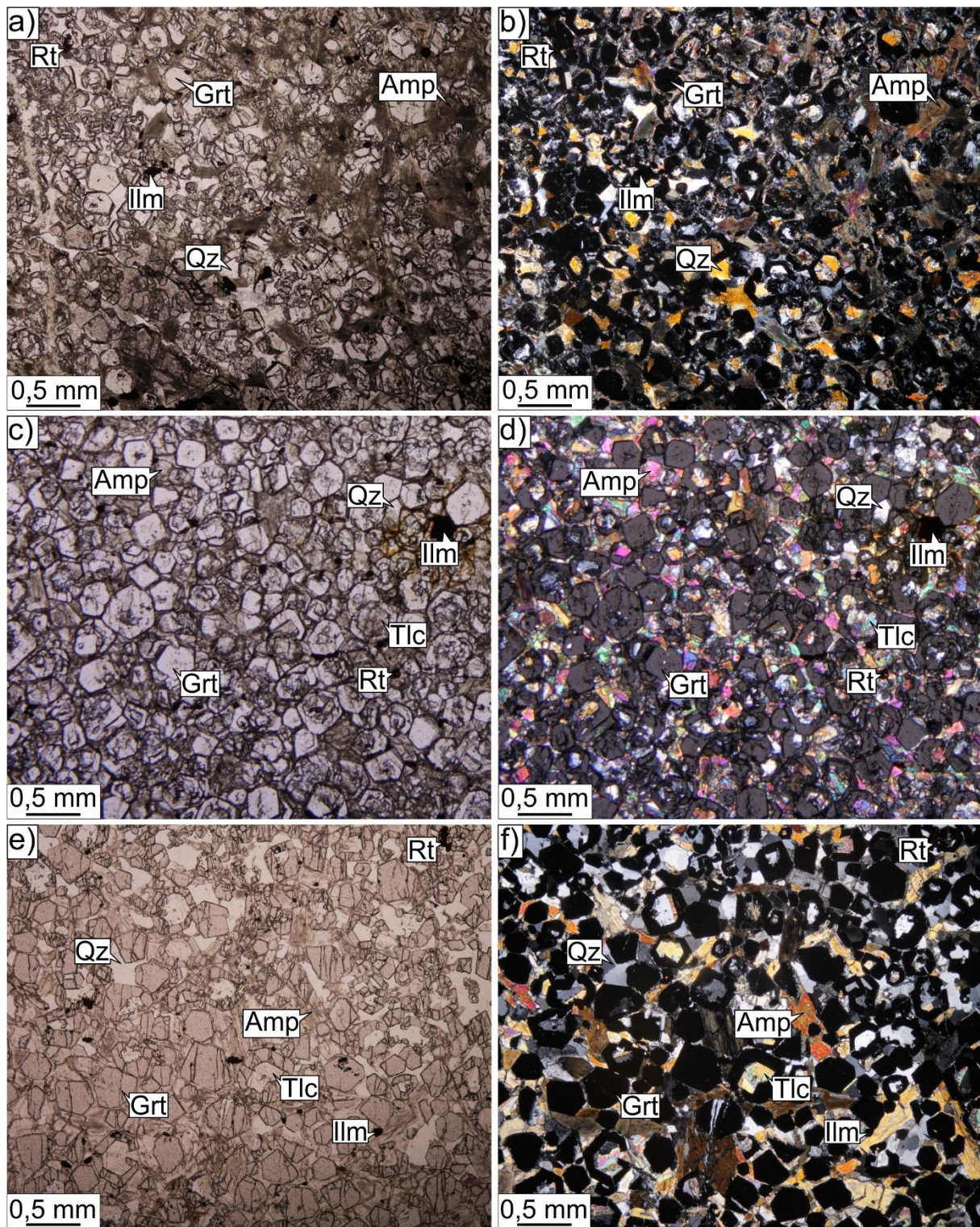
Obsah křemene se ve vzorcích pohybuje od 10 do 30 %, přičemž většinou se obsah pohybuje mezi 10 až 15 %. Křemenná zrna mají nepravidelný a místy izometrický tvar s hypidiomorfním až alotriomorfním omezením. Velikost zrn se pohybuje od 0,05 do 0,25 mm, většinou 0,1 až 0,15 mm. U některých větších zrn se projevuje undulózni zhášení. Křemen často vyplňuje atoly granátu a při větší koncentraci ve vzorku tvoří také křemenné zóny (Obr. 6 e, f).

Rutil tvoří nepravidelná či zaoblená zrna s idiomorfním až hypidomorfním omezením (Obr. 6 a, b, e, f). Velikost zrn se pohybuje od 0,03 do 0,15 mm, většinou 0,05 až 0,1 mm. Zrna rutilu velmi často podléhají po okrajích přeměně na ilmenit a místy jsou již úplně přeměněny. Většinou je rutil v základní hmotě přítomen ve shluku více zrn.

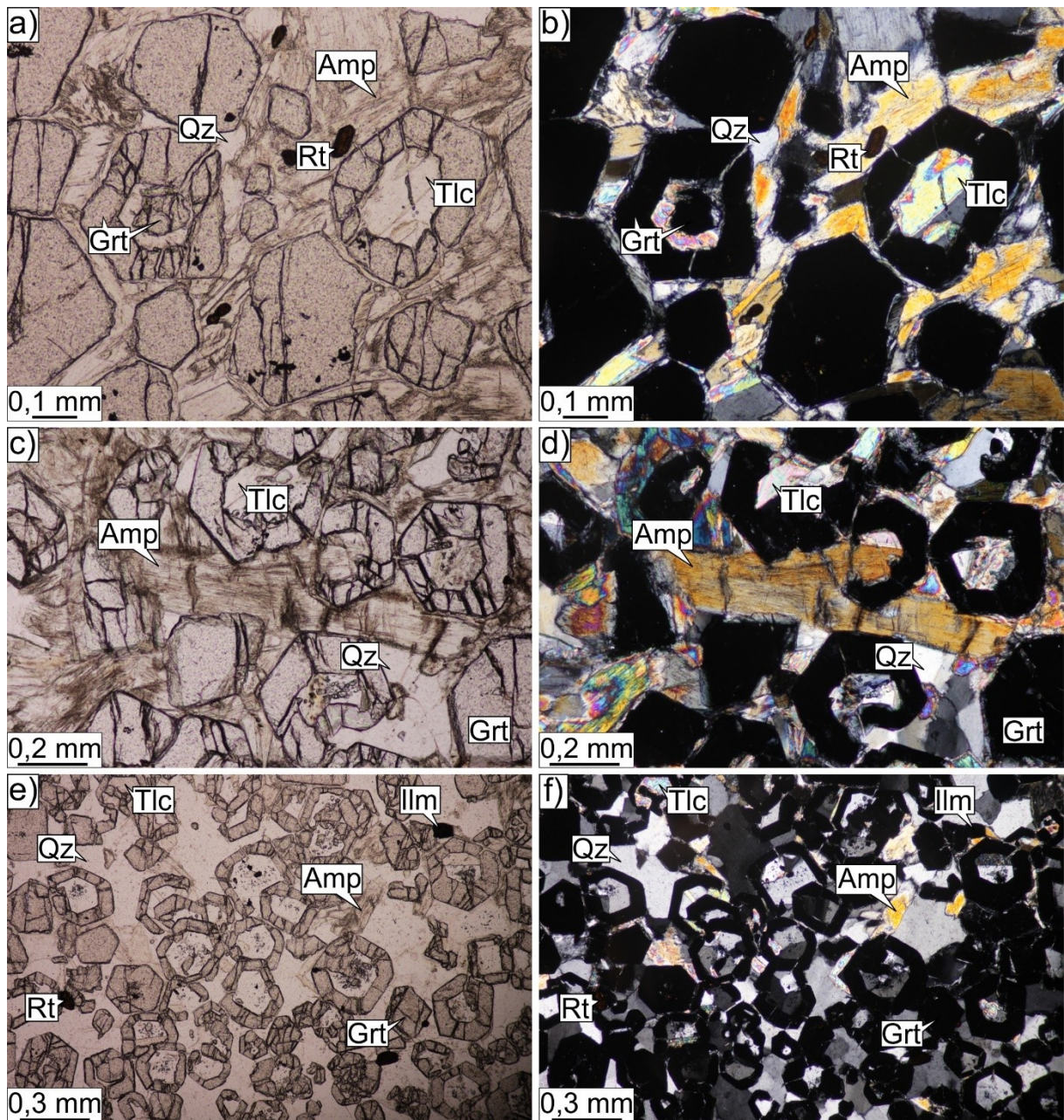
Lupenitá zrna mastku mají hypidiomorfní až alotriomorfní omezení a často se, krom výskytu v matrix, vyskytují jako výplň atolových granátů (Obr. 6 a–f). Velikost lupenů se pohybuje od 0,05 do 0,3 mm.

Chlorit je přítomen v rámci velmi tenkého, retrográdně vznikajícího okraje kolem granátových zrn nebo jako inkluze v granátu (Obr. 7 k).

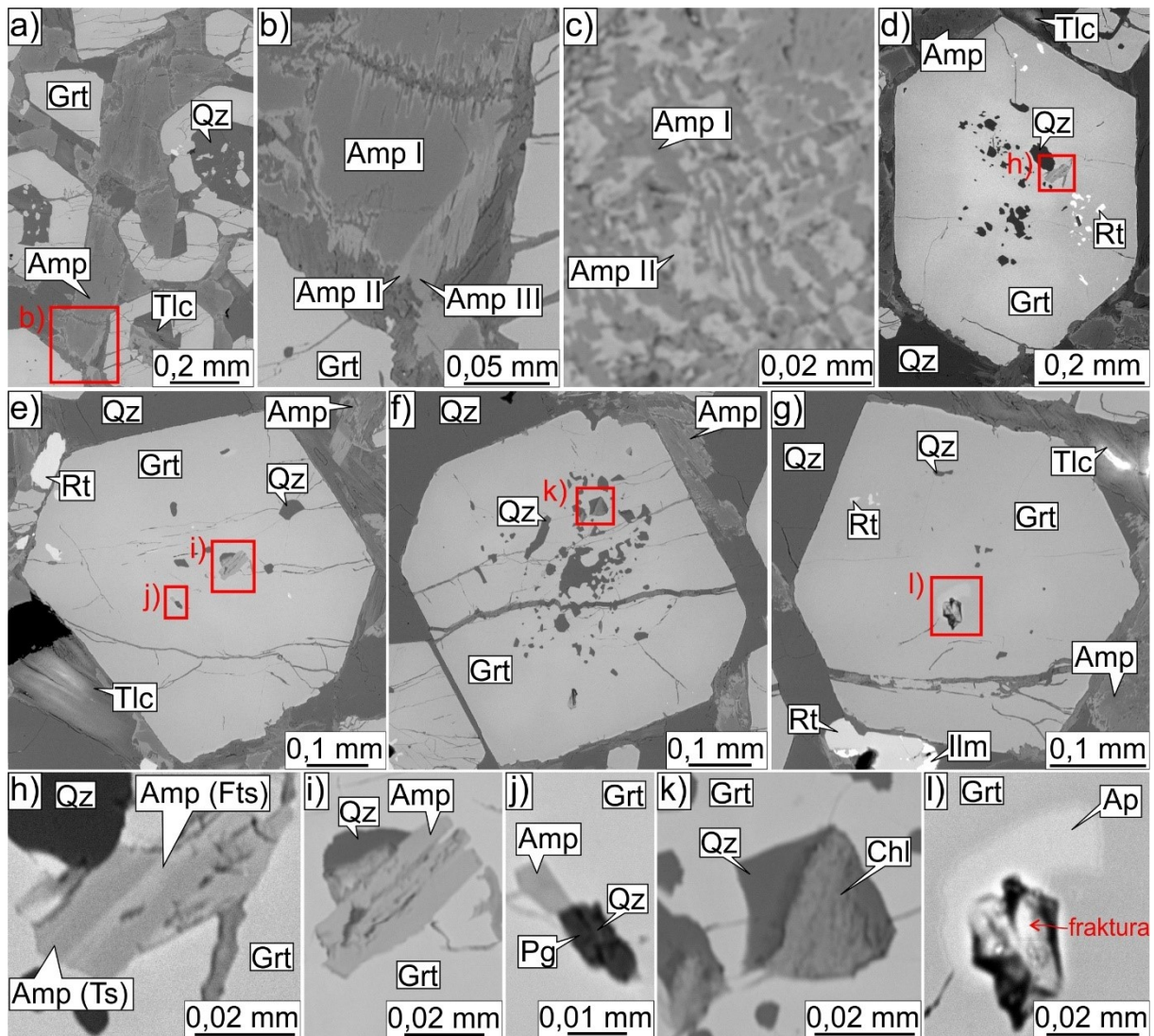
Mezi častější inkluze granátu pak patří také zirkon nebo apatit (Obr. 7 l).



**Obr. 5:** Mikrofotografie eklogitu z Měděnce: **a)** F27/10 (IIN); **b)** F27/10 (XN); **c)** F28/10 (IIN); **d)** F28/10 (XN); **e)** KU-4 (IIN); **f)** KU-4 (XN).



**Obr. 6:** Mikrofotografie eklogitu z Měděnce: **a)** KU-4 (IIN); **b)** KU-4 (XN); **c)** KU-4a (IIN); **d)** KU-4a (XN); **e)** KU-4 (IIN); **f)** KU-4 (XN).



**Obr. 7:** BSE snímky eklogitu z Měděnce: **a, b**) amfibol v matrix vzorku KU-4a (Amp I: Na-amfibol s nezaplňenou B pozicí apfu, Amp II: cummingtonit, Amp III: aktinolit); **c**) amfibol matrix vzorku F28/10; **d-l**) zrna granátu a jejich inkluze ve vzorku KU-4a.

**Tab. 1:** Chemické analýzy minerálů eklogitu z Domašína (D) a Méděnce (M), uvedeno v hmotnostních procentech a přepočteno na kationty krystalochemických vzorců; mat. – matrix, inkl. – inkluze

| lokality                                       | M      |       |       | D      |       | D      | D      | D     | M      | M      | M     |
|--|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|-------|
| vzorek   | F28/10 |       |       | 34b    |       | 34b    | 34b    | 34b   | F28/10 | Ku-4a  | Ku-4a |
| minerál  | Grt    |       |       | Omp    |       | Omp    | Omp    | Pl    | Chl    | Tlc    | Pg    |
|  | střed  | plášť | okraj | střed  | okraj |        |        |       |        |        |       |
| mat./inkl.                                     | matrix |       |       | matrix |       | inkl.  | inkl.  | inkl. | inkl.  | matrix | inkl. |
| SiO <sub>2</sub>                               | 38,66  | 38,33 | 39,21 | 55,70  | 54,56 | 55,40  | 54,64  | 60,30 | 28,93  | 62,16  | 46,47 |
| TiO <sub>2</sub>                               | 0,11   | 0,09  | 0,00  | 0,18   | 0,20  | 0,21   | 0,14   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                 | 0,00   | 0,00  | 0,01  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>                 | 21,75  | 21,48 | 22,09 | 9,67   | 8,04  | 9,21   | 8,19   | 24,33 | 20,13  | 0,38   | 38,90 |
| FeO  | 22,10  | 25,81 | 24,66 | 10,45  | 11,39 | 11,01  | 11,30  | 0,70  | 15,21  | 3,84   | 1,61  |
| MnO  | 1,50   | 0,60  | 0,40  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  |
| MgO  | 4,78   | 4,47  | 9,00  | 5,40   | 5,72  | 5,50   | 6,04   | 0,00  | 22,24  | 28,40  | 0,35  |
| CaO  | 10,59  | 8,62  | 3,67  | 10,20  | 12,14 | 11,72  | 12,75  | 5,16  | 0,00   | 0,00   | 0,93  |
| Na <sub>2</sub> O                              | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 8,38   | 7,04  | 7,71   | 6,94   | 8,09  | 0,00   | 0,00   | 6,96  |
| K <sub>2</sub> O                               | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,36  |
| Total  | 99,49  | 99,40 | 99,05 | 99,97  | 99,08 | 100,77 | 100,00 | 98,58 | 86,52  | 94,79  | 95,59 |
| <i>Kationty</i>                                |        |       |       |        |       |        |        |       |        |        |       |
| <i>podle:</i>                                  | 12 O   | 12 O  | 12 O  | 6 O    | 6 O   | 6 O    | 6 O    | 8 O   | 28 O   | 11 O   | 11 O  |
| Si   | 3,01   | 3,01  | 3,02  | 2,03   | 2,03  | 2,02   | 2,01   | 2,72  | 5,81   | 4,01   | 2,98  |
| Al   | 2,00   | 1,99  | 2,01  | 0,42   | 0,35  | 0,40   | 0,36   | 1,29  | 4,77   | 0,03   | 2,94  |
| Ti   | 0,01   | 0,01  | 0,00  | 0,00   | 0,01  | 0,01   | 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   | 0,00   | 0,00  |
| Fe <sup>3+</sup>                               | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,16   | 0,13  | 0,15   | 0,16   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  |
| Fe <sup>2+</sup>                               | 1,44   | 1,70  | 1,59  | 0,16   | 0,22  | 0,18   | 0,19   | 0,03  | 2,56   | 0,21   | 0,09  |
| Mn   | 0,10   | 0,04  | 0,03  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  |
| Mg   | 0,55   | 0,52  | 1,03  | 0,29   | 0,32  | 0,30   | 0,33   | 0,00  | 6,66   | 2,73   | 0,03  |
| Ca   | 0,88   | 0,73  | 0,30  | 0,40   | 0,48  | 0,46   | 0,50   | 0,25  | 0,00   | 0,00   | 0,06  |
| Na   | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,59   | 0,51  | 0,54   | 0,50   | 0,71  | 0,00   | 0,00   | 0,87  |
| K  | 0,00   | 0,00  | 0,00  | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,00  | 0,00   | 0,00   | 0,03  |
| Total  | 7,99   | 7,99  | 7,98  | 4,05   | 4,04  | 4,05   | 4,05   | 4,99  | 19,80  | 6,98   | 7,00  |
| <i>Poměry kationtů a koncové členy granátu</i> |        |       |       |        |       |        |        |       |        |        |       |
| X <sub>Mg</sub>                                | 0,28   | 0,24  | 0,39  | 0,65   | 0,59  | 0,62   | 0,63   | 0,00  | 0,72   | 0,93   | 0,28  |
| Alm  | 0,48   | 0,57  | 0,54  |        |       |        |        |       |        |        |       |
| Prp  | 0,19   | 0,18  | 0,35  |        |       |        |        |       |        |        |       |
| Grs  | 0,30   | 0,24  | 0,10  |        |       |        |        |       |        |        |       |
| Sps  | 0,03   | 0,01  | 0,01  |        |       |        |        |       |        |        |       |



**Tab. 2:** Chemické analýzy amfibolů eklogitu z Domašína (D) a Měděnce (M), uvedeno v hmotnostních procentech a přepočteno na kationty krystalochemických vzorců; mat. – matrix, inkl. – inkluze

| lokality                             | D     | D     | D     | M          | M          | M         | M         | M         | M         | M         | M         |
|--------------------------------------|-------|-------|-------|------------|------------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|-----------|
| vzorek                               | 34b   | 34b   | 34b   | F28/<br>10 | F28/<br>10 | KU-<br>4a | KU-<br>4a | KU-<br>4a | KU-<br>4a | KU-<br>4a | KU-<br>4a |
| amfibol                              | Ktp   | Trm   | Ts    | –          | Cum        | –         | Cum       | Act       | Brs       | Ts        | Fts       |
| mat./<br>inkl.                       | inkl. | inkl. | inkl. | mat.       | mat.       | mat.      | mat.      | mat.      | inkl.     | inkl.     | inkl.     |
| SiO <sub>2</sub>                     | 43,05 | 40,44 | 40,79 | 57,84      | 54,76      | 57,14     | 55,99     | 56,04     | 41,38     | 40,40     | 39,09     |
| TiO <sub>2</sub>                     | 0,92  | 0,56  | 0,35  | 0,00       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,34      | 0,95      |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>       | 12,57 | 17,41 | 11,52 | 12,43      | 1,54       | 11,63     | 0,90      | 0,87      | 17,92     | 19,14     | 19,30     |
| FeO                                  | 19,47 | 21,17 | 23,55 | 6,78       | 19,17      | 6,78      | 18,28     | 9,15      | 17,52     | 17,00     | 20,70     |
| MnO                                  | 0,00  | 0,00  | 0,44  | 0,00       | 0,29       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      |
| MgO                                  | 7,43  | 5,56  | 7,18  | 14,45      | 19,60      | 14,96     | 21,39     | 17,89     | 8,26      | 6,85      | 4,12      |
| CaO                                  | 8,74  | 8,72  | 9,63  | 2,05       | 0,53       | 2,59      | 0,48      | 13,09     | 8,70      | 10,34     | 10,04     |
| Na <sub>2</sub> O                    | 4,14  | 4,42  | 2,48  | 3,89       | 0,00       | 3,50      | 0,00      | 0,00      | 2,15      | 2,27      | 2,78      |
| K <sub>2</sub> O                     | 0,00  | 0,13  | 0,14  | 0,09       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,12      | 0,00      | 0,18      |
| Cl <sup>-</sup>                      | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 1,13      | 0,33      | 1,28      |
| Total                                | 96,33 | 98,42 | 96,08 | 97,53      | 95,88      | 96,60     | 97,04     | 97,04     | 97,18     | 96,66     | 98,44     |
| <i>Kationty (přepočteno na 23 O)</i> |       |       |       |            |            |           |           |           |           |           |           |
| Si                                   | 6,51  | 6,02  | 6,21  | 7,54       | 8,00       | 7,52      | 8,02      | 7,97      | 6,01      | 5,99      | 5,91      |
| Al <sup>IV</sup>                     | 1,49  | 1,98  | 1,79  | 0,46       | 0,00       | 0,48      | 0,00      | 0,03      | 1,99      | 2,01      | 2,09      |
| Al <sup>VI</sup>                     | 0,76  | 1,07  | 0,28  | 1,45       | 0,26       | 1,32      | 0,15      | 0,12      | 1,08      | 1,34      | 1,35      |
| Ti                                   | 0,10  | 0,06  | 0,04  | 0,00       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,04      | 0,11      |
| Fe <sup>3+</sup>                     | 0,47  | 0,71  | 1,53  | 0,74       | 0,00       | 0,75      | 0,00      | 0,00      | 1,57      | 0,65      | 0,43      |
| Fe <sup>2+</sup>                     | 1,99  | 1,92  | 1,46  | 0,00       | 2,34       | 0,00      | 2,19      | 1,09      | 0,56      | 1,46      | 2,19      |
| Mn                                   | 0,00  | 0,00  | 0,06  | 0,00       | 0,04       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      |
| Mg <sup>C</sup>                      | 1,68  | 1,23  | 1,63  | 2,81       | 2,36       | 2,93      | 2,66      | 3,79      | 1,79      | 1,51      | 0,93      |
| Mg <sup>B</sup>                      | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00       | 1,91       | 0,00      | 1,91      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      |
| Ca                                   | 1,42  | 1,39  | 1,57  | 0,29       | 0,08       | 0,36      | 0,07      | 1,99      | 1,35      | 1,64      | 1,63      |
| Na <sup>B</sup>                      | 0,58  | 0,61  | 0,43  | 0,98       | 0,00       | 0,89      | 0,00      | 0,00      | 0,61      | 0,36      | 0,37      |
| Na <sup>A</sup>                      | 0,63  | 0,66  | 0,30  | 0,00       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,30      | 0,44      |
| K                                    | 0,00  | 0,03  | 0,03  | 0,01       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,02      | 0,00      | 0,03      |
| Total                                | 15,63 | 15,69 | 15,33 | 14,28      | 15,00      | 14,26     | 15,00     | 14,99     | 14,98     | 15,30     | 15,48     |
| Cl <sup>-</sup>                      | 0,00  | 0,00  | 0,00  | 0,00       | 0,00       | 0,00      | 0,00      | 0,00      | 0,28      | 0,08      | 0,33      |
| X <sub>Mg</sub>                      | 0,46  | 0,39  | 0,53  | 1,00       | 0,50       | 1,00      | 0,55      | 0,78      | 0,76      | 0,51      | 0,30      |

## 5. Zonalita hlavních a stopových prvků metamorfních minerálů – dosavadní výzkum

### 5.1. Hlavní prvky a jejich distribuce v atolovém granátu

Zonální rozložení hlavních a vedlejších prvků, zachované v metamorfních minerálech, odráží látkové změny při metamorfních reakcích během PT vývoje horniny. Jedním z minerálů, který nejlépe zachovává zonalitu těchto prvků, je granát. Je to zejména díky jeho nukleaci v MP-MT podmínkách a rychlému nárůstu při progradní metamorfóze. Důležitou predispozicí pro zachování starších podmínek rovnováhy ve vnitřních partiích granátu je poměrně nízký koeficient difuzivity mezi granátem a okolními minerály, případně matrix. Dobře zachovaný zonální vývoj pak lze vidět mezi hlavními prvky hlavně u Ca, jelikož má nižší difúzní koeficient než ostatní hlavní dvojmocné prvky (Mn, Mg, Fe) granátu (Chakraborty & Ganguly, 1992). Další nespornou výhodou granátu je jeho široké pole stability, tudíž lze pomocí zonalnosti hlavních prvků sledovat časově relativně dlouhou metamorfní dráhu a interakci s okolními původními, ale i nově vznikajícími fázemi. V profilech granátu můžeme dobře rozeznat progradní vývoj pomocí poklesu Mn a Ca a růstu Mg-komponenty ze středu k okraji granátu. Zejména Mn zde má často takzvaný zvoncovitý průběh s vysokým obsahem ve středu zrna a rychlým poklesem směrem k okraji, což je důsledkem mechanismu Rayleighova frakcionace, viz Hollister (1966), Tracy (1982) a Tracy et al. (1976).

Cheng et al. (2007) popisují atolové granáty z ultravysokotlakého (UHP) eklogitu z orogénu Dabie (Čína), kde odlišili zachovaný starší granát uvnitř atolu a mladší granát, který tvoří atoly a nahrazuje starší granát uvnitř zrna. Původní granát je rozeznán s progradním vývojem – pokles Mn a Ca ze středu zrna a růst Mg komponenty směrem k okraji, přičemž růst Mg pokračuje i v novém okrajovém granátu, stejně tak jako ochuzení o Ca. Okrajový granát obsahuje i prstenec drobného navýšení Mn, který může souviset s postupným rozpouštěním Mn-bohatých středů staršího granátu a inkorporací Mn do nového granátu. Nový granát nahrazující starší jádra granátu má homogenní složení podobné okrajovému granátu. Předpokládá se rozpouštění vnitřního staršího granátu za pomoci fluid, které byly uvolněny z nominálně bezvodých minerálů (NAMs) s hydroxylovou skupinou a také rozpadem lawsonitu při počátku exhumace horniny.

Progradní metamorfózu v celém zrně granátu (Mn a Ca pokles a růst Mg k okraji) a vyšší obsahy Mg a nižší Ca v atolovém granátu se podařilo objevit i v UHP eklogitu z Tso

Morari komplexu v Ladaku, Indii (Jonnalagadda et al., 2017). Zároveň je zde také předpokládán rozpad staršího granátu za pomoci fluid z NAMs se strukturně vázanou OH skupinou a z minerálů s krystalově vázanou vodou. Oproti čínskému vzorku se zde však vyskytují Ca a Mn bohaté nově vzniklé části granátu uvnitř atolového zrna (tzv. ostrovy a poloostrovy), které svým složením odpovídají staršímu granátu. Rozpouštěním staršího granátu uvnitř atolu se zde předpokládá migrace Ca a Mn do nového atolového granátu.

Faryad et al. (2010) popsal atolové granáty ze čtyř lokalit centrální části Krušnohoří. Starší zachovalé granáty zde mají prográdní vývoj s klesajícím obsahem Mn, nebo i Ca ze středu zrna k okraji. Atolový granát na okraji má pak vyšší obsahy Fe, Mg a často také vyšší obsahy Mn než okrajová část staršího granátu. Při rozpouštění Mn-bohatých středů staršího granátu je předpokládána inkorporace Mn do rostoucího atolového granátu. V těchto granátech jsou také dobře patrné takzvané mikrožilky neboli také vermikulární kanálky, podél kterých docházelo k migraci látek v granátu a postupné přeměně kompozice staršího granátu na složení blízké granátu novému. K tomuto procesu má docházet u popraskaných zrn granátu, kde při přínosu fluid docházelo k migraci látek mezi matrix a vnitřkem granátu, díky jejich vzájemnému velkému gradientu chemického potenciálu. Migraci prvků podél vermikulárních kanálků z granátů krušnohorských eklogitů popsali také Collet et al. (2017), přičemž zde ještě nebyla jádra granátu rozpuštěna a mohlo se jednat o předstupeň k atolovému granátu. Collet et al. (2017) interpretují vývoj těchto eklogitů v uzavřeném systému s malým nebo žádným přínosem externích fluid. Fluida, která se účastní migrace látek v granátu, tak mohou mít původ v lawsonitu a mastku

## **5.2. Sledování zonality stopových prvků**

Díky dobré kompatibilitě granátu s řadou stopových prvků, zejména Y+REE, a zároveň jejich nízkému difúznímu koeficientu jsou zrna granátu se zonální stavbou stopových prvků často používány k rekonstrukci metamorfních reakcí a migraci prvků během metamorfního vývoje horniny (Spear & Kohn, 1996; Otamendi et al., 2002; Carlson et al., 2014).

Zrna granátu obsahují často nabohacené středové části Y+REE, jejichž koncentrace následně k okraji rychle klesá a v profilu tak vytváří zvoncovitý průběh v důsledku Rayleighovy frakcionace, viz Otamendi et al. (2002). Pyle & Spear (1999) použily zonální stavbu Y v granátu pro rekonstrukci metamorfních reakcí v metapelitech různých

metamorfních zón: granátové, staurolitové, sillimanitové, migmatitové a granát-cordieritové zóny. Pozorované prstence s náhlým navýšením Y v granátu interpretovali jako rozpad Y-nesoucí fáze a inkorporaci uvolněného Y do rostoucího zrna granátu. Ve staurolitové zóně se Y uvolněné při rozpadu granátu za vzniku staurolitu znovu inkorporovalo do rostoucího zrna granátu poté, co hornina překročila pole stability staurolitu. Konrad-Schmolke et al. (2008) uvádějí u eklogitu z UHP podmínek subdukční zóny granát s náhlým navýšením Y+REE při okraji zrna, v důsledku rozpadu epidotu, který uzavíral velké množství těchto prvků. Spandler et al. (2003) spočítali relativní zastoupení stopových prvků v minerálech eklogitu, přičemž množství stopových prvků v jednotlivých minerálech byla určena podle průměrných hodnot pro dané minerály. Granát má nejvyšší zastoupení Y+HREE a vysoký poměr HREE/LREE. Nejvíce prvků REE pak uzavírá zoisit, který také obsahuje nejvíce Sr, Th, U a Pb. Ostatní uvedené minerály eklogitu (rutil, omfacit, glaukofán a paragonit) zde neobsahují oproti granátu a zoisitu téměř žádné Y+REE.

Skora et al. (2006) a Moore et al. (2013) publikují vznik Y+REE nabohacených prstencových zón v granátu jako vliv absorpce REE z matrix, limitovaný rychlostí intergranulární difúze během růstu granátu. K tomuto jevu by tak mělo docházet při vysokých teplotách, kdy rychlejší průběh difúze uvolní koncentrační gradient v mezikystalovém prostoru matrix. Nicméně Otamendi et al. (2002) uvádí granát z granulitové facie s výrazným vrcholem Y+HREE v jádru granátu, přičemž tento granát nemá na okrajích zvýšené obsahy Y+HREE. Jedlička et al. (2015) rozeznali v granátu UHP granulitu dvě odlišné metamorfní události, které se odrážejí v distribuci Y+HREE. Starší granát, který vznikl během prográdní LT–MT a HP–UHP metamorfózy, má střed zrna nabohacený Y+HREE se zvoncovým průběhem k okraji. Mladší granát pak vznikl po retrogresi a částečném rozpuštění staršího granátu, přičemž se z něj uvolnily prvky Y+HREE do matrix a při následném opětovném růstu granátu v granulitové facii se znovu inkorporovaly do mladší části granátu.

Cheng et al. (2007) popisuje distribuci REE atolového granátu v UHP eklogitu z Dabie orogénu v Číně. Prvky HREE a Li jsou zde uvedeny jako nabohacené v jádru staršího zrna granátu, přičemž je tato část postupně rozpouštěna a prvky HREE a Li migrují do narůstajícího nového granátu na okraji zrna.

Zhou et al. (2011) uvádí v grafu chondritem normalizované obsahy REE v omfacitu z UHP eklogitu z Dabie orogénu v Číně, které mají konkávní průběh a vyšší poměr HREE/LREE.

## 6. Popis zonality a distribuce prvků v minerálech eklogitů Krušných hor

### 6.1. Hlavní prvky

Mezi hlavní prvky sledované v granátu patří Mg, Fe, Ca a Mn a mezi hlavní prvky v omfacitu Al, Mg, Fe, Ca a Na. Ve vybraných zrnech vzorků eklogitu z Měděnce (F28/10) a eklogitu z Domašína (34b) byly provedeny chemické analýzy na profilech napříč zrny granátu a omfacitu a také jejich kompoziční mapy. V profilech granátu jsou obsahy hlavních prvků přepočítány na procentuální zastoupení hlavních koncových členů granátu (Mg – pyrop [Prp], Fe<sup>2+</sup> – almandin [Alm], Ca – grossulár [Grs], Mn – spessartin [Sps]).

V granátu převažuje almandinová komponenta (Alm: 60–80 %, Grs: 10–33 %, Prp: 3,5–10 %, Sps: 0–3,3 %) a andradit se téměř nevyskytuje (Obr. 8). V profilech granátu i jeho kompozičních mapách lze snadno rozeznat idiomorfne omezený starší granát I, který má zpravidla skokově nižší obsahy Mg a Fe a vyšší obsahy Ca než mladší granát II, který na starší zrno idiomorfne narůstá nebo ho i postupně nahrazuje v jeho jádru (Obr. 8–10). Mladší granát II přitom respektuje tvar granátu I, na který narůstá. Zachovaný starší granát I vykazuje snižující se obsah Mn (34b, F28/10) nebo i Ca (F28/10) od jádra k jeho okrajům na rozhraní granátu I/II, což ukazuje na jeho progradní vývoj. U granátu domašinského eklogitu výrazně klesá z granátu I na granát II zastoupení grossuláru (až o 25 %) a zároveň roste zastoupení almandinu (až o 20 %), přičemž množství pyropové komponenty roste jen o 5 % (Obr. 8 a–c, e). Granát I měděneckého eklogitu také obsahuje výrazně vyšší zastoupení grossuláru oproti granátu II (až o 25 %) a zároveň také znatelně nižší množství pyropové komponenty (až o 20 %), zatímco obsah almandinu má nejnižší i nejvyšší hodnoty v granátu I (Obr. 8 d, e).

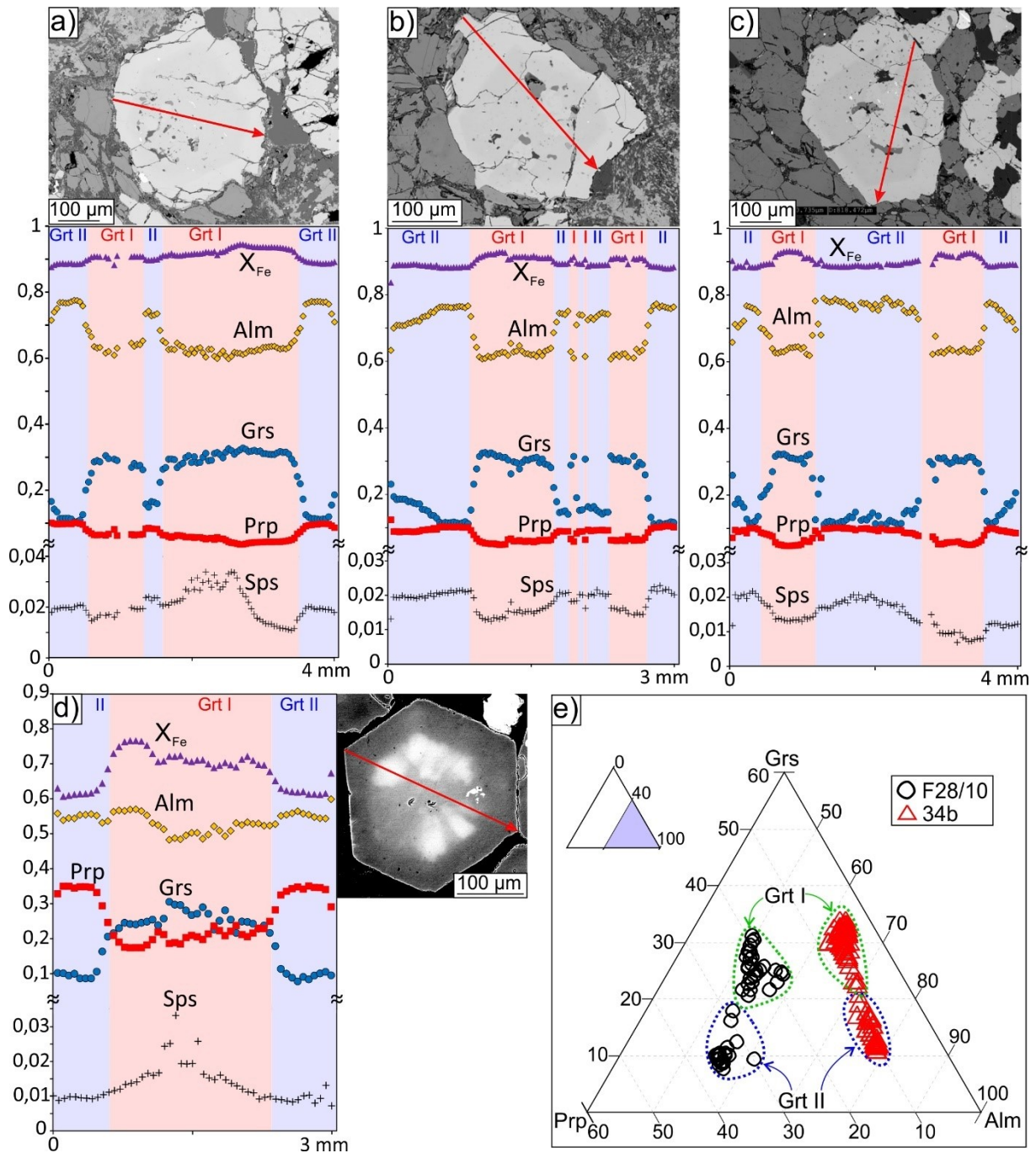
Granát I je v jádru buď postupně nahrazen granátem II anebo i jinými minerály (Cpx, Qtz, Amp, Chl). Z kompozičních map je patrné, jak jsou zrna granátu často intenzivně rozpukaná, přičemž podél puklin docházelo ke změně složení granátu. V granátu I lze vidět i již vyhojený systém puklin či mikrožilek vyvinutý pouze v těchto starších jádrech, který je znatelný díky často rozdílnému složení oproti okolnímu granátu (Obr. 10 Grt a). K nahrazování granátu I tak patrně docházelo výměnou látek podél puklin v granátu, kde vidíme, že nově vzniklé fáze v jádru zrna jsou na kontaktu s puklinami (Obr. 9). Dobře ohraničený granát II, který vzniká na úkor granátu I v jádru, má převážně stejné složení jako nový granát v okrajové části zrna (Obr. 8 a–c). To podporuje předpoklad souběžného vzniku jak okrajového granátu I, tak i nahrazujícího nového granátu I v jádru. Výměna látek podél puklin granátu však nemusí

vždy tvořit jasně ohraničené nové fáze, viz eklogit z Měděnce (F28/10), kde puklinový systém vymezil v granátu I kompozičně odlišná sub-zrna s vyšším obsahem Fe a nižším Mg (Obr. 10 Grt a, b). Obecně zde však platí, že menší zrna snáze podléhají nahrazování granátu I novými fázemi (Obr. 10 Grt d).

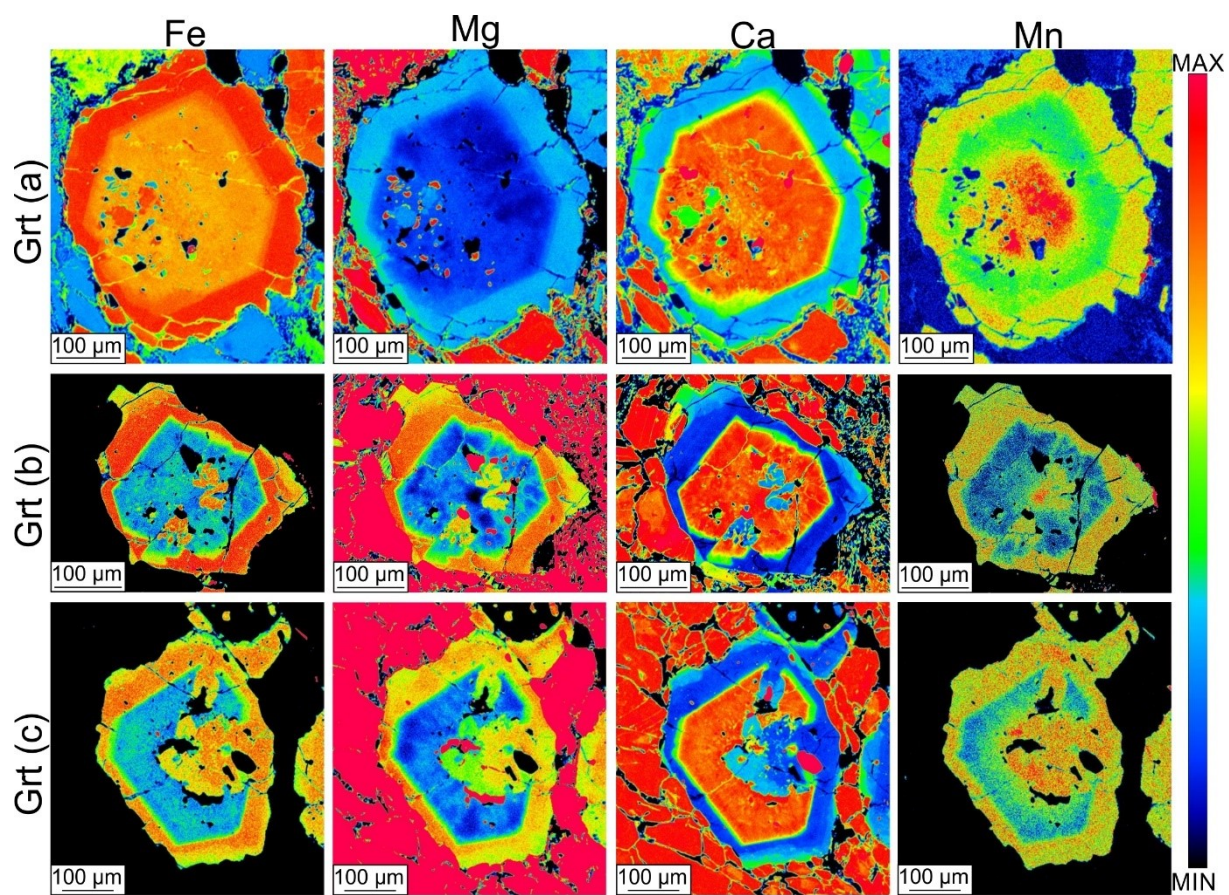
Kompozičně zonální stavbu můžeme pozorovat také v mladším granátu II. Novotvořený granát II v jádru, který vrůstá do granátu I, má na kontaktech se starším jádrem granátu I mnohdy snížené obsahy Mg, Fe a zvýšený obsah Ca (Obr. 8, 9). Tento znak lze opětovně pozorovat i na rozhraní okrajového granátu II s vnitřním granátem I. Postupně se snižující obsahy Mg a Fe a zvyšující se obsah Ca je také patrný v některých zrnech (34b) směrem k okrajům granátu II (Obr. 8, 9). Na profilech zrny pak jsou patrné až strmé změny složení při okrajích zrna (Obr. 8 a–c). V okrajovém granátu II můžeme také pozorovat u některých zrn úzké zóny mírného navýšení a opětovného snížení zejména Ca a Mn-komponentou, což je dobře patrné v kompozičních mapách, kde tyto variace tvoří úzké prstence při okrajích zrn (Obr. 10). U kompozičních map Fe pak můžeme místy, stejně jako u granátu I, rozlišit v okrajovém granátu II určitá sub-zrna s navýšeným obsahem Fe (Obr. 10). Výměna látek podél mikrožilek na hranici granátu I/II ztěžuje místy rozpoznání jejich hranic, nejlépe lze rozpoznat pomocí distribuce Ca.

Kromě granátu můžeme zonálnost hlavních prvků vidět také v zachovalých zrnech omfacitu (Obr. 11). Nejvíce zonální jsou zde jejich jádra, kde dochází ke změnám zastoupení hlavních prvků okolo 10 %, v plášťové a okrajové části zrna jsou změny jen mírné. V úplném středu má omfacit nízké obsahy Al, které se však následně směrem k okraji významně prudce navyšují a poté rychle klesají. Dále pak obsahy Al k okraji opět postupně rostou. V jádru zrna jsou také nejnižší obsahy Mg, které se následně strmě navyšují a krátce na to prudce klesají. V plášťové části zastoupení Mg směrem k okraji spíše mírně klesá, s drobným nárůstem při okraji. Fe je nejvíce nabohacené ve středové části, poté se jeho obsahy náhle snižují a opět navyšují, k okraji pak pokračují bez výrazných změn. Zastoupení Ca je v jádru mírně bohatší, poté rychle klesá a následně jeho obsah strmě roste. V plášťové zóně se pak obsah Ca mírně snižuje a směrem k okraji se výrazně nemění. Hodnoty Na jsou mírně ochuzené ve středu zrna, následně výrazně narůstají a poté strmě klesají. Směrem k okraji se pak obsah Na mírně zvyšuje.

V ternárním diagramu Na-klinopyroxenů s koncovými členy Jd, Aeg a (Wo, En, Fs) mají dobře zonální jádra omfacitu mírně nižší zastoupení koncového členu (Wo, En, Fs) než zbylé části omfacitových zrn (Obr. 12).

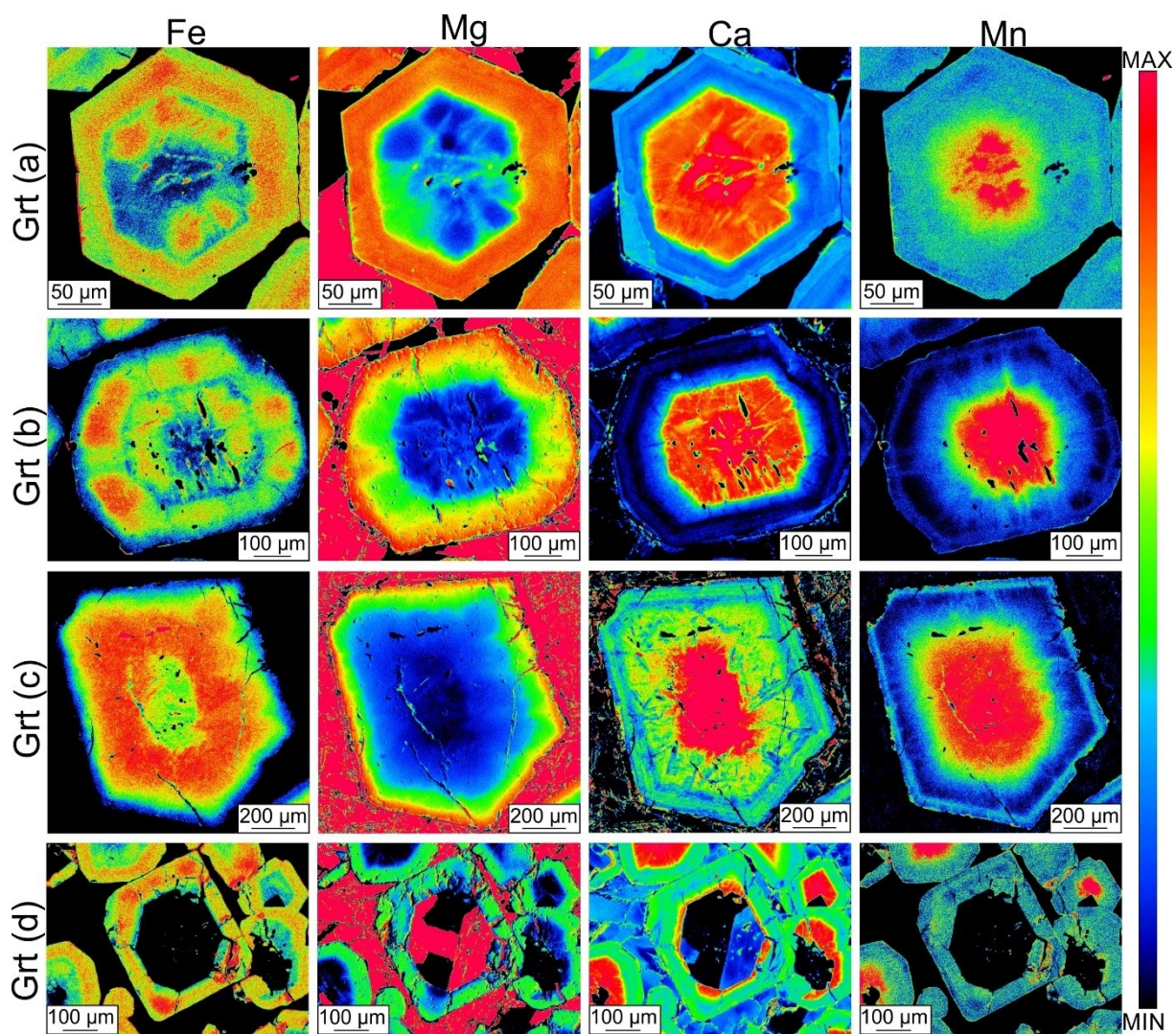


**Obr. 8:** Zastoupení koncových členů granátu: **a–c)** profily Grt domašinského eklogitu (34b); **d)** profil Grt měděneckého eklogitu (F28/10); **e)** ternární diagram zastoupení koncových členů (Prp, Grs, Alm) profilů granátu (a + d), zeleně je ohraničen starší Grt I a modře mladší Grt II.

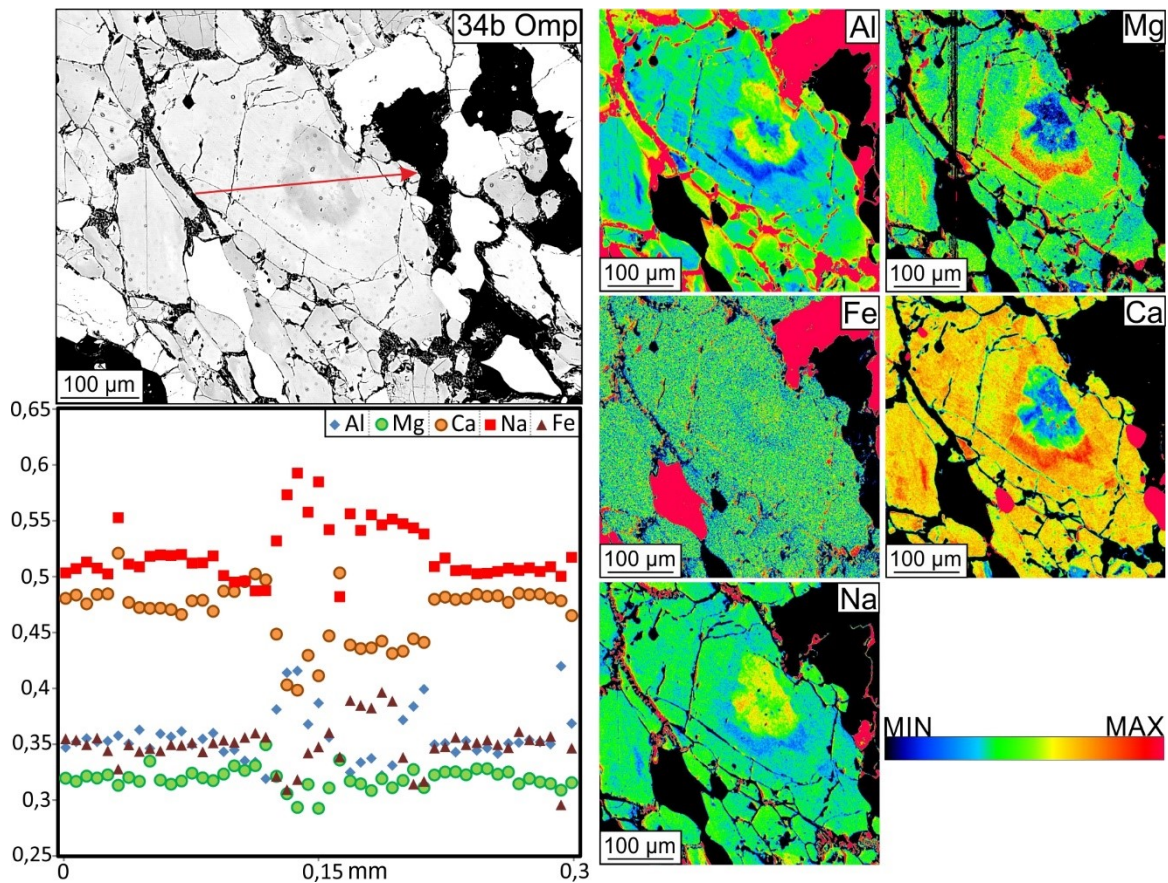


*Obr. 9: Kompoziční mapy hlavních prvků granátu (a–c) vzorku eklogitu 34b z Domašína.*

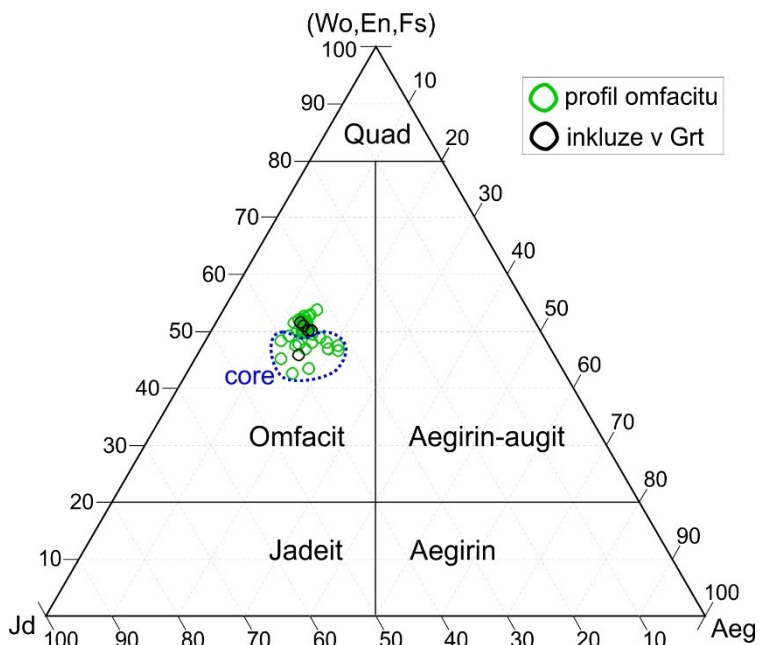




*Obř. 10: Kompoziční mapy hlavních prvku granátu (a–d) vzorku eklogitu F28/10 z Měděnce.*



**Obr. 11:** BSE snímek a kompoziční mapy hlavních prvků a profil zrna omfacitu ze vzorku domašínského eklogitu (34b).



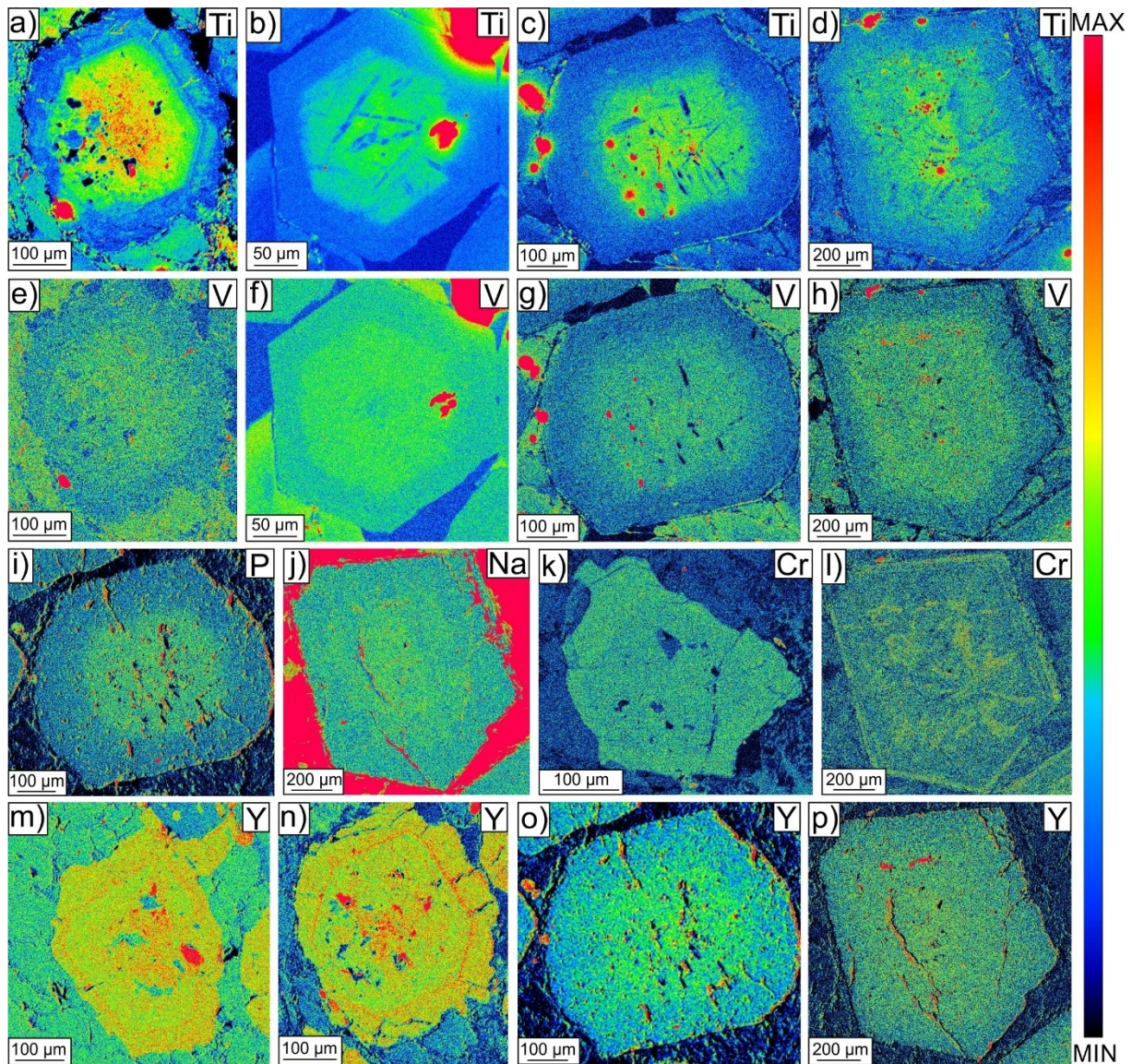
**Obr. 12:** Ternární diagram zastoupení koncových členů pro Na-klinopyroxeny; zeleně profil zrnem omfacitu, černě inkluze omfacitu v granátu v eklogitu z Domašína (34b), modře ohraničeno jádro omfacitového zrna.

## 6.2. Stopové prvky

V zonálních zrnech granátu a omfacitu byly pomocí kompozičních map sledovány také obsahy stopových prvků. V omfacitu nevykazovaly analyzované stopové prvky (K, Ti, P a Cr) žádnou zonálnost. Oproti tomu stopové prvky analyzované v granátu (Ti, V, P, Na, Cr a Y) zonální rozložení mají. Zejména Ti (Obr. 13 a–d) má v granátu I zvýšené obsahy v jeho středu s klesajícím trendem k jeho okraji. V granátu II jsou pak oproti staršímu granátu obsahy Ti nižší a jen v některých okrajových zónách se obsah Ti mírně navyšuje. Kompoziční mapy ukazují také vysoký obsah Ti v okolí zrn rutilu, to je však způsobeno jen vysoce kontrastním zobrazením Ti v rutilu a jeho skutečný obsah tak bude patrně jen mírně vyšší. Zastoupení V (Obr. 13 e–h), P (Obr. 13 i) a Na (Obr. 13 j) je mírně vyšší ve starším granátu I oproti mladšímu granátu II. Zonálnost P a Na lze však pozorovat pouze u eklogitu z Měděnce (F28/10), domašínský eklogit (34b) zonálnost P v granátu nemá a Na zde nebylo měřeno. Obsahy Cr jsou v granátu z eklogitu z Domašína (34b) velmi slabě navýšené v mladším granátu II oproti staršímu I (Obr. 13 k). V eklogitu z Měděnce (F28/10) jsou pak patrné buď prstence náhlého navýšení Cr při okraji zrna, nebo navýšení sledující fraktury zrn (Obr. 13 l). Obsahy Y jsou vyšší ve středu granátu I, případně i v granátu II, když nahrazuje původní granát v jeho středu (Obr. 13 m). Od středu pak obsah klesá k okraji granátu I. Ve vzorku z Domašína (34b) je následně obsah Y v granátu II podél rozhraní granátu I/II výrazně navýšen (Obr. 13 n). Ve zbylé části granátu II je obsah jen mírně vyšší než v okrajové části granátu I. Naopak ve vzorku z Měděnce (F28/10) je podle kompozičních map obsah Y v granátu II mírně nižší než okrajová část granátu I (Obr. 13 o, p).

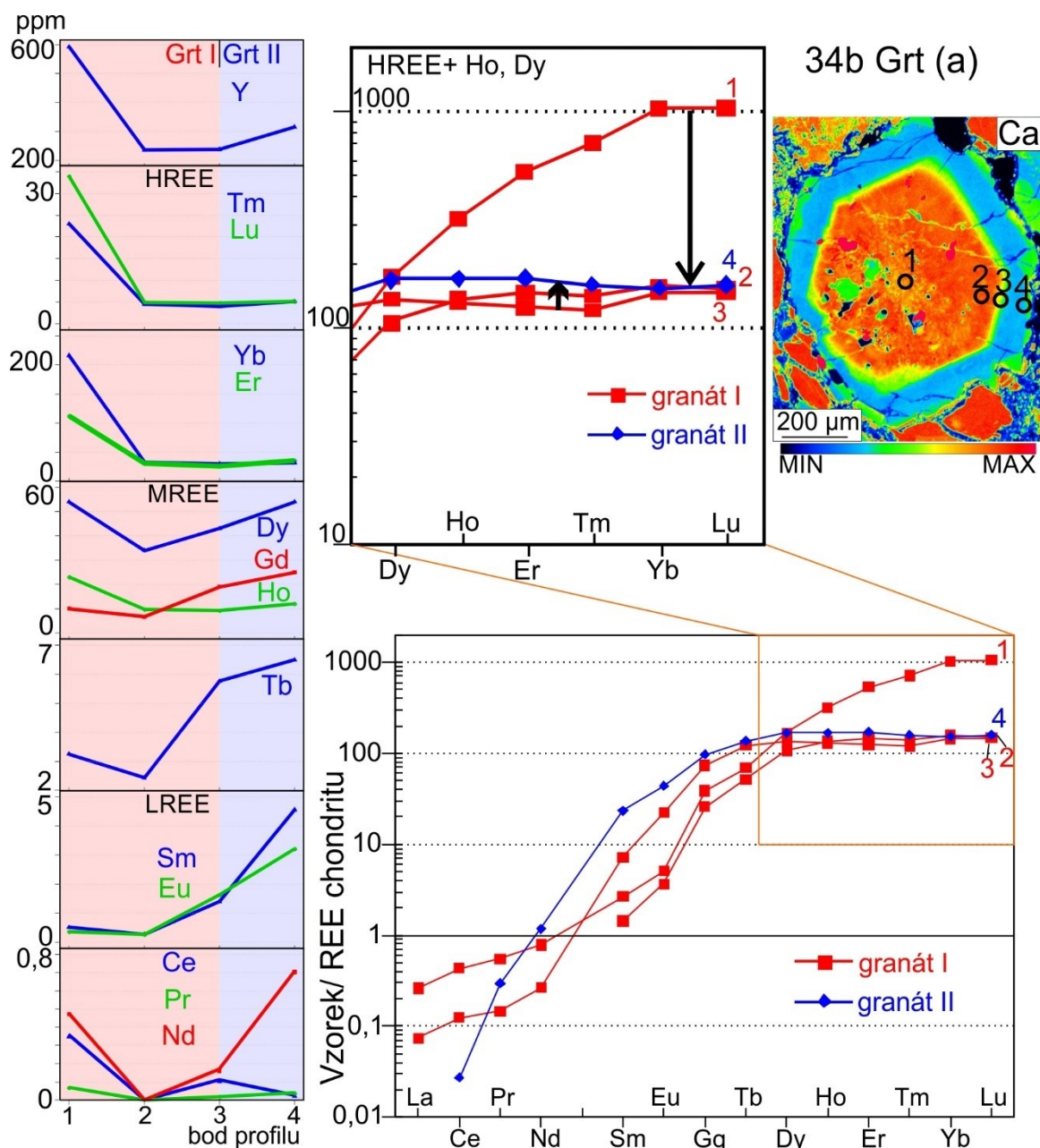
### 6.2.1. Prvky vzácných zemin (REE) + Y

Ve vzorku eklogitu z Domašína (34b) jsou obecně dobře patrné výrazně vyšší obsahy Y, HREE (Lu, Yb, Tm, Er) a  $\pm$  středně těžké REE (MREE: Ho, Dy, Tb, Gd) v centrální části zrn granátu, a to v případě granátu I i granátu II, který může granát I v jádru nahrazovat. Zonálnost těchto prvků se však může u jednotlivých zrn mírně lišit. Lehké REE (LREE: La, Ce, Pr, Nd, Sm a Eu) se svou zonálností zpravidla liší a dosahují velmi malých obsahů, místy i pod detekčními limity.



**Obr. 13:** Kompoziční mapy stopových prvků (Ti, V, P, Na, Cr a Y) v zrnech granátu; **a, e, k, m, n)** domašínský eklogit (34b); **b–d, f–j, l, o, p)** měděnecký eklogit (F28/10).

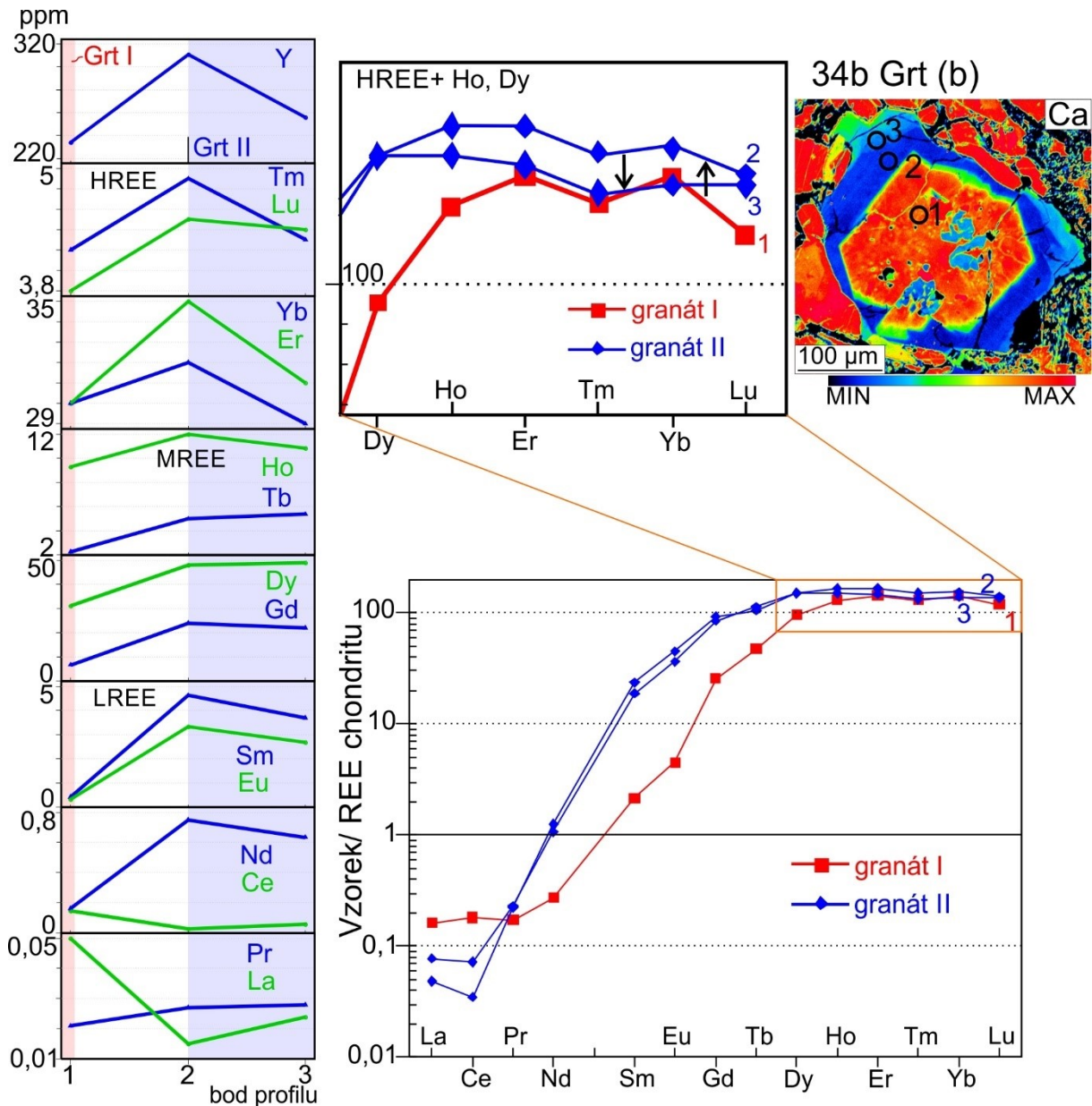
Granát (a) ve vzorku eklogitu z Domašína (34b), viz Obr. 14, obsahuje v jádru granátu I vyšší obsahy Y+HREE+MREE. Tyto obsahy se hlavně u Y+HREE směrem k okraji granátu I výrazně snižují, MREE se snižují méně. Na rozhraní granátu I/II pak obsahy Y+HREE a Hb zůstávají víceméně stejné a obsahy ostatních MREE (Ho, Dy a Gd) se zvyšují. Při okraji zrna v granátu II je pak mírně vyšší obsah Y. HREE zůstávají na podobné hodnotě a MREE se více či méně navyšují. U LREE mají Sm a Eu od okraje granátu I k okraji granátu II podobný stoupající charakter. U ostatních prvků LREE už se dostáváme až pod detekční limity a malé podobnosti v zonalitě.



**Obr. 14:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (a) domašinského eklogitu (34b); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).

U granátu (b) domašinského eklogitu (34b), viz Obr. 15, byly měřeny obsahy Y+REE v granátu I v jeho plášťové části. Obsahy Y+HREE+MREE a Eu, Sm a Nd jsou v plášťové části granátu I výrazně nižší než obsahy těchto prvků v okrajovém granátu II u rozhraní granátu I/II. Y+HREE bez Lu se pak směrem k okraji granátu II snižují na podobné hodnoty jako v plášťové části granátu I. Prvky Lu, MREE, Eu, Sm a Nd se pak směrem k okraji zrna buď velmi mírně

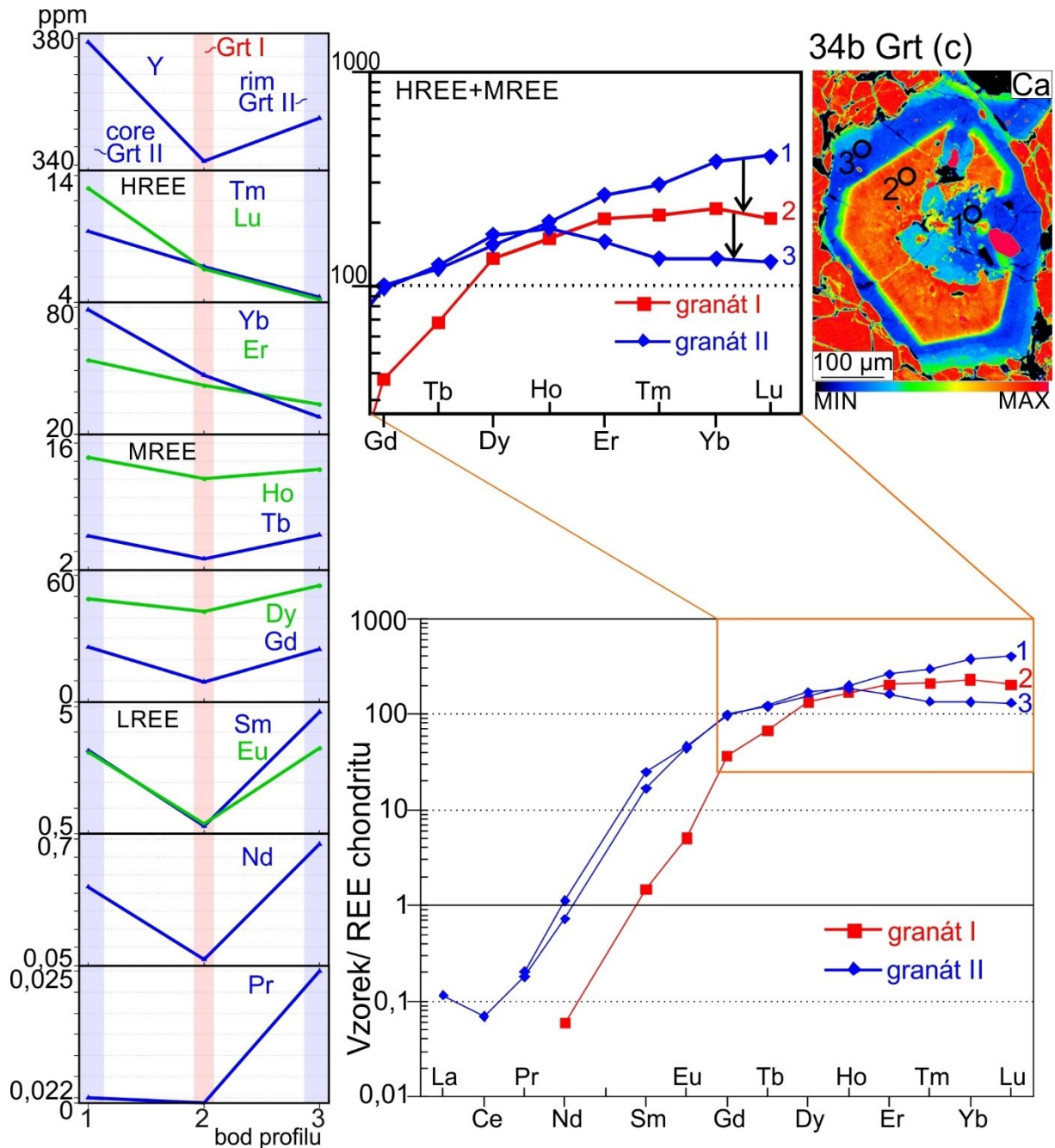
navyšují či snižují, nebo zůstávají při podobné hodnotě. Ostatní LREE nemají podobnou zonálnost a pohybují se ve velmi nízkých naměřených hodnotách.



**Obr. 15:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (b) domašinského eklogitu (34b); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).

V granátu (c) domašinského eklogitu (34b), viz Obr. 16, je centrální část granátu nahrazena granátem II. Obsahy Y+HREE+MREE a Eu, Sm a Nd jsou vyšší v nahrazujícím mladším granátu II než ve zbylém granátu I v jeho okrajové části. Z toho výrazněji vyšší

hodnoty jsou u Y, Lu, Yb, Eu, Sm a Nd. V okrajové části zrna v granátu II, stejně jako v nahrazujícím granátu II, jsou obsahy Y+MREE a Eu, Sm a Nd oproti granátu I v jeho plášťové části navýšené. Pouze HREE mají v okrajové části v granátu II nižší obsahy než měřená část granátu I. Nezmíněné LREE nedosahovaly hodnot detekčních limitů



**Obr. 16:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (c) domašinského eklogitu (34b); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).

V eklogitu z Měděnce (F28/10) bylo možné díky větším zrnům granátu udělat také více měření Y+REE v rámci zrna. Stejně jako v granátech domašínského eklogitu (34b) i zde jsou jádra granátu výrazně bohatší prvky Y+HREE a  $\pm$  MREE s tím, že směrem k okraji granátu I tyto obsahy klesají. LREE se pak vyskytují ve velmi malých množstvích a jejich zonálnost se vzájemně často liší.

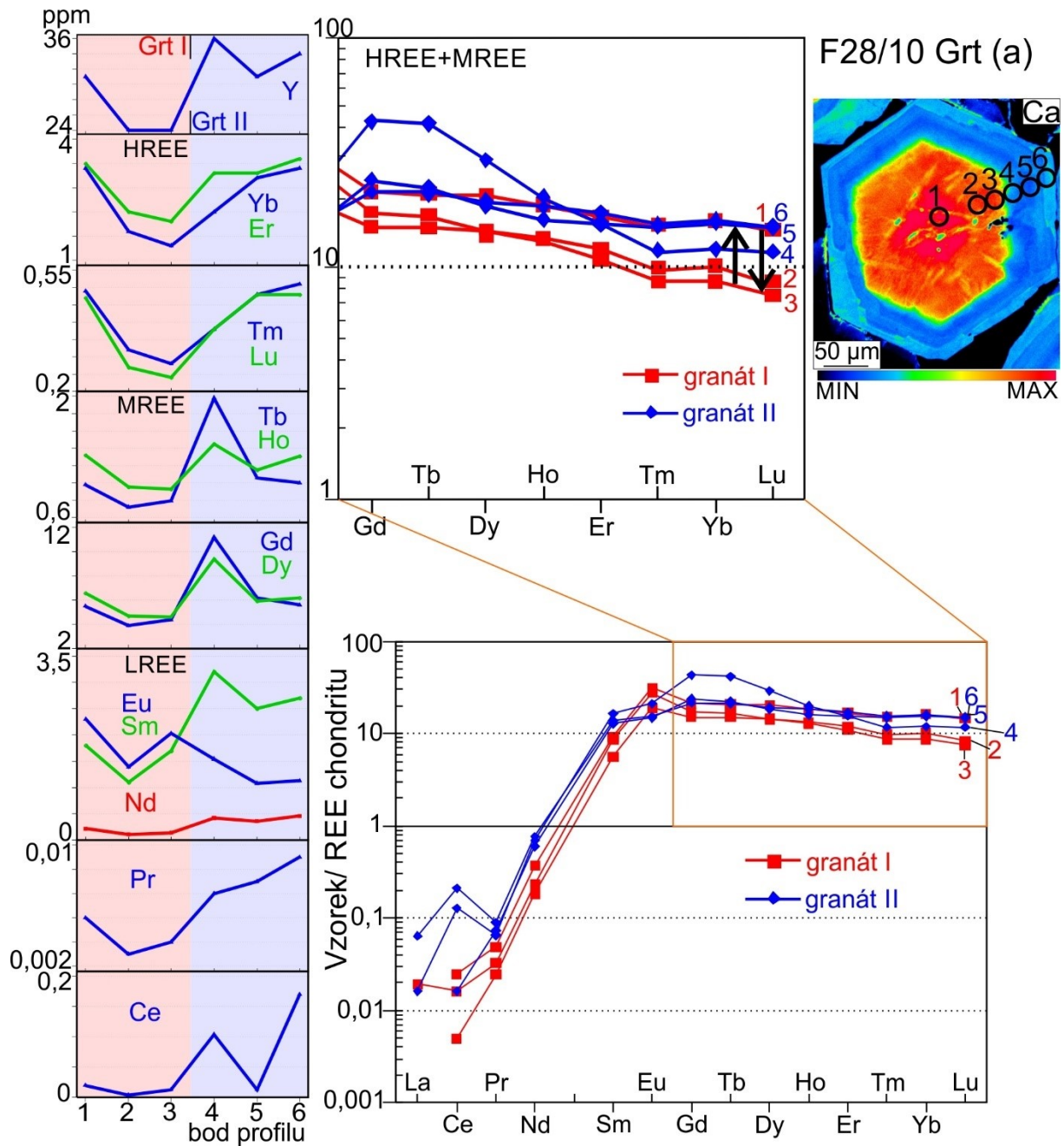
Granát (a) eklogitu z Měděnce (F28/10), viz Obr. 17, patří v tomto vzorku mezi menší granáty s dobře patrným přechodem granátu I/II. Směrem z jádra granátu I k jeho okraji na rozhraní granátu I/II klesají obsahy Y+HREE+MREE a částečně také LREE. V okrajovém granátu II jsou pak obsahy Y+HREE opět navýšené na hodnoty podobné v jádru zrna, jen u rozhraní granátu I/II je obsah Y znatelně vyšší a prvky Lu, Tm a Yb jsou naopak nižší. Podobně jako Y se pak chovají MREE, kde jsou naměřené obsahy u rozhraní granátu I/II výrazně navýšené a dále se obsahy pohybují na podobných hodnotách jako jádro granátu. Částečně podobný zonální vývoj pak mají některé LREE (Sm, Pr, Nd, Ce), kde většinou okrajový granát II převyšuje obsahy LREE i jádro granátu. Obsahy La byly pod detekčními limity.

Granát (b) měděneckého eklogitu ze vzorku F28/10, viz Obr. 18, již dovoluje svými rozměry naměřit více bodů zachycující profil zrna. Jádro zrna je velmi výrazně bohaté Y+HREE + Dy a Ho ze skupiny MREE a Ce z LREE. Obsahy těchto prvků pak směrem k okraji granátu I velmi rychle klesají. Plášťová část granátu I má u zmíněných prvků podobné obsahy jako jeho okraj, což neplatí jen pro Dy, jehož obsahem je okraj granátu I navýšen. Na rozhraní granátu I/II se pak obsahy Y+HREE a Ho velmi mírně navýší a v okrajovém granátu II se následně nejdříve sníží a poté navýší na hodnoty podobné okrajové a plášťové části granátu I. Hodnoty Dy jsou na rozhraní granátu I/II podobné okraji granátu I. V okrajovém granátu II se dále, podobně jako u Y+HREE a Ho, obsah Dy sníží a následně navýší, jen u okraje zrna je pak obsah Dy opět nižší. U prvků Gd, Eu, Sm a Nd je pak patrné víceméně postupné navýšování hodnot od jádra granátu k rozhraní granátů I/II a následný pokles k okraji zrna, kde jsou však hodnoty těchto prvků vyšší než v jádru zrna. Zbylé prvky LREE nevykazovaly podobnou zonálnost a byly naměřeny v množství blízkém detekčním limitům.

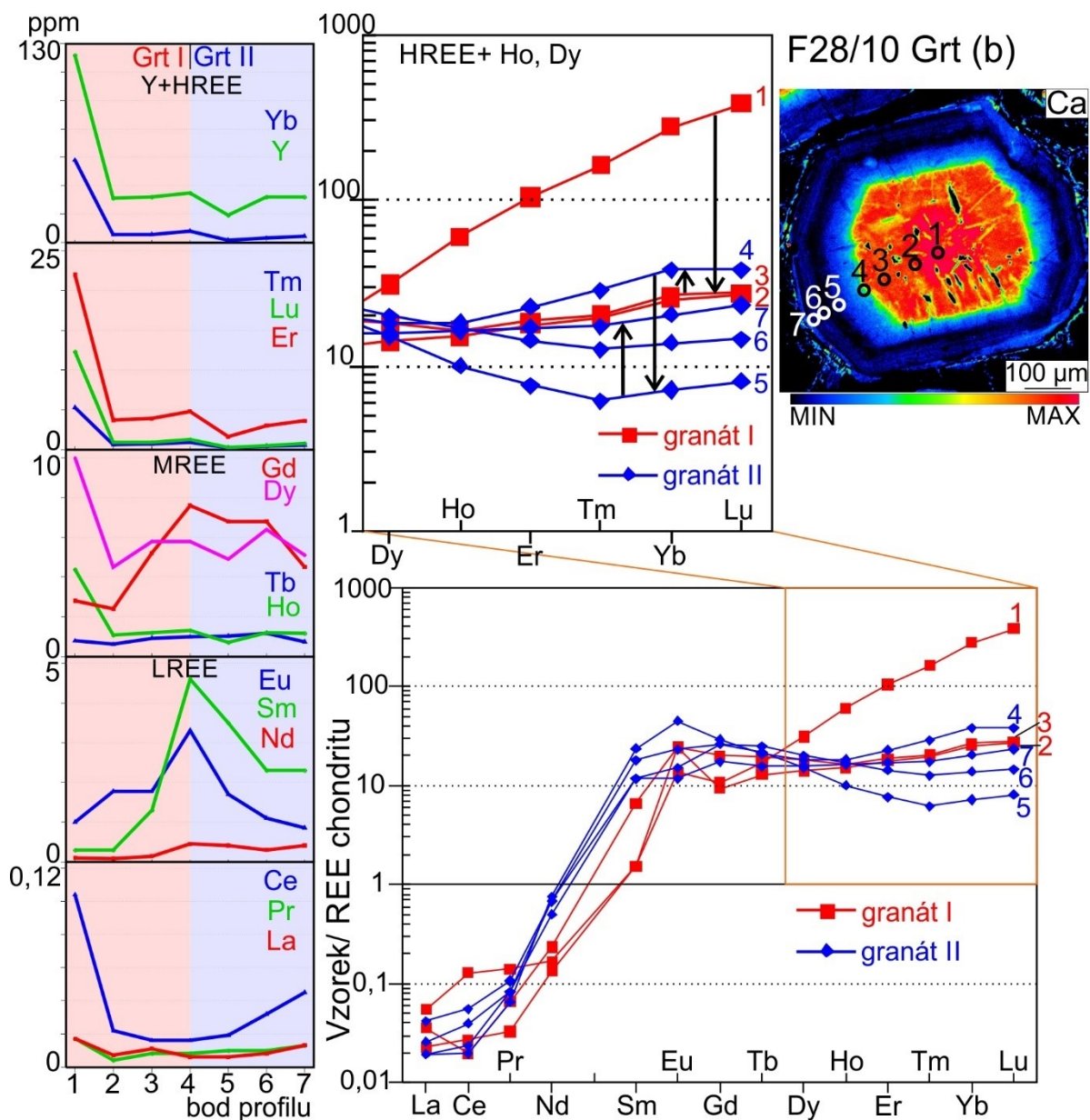
Zrno granátu (c) eklogitu F28/10 z Měděnce, viz Obr. 19, má ve svém jádru velmi výrazné nabohacení Y+HREE+MREE a Eu, které následně směrem k okraji granátu I významně klesá s velice rychlým poklesem v jeho plášťové části. Prvky Y+HREE+MREE poté v mladším okrajovém granátu slabě rostou, více u Y+MREE. K okraji zrna se pak tyto obsahy snižují na podobné nebo nižší hodnoty jako u okrajové části staršího granátu I. Prvky LREE



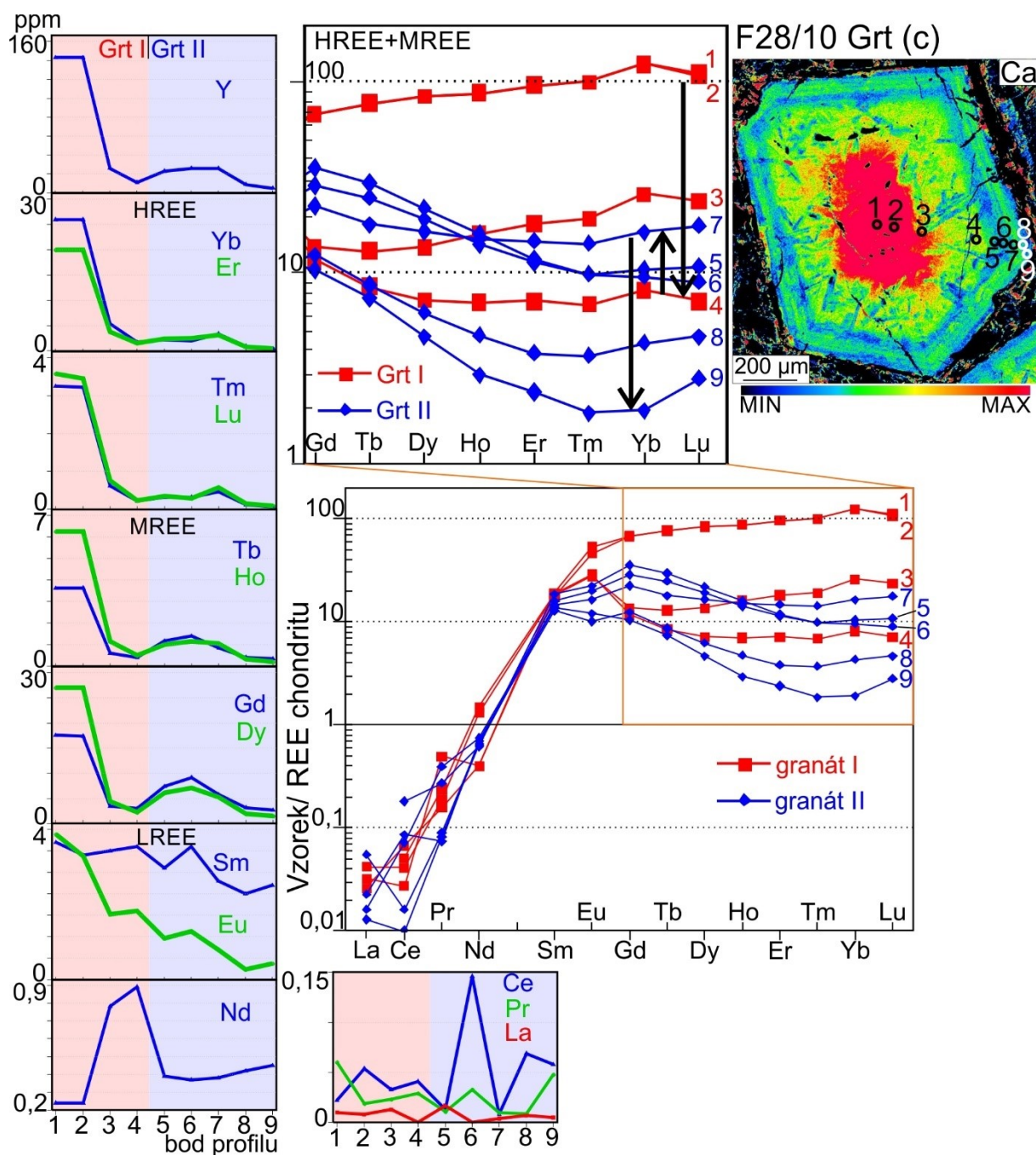
vykazují malou podobnost zonálnosti a nejlehčí prvky (La, Ce, Pr) i velmi malé obsahy. Hodnoty La nedosahují u dvou měřených míst detekčních limitů.



**Obr. 17:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (a) měděneckého eklogitu (F28/10); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).



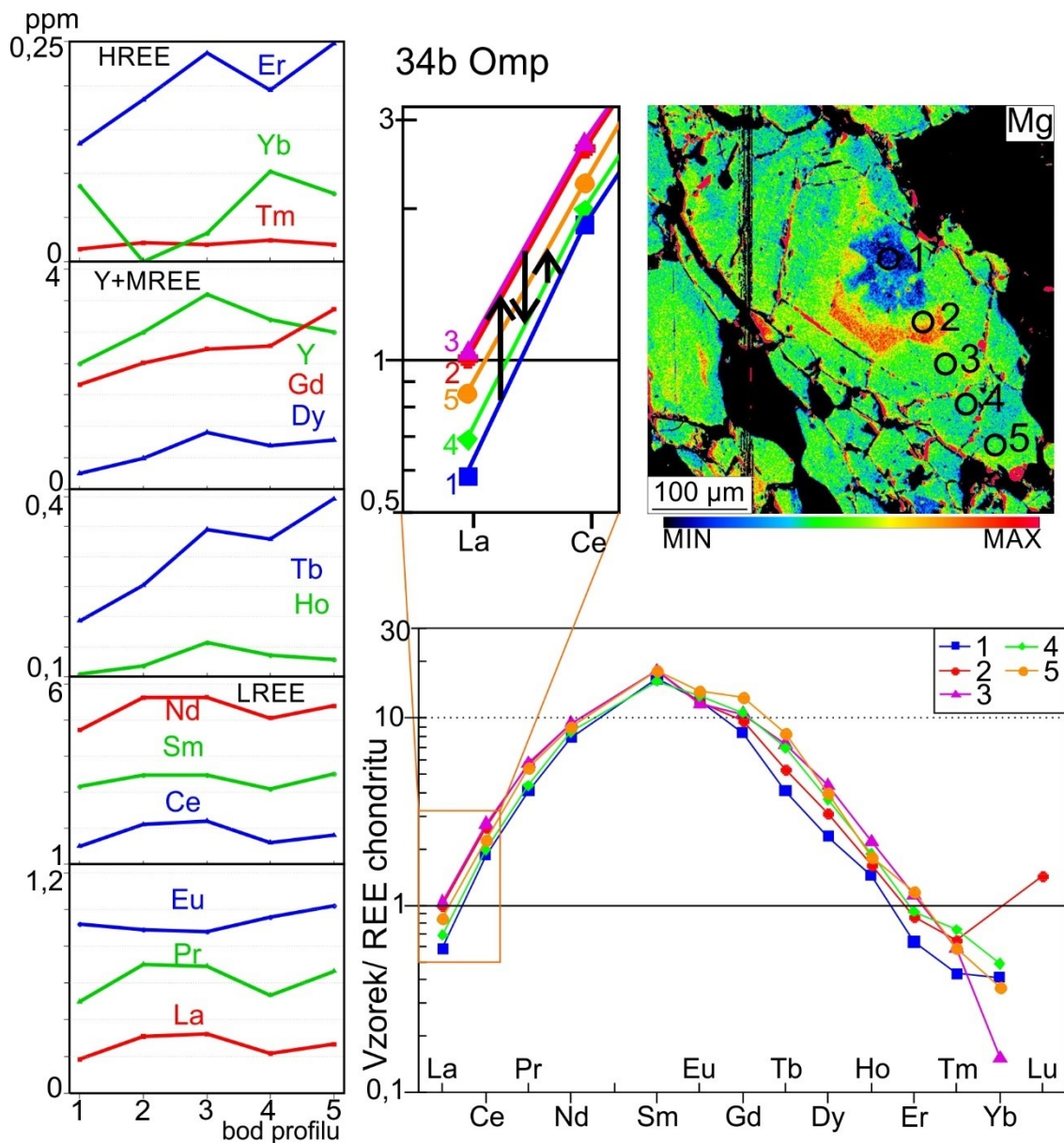
**Obr. 18:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (b) měděneckého eklogitu (F28/10); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).



**Obr. 19:** Grafy zastoupení Y+REE v granátu (c) měděneckého eklogitu (F28/10); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).

U eklogitu z Domašína (34b) byly měřeny obsahy Y+REE také u vybraného zonálního zrna omfacitu, viz Obr 20. Opakující se zonálnost lze zde vidět především u LREE, zejména u La, Ce, Pr, Nd a Sm, kde se nejdříve ze středu zrna směrem k okraji obsahy těchto prvků navýší a v plášťové části zrna pak zůstávají na podobné hodnotě. Mezi dvěma měřeními okraji se pak

jejich obsahy liší, jeden je spíše podobný jádru zrna a druhý plášťové části. Obsahy Ho, Dy a Y stoupají od středu zrna do plášťové části a poté v okrajích klesají. Rostoucí charakter do plášťové části mají také Er, Tb a Gd, které také mají nejvyšší obsahy u jednoho okraje. Prvkem Gd je i druhý okraj zrna mírně bohatší než plášťová část zrna. Naměřené obsahy Yb a Tm byly velmi malé, jedno měřené místo Yb bylo pod detekční limit. Obsahy Lu byly téměř všude pod detekční limit. V grafu REE normalizovaným ku chondritu je pak vidět výrazný konkávní průběhem s vrcholem u Sm.



**Obr. 20:** Grafy zastoupení Y+REE v omfacitu domašinského eklogitu (34b); pro normalizaci obsahu REE byla použita data REE chondritu (Boynton, 1984).

## 7. Diskuze a závěr

V atolových granátech krušnohorských eklogitů byly rozpoznány dvě vývojově odlišné fáze granátu. Starší granát (I) tvoří zachovalá jádra spolu s plášťovou částí zrna a mladší granát (II) je přítomen na okrajích zrna, které také tvoří atolové struktury, nebo i postupně nahrazuje granát I v jádru zrna. Směrem ze středu k rozhraní granátu I/II má granát I vyvinutou zonální stavbu prográdního vývoje s klesajícími obsahy Ca a Mn. Granát II má oproti granátu I skokově nižší zastoupení prvků Ca nebo i Mn a naopak vyšší obsahy Fe a Mg. V kompozičních mapách Mg a Fe (Obr. 10 Grt a, b) jsou také dobře vidět mikrožilky a vzniklá sub-zrna uvnitř granátu I, podél kterých pravděpodobně docházelo pomocí fluid k výměně látek mezi granátem I a matrix za vzniku granátu II na okraji. Přínos prvků z granátu I do granátu II podporuje také zvoncovitý vývoj Mn v granátu I a nabohacení Mn-komponentou v okrajovém granátu II, přičemž granát je zde hlavní minerální fází nesoucí ve vzorci Mn. Vhodným ukazatelem granátu I/II se ukázaly být také kompoziční mapy se stopovými prvky granátu, zejména Ti, V a P, jimiž byl nabohacen starší granát I. Na kompozičních mapách Y u granátu domašinského eklogitu jsou také patrné zvýšené hodnoty ve středové části granátu I a v okrajovém granátu II u rozhraní granátu I/II, které sem byly patrně inkorporovány z Y-nabohacených středů granátu I.

Na základě měření Y+REE v granátových zrnech jsou středové části granátu I nabohacené Y+HREE (Lu, Yb, Tm, a Er) a často také MREE (Ho, Dy, Tb, Gd). Tyto obsahy následně výrazně klesají směrem k okraji granátu I, což odpovídá jejich prográdnímu vývoji. Zastoupení Y+HREE i MREE je následně opět vyšší v granátu II. V okrajovém granátu II byly rozpoznány zóny s různými hodnotami nabohacení těmito prvky. U některých zrn byla dokonce zaznamenána téměř identická naměřená množství Y+HREE v okrajovém granátu II jako ve středové části zrna granátu I (Obr. 17). Jelikož nebyly ve studovaných vzorcích eklogitu pozorovány v nezanedbatelném množství žádné další minerální fáze, které by krom granátu nesly větší množství Y+HREE, pak lze usoudit, že tato měření dokazují, že prvky Y+REE, zejména tedy Y+HREE, byly inkorporovány z postupně se rozpouštějících se zrn granátu I do granátu II během jeho růstu na okraji zrna a uvnitř atolu. Rozdílné hodnoty Y+HREE v různých zónách okrajového granátu II patrně souvisejí s variabilním přínosem těchto prvků z postupně se rozpouštějících zrn staršího granátu I.

Zonální stavba hlavních a stopových prvků byla popsána také v rámci větších, dobře zachovalých zrn omfacitu domašinského eklogitu. Výrazně zonální jsou zde hlavně středové

části zrn s oscilací max./min. hodnot hlavních prvků (Al, Mg, Fe, Ca, Na). Měření Y+REE v omfacitu ukázaly velmi dobrou zonální stavbu u LREE a +/- také Y+MREE i přesto, že rozdíly v obsahu jednotlivých zón jsou velmi malé. Obsahy LREE nejvýrazněji narůstají ze středu zrna do plášťové části. Z plášťové části směrem k okraji zrna pak hodnoty LREE poklesnou a u okraje se opět mírně navýší. Při zobrazení grafu REE normalizovaného chondritem mají REE omfacitu výrazný konkávní průběh s maximem u Sm. Díky nízkým obsahům HREE však bude mít omfacit jen minoritní vliv na jejich distribuci v granátu.

## 8. Seznam použité literatury

- Boynton, W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements; meteorite studies, In: Rare earth element geochemistry. (P. Henderson, editors), *Elsevier Sci. Publ. Co.*, Amsterdam. 63–114.
- Carlson, W., Gale, J. & Wright, K., 2014. Incorporation of Y and REEs in aluminosilicate garnet: Energetics from atomistic simulation. *American Mineralogist*, **99**, 1022–1034.
- Collett, S., Štípská, P., Kusbach, V., Schulmann, K. & Marciniak, G., 2017 Dynamics of Saxothuringian subduction channel/wedge constrained by phase-equilibria modelling and micro-fabric analysis. *Journal of Metamorphic Geology*, **35**, 253–280.
- Faryad, S. W., 2012. High-pressure polymetamorphic garnet growth in eclogites from the Mariánské Lázně Complex (Bohemian Massif). *European Journal of Mineralogy* **24**, 483–497.
- Faryad, S. W. & Chakraborty, S., 2005. Duration of Eo-Alpine metamorphic event obtained from multicomponent diffusion modeling of garnet: A case study from the Eastern Alps. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **150**, 305–318.
- Faryad, S. W., Klápková, H. & Nosál, L., 2010. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **74**, 111–126.
- Franke, W., 1989. Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. In: *Dallmeyer, R. D., Terranes in Circum-Atlantic Paleozoic Orogens. Special paper of Geological Society of America*, **230**, 67–90.
- Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In "Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt" (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, and D. Tanner, Eds.), *Geological Society London Special Publications*, **179**, 35–61.
- Cháb, J., 2008. Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. Česká geologická služba, Praha, 284 s.

- Chakraborty, S. & Ganguly, J., 1992. Cation diffusion in aluminosilicate garnets: Experimental determination in spessartine–almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficients, and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**, 74–86.
- Cheng, A., Nakamura, E., Kobayashi, K. & Zhou, Z., 2007. Origin of atoll garnets in eclogites and implications for the redistribution of trace elements during slab exhumation in a continental subduction zone. *American Mineralogist*, **92**, 1119–1129.
- Jedlička, R., Faryad, S.W. & Hauzenberger, C., 2015. Prograde metamorphic history of UHP granulites from the moldanubian zone (Bohemian Massif) revealed by major element and Y + REE zoning in garnets. *Journal of Petrology*, **56**, 2069–2088.
- Jonnalagadda, M. K., Karmalkar, N. R., Duraiswami, R. A., Harshe, S., Gain, S. & Griffin, W. L., 2017. Formation of atoll garnets in the UHP eclogites of the TSO Morari Complex, Ladakh, Himalaya. *Journal of Earth System Science*, **126**.
- Haifler, J. & Kotková, J., 2016. UHP-UHT peak conditions and near-adiabatic exhumation path of diamond-bearing garnet-clinopyroxene rocks from the Eger Crystalline Complex, North Bohemian Massif. *Lithos*, **248-251**, 366–381.
- Hollister, L. S., 1966. Garnet zoning: an interpretation based on the Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**, 1647–1651.
- Klápová, H., Konopásek, J. & Schulmann, K., 1998. Eclogites from the czech part of the Erzgebirge: multi-stage metamorphic and structural evolution. *Journal of Geological Society*, **155**, 567–583.
- Konopásek, J., 1998. Formation and destabilization of the high pressure assemblage garnet-phengite-paragonite (Krušné Hory Mountains, Bohemian Massif): The significance of the Tschermak substitution in the metamorphism of pelitic rocks. *Lithos*, **42**, 269–284.
- Konopásek, J. & Schulmann, K., 1994. HP-MP Metamorphism of Pelitic Rocks: Result of Overthrusting of Thick Continental Slab Krušné hory Mts. - Bohemian Massif. In: *Controls of Metamorphism – abstracts*, University of Liverpool, September 1994.



- Konopásek, J., Schulmann, K. & Lexa O., 2001. Structural evolution of the central part of the Krušné hory (Erzgebirge) Mountains in the Czech Republic – evidence for changing stress regime during Variscan compression. *Journal of Structural Geology*, **23**, 1373–1392.
- Konrad-Schmolke, M., Zack, T., O'Brien, P. J. & Jacob, D. E., 2008. Combined thermodynamic and rare earth element modelling of garnet growth during subduction: Examples from ultrahigh-pressure eclogite of the Western Gneiss Region, Norway. *Earth and Planetary Science Letters* **272**, 488–498.
- Kossmat, F., 1925. Übersicht der Geologie von Sachsen. G. A. Kaufmann, Leipzig.
- 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*, **16**, 15–22.
- Kotková, J., Kröner, A., Todt, W. & Fiala, J., 1996. Zircon dating of North Bohemian granulites, Czech Republic: further evidence for the Lower Carboniferous high-pressure event in the Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, **85**, 154–161.
- 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. *Geological Society of America*, **39**, 667–670.
- Krohe, A., 1998. Extending a thickened crustal bulge: toward a new geodynamic evolution model of the paleozoic NW Bohemian Massif, German Continental Deep Drilling site (SE Germany). *Earth Science Reviews*, **44**, 95–145.
- Kröner, A. & Willner, A. P., 1998. Time of formation and peak of Variscan HP-HT metamorphism of quartz-feldspar rocks in the central Erzgebirge, Saxony, Germany. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **132**, 1–20.
- Kröner, A., Willner, A. P., Hegner, E., Frischbutter, A., Hofmann, J. & Bergner, R., 1995. Latest Precambrian (Cadomian) zircon ages, Nd isotopic systematics and P-T evolution of granitoid orthogneisses of the Erzgebirge, Saxony and Czech Republic. *Geologische Rundschau*, **84**, 437–456.

- Massonne, H. J., 1999. A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. In: Nixon, P.H. (Ed.), Proc. 7th International Kimberlite Conference, Cape Town, 1998, 533–539.
- Massonne, H. J., 2001. First find of coesite in the ultrahighpressure metamorphic region of the Central Erzgebirge, Germany. *European Journal of Mineralogy*, **13**, 565–570.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: results of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics* **177**, 151–170.
- Mingram, B. & Rötzler K., 1998. Cambro-Ordovician rifting and passive margin sediments conserved in Variscan HP thrust units of the Erzgebirge. *Acta Universitatis Carolinae Geologica.*, **42**, 306–307.
- Mlčoch, B. & Schulmann K., 1991. Superposition of Variscan ductile shear deformation on pre-Variscan mantled gneiss structure (Catherine dome, Erzgebirge, Bohemian Massif). *Geologische Rundschau*, **81**, 501–513.
- Moore, S. J., Carlson, W. D. & Hesse, M. A., 2013. Origins of yttrium and rare earth element distributions in metamorphic garnet. *Journal of Metamorphic. Geology*, **31**, 663–689.
- Nasdala, L. & Massonne, H. J., 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: in situ micro-Raman characterisation. *European Journal of Mineralogy*, **12**, 495-498.
- Otamendi, J. E., de la Rosa, J. D., Patiño Douce, A. E. & Castro, A., 2002. Rayleigh fractionation of heavy rare earths and yttrium during metamorphic garnet growth. *Geology* **30**, 159–162.
- Pyle, J. M. & Spear, F. S., 1999. Yttrium zoning in garnet: Coupling of major and accessory phases during metamorphic reactions. *Geological Materials Research* **1**, 1–49.
- Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W. V. & Wilner, A. P., 1998. Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed highpressure units of the Western Erzgebirge (Saxony, Germany). *European Journal of Mineralogy*, **10**, 261–280.

- Schmädicke, E., Okrusch, M. & Schmidt, W., 1992. Eclogite-facies rocks in the Saxonian Erzgebirge, Germany: high pressure metamorphism under contrasting P-T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **110**, 226–241.
- 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 Geological Science*, **341**, 266–286.
- 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 de l'Académie des Sciences*, **341**, 266–286.
- Skora, S., Baumgartner, L. P., Mahlen, N. J., Johnson, C. M., Pilet, S. & Hellebrand, E., 2006. Diffusion-limited REE up-take by eclogite garnets and its consequences for Lu–Hf and Sm–Nd geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152**, 703–720.
- Spandler, C., Hermann, J., Arculus, R. & Mavrogenes, J., 2003. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **146**, 205–222.
- Spear, F. S., 1988. Thermodynamic projection and extrapolation of high-variance mineral assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **98**, 346–351.
- Spear, F. S. & Kohn, M. J., 1996. Trace element zoning in garnet as a monitor of crustal melting. *Geology*, **24**, 1099–1102.
- Škvor, V., 1975. Geologie české části Krušných hor a Smrčín. Knihovna Ústř. Úst. geol., Praha, **48**, 119 s.
- Tracy, R. J., 1982. Compositional zoning and inclusions in metamorphic minerals. In: Ferry, J. M. (ed.) *Characterization of Metamorphism through Mineral Equilibria*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy*, **10**, 355–397.
- Tracy, R. J., Robinson, P. & Thompson, A. B., 1976. Garnet composition and zoning in the determination of temperature and pressure of metamorphism, central Massachusetts. *American Mineralogist*, **61**, 762–775.

- von Quadt, A. & Gebauer, D., 1998. Evolution of eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional SHRIMP U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Acta Universitatis Carolinae Geologica*, **42**, 324–325.
- von Quadt, A. & Günther D., 1999. Evolution of Cambrian eclogitic rocks in the Erzgebirge: a conventional and LA-ICP-MS U-Pb zircon and Sm-Nd study. *Terra Nostra*, **99**, 164.
- Whitney, D. L. & Evans, B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- 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*, **38**, 307–336.
- Willner, A. P., Sebazungu, E., Gerya, T. V., Maresch, W. V. & Krohe, A., 2002. Numerical modelling of PT-paths related to rapid exhumation of high-pressure rocks from the crustal root in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). *Journal of Geodynamics* **33**, 281–314.
- Závada, P., Schulmann, K., Racek, M., Hasalová, P., Jeřábek, P., Weinberg, R. F., Štípská, P. & Roberts, A., 2018. Role of strain localization and melt flow on exhumation of deeply subducted continental crust, *Lithosphere*, **10**, 217–238.
- Zhou, L., Xia, Q., Zheng, Y. & Chen, R., 2011. Multistage growth of garnet in ultrahigh-pressure eclogite during continental collision in the Dabie orogen: Constrained by trace elements and U-Pb ages. *Lithos*, **127**, 101–127.

## 9. Přílohy

Na základě publikace Whitney & Evans (2010) byly pro minerály v práci použity následující zkratky s výjimkou označení symplektitu, které bylo určeno jako (Sym).

|     |                 |     |             |
|-----|-----------------|-----|-------------|
| Ab  | albit           | Ts  | tschermakit |
| Act | aktinolit       | Wo  | wolastonit  |
| Aeg | egirín          | Zrn | zirkon      |
| Alm | almandin        |     |             |
| Amp | amfibol         |     |             |
| Ap  | apatit          |     |             |
| Brs | baroisit        |     |             |
| Cum | cummingtonit    |     |             |
| Cpx | klinopyroxen    |     |             |
| Fs  | ferosilit       |     |             |
| Fts | ferotschermakit |     |             |
| Chl | chlorit         |     |             |
| Grt | granát          |     |             |
| Grs | grossulár       |     |             |
| Ilm | ilmenit         |     |             |
| Jd  | jadeit          |     |             |
| Ktp | katoforit       |     |             |
| Mnz | monazit         |     |             |
| Pg  | paragonit       |     |             |
| Pl  | plagioklas      |     |             |
| Prp | pyrop           |     |             |
| Qz  | křemen          |     |             |
| Omp | omfacit         |     |             |
| Rt  | rutil           |     |             |
| Sps | spessartin      |     |             |
| Tlc | mastek          |     |             |
| Trm | taramit         |     |             |