

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie



Bc. Radim Jedlička

Studium pevných inkluzí vybraných minerálů eklogitů, peridotitů a granulitů Kutnohorské
oblasti

Solid phase inclusions in minerals from eclogites, peridotites and granulites in the Kutná
Hora Complex

Diplomová práce

Školitel: prof. Ing. Shah Wali Faryad CSc.

Praha 2013

Poděkování:

Na prvním místě bych rád vyjádřil svůj obrovský vděk školiteli práce profesoru Shah Wali Faryadovi. Svou trpělivostí, důsledným přístupem a cennými radami mi pomohl zdárně dokončit diplomovou práci a pozvednout úroveň mých znalostí daného tématu na mnohem vyšší úroveň, než jsem očekával. Na druhém místě je třeba poděkovat mým kolegům Nikol Novotné a Vítu Peřestému za konstruktivní kritiku při mých začátcích práce s termodynamickým softwarem. Dále jsem vděčný pedagogům Karl-Franzens University v Grazu. Karlu Ettingerovi za pomoc při mikrosondových analýzách a Christophu Hauzenbergerovi za provedení analýz prvků vzácných zemin. Nesmím opomenout mé přátele, na které jsem se mohl vždy a ve všem spolehnout. Tady bych rád zdůraznil poděkování Jakubu Krylovi, který mi byl nejbližší a díky kterému byla léta strávená na fakultě příjemnější.

Na závěr je mou milou povinností velice poděkovat celé mé rodině za to, že mi umožnili studovat a byli mi oporou v průběhu celého studia.

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, 1. 8. 2013

Podpis:

Obsah

1.1. Český abstrakt.....	7
1.2. English abstract.....	8
2. Úvod.....	9
2.1. Výzkum vysokotlakých hornin v Českém masívu	9
2.2. Zaměření a cíl práce.....	10
3. Český masív a studovaná oblast	11
3.1. Dělení Českého masívu	11
3.1.1. Saxothuringikum.....	12
3.1.2. Tepelsko-barrandienská oblast	13
3.1.3. Moravosilezikum	13
3.1.4. Moldanubikum.....	14
3.2. Tlakově-teplotní podmínky vysoce metamorfovaných hornin.....	14
3.3. Kutnohorský krystalický komplex.....	17
4. Petrografie studovaných vzorků	20
4.1. Teoretická a metodická část práce	20
4.1.1. Výběr vzorků a použité metody.....	20
4.1.2. Význam studia hlavních a stopových prvků a prvků vzácných zemin v granátu	21
4.1.2.1. Rayleighova frakcionace	23
4.1.2.2. Absorpce prvků limitovaná difúzí	23
4.1.2.3. Vliv hlavních a vedlejších fází.....	23
4.1.3. P-T odhad a konstrukce pseudosekcí.....	24
4.2. Petrografický popis hornin.....	25
4.2.1. Felsický granulit	25
4.2.2. Eklogit.....	29
4.2.2.1. Eklogit bez kyanitu	29

4.2.2.2. Eklogit s kyanitem	32
4.2.3. Granátický peridotit	33
4.2.4. Pyroxenit	34
4.2.5. Garnetit	35
5. Mineralogie a chemické složení inkluzí pevných fází.....	37
5.1. Felsické granulity.....	37
5.1.1. Inkluze fengitu	37
5.1.2. Inkluze biotitu	40
5.1.3. Živce	43
5.1.4. Amfibol.....	44
5.1.5. Grafit.....	45
6. Zonálnost hlavních prvků v granátech.....	47
6.1. Zonalita granátu ze vzorku F-103/10.....	48
6.2. Vzorek UHROV IEC	52
6.3. Vzorek F-95/10	54
7. Zonalita prvků vzácných zemin.....	55
8. P-T pseudosekce felsických granulitů	60
8.1. Nízkoteplotní stádium.....	61
8.1.1. Felsický granulit: vzorek F-103/10.....	61
8.2.2. Felsický granulit: vzorek UHROV IEC.....	63
8.2.3. Felsický granulit: vzorek F-95/10.....	66
8.3. Vysokoteplotní stádium	68
9. Diskuse.....	73
9.1. Inkluze pevných fází.....	73
9.2. Zachování chemické zonality hlavních prvků a prvků vzácných zemin v granátech	74
9.3. Sledování metamorfního vývoje pomocí fázových diagramů	77

10. Závěr	79
11. Seznam použité literatury	81
12. Přílohy.....	93

1.1. Český abstrakt

Felsické granulity s čočkami a budinami eklogitů a granátických peridotitů se hojně vyskytují po celé moldanubické zóně Českého masívu. Pro mafické a ultramafické horniny, byly vypočítány podmínky ultra-vysokotlaké metamorfózy. Není však dosud objasněno, jak se dostaly do kontaktu s hostujícími krustálními horninami a zdali tyto horniny taktéž zažily UHP metamorfózu. Pomocí studia pevných inkluzí a kompoziční zonality nejrezistentnějších fází – granátů – přinášíme důkaz o prográdním vývoji felsických granulitů před jejich přetiskem ve vysokoteplotní granulitové facii. Nález mono-minerální inkluze titanem bohatého fengitu poukazuje na jeho zachycení při prográdním vývoji horniny. Polyfázové inkluze fengitu a biotitu naznačují, že se mohlo původně jednat o fengit, jež byl chudý titanem. Další důležitou inkluzí je grafit, jenž by mohl být pozůstatkem po inkluzích mikro-diamantu.

Dobře zachovaná prográdní zonalita hlavních prvků v granátech felsických granulitů je podpořena zonálností stopových prvků jako titan, chróm a yttrium, a také prvků vzácných zemin. Obě tyto skupiny prvků zůstávají heterogenní v měřítku mikrometrů. Profilování napříč zrny granátů dokazuje, že si horniny uchovaly znaky více-násobné metamorfózy. P-T podmínky pro různá stádia vývoje byly odvozeny pomocí konstrukce pseudosekcí s užitím kompozičních izopleť hlavních prvků granátů. Nárůst vápníku z jádra do pláště granátu indikuje rychlé pohřbení hornin až do podmínek stability coesitu či dokonce diamantu. Tento proces patrně souvisí s ranou subdukcí. Následný pokles grosuláru směrem k okraji je výsledkem snižování tlaku během exhumace horniny do středně-korových pater. Podmínky granulitové facie byly vypočítány pomocí minerální asociace spolu s vysokým obsahem Mg a nízkým podílem Ca na okraji granátových zrn. Pokud počítáme s teplotami okolo 900-1000 °C, jež byly pro kutnohorské felsické granulity určeny, musela být granulitová metamorfóza kvůli zachování prográdní zonality v granátech velice rychlým procesem. Polymetamorfnní vývoj s prvotní HP-UHP a následnou granulitovou metamorfózou je také doložen výskytem pevných inkluzí v granátech.

1.2. English abstract

Felsic granulites with lenses and boudins of garnet peridotites and eclogites, for which UHP conditions have been obtained, commonly occur in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. However, it is not clear when and how the HP-UHPM rocks were emplaced into the host granulites. The most important question that remains is, whether the felsic granulites also experienced UHP metamorphism. By studying solid phase inclusions and compositional zoning in resistant phases as garnet, we provide evidence of prograde metamorphism of felsic rocks prior to their granulite facies overprint. Finding mono-mineral inclusion of Ti-rich phengite point to prograde evolution of the rocks. Polyphase inclusions of phengite and biotite indicate that it was previously Ti-poor phengite. Another important inclusion is graphite, which could be remnant of micro-diamond inclusion.

Well-preserved prograde zoning of major elements in garnet from the felsic granulites is supported by zoning patterns of trace elements, such as titanium, chromium and yttrium and rare earth elements. Both these groups of elements remain heterogeneous at a micro-scale. The garnet profiles reveal that the rocks preserved signs of multiple stages of metamorphism. P-T conditions for different stages are constrained using pseudosection method with application of compositional isopleths in garnet. Increase of calcium from core towards the garnet mantle indicates a rapid burial to coesite/diamond stability field. This process relates to the early subduction event. Subsequent decrease of calcium content towards the rim is a result of pressure decrease during exhumation of rocks to mid-crustal levels. The granulite facies conditions are constrained by mineral assemblages as well as by high Mg and low Ca content in garnet rim. As peak temperatures, estimated for felsic granulite in the Kutná Hora Complex, range between 900-1000 °C, the preservation of prograde compositional zoning in garnet suggest that the granulite facies metamorphism was a short-term process. A polymetamorphic or multistage evolution of rocks with the first HP-UHP metamorphism and subsequent granulite facies overprint is confirmed also by solid phase inclusions in garnet.

2. Úvod

2.1. Výzkum vysokotlakých hornin v Českém masívu

Od prvního objevení inkluzí vysokotlakých polymorfů coesitu (Chopin, 1984; Smith, 1984) a mikro-diamantu (Sobolev & Shatsky, 1990) v metamorfovaných pásmech bylo dosaženo obrovského pokroku v problematice původu vysokotlance (HP) až ultra-vysokotlance (UHP) metamorfovaných hornin v kontextu globální tektoniky. Poslední dvě desetiletí výzkumu ve světových orogénech, ale i v Českém masívu, přinesly řadu informací, jež indikují, že část hornin spjatých s orogenezí zažila UHP metamorfózu (UHPM) nebo byla exhumována z hloubek na rozhraní střední/spodní kůry a pláště (Carswell, 1991; Kalt & Altherr, 1996; Schmädicke et al., 1992; Gayk et al., 1995; Medaris et al., 1998; Massonne, 1999). S výjimkou inkluzí mikro-diamantů a coesitů v Krušných horách (Schmädicke et al., 1992; Massonne, 1999; Massonne & Nasdala, 2003) a pseudomorfóz po coesitu ve Východních Sudetech (Bakun-Czubarow, 1991; Klemd & Bröcker, 1999), jež jsou přímými důkazy ultra-vysokotlaké metamorfózy, byly tyto podmínky stanoveny na základě fázových rovnovah a minerálních složení granátických peridotitů a granátických pyroxenitů moldanubické zóny (Bakun-Czubarow, 1981; Carswell, 1991; Becker, 1997; Medaris et al., 2005; Faryad, 2009; Faryad et al., 2009).

Okolní horniny moldanubika, jež obsahují čočky a budiny UHPM hornin, vykazují většinou asociaci granulitové nebo amfibolitové facie a není vždy zřejmé, zda také prodělaly UHP metamorfózu. Podle většiny dosavadních petrologických studií (Kröner et al., 2000; Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2006; Racek et al., 2008) dosáhly felsické granulity maximálních tlaků cca. 1,8 GPa při 850-1000 °C. Část autorů (Faryad et al., 2010a) však předpokládá, že felsické granulity spolu s částmi těles peridotitů a pyroxenitů dosáhly podmínek ultra-vysokotlaké metamorfózy a teprve poté byly re-ekvilibrovány ve vysokoteplotní granulitové facii.

Avšak stále zde panují rozdíly ve způsobu výzkumu a následných interpretacích tlakově-teplotních (P-T) podmínek, neboť získaná data různých autorů nejsou vždy založena na stejné metodice. Z toho pak plynou odlišnosti v interpretacích. Kupříkladu Schulmann et al. (2005) určují původ felsických granulitů moldanubika jako spodně-korový materiál s fragmenty svrchního pláště, jež byl exhumován díky podsouvání

brunovistulické desky během variské orogeneze. V novějších modelech stejných autorů vystupují granulity jako součást saxothuringické desky, která byla penetrována na hranici spodní kůry a pláště pod tepelsko-barrandienským blokem, a pak byla exhumována v oblastech moldanubické zóny (Schulmann et al., 2009; Lexa et al., 2011; Guy et al., 2011).

2.2. Zaměření a cíl práce

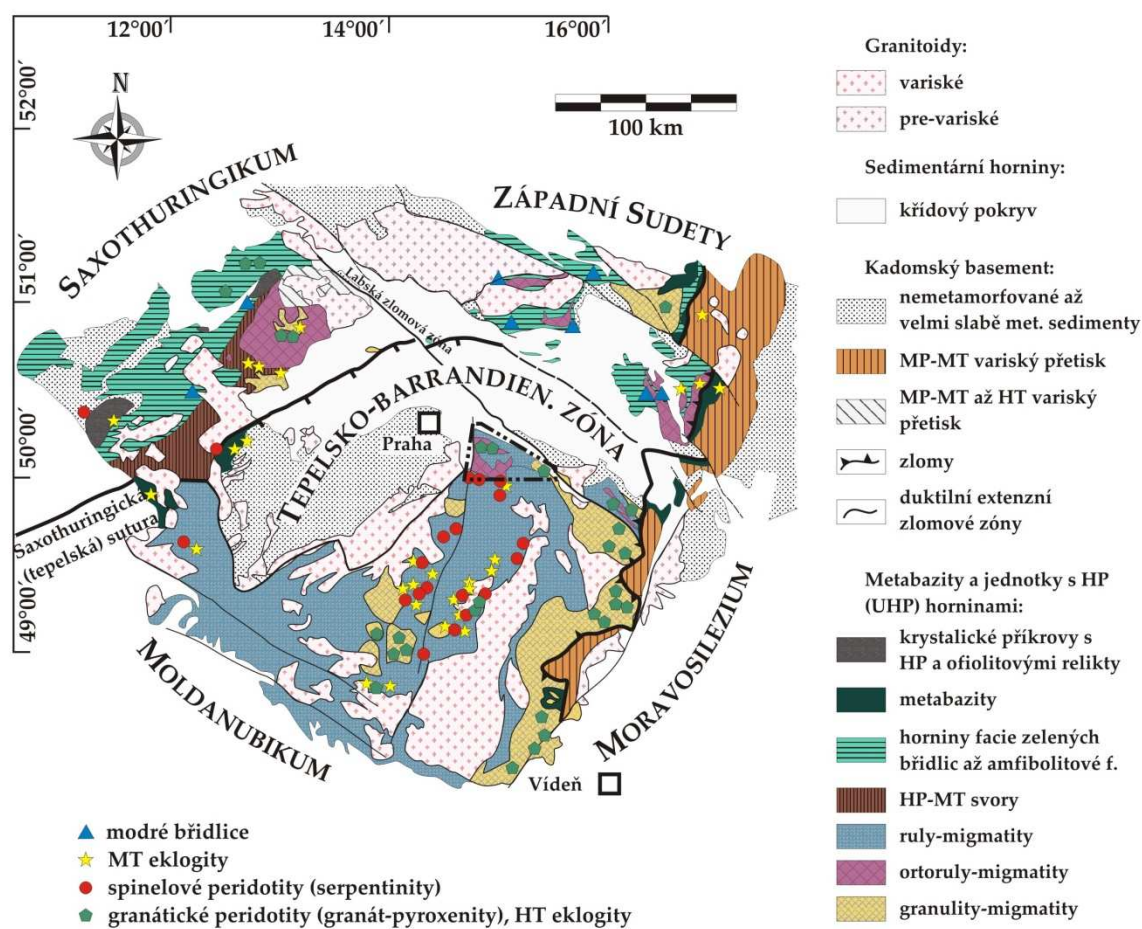
Má diplomová práce je zaměřena na výzkum pevných inkluzí v rezistentních minerálech vysokotlance metamorfovaných hornin moldanubické zóny. Tyto horniny zažily silnou re-ekvilibraci v podmínkách vysokoteplotní granulitové a středně-teplotní/středně-tlakové amfibolitové facie. Kvůli tomuto přetisku nebyly dochovány přímé důkazy o prográdním stádiu hornin. Uzavřené inkluze jsou jedinými důkazy o jejich před-exhumačním vývoji. Pro toto studium bylo vybráno těleso běstvinského granulitu v Kutnohorském krystalickém komplexu v severní části moldanubické zóny. Felsické granulity zde obsahují čočky a budiny eklogitů a granátických peridotitů, jejichž texturní a minerální vztahy vykazují známky ultra-vysokotlaké metamorfózy. Hlavním cílem je tedy potvrdit či vyvrátit podmínky vrcholné metamorfózy ultramafických hornin plášťového původu a jejich hostujících krustálních felsických granulitů.

Jako vhodných metod pro tento výzkum jsem zvolil detailní mikroskopický popis nejlépe zachovaných vzorků granulitového tělesa, jež pokračoval podrobnou analýzou pomocí elektronového mikroskopu. Díky tvorbě fázových diagramů a izopleť hlavních prvků granátů v kombinaci s profily distribuce prvků vzácných zemin jsem se pokusil modelovat pravděpodobnou P-T metamorfní dráhu studovaných hornin. Na základě těchto výsledků uvádím možný teplotní a tlakový vývoj, který je nezbytný pro porozumění a následnou rekonstrukci geodynamického modelu vzniku těchto hornin.

3. Český masív a studovaná oblast

3.1. Dělení Českého masívu

Český masív je rozlehlá oblast (zhruba 90 000 km²) hornin před-permského stáří, sestávajících převážně z metamorfitů vysokého stupně, granitů a paleozoického sedimentárního pokryvu, jenž však jeví pouze známky anchimetamorfózy. Všechny tyto horniny byly zahrnuty do procesů variské orogeneze (Matte, 1986; Franke, 1989a, b; Matte et al., 1990). Při této orogenezi došlo k metamorfóze velmi vysokého stupně v zónách hluboce zanořených desek kontinentální kůry během kolize Laurusie a Gondwany. Tato významná geologická událost se odehrála během devonu až karbonu. Variská kolize tedy způsobila, že se dnešní stavba masívu jeví jako koláž několika kontinentálních bloků s rozdílným časovým i metamorfním vývojem. Tyto bloky se nazývají, od západu: saxothuringikum, tepelsko-barrandienská oblast, moldanubikum, moravosilezikum, lugikum a oblast Západních Sudet. Jejich vzájemné hranice jsou určovány variskými násuny a horizontálními posuny (*Obr. 3.1*).



Obr. 3.1: Geologická mapa Českého masívu (upraveno podle Franke, 2000; Faryad & Kachlík, 2013). Modrý obdélník označuje pozici studované oblasti, její detail viz Obr. 3.3.A.

3.1.1. Saxothuringikum

Saxothuringikum je tvořeno především kadomským basementem překrytým kambro-ordovickými až devonskými sedimenty. Vysoko-metamorfované eklogity a eklogitické amfibolity tvoří nejvyšší patro Münchberské kry a jsou v kontaktu s okolními metasedimenty. Granulitové pohoří (Granulitgebirge) obsahuje granátické peridotity a granulity se dvěma typy pyroxenů. Nachází se na bázi několika imbrikovaných příkrovů. Tyto příkrovy byly vrásněny do antiform s vrásovou osou o směru SV-JZ. Matte et al. (1990) interpretovali granulitové pohoří jako rulový dóm na základě prekambričských věků metamorfitů. Nicméně podobnost hornin s horninami moldanubické gřohnské jednotky nabízí možnost, že granulitové pohoří může být příkrovem související s metamorfózou při

variské kontinentální kolizi. UHP horniny Krušných hor se vyskytují v příkrovové stavbě překrývající svrchno-proterozoický autochtonní basement (Schmädicke, 1994; Willner et al., 1997; Mingram, 1998; Rötzler et al., 1998). Kromě rul obsahujících coesit a mikro-diamant se zde nachází čočky a budiny eklogitů a granátických a spinelových peridotitů. Modré břidlice a metasedimenty facie modrých břidlic jsou odkryty podél východní hranice saxothuringika (Holub & Souček, 1994; Faryad & Kachlík, 2013) a pravděpodobně pokračují směrem na východ, kde se znovu objevují podél severní hranice moldanubika a Západních Sudet (Kryza et al., 1990; Patočka et al., 1996; Žáčková et al., 2010; Faryad & Kachlík, 2013). Eklogity, tvořící čočky v amfibolitu se spinelovými peridotity, jsou přítomny v Mariánsko-lázeňském komplexu, jež leží na hranici mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou deskou (Beard et al., 1995; Jelínek et al., 1997; Faryad, 2012).

3.1.2. Tepelsko-barrandienská oblast

Tepelsko-barrandienská oblast leží mezi moldanubikem na jiho-východě a saxothuringikem na severo-západě. Její základ tvoří proterozoický basement kadomského stáří, metamorfovaný za nízkých až středních tlaků. Ten překrývá dobře datovaná kambrická až středně-devonská sedimentární sekvence, která se směrem do nadloží mění z mělkovodních mořských klastik na prachovce a vápence. V porovnání s moldanubikem vykazuje tepelsko-barrandienská oblast mnohem nižší stupeň variské deformace a metamorfózy a neobsahuje eklogity a další vysokotlaké horniny (Žák et al., 2005; Holub et al., 1997; Janoušek & Holub, 2007). Na severo-západě odděluje tuto jednotku tepelská (saxothuringická) sutura, která je pokládána za kořenovou zónu pro vysokotlacenou metamorfovanou rulu Münchberské kry na západě a Sovích hor na východě.

3.1.3. Moravosilezikum

Na východní hranici masívu se rozkládá jednotka moravosilezikum, jež má patrně pan-africký basement (granity o stáří 550 až 580 miliónů let (Ma)) a paleozoický platformní sedimentární pokryv. Tato oblast zaznamenává metamorfózu relativně nízkého stupně kromě oblastí, které jsou odkryty podél transkurentní zlomové hranice

s moldanubikem (Matte, 1986; Franke, 1989a, b; Matte et al., 1990). Podél těchto poruchových zón dextrální transprese se nachází několik dóků a tektonických oken, jež odkrývají vysoce deformované a metamorfované části bazálních hornin.

3.1.4. Moldanubikum

Na západ od moravosilezika se rozprostírá jednotka moldanubika, která je většinou autorů dělena na dvě skupiny, jež prodělaly metamorfózu vysokého stupně v důsledku variské orogeneze (např. Schulmann et al., 2005; Medaris, 1995; Medaris et al., 2006a). Gföhlská jednotka je strukturně nejvyšší částí sestávající z ortorul a pararul, jež nesou znaky natavení. Navíc obsahují čočky granátických peridotitů asociovaných s eklogity a granulity. Tyto mafické a ultramafické horniny se nejčastěji vyskytují podél bazálního zlomu gföhlské jednotky. Eklogity se také nachází jako budiny v amfibolitech. Strukturně nižší drosendorfská jednotka je složena z pelitických sedimentů. Tyto horniny patrně reprezentují uloženiny pasivního okraje spodno-proterozoických až spodno-paleozoických sedimentů, jež byly usazeny v blízkosti kontinentálního okraje Gondwany. Tyto metasedimenty jsou nyní břidlicemi a rulami s minerální asociací Bt-Gt-St $\pm$ Ky $\pm$ Sill, které prodělaly pervasivní anatexi. Drosendorfská jednotka neobsahuje vysokotlaké granátické peridotity nebo eklogity, jež jsou hojně přítomny v nadložní gföhlské jednotce. Strukturní záznam obou jednotek vykazuje polyfázovou metamorfní historii s klimaktickou metamorfózou okolo 350 Ma (pro ref. viz Schulmann et al., 2005). Nynější foliace v obou jednotkách zapadají pod mírnými úhly a jsou zvrásněny do synforem a antiforem s velkou amplitudou.

3.2. Tlakově-teplotní podmínky vysoce metamorfovaných hornin

Stanovené P-T podmínky pro metamorfované horniny saxothuringika jsou: pro granátické peridotity: 3-4 GPa za 900-1000 °C (Schmädicke & Evans, 1997; Massonne & Neuser, 2005), pro eklogity: 2,5-3,5 GPa za 750-850 °C (Schmädicke et al., 1992; Klápová et al., 1998; Massonne & Kopp, 2005; Zack & Luvizottow, 2006; Faryad et al., 2010b), pro ruly obsahující coesit a mikro-diamantonosné ruly: 4,5 GPa za 950 °C (Massonne 1999, 2003; Nasdala & Massonne, 2000), pro granátické klinopyroxenity granulitového pohoří:

2,6-3,3 GPa za 1070 °C (Massonne & Bartsch, 2004), pro okolní felsické granulity: 2,3 GPa za 1000 °C (Massonne & Bartsch, 2004) a pro eklogity a vysokotlaké granulity Münchberské kry: 1,7-2,7 GPa za 1000 °C (Okrusch et al., 1991; Gayk et al., 1995; Massonne & O'Brien, 2003).

UHP podmínky (2,5-2,8 GPa / 800-900 °C) pro felsické granulity a eklogity v Západních Sudetech byly stanoveny díky přítomnosti polymorfů křemene po coesitu (Bakun-Czubarow, 1981; Klemd & Bröcker, 1999). Tlaky cca 2-3 GPa a teploty 1300 °C v této oblasti vykazují také granátické peridotity (Bakun-Czubarow, 1981).

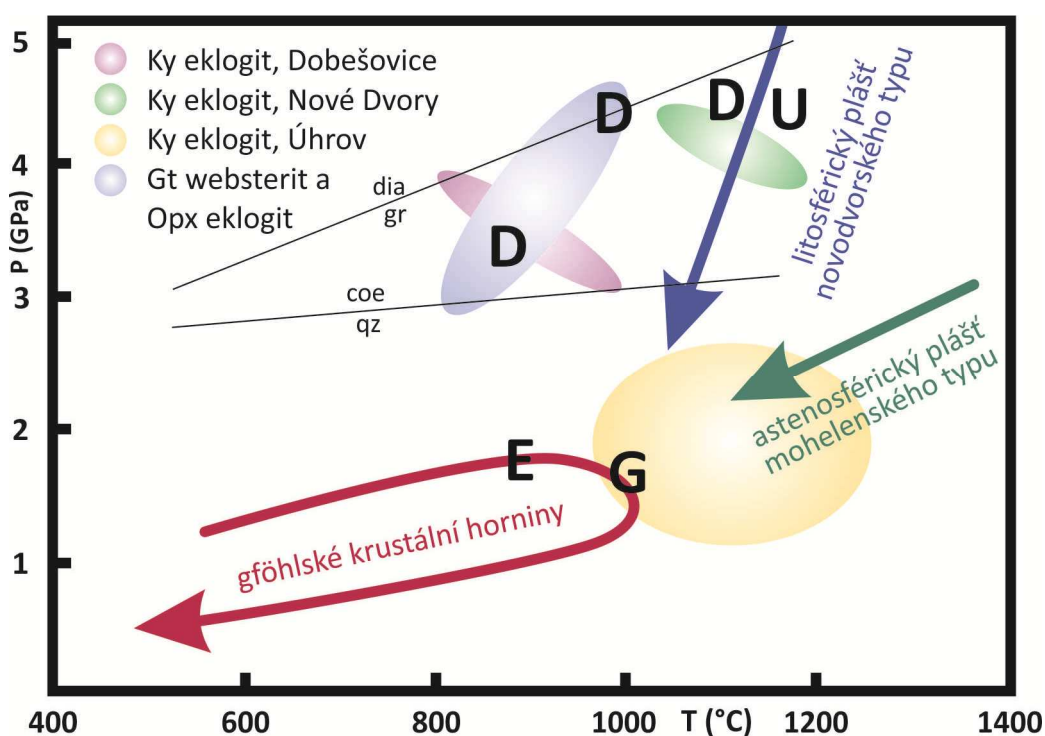
P-T metamorfní podmínky mafických až ultramafických hornin gřohnské jednotky moldanubika a jejich hostitelských hornin jsou shnuty na [Obr. 3.2](#). Granátické websterity a eklogity s ortopyroxenem dosahují teplot 850-950 °C za tlaků 3,4 až 4,3 GPa (Medaris et al., 2006a). Pro jejich hostitelské granátické peridotity byly vypočítány tlaky přes 3 GPa (Medaris et al., 1990, 1998; Carswell, 1991; Becker, 1997; Faryad et al., 2009). P-T podmínky novodvorských eklogitů s kyanitem byly Nakamurou et al. (2004) spočítány na teploty zhruba 1050-1150 °C a 4,5-4,9 GPa. UHP podmínky pro granátické peridotity byly nově potvrzeny výskytem mikro-diamantu v granulitovém masívu Blanského lesa v jižních Čechách (Naemura et al., 2011).

Pro kyanitové eklogity ze Spačic (Kutnohorský krystalický komplex) byly získány teploty 835-935 °C za tlaků 1,7-2,2 GPa (Medaris et al., 2006b). Tyto hodnoty jsou zcela odlišné od ostatních gřohnských eklogitů, pyroxenitů a granátických peridotitů. V P-T diagramu ([Obr.3.2](#)) leží uprostřed mezi maximálními P-T podmínkami pro eklogity a HP granulity, jež vystupují jako jejich hostitelské horniny (900-1000 °C / 1,6-1,8 GPa) a podmínkami pro mohelenské horniny typu sub-oceánského astenosférického pláště (1120-1335 °C / 2,2-2,9 GPa). Vyšší tlaky kolem 3,5 GPa za 900 °C byly později vypočítány pro tyto spačické kyanitové eklogity (Faryad, 2009). Granátický peridotit z Úhrova udává podmínky 1170 °C a 4,3 GPa, což je podobné hodnotám vypočítaným pro novodvorský granátický peridotit ([Obr.3.2](#)).

Minerální asociace okolních granulitů dávají tlaky 1,6-1,8 GPa za 850-1000 °C (Kröner et al., 2000; Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2006; Racek et al., 2008). Vysoké tlaky 2,2-2,5 GPa za 850-900 °C byly pro některé felsické granulity vypočítány jako před-granulitový metamorfní stupeň (Vrána et al., 2005; O'Brien, 2008). Faryad et al., (2010a) předpokládají progradní vývoj granulitů na základě inkluzí minerálů a chemického složení granátů, které mohly, spolu s tělesy mafických a ultramafických těles, dosáhnout

UHP podmínky (*Obr. 3.3*). Tyto hodnoty metamorfního stupně pro před-granulitové stádium jsou nově deklarovány objevem coesitu a mikro-diamantu v granátech a zirkonech z felsických granulitů Kutnohorského komplexu (Perraki & Faryad, 2013).

Eklogity, vyskytující se v horninách amfibolitové facie monotónní a pestré skupiny moldanubika, jsou středně-teplotní. Některé z nich však dosahují tlaků a teplot až 2 GPa za 650-850 °C (Medaris et al., 1995; O'Brien & Vrána, 1995; Faryad et al., 2006). V eklogitech monotónní skupiny na lokalitě Světlík byly popsány inkluze grafitu s neuspořádanou strukturou, což je považováno za produkt po transformaci mikro-diamantu (Faryad et al., 2006).

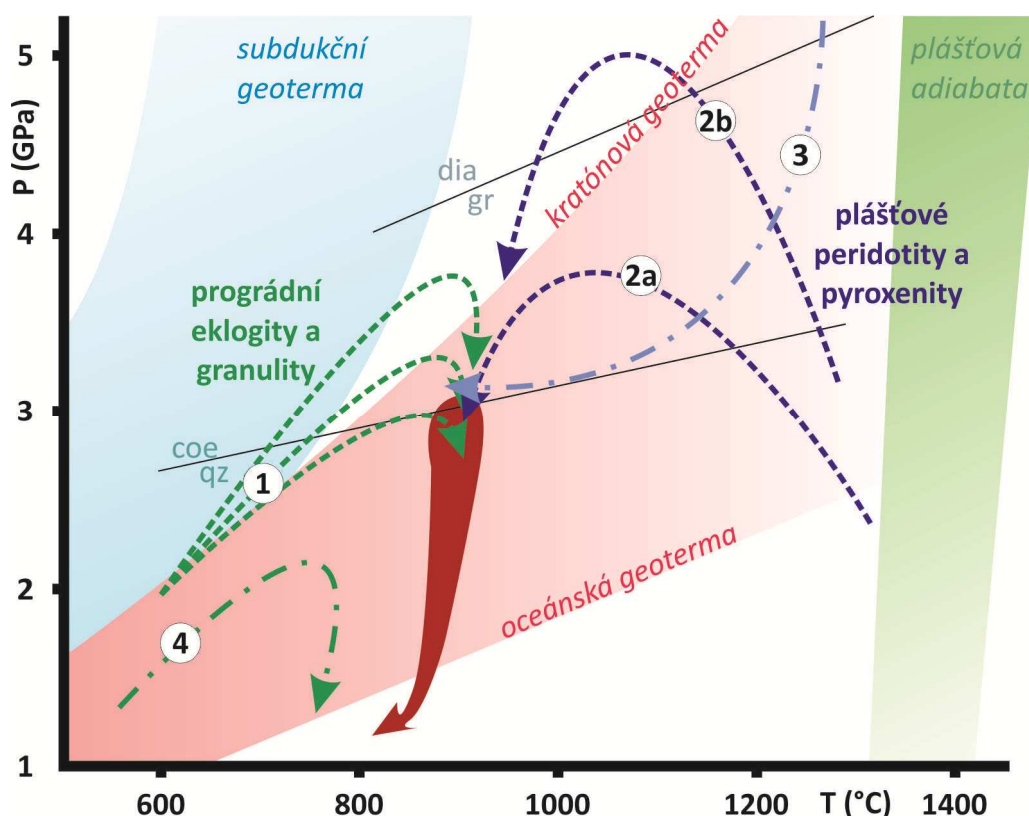


Obr. 3.2: P-T diagram shrnující dosavadní výsledky pro plášťové a krustální horniny gföhlské jednotky moldanubika. Upraveno podle Medaris et al. (2006a); **D:** novodvorský peridotit; **U:** úhrovský peridotit; **G:** gföhlský granulit; **E:** gföhlský eklogit.

3.3. Kutnohorský krystalický komplex

Studovaná oblast Kutnohorského krystalického komplexu, obsahující vysokotlacené metamorfované horniny, tvoří asi 50 km dlouhý, severo-západ / jiho-východně orientovaný pás umístěný v centrální části moldanubické zóny poblíž města Kutná Hora. Horniny vykazují rozdílné stupně migmatitizace a následnou retrogresi s rostoucí tendencí od jiho-východu k severo-západu. Kutnohorský krystalický komplex je tvořen felsickými a intermediálními granulity (Běstvinské a Miškovické těleso) a migmatity (malínská jednotka), kouřimským příkrovem, a vnější a vnitřní svorovou zónou. Kouřimský příkrov je tvořen sekvencí jemnozrnných migmatitů a rul, jež jsou silně serpentinizovány. Vnitřní svorová zóna obsahuje svory až migmatity s mafickými až ultramafickými horninami a skarny, jež byly postiženy amfibolizací a serpentinizací. Vnější svorová zóna je zastoupena svory s čočkami amfibolitů. Tato jednotka je naložena na monotónní a pestrá skupinu moldanubika. Dobře zachované granulity (Běstvinské těleso) ve východní části obsahují čočky granátických peridotitů a eklogitů.

Těleso běstvinského granulitu je částí kutnohorského krystalinika, jež bezprostředně sousedí s jednotkami moldanubika na jiho-západě a bohemika na severo-východě ([Obr. 3.4.A](#)). Z tektonického hlediska překrývá pestrá skupinu moldanubické domény. Skládá se převážně z retrográdních felsických granulitů, biotitických rul, migmatitů a z několika malých, izolovaných těles peridotitů a eklogitů (Pouba et al., 1987; Synek & Oliveriová, 1993). Na základě litologie a podmínek metamorfózy je kutnohorský komplex srovnáván s gföhlskou jednotkou moldanubika (Synek & Oliveriová, 1993), jež je charakterizována výskytem mnoha těles granulitů, migmatitů, eklogitů a granátických peridotitů. Vrána et al. (2005) vypočítali tlaky a teploty pro běstvinský granulit 1,8-2,2 GPa za 800-920 °C.



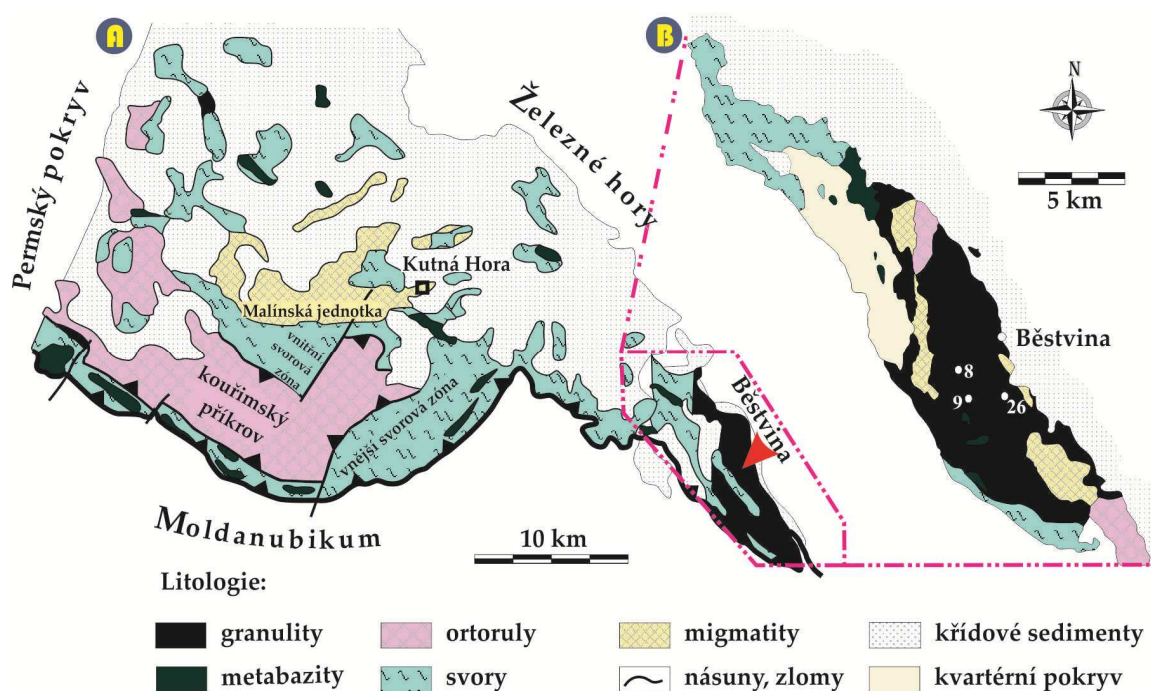
Obr. 3.3: Petrogenetický scénář (čárkované P-T dráhy) zaznamenaný pomocí minerálních inkluzí a exsolucí v granátických peridotitech, granátických pyroxenitech, eklogitech a felsických granulitech moldanubické oblasti Českého masívu (upraveno podle Faryad et al., 2009); **1:** prográdní P-T dráhy eklogitů a HP granulitů; **2a+b:** P-T dráhy granátických peridotitů a pyroxenitů, jež dosáhly různých hloubek během subdukce; **3:** exhumační P-T dráhy novodvorských granátických peridotitů (podle Medaris et al., 1998); **4:** P-T dráhy eklogitů monotónní a pestré skupiny moldanubika.

Strukturní záznam kutnohorského krystalinika obsahuje tři stádia deformace (Synek & Oliveriová, 1993): nejstarší událost (D_1) nastala současně s metamorfózou metabazitů v eklogitové facii spolu s (re)krystalizací granátických lherzolitů a metamorfní krystalizací vysokotlakých a vysokoteplotních granulitů, což je ojediněle dokumentováno strmou původní planární stavbou (S_1) v granulitech (Nahodilová et al., 2005). Následná deformační událost (D_2) přepracovává starší stavbu S_1 do ploché foliace S_2 zapadající k severo-západu či severo-východu. Pozdní re-aktivace (D_3) ovlivňuje předchozí strukturní prvky, jako jsou migmatitické struktury, jež ústí v lokální, téměř sub-horizontální foliace (S_3), což také souvisí s nízkoteplotní mylonitizací.

Studované granátické peridotity a eklogity běstvinského tělesa se nachází poblíž vesnic Úhrov a Spačice (Obr. 3.4.B). Granátické peridotity na lokalitě Úhrov jsou silně

serpentinizovány. Tvoří dvě čočkovitá tělesa o délce zhruba 40 metrů v okolních retrográdních granulitech. Granátické peridotity obsahují několik eklogitových těles, ale kvůli slabým odkryvům a malým výchozům nelze přesně určit jejich rozměr. Na lokalitě 8 (Úhrov; [Obr. 3.4.B](#)) se také vyskytují několikacentimetrové vrstvy (nebo žíly) granátického klinopyroxenitu, které jsou obsaženy v granátickém peridotitu. Nachází se na kontaktu či poblíž těles eklogitů, které mají paralelní směr s těmito klinopyroxenitovými vrstvami. Kontakt mezi granátickým peridotitem a klinopyroxenitovými vrstvami je většinou ostrý. Na lokalitě 9 (Doubrava; [Obr. 3.4.B](#)) nebyl klinopyroxenit nalezen, ale jeho přítomnost lze očekávat.

Na lokalitě 26 (Spačice; [Obr. 3.4.B](#)) tvoří eklogit asi 50 metrová tělesa v granulitu. Při detailním pohledu můžeme pozorovat izoklinální vrásnění v eklogitu definované alterujícími jemno- a středně-zrnnými vrstvami. Jemnozrnné vrstvy jsou složeny z granátu, zatímco střednězrnné vrstvy mají vysoký podíl klinopyroxenu a porfyroblastického granátu.



Obr. 3.4: A: Kutnohorský krystalický komplex (zjednodušeno podle Synek & Oliveriová, 1993); B: detail studované oblasti – těleso běstvinského granitu (upraveno podle Faryad, 2009).

4. Petrografie studovaných vzorků

4.1. Teoretická a metodická část práce

Vysokotlance metamorfované horniny podléhají silné re-ekvilibraci během rapidního výzdvihu na zemský povrch a díky následné retrogresi je velice obtížné identifikovat jejich před-exhumační vývoj. Kromě texturních vztahů mezi minerály je možné získat cenné informace z mono-minerálních či polyfázových uzavřenin (inkluzí) v relativně rezistentních fázích jako granát, kyanit či zirkon. Kromě aplikace možných konvenčních termobarometrů párových minerálů je pro rekonstrukci metamorfního vývoje důležité studium variací v chemickém složení od středu k okraji zrn. K tomuto účelu je vhodné studovat zonalitu granátu, která odráží změny P-T podmínek během metamorfózy. Postup práce, který jsem zvolil, zahrnuje výběr vzorků a jejich mikroskopické studium, analýzu hlavních prvků a měření chemické zonalnosti granátů podle hlavních prvků a prvků vzácných zemin. V poslední řadě jsem se pokusil o odhad P-T podmínek a diskuzi o správném modelu vzniku studovaných hornin.

4.1.1. Výběr vzorků a použité metody

Za účelem detailního výzkumu petrografických parametrů hornin a podrobné analýzy jejich inkluzí bylo studováno celkem 58 výbrusů, z toho 21 felsických granulitů, 20 eklogitů, 7 granátických peridotitů, 3 garnetity, a 7 pyroxenitů. Mikro-fotografie v rovnoběžných (*IIN*) a zkřížených (*XN*) nikolech byly pořízeny na optickém mikroskopu Nikon E 600 vybaveném fotoaparátem Olympus C 5050 na Ústavu petrologie a strukturní geologie (ÚPSG) PřF UK v Praze a na optickém mikroskopu Olympus BX 60 s fotoaparátem Olympus U-CMAD 3 na Intitute für Petrologie und Mineralogie, Karl-Franzens Universität v Grazu, Rakousko. Na základě detailní studie výbrusů pod optickým mikroskopem bylo vybráno několik vzorků pro přesnou chemickou analýzu inkluzí a jejich hostitelských minerálů. Mikro-texturní vztahy mezi minerály byly studovány pomocí elektronového skenovacího mikroskopu Vega Tescan s EDS detektorem XMax 50 od

výrobce Oxford Instruments na Ústavu petrologie a strukturní geologie Univerzity Karlovy v Praze. Během analýz bylo urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 800 pA.

Pro chemické analýzy minerálů a variace prvků v rámci zrn bylo využito elektronového rastrovacího mikroskopu JEOL 6310 na Institut für Erdwissenschaften, Karl-Franzens Universität Graz v Rakousku, vybavené vlnově a energiově disperzními spektrometry. Použité standardy byly: pyrop (Mg, Al), adulár (K), rutil (Ti), tefroit (Mn), jadeit (Na, Si), a andradit (Fe, Ca). Obsah sodíku byl měřen pomocí WDS za operačních podmínek 15 kV a 10 až 15 nA.

Stanovení koncentrace prvků vzácných zemin proběhlo na hmotovém spektrometru laserové ablace s indukčně vázaným plazmatem Agilent ICP-MS 7500 spolu s jednotkou laserové ablace (LA ICP-MS) New Wave UP213 na Institute of Chemistry na Technische Universität Graz, Rakousko. Data byla kalibrována pomocí externího standardu skla NIST 610 pro prvky o nižší koncentraci (méně než 100 ppm) a NIST 610 pro prvky s vyšší koncentrací. Jako interní standard byla použita koncentrace hliníku, jež na profilu zrna granátu zůstává konstantní. Bodování bylo prováděno na výbrusech o tloušťce 50 μm s pravidelným krokem 50 μm .

V textu a v popisech obrázků jsou použity zkratky minerálů podle publikace Whitney & Evans (2010), granát je označován jako Gt. Význam zkratk použitých v kapitolách o zonálnosti granátů: $\text{Alm} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Grs} = \text{Ca}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Prp} = \text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{Sps} = \text{Mn}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ca} + \text{Mn})$; $\text{X}_{\text{Fe}} = \text{Fe}^{2+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$.

4.1.2. Význam studia hlavních a stopových prvků a prvků vzácných zemin v granátu

Dodávání chemických prvků do krystalů během jejich růstu v průběhu metamorfózy řídí nejdůležitější vlastnosti nově vznikajících porfyroblastů, jako jsou tvar, velikost, počet zrn v objemu horniny, složení a kompoziční a texturní zonalitu (Denison & Carlson, 1997; Spear & Daniel, 2001). Míra distribuce prvků také ovlivňuje určování teplot a tlaků, jelikož se tyto výpočty opírají o předpoklad termodynamické rovnováhy a pro dosažení takovéto rovnováhy je zapotřebí dostatečné kinetiky reakcí (Hirsch et al., 2003). Rostoucí granát konzumuje sousední minerály, tudíž je jeho růst závislý na množství prvků

poskytovaných z okolí díky advekci nebo difúzi, ať už skrze hranice zrn nebo za pomoci fluid.

Kompoziční zonalita granátu poskytuje informace o rychlostech metamorfních procesů především v granulitové facii, kde difúze snadno vyrovnává heterogenity a prográdní kompoziční profil granátu. V měřítku geologického času, železo a hořčík homogenizují v měřítku prvních centimetrů v podmínkách facie zelených břidlic a vyšších (Chernoff & Carlson, 1997; Spear & Daniel, 2001; Meth & Carlson, 2005). Mangan homogenizuje za stejných metamorfních podmínek (Spear & Daniel, 2001) nebo pouze za podmínek vyšších než střední facie zelených břidlic (Hirsch et al., 2003; Meth & Carlson, 2005). Zato vápník homogenizuje ve vzdálenostech prvních centimetrů za podmínek svrchní amfibolitové a vyšší facie (Chernoff & Carlson, 1997; Spear & Daniel, 2001; Kohn, 2004). Na rozdíl od těchto hlavních prvků, stopové prvky jako yttrium, ytterbium, a chrom zůstávají heterogenní na vzdálenost milimetrů až centimetrů za podmínek vyšší amfibolitové a dokonce nižší granulitové facie (Chernoff & Carlson, 1999; Carlson, 2002; Kohn, 2004; Kohn & Malloy, 2004).

Stanovení správných koncentrací však může být ovlivněno nesprávným výběrem zrn či špatným vedením řezu napříč zrny. Je tedy vhodné vybírat zrna o co největším průměru, což zvyšuje šanci se řezem co nejvíce přiblížit středovému segmentu krystalu. Dalším problémem jsou četné trhliny a praskliny v granátech při deformaci horniny a také množství inkluzí uzavíraných při prográdním růstu granátů. Ty mohou ovlivnit chemickou zonalnost v bezprostředním kontaktu s uzavírajícím zrnem.

Kromě eklogitů byla prográdní zonalnost v granátu zjištěna i ve felsických granulitech (Faryad, 2010b). Pro lepší dokumentaci zonalnosti byly vybrány granáty se zonalitou hlavních prvků a podrobeny analýze prvků vzácných zemin. O distribuci yttria a prvků vzácných zemin je toho doposud známo velmi málo v porovnání se znalostí zonality hlavních prvků v granátech (Hickmott et al., 1987; Hickmott & Shimizu, 1989; Hickmott & Spear, 1992; Pyle & Spear, 1999; Otamendi et al., 2002; Yang & Rivers, 2002; Skora et al., 2006; Yang & Pattison, 2006; Tomkins & Pattison, 2007; Konrad-Schmolke et al., 2008; Kelly et al., 2011). V současné době existuje několik rozdílných teorií, které popisují distribuční modely yttria a prvků vzácných zemin. Jedná se o Rayleighovu frakcionaci, absorpci prvků limitovanou difúzí, inkorporaci prvků řízenou hlavními fázemi, jež jsou zahrnuty do reakcí s granátem a účastí akcesorických minerálů.

4.1.2.1. Rayleigho frakcionace

Otamendi et al. (1999, 2002) popsali distribuci „zvoncovitého tvaru“ pro ytterbium, erbium, dysprosium, gadolinium a yttrium, jež jevíly rysy Rayleigho frakcionace (Hollister, 1966). Jejich modelové fity replikovali distribuci Yb, Er, Y a Dy použitím velkých distribučních koeficientů K_D , které měly klesající tendenci směrem k lehčím REE.

4.1.2.2. Absorpce prvků limitovaná difúzí

Skora et al. (2006) analyzovali granáty z UHP eklogitů z ofiolitu Zermatt-Saas Fee ve Švýcarsku. Profily měřené přes centrální části zrn ukázaly rozdílné jevy v distribuci těžkých prvků vzácných zemin (HREE = Lu, Yb, Tm, Er), středních prvků vzácných zemin (MREE = Y, Ho, $\pm$ Dy, a lehkých vzácných prvků (LREE = $\pm$ Dy, Tb, Gd, Sm, Nd). HREE vykazovaly velmi intenzivní centrální maxima v kombinaci s nízkou intenzivními maximy v „plášťové“ oblasti zrn. MREE měly slabé centrální vrcholy, ale zřetelně rozeznatelná plášťová maxima. U LREE se objevují pouze maxima v plášťových oblastech. Navíc byl potvrzen trend, kdy se snižujícím se atomovým číslem prvku klesá intenzita centrálního maxima a maximum koncentrace se progresivně přesouvá směrem k okrajům zrna. Autoři přiřadili tyto vlastnosti k absorpci prvků vzácných zemin omezenou mírou mezizrnné difúze během růstu. Při nukleaci krystalu granátu a jeho následném růstu v neochuzené matrix je koncentrace každého prvku v centrální části zrna závislá na koncentraci v matrix a na distribučním koeficientu mezi granátem a okolní hmotou.

4.1.2.3. Vliv hlavních a vedlejších fází

Konrad-Schmolke et al. (2008) zjistili velice podobnou distribuci vzácných zemin jako v Zermattu v granátech z UHP eklogitů z norského Západního rulového regionu (Western Gneiss Region). Ale na rozdíl od Skora et al. (2006) popsali tyto jevy na základě ukládání materiálu do granátů díky krystalizaci v kombinaci se změnami v reakcích, díky kterým se granát vytváří. Tato interpretace je založena na integraci termodynamického modelování, hmotové bilanci a distribučních koeficientech.

Několik prací se snaží popsat distribuci Y+REE v metamorfních granátech na základě progradního vývoje akcesorických fází, např. xenotimu, monazitu, epidotu, zirkonu, apatitu nebo titanitu (Pyle & Spear, 1999). Yang & Rivers (2002) argumentují, že překryv vrcholu koncentrace yttria a těžkých REE může znamenat rozpad xenotimu nebo zirkonu, překryv se středními REE souvisí s rozpadem epidotu a překryv s lehkými REE je výsledkem rozpadu allanitu. Diskontinuálním rozpadem allanitu je také vysvětlováno anomální nahromadění yttria v granátu (Yang & Pattison, 2006; Tomkins & Pattison, 2007).

4.1.3. P-T odhad a konstrukce pseudosekcí

Účelem konstrukce pseudosekcí bylo zjistit možnou progradní dráhu hornin, která je zaznamenaná chemickou zonálností granátů ve felsických granulitech. Výpočet P-T pseudosekcí byl proveden v systému $\text{SiO}_2\text{-TiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-CaO-MnO-Na}_2\text{O-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$ (KNMnCFMASHT) metodou minimalizace Gibbsovy energie v programu Perple_X 6.6.8 (Connolly, 2005) s vnitřně konzistentní termodynamickou databází Holland & Powell (1998), verze 2004 a následujícími modely míšení: granát (Holland & Powell, 1998), fengit (Coggon & Holland, 2002), Ti-biotit (Powell & Holland, 1999), plagioklas (Newton et al., 1980), omfacit (Holland & Powell, 1996), klinopyroxen (Holland & Powell, 1996), chlorit (Holland et al., 1998), tavenina (Holland & Powell, 2001) a modely pro ternární živce ve vysoko-teplotní části (White et al., 2001).

Modelování P-T diagramů je velice citlivá záležitost a je třeba brát zřetel na několik důležitých aspektů, které mohou výrazně ovlivnit výsledky:

- 1) Správnost analytických metod: rozpustnost fází při provádění chemické analýzy může ovlivnit množství oxidů v dané hornině.
- 2) Použití správných termodynamických modelů. Většina termodynamických dat je založena na experimentálním pozorování a na výpočtech ze stavových rovnic koncipovaných pro nízko-tlakové podmínky. Aproximace do oblastí vyšších tlaků musí být prováděna obezřetně a na dané výsledky je třeba pohlížet s rezervou.
- 3) Obsah vody: pokud uvažujeme o protolitu jako o dvojslídém granitu, maximální obsah vody lze spočítat z množství vody obsažené ve vzorci

světlých a tmavých slíd. Tento obsah se běžně pohybuje kolem 0,8 hm. % (Proyer, 2003). Při zvyšování teplot však obsah vody klesá díky dehydratačním metamorfním reakcím, které uvolňují vodu. Obsah vody pro vysokoteplotní stádium byl zvolen 0,33 hm. %.

- 4) Množství fluid: i přesto, že jsou studované horniny velice kompaktní, dochází v subdukčních zónách k velkým deformacím, které vedou k odvodňování hornin. Uvolněná fluida a jejich průtok médiem však způsobuje změny v chemismu okolních hornin, jež jsou později těžko zjištělné.
- 5) Difuzivita: rychlost homogenizace hlavních fází v granátech je závislá na průměru zrna, difúzním koeficientu daného prvku, na působení okolní hmoty na zrno a na čase, během kterého dochází k homogenizaci.

4.2. Petrografický popis hornin

4.2.1. Felsický granulit

Termín felsický granulit je v české literatuře používán pro metamorfované světlé horniny bez pyroxenu. Za jejich protolit jsou považovány horniny granitového složení nebo jejich sedimentární ekvivalenty (Fiala et al., 1987; Janoušek et al., 2004). Studované horniny Běstvinského tělesa jsou do různé míry přeměněny díky jejich retrogresi a rychlé exhumaci k povrchu. Granát, kyanit a draselný živec zde vystupují jako porfyroblasty v jemnozrnné základní hmotě, která je tvořena křemenem a živci (*Obr. 4.1.A+B*). Mezi akcesorické minerály můžeme zařadit rutil, ilmenit, zirkon, biotit a rudní minerály. Nejčerstvější vzorky téměř neobsahují biotit, zatímco horniny, jež podlehly re-ekvilibraci za nižších P-T podmínek, vykazují velké množství biotitu a dalších retrográdních fází, jako je chlorit, ilmenit nebo sericit.

Xenomorfnní zrna **křemene** undulózně zháší a spolu s draselným živcem mají nejvyšší procentuální zastoupení v hornině. Velká zrna mohou uzavírat drobnější agregáty draselných živců. Často se vyskytuje jako mono-minerální inkluze v granátových nebo kyanitových zrnech, kde bývá dobře zaoblen (*Obr. 4.2.E+F*).

Nepravidelná zrna **draselného živce** v základní hmotě tvoří často perthitické lamelování. Stejně jako křemen je bezbarvý, při použití polarizátoru je šedý. V některých

zónách dochází k jeho zakalení do hněda, což je pravděpodobně způsobeno přeměnou na sericit či jílové minerály. Může se také vyskytovat v inkluzích granátů, či kyanitů (*Obr. 4.1.C+E*).

Kyanit vytváří drobná zrna volně roztroušená v základní hmotě. Zrna mají sloupcovité nebo tabulkovité tvary, některá jsou hojně rozpraskaná, deformovaná a vnikají do nich minerály z okolní základní hmoty (*Obr. 4.1.F*). Často můžeme pozorovat dobře vyvinutou štěpnost v jednom směru. Nezřídka také tento minerál vytváří dvojčata, jež můžeme dobře pozorovat ve zkřížených nikolech. Lemy kolem zrn kyanitu jsou tvořeny plagioklasem (*Obr. 4.1.F*). Jako inkluze nejčastěji uzavírá zaoblená zrna křemene a draselného živce (*Obr. 4.1.D*). Sám se také stává inkluzemi v granátech (*Obr. 4.1.C*).

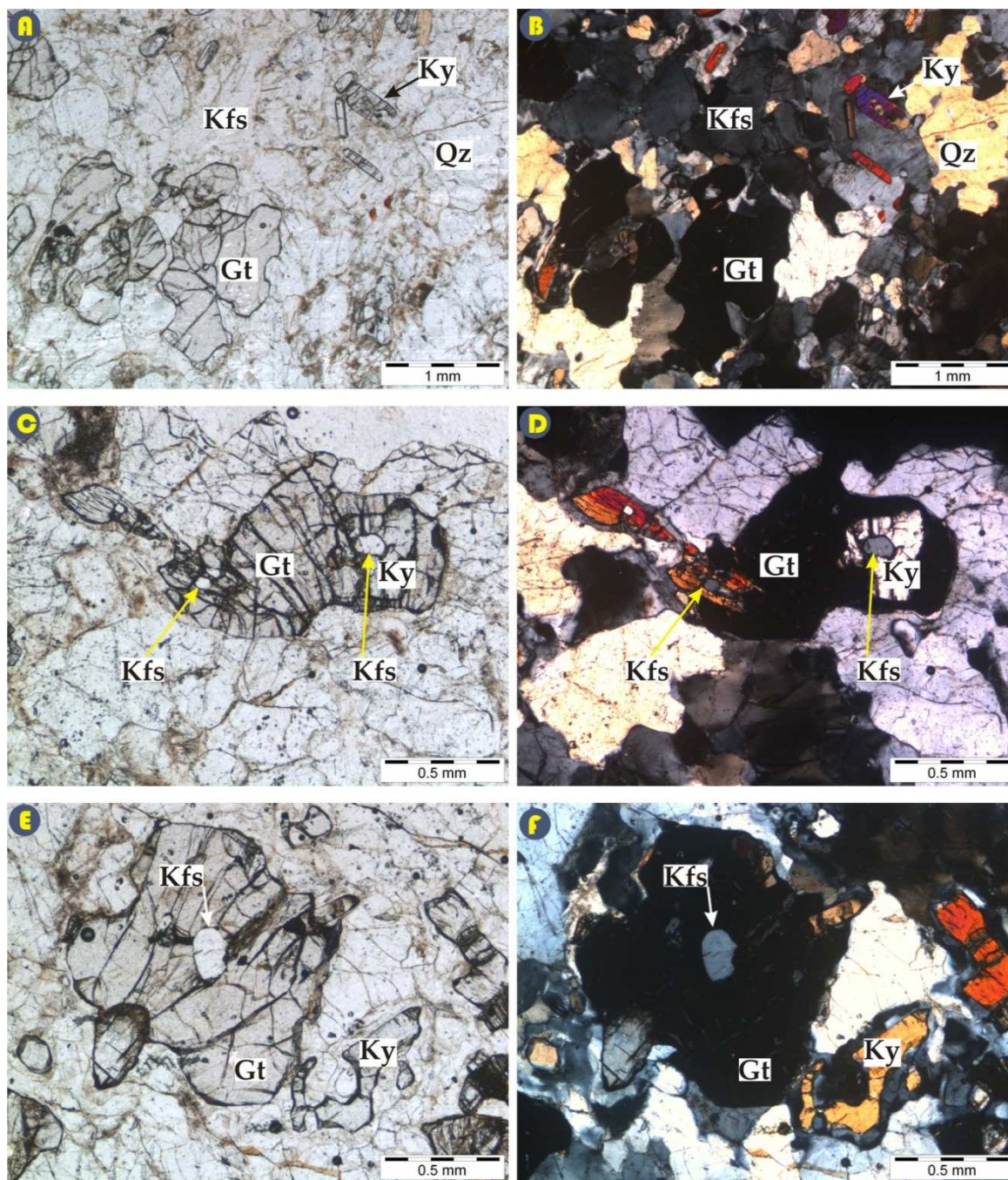
Granát vytváří většinou malá (okolo 1 mm), nepříliš dobře zaoblená zrna. Většinou je ale nalézáme dosti deformovaná a rozpraskaná. Ojediněle však můžeme narazit na zóny nižších deformací v hornině, kde granáty nepodléhají rozpadům tak intenzivně, jako je tomu v zónách silných deformačních událostí. V obou případech však uzavírají mnoho inkluzí. Mezi nejčastější můžeme jmenovat křemen, plagioklas, draselný živec, biotit, fengit a rutil (*Obr. 4.2.A+C+E*). Ve většině výbrusů mohou granáty vykazovat reakční lemy různé šířky, tvořené biotitem, plagioklasem a ojediněle chloritem.

Biotit vytváří nepravidelné lupenité agregáty v matrix, popřípadě se nachází na styku s granátem. Pleochroismus je světle-hnědý až hnědo-červený. Lupínky biotitu jsou deformací v mnoha případech vytaženy až do jehlicovitých tvarů. Nejhojněji se vyskytuje v zónách se zakaleným draselným živcem. Jako inkluze se může vyskytovat v granátech spolu s dalšími minerálními fázemi a vytvářet tak polyfázové inkluze (*Obr. 4.2.C*).

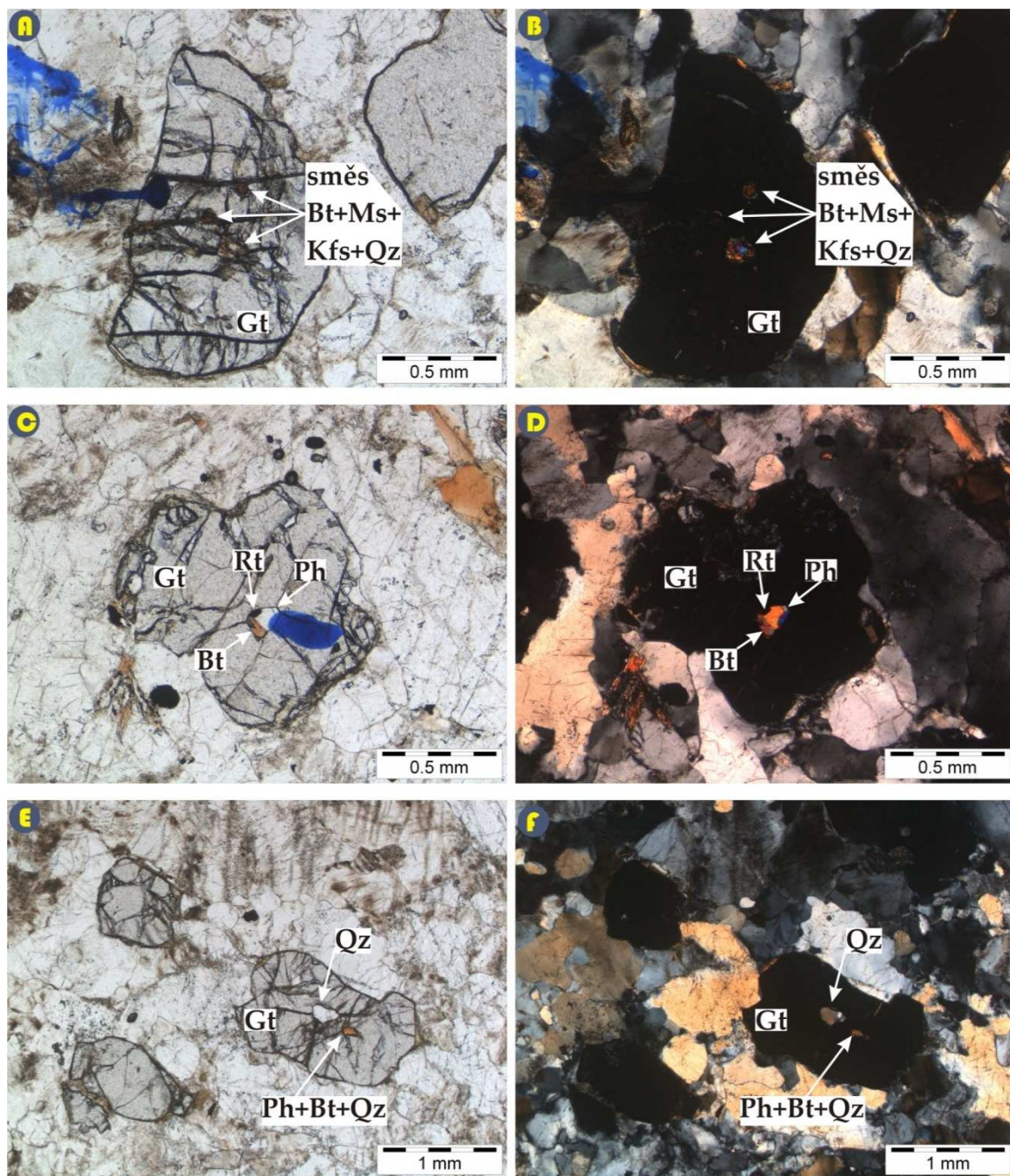
Rutil je dalším akcesorickým minerálem, jenž se v granulitech vyskytuje ve dvou typech. Prvním jsou protažené jehličkovité agregáty zlatavé barvy, druhý typ vytváří kulatá zrnka hnědé barvy částečně podléhající leukoxenizaci. V některých případech je z větší části přeměněn na ilmenit. Oba typy můžeme hojně nalézt jako inkluze ve větších zrnech granátů.

Vzácně je přítomen **muskovit**, který se vyskytuje v matrix jako lupenitá tělíska s pestrými interferenčními barvami při zkřížení nikolů.

Chlorit je sekundárním minerálem vznikající v granulitech a nejčastěji se tvoří na prasklinách granátů.



Obr. 4.1: Mikrofotografie felsického granulitu z lokality Úhrov (vzorek KHC 8-05 g); **A:** Základní minerální asociace Gt+Ky+Qz+živce; **B:** obrázek A v XN; **C:** inkluze draselného živce v kyanitu uzavřeném v granátu; **D:** obrázek C ve XN; **E:** inkluze draselného živce v granátu; **F:** obrázek E ve XN.



Obr. 4.2: Mikrofotografie inkluzí ve felsickém granulitu z lokality Úhrov (vzorek F-103/10); **A:** polyfázová inkluze Bt+Ms+Kfs+Qz v granátu; **B:** obrázek A ve XN; **C:** polyfázová inkluze Ph+Bt+Rt v granátu; **D:** obrázek C ve XN; **E:** křemen a polyfázová inkluze Ph+Bt+Qz uzavřené v granátu; **F:** obrázek E ve XN.

4.2.2. Eklogit

Na základě minerální asociace je možné rozlišit dva druhy eklogitu. První typ představuje eklogit bez kyanitu a vyskytuje se v asociaci se serpentinity na lokalitách Úhrov a Doubrava. Druhým typem je eklogit se zachovaným kyanitem, jenž se vyskytuje na lokalitě Spačice a také na lokalitě Úhrov v asociaci se serpentinity.

4.2.2.1. Eklogit bez kyanitu

Podle stupně retrogrese můžeme eklogit bez kyanitu rozdělit do tří podtypů. První podtyp jsou čerstvé eklogity s dobře zachovanými granáty a omfacity (*Obr. 4.3.A+B*). Do druhé skupiny můžeme zařadit eklogity, které byly mírně postiženy retrogresí, což se projevuje hlavně začínajícími rozpady omfacitu na plagioklas a výskytem slabých reakčních lemů kolem granátů. Ty jsou také více postiženy deformací a jejich praskliny jsou vyplňovány sekundárními minerály. Poslední skupinou jsou retrográdní eklogity, kde již byly klinopyroxeny téměř kompletně přeměněny na amfibol a plagioklas a granát má silné reakční lemy (*Obr. 4.3.C*).

Granáty, nacházející se v čerstvých eklogitech, jsou v základní hmotě procentuálně stejně zastoupeny jako klinopyroxeny - omfacity. Jejich barva je lehce narůžovělá. Tvoří idioblastická až hyp-idioblastická zrna, avšak ve velké míře jsou postižena silnou deformací horniny. Jejich mírné protažení definuje usměrnění horniny. Granáty jsou vesměs chudé na inkluze. Kromě omfacitů uzavírá také zrna rutilu, jež jsou zde ve dvou formách: pravidelná zakulacená hnědá zrna, a také tenké jehličky až tečky jejich exsolucí (*Obr. 4.3.F*). Granáty druhé skupiny jsou silně deformovány a mají nepravidelné okraje, které začínají obrůstat tenkou vrstvou amfibolu. V těchto granátech se ale vyskytují uzavřené rutily, které vytvářejí kruhové zóny (*Obr. 4.3.E*). Tento jev pravděpodobně vznikl zachytáváním rutilových zrn na okraje granátu při jeho růstu, jež byly následně obaleny další vrstvou granátu. V retrográdních eklogitech se granáty vyskytují v poněkud odlišných formách. Malá zakulacená zrnka se shlukují do velkých skupin. Pokud jde o velké porfyroblasty, jež nacházíme v jemnozrnné základní hmotě amfibolu a plagioklasu, jsou velice deformované a jejich úlomky jsou unášeny okolní matrix (*Obr. 4.3.D*). Velká zrna mívají silné reakční lemy. Tyto granáty uchovávají hodně inkluzí rutilu, jehož

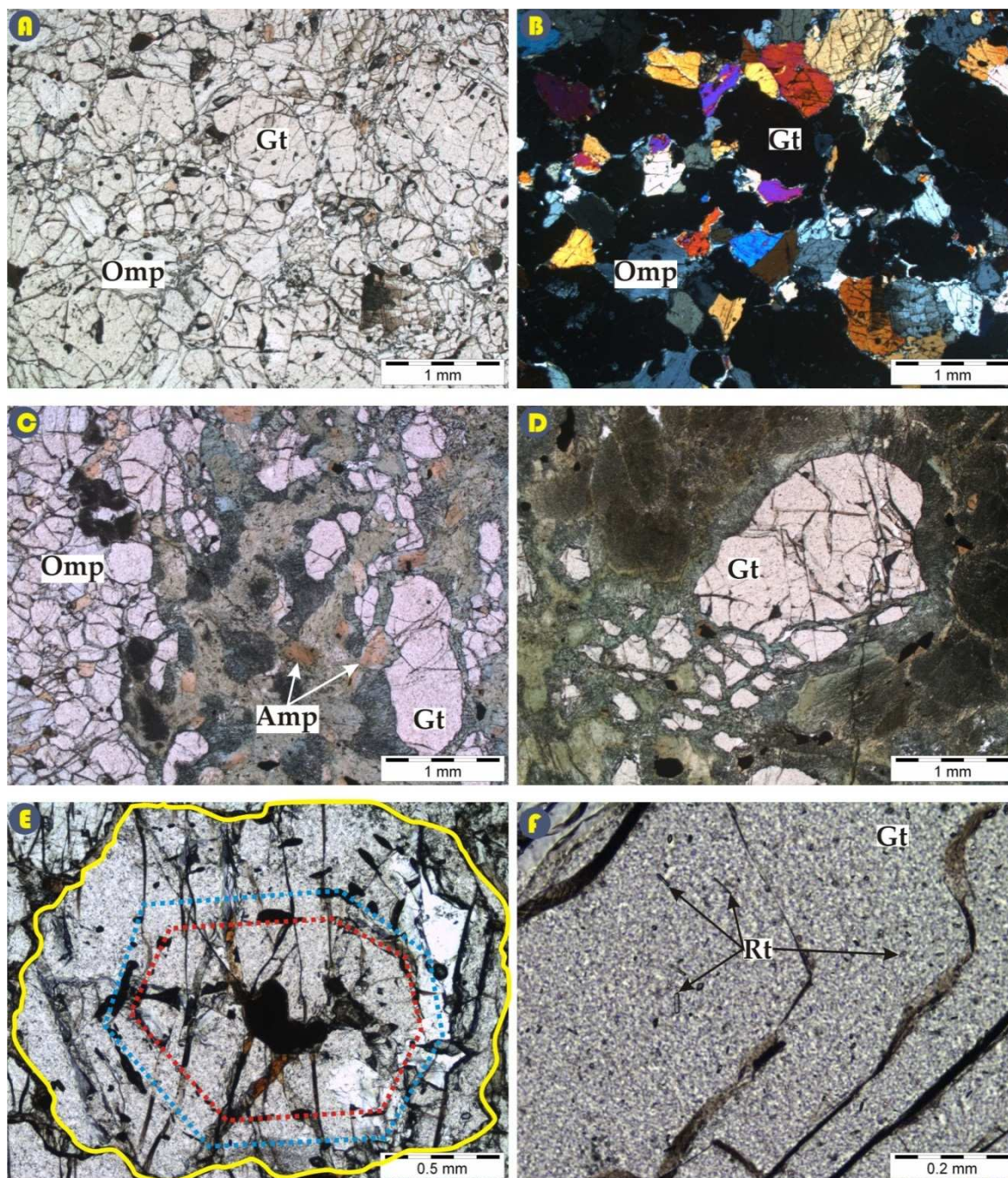
krystaly se mohou shlukovat do větších zón. Další hojnou inkluzí jsou relikty původních omfacitů a také sekundárních fází.

Omfacit má mírně nazelenalou barvu. Většinou je menších rozměrů než granát a vykazuje tabulkovité tvary. Drobnější zrna sledují přednostní orientaci horniny. Často bývá silně deformován, občas lze již pozorovat tenké reakční lemy plagioklasu či amfibolu. Uzavírá hojná zrna především rutilů. Místy se uprostřed zrn začínají vytvářet symplektity plagioklasu + diopsidu či amfibolu, což je zapříčiněno rozpadem omfacitu. Omfacit druhé skupiny eklogitů je již z větší části přeměněn na symplektit pyroxenu a plagioklasu. Pomocí jejich tvarů lze stále sledovat primární tvary omfacitových zrn. U zachovalejších vzorků omfacit často vytváří tenké pásy mezi granáty s dobře vyvinutou přednostní orientací. U hodně přeměněných vzorků je omfacit zcela přeměněn na amfibol (*Obr. 4.3.C*).

Rutil se v matrix vyskytuje ve formě malých kulatých zrn hnědých až téměř opakních barev. Velmi často bývá na styku s granáty. V některých případech kolem sebe vytváří lemy hnědých amfibolů. Jako inkluze v granátech se vyskytuje ve dvou formách – kulatá hnědá zrna a tenké jehličky ve středech, ale i v celém granátu (*Obr. 4.3.F*). Jeho tvary, velikosti i všechny ostatní vlastnosti jsou ve všech stádiích eklogitů stejné.

Sekundárním minerálem je **amfibol**, který má u čerstvých eklogitů žlutou až nahnědlou barvu. Nachází se často v mezizrnné hmotě mezi granáty a omfacity. Nezřídka také tvoří koróny kolem zrn rutilu přítomných v matrix. Jeho tvorba kolem omfacitových agregátů je minoritní. U hodně retrográdních eklogitů tvoří amfibol většinu základní hmoty. Je pleochroický s oranžovými až hnědými středy a zelenými okraji.

Dalším produktem rozpadu původní minerální asociace je **plagioklas**. Vytváří se na okrajích granátů a pyroxenů nebo jako součást symplektitu s pyroxenem nebo amfibolem.



Obr. 4.3: Mikrofotografie eklogitů; **A:** základní minerální asociace Gt+Omp (KHC 9 c – lokalita Doubrava); **B:** obrázek A ve XN; **C:** kontakt amfibolizovaného eklogitu s čerstvým eklogitem (KHC 9-05 h – lokalita Doubrava); **D:** rozlámaný porfyroblast granátu v základní hmotě (KHC 9-05 g – lokalita Doubrava); **E:** Granát obsahující inkluze rutilů kopírující růstové zóny hostitelského minerálu (KHC 26 d – lokalita Spačice); **F:** exsoluční lamely rutilu v granátu (KHC 9-05 g – lokalita Doubrava).

4.2.2.2. Eklogit s kyanitem

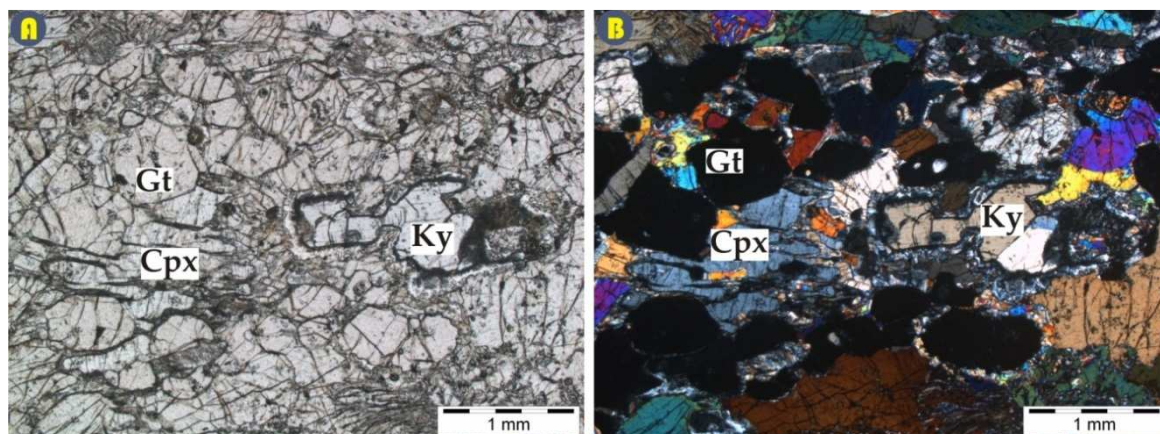
Kromě základních minerálů granátu a omfacitu se v této hornině vyskytuje kyanit. Jeho výskyt je převážně vázán na vzorky z lokality Spačice. Stejně jako eklogity bez kyanitu i tento typ horniny podléhá různým stupňům retrogrese. To se promítá především na velikosti a dokonalosti tvarů granátů a na uchování omfacitů. Ty postupně tvoří symplektity plagioklasu a amfibolu, v hodně pokročilých stádiích již nejsou dochovány vůbec.

Granát má u čerstvých vzorků dobře zachované idioblastické tvary a svým výskytem v hornině převládá. U více deformovaných vzorků se jeho velikost postupně zmenšuje a granáty se shlukují a tvoří pásy, jež sledují přednostní usměrnění horniny. Velmi často obsahují inkluze rutilu a omfacitu.

Omfacit tvoří velké celistvé porfyroblasty nepravidelných tvarů bez přednostní orientace. Tato zrna se však často začínají při okrajích rozpadat na plagioklas. Při pokročilém stádiu retrogrese je omfacit zcela přeměněn na symplektit plagioklasu a amfibolu a vytváří tak základní hmotu, v níž se nacházejí zrna granátů.

Kyanit je dobře zachován v čerstvých vzorcích (*Obr. 4.4.A+B*). Často je však lemován symplektitem hercynitu a plagioklasu, který má různou šířku v závislosti na stupni retrogrese horniny. Zřídka lze také pozorovat jeho dvojčatění.

Akcesorickým minerálem je zde **rutil**, který tvoří typická kulatá hnědá zrna volně roztroušená v matrix. Jako inkluze se nejčastěji nachází v granátech a omfacitech.



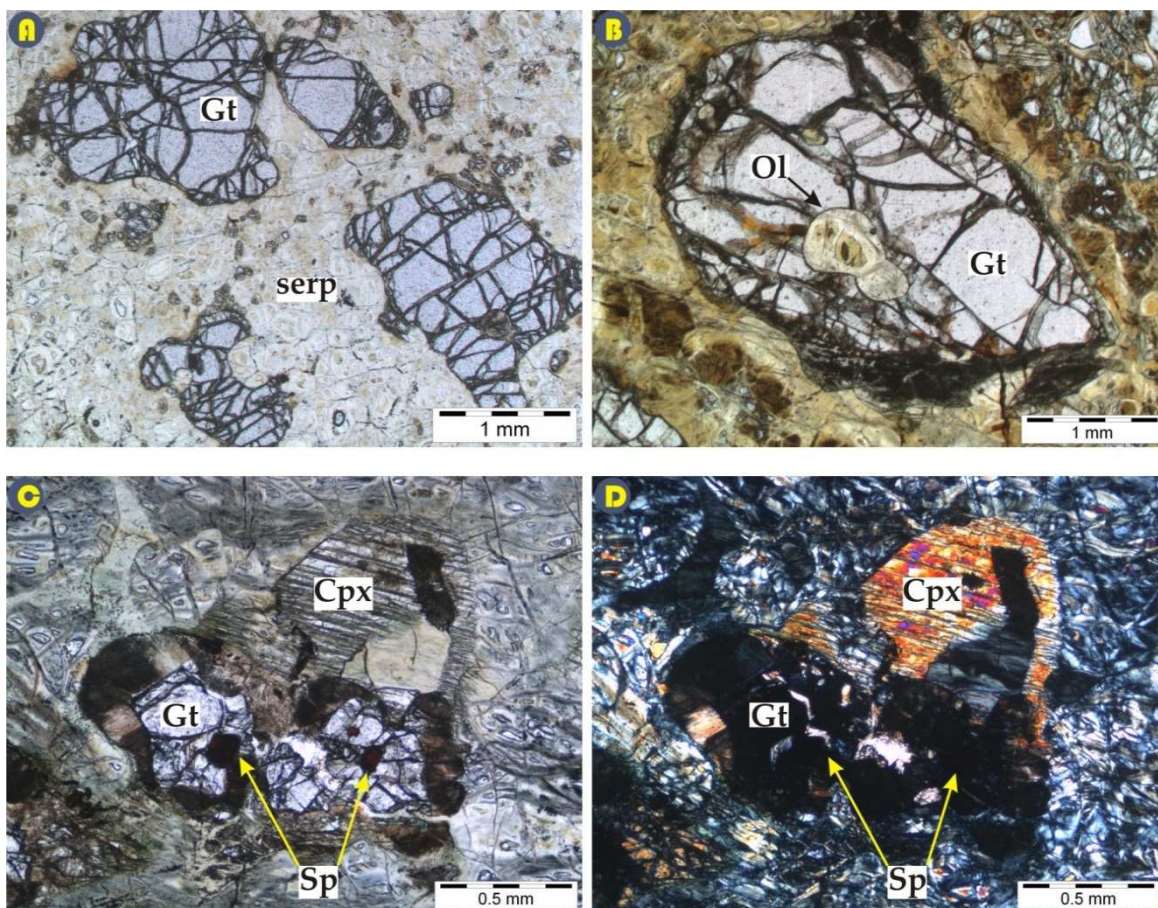
Obr. 4.4: Mikrofotografie eklogitu s kyanitem; **A:** Základní minerální asociace Gt+Cpx+Ky; **B:** obrázek A ve XN.

4.2.3. Granátický peridotit

V asociaci s eklogity a pyroxenity se uprostřed felsických granulitů vyskytují tělesa granátických peridotitů. Tato hornina však podlehla silné serpentinizaci, tudíž její základní hmota obsahuje téměř výhradně minerály skupiny serpentinu. Ojedinele se podaří pozorovat reliktů zrn olivínu, klino- a ortopyroxenu. Olivín má velmi často lem serpentinu, jehož obrysy dávají povědomí a původním tvaru olivinického zrna. Základní hmota dále obsahuje velké množství rudních minerálů.

Porfyroblasty **granátu** jsou dvojí velikosti. Velká zrna (až 3 mm) značně podléhají deformaci a jsou velice rozpraskaná, bez konkrétního tvaru (*Obr. 4.5.A*). Často jsou prorážena žilami okolní hmoty. Zatímco drobnější zrna jsou taktéž deformovaná, ale ne v takové intenzitě, jako zrna větší. Šířka reakčních lemů je opět různá. Nezřídka lze také pozorovat inkluze olivínu, které jsou však již přeměněny na serpentín (*Obr. 4.5.B*). Některá zrna obsahují inkluze spinelu, převážně v jádrech granátů (*Obr. 4.5.C+D*). Ojedinele se zde vyskytuje chlorit, jenž vyplňuje pukliny v deformovaných granátech.

Spinel lze nalézt také v matrix. Většinou se jedná o idiomorní zrna tmavě červených barev. Relikty **olivínu** jsou většinou silně deformovány a mnoho z nich již podlehlo přeměně na minerály skupiny serpentinu, vzácně lze pozorovat zachované idiomorní tvary nedeformovaných zrn. Výjimečně se může zachovat i **klinopyroxen**. Dalším akcesorickým minerálem peridotitu je **rutil**, jenž vykazuje hyp-idiomorní tvary a zlatavě nahnědlou barvu.



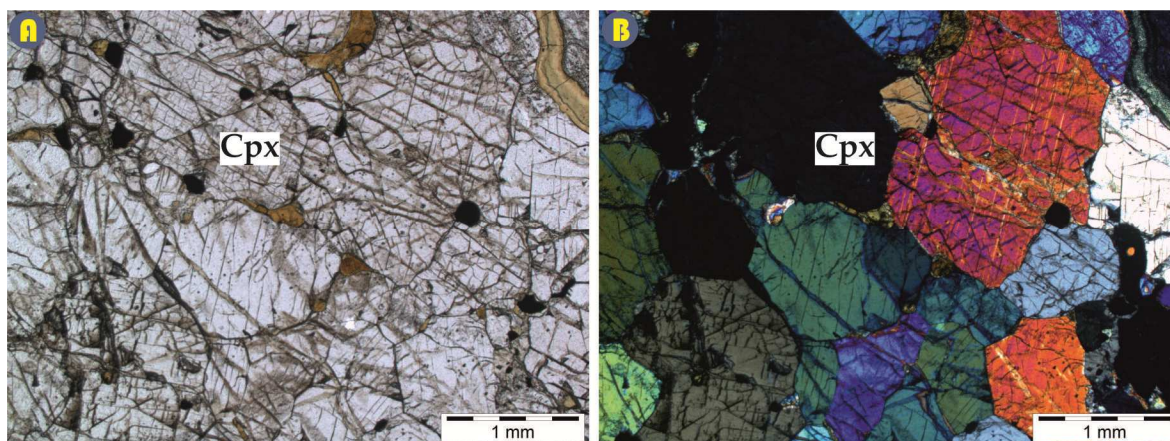
Obr. 4.5: Mikrofotografie granátického peridotitu. **A:** Silně rozpukané porfyroblasty granátu v matrix složené z minerálů serpentínové skupiny; **B:** Porfyroblast granátu s tenkým kelyfickým lemem a inkluzí rozpadlého olivínu; **C:** Granát s inkluzemi spinelu v asociaci s klinopyroxenem; **D:** obrázek C ve zkřížených nikolech.

4.2.4. Pyroxenit

Hornina složená téměř výhradně z klinopyroxenu. Velká hyp-idiomorfní zrna jsou omezena pouze dalšími okolními pyroxeny (**Obr. 4.6.A+B**). Většinou vykazují dobrou štěpnost, často podléhají křehké deformaci a mají hojné praskliny.

Mezi jednotlivými zrny klinopyroxenů se nachází žluto-zelené sekundární minerály skupiny serpentinu jako relikty po rozpadu olivínů či pyroxenů (**Obr. 4.6.A**).

Jako další akcesorické fáze lze pozorovat kulatá zrna rutilu a opakních minerálů.



Obr. 4.6: Mikrofotografie pyroxenitů. **A:** hetero-granoblastická struktura tvořená klinopyroxenem, na hranicích zrn a na trojných bodech je hnědá látka (produkt rozpadu po olivínu nebo ortopyroxenu) spolu s opaknými zrnky ilmenitů; **B:** obrázek A v XN.

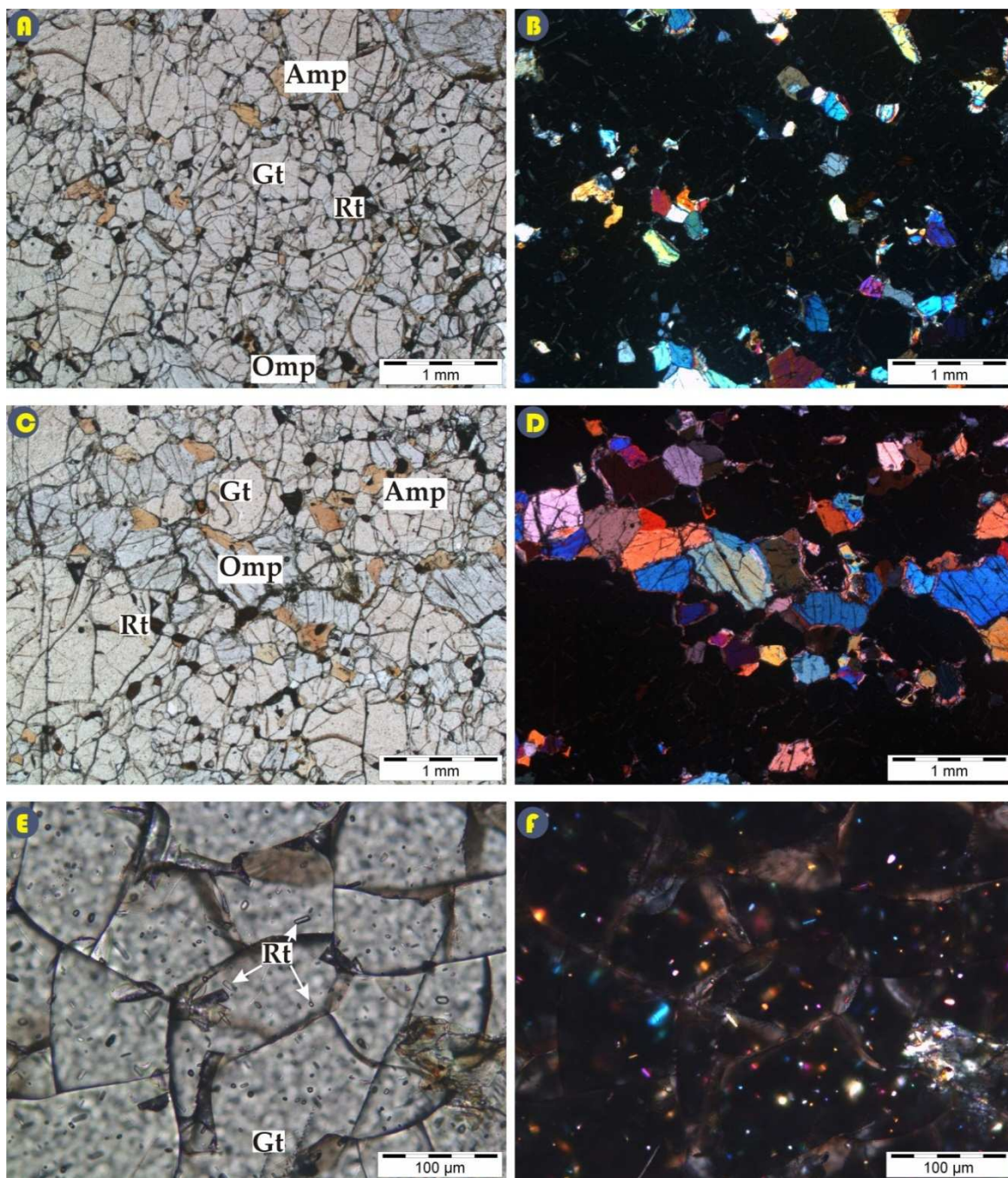
4.2.5. Garnetit

Hornina nazvaná garnetit vytváří tenké pásy na rozhraní mezi granátickými peridotity a eklogity. Je složena téměř výhradně z granátů, které zde vytváří velká zrna bez výrazné přednostní orientace (**Obr. 4.7.A+B**). Ta jsou charakteristická lehce růžovou barvou. Celá hornina je silně postižena deformací a z tohoto důvodu se v granátech nezachovaly téměř žádné inkluze, až na reliktů omfacitů a rutilů.

Omfacit vytváří malá hyp-idiomorfnní zrna s dobře vyvinutou štěpností a vyplňuje mezizrnné prostory mezi velkými porfyroblasty granátů. Někdy také tvoří pásy protažené kolmo na směr hlavní deformace (**Obr. 4.7.C+D**). Drobná zrna se také nachází jako inkluze v granátech.

Rutil je akcesorickým minerálem a v matrix se vyskytuje ve formě drobných zakulacených zrn hnědé barvy spolu s opaknými minerály. Tato zrna jsou také uzavírána granáty. Dalším typem rutilových inkluzí jsou jehličky nahodile roztroušené po celém objemu granátů (**Obr. 4.7.E+F**).

Amfibol vzniká jako sekundární fáze přeměnou z omfacitů. Obvykle se nachází na kontaktu s porfyroblasty granátů. Vykazuje silný pleochroismus od bezbarvé po béžovou.



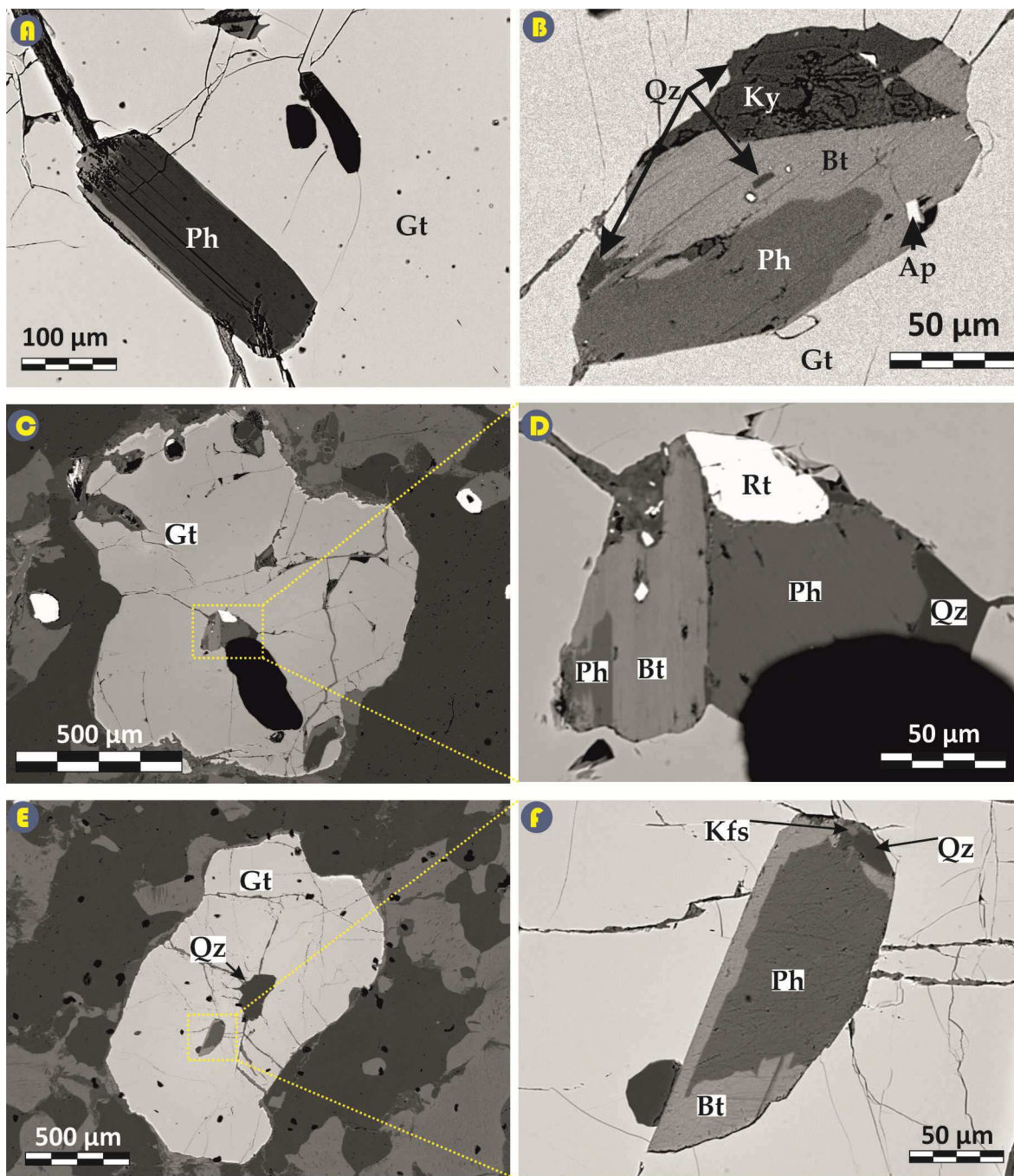
Obr. 4.7: Mikrofotografie garnetitů: **A:** Základní minerální asociace $Gt \pm Omp \pm Amp \pm Rt$; **B:** obrázek A ve XN; **C:** Vytváření pásků klinopyroxenů; **D:** obrázek C ve XN; **E:** exsoluční lamely rutilu uvnitř granátů; **F:** obrázek E ve XN.

5. Mineralogie a chemické složení inkluzí pevných fází

5.1. Felsické granulity

5.1.1. Inkluze fengitu

Jako inkluze se fengit vyskytuje buď samostatně ([Obr. 5.1.A](#)), nebo společně s křemenem, plagioklasem, živcem a kyanitem ([Obr. 5.1.B](#)). Velmi častý je jeho výskyt s biotitem. Tento biotit je podle texturních vztahů produkt rozpadu po fengitu ([Obr. 5.1.D+F](#)). Fengit má obsah Si 46,13-50,17 hm % (3,108-3,223 a.p.f.u.) a Ti 1-3,98 hm % (0,051-0,194 a.p.f.u.). V tetraedrické pozici fengitů dochází k substituci hliníku za křemík až 0,9 a.p.f.u. Reprezentativní chemické analýzy vybraných inkluzí fengitů viz [Tabulka 1](#).



Obr. 5.1: Snímky ve zpětně odražených elektronech vzorků felsických granulitů z lokality Doubrava. **A:** mono-minerální inkluze fengitového zrna (UHROV IEC); **B:** polyfázová inkluze Ph+Bt+Ky+Qz+Ap (KHC 8-05 g); **C:** Polyfázová inkluze v granátu (F-103/10); **D:** detail polyfázové inkluze Ph+Bt+Qz+Rt z obr. C; **E:** Inkluze křemene a polyfázová inkluze ve středu granátu (F-103/10); **F:** detail polyfázové inkluze v granátu na snímku E – Ph+Bt+Qz+Kfs. Mikrosondové analýzy daných minerálů viz Tabulka 1.

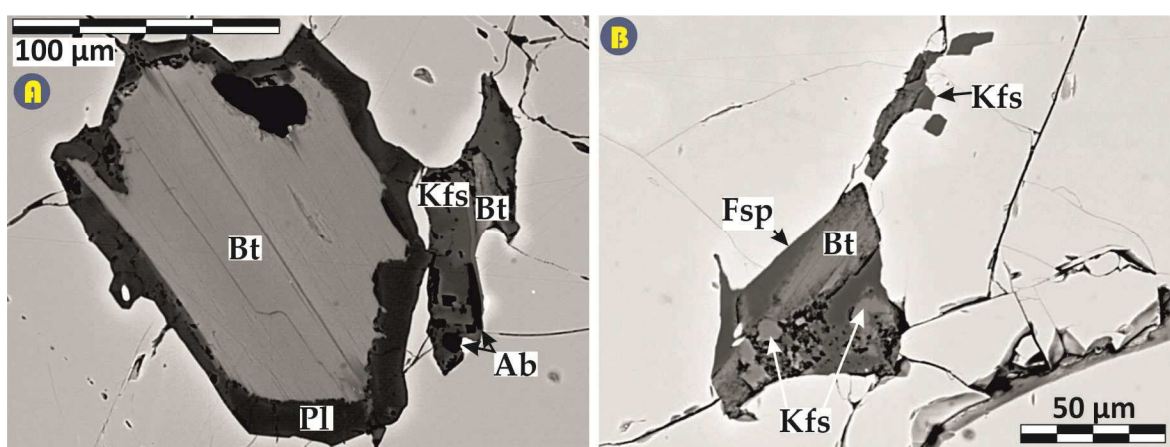
Tabulka 1.: Vybrané mikrosondové analýzy fengitových inkluzí z granátů felsických granulitů

vzorek	Uhrov B					F-103/10			KHC 8 05-g
minerál	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph	Ph
minerály v inkluzi	+Bt	+Bt	+Bt, Rt	+Bt	+Bt	+Bt, Kfs, Qz	+Bt, Qz, Rt	+Bt, Qz, Rt	+Bt, Qz, Ky, Ap
systém	close	close	close	close	close	close	close	close	close
hm %									
SiO ₂	48,73	48,85	48,98	49,31	50,17	48,59	48,70	48,35	46,46
TiO ₂	3,23	2,82	2,91	2,30	1,50	1,12	3,64	3,98	2,58
Cr ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	0,04	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	32,06	32,24	31,81	32,03	32,64	31,60	30,89	31,77	30,56
FeO	0,84	1,03	0,79	0,78	0,89	1,10	0,75	1,15	0,91
MnO	0,00	0,03	0,03	0,05	0,00	0,00	0,02	0,07	0,00
MgO	2,39	2,50	2,33	2,40	2,98	2,62	2,44	2,21	2,22
CaO	0,06	0,00	0,08	0,01	0,04	0,07	0,04	0,04	0,00
Na ₂ O	0,63	1,06	0,58	0,27	0,25	0,00	0,00	0,00	0,41
K ₂ O	10,38	10,54	10,27	10,29	9,94	9,72	9,82	9,92	10,04
Total	98,35	99,07	97,78	97,48	98,48	94,82	96,30	97,49	93,18
na 11 O									
Si	3,142	3,137	3,171	3,193	3,205	3,223	3,187	3,137	3,161
Al ^{IV}	0,858	0,863	0,829	0,807	0,795	0,777	0,813	0,863	0,839
Al ^{VI}	1,579	1,577	1,597	1,638	1,662	1,694	1,570	1,566	1,611
Ti	0,157	0,136	0,142	0,112	0,072	0,056	0,179	0,194	0,132
Cr	0,001	0,000	0,000	0,002	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,045	0,055	0,043	0,042	0,048	0,061	0,041	0,062	0,052
Mn	0,000	0,002	0,002	0,003	0,000	0,000	0,001	0,004	0,000
Mg	0,230	0,239	0,225	0,232	0,284	0,259	0,238	0,214	0,225
Ca	0,004	0,000	0,006	0,001	0,003	0,005	0,003	0,003	0,000
Na	0,079	0,132	0,073	0,034	0,031	0,000	0,000	0,000	0,054
K	0,854	0,863	0,848	0,850	0,810	0,822	0,820	0,821	0,872
Total	6,948	7,005	6,935	6,913	6,912	6,897	6,852	6,864	6,945
X _{Fe}	0,165	0,188	0,160	0,154	0,143	0,191	0,147	0,226	0,186

Vysvětlivky: close = uzavřený systém inkluze (nedochází ke kontaktu s matrix skrze praskliny)

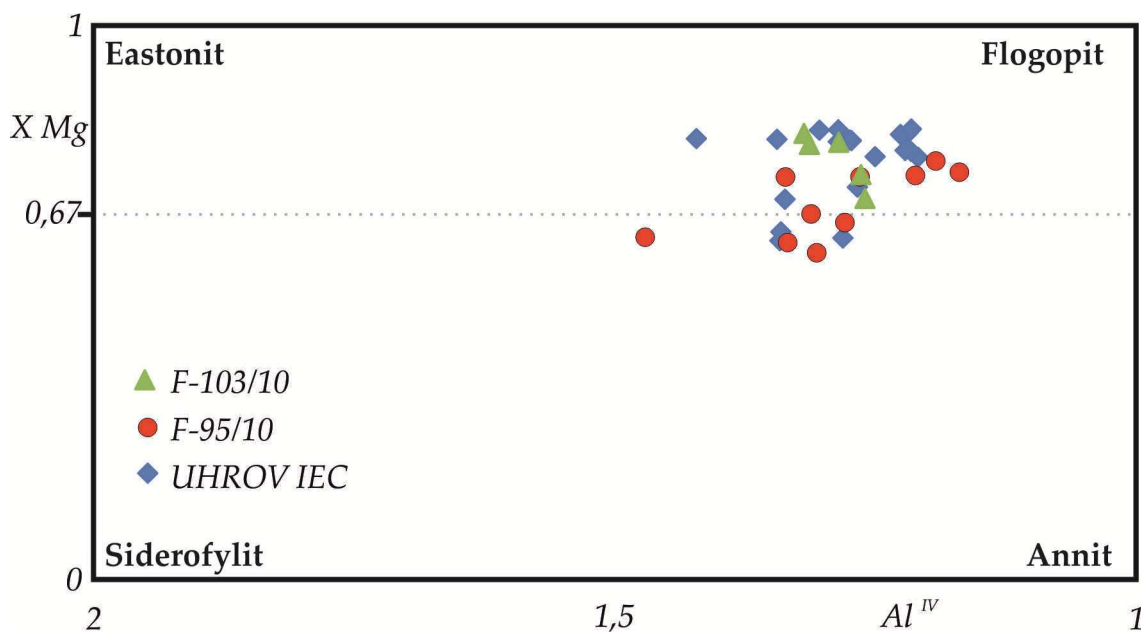
5.1.2. Inkluze biotitu

Trioktaedrická tmavá slída vzniká nejčastěji při rozpadu původního, titanem bohatého fengitu a reakcí s uzavírajícím granátem. Jako inkluze se vyskytují nejčastěji spolu s fengitem (*Obr. 5.1.D+F*). Další inkluzí obsahující biotit je polyfáze Ph+Qz+Pl+Ky+Ap (*Obr. 5.1.B*). Biotit může být v inkluzi zachován a vytvářet destičkovité krystaly s lemem jiné minerální fáze (*Obr. 5.2.A*), nebo může být uchován jako relikt s draselným živcem (*Obr. 5.2.B*). Svým složením nejčastěji odpovídá flogopitovému koncovému členu (X_{Mg} 0,61-0,81) biotitové řady (*Obr. 5.3*).



Obr. 5.2: Fotografie ze zpětně odražených elektronů vzorku felsického granulitu z lokality Doubrava. **A:** Inkluze biotitu s lemem plagioklasu, vpravo navíc rozpad biotitu za přítomnosti draselného živce a albitu (F-95 B); **B:** Inkluze biotitu s draselným živcem (F-103/10). Mikrosondové analýzy daných minerálů viz Tabulka 2.

Obsah titanu v biotitech v uzavřeném systému je 4,17-5,03 hm. %, což odpovídá 0,239-0,269 a.p.f.u. Vyšší hodnoty jsou spjaty s jejich výskytem s fengitem, případně amfibolem. Naopak nižší hodnoty obsahu titanu (1,09-1,56 hm. %) souvisí s polyfázovými inkluzemi, které se chovají jako otevřený systém, neboť jsou díky velké rozpraskanosti uzavírajících granátů propojeny s matrix.



Obr. 5.3: Zobrazení chemického složení inkluzí biotitu v projekci podílu hořčíku vs. obsah hliníku na tetraedrické pozici (East-Sid-Flog-Ann).

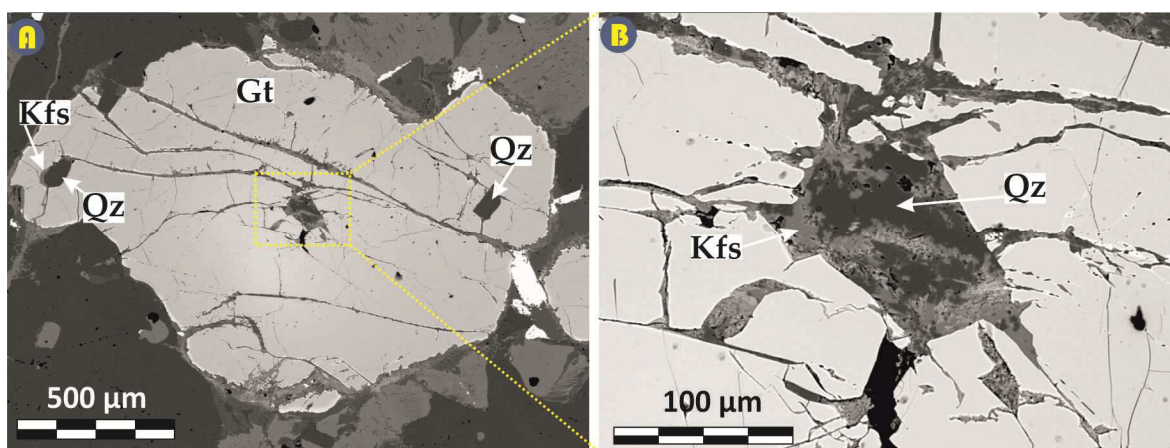
Tabulka 2.: Vybrané chemické analýzy inkluzí biotitu v granátu.

vzorek	UHROV B			F-95 B	F-95/10	F-103/10	KHC 8-05 g	F-95 B		
minerál	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
minerály v inkluzi	+Ph, Rt	+Ph	+Pl, Kfs, Qz	+Amp, Qz, Gr	+Amp, Pl, Qz	+Ph, Qz, Rt	+Ph, Ky, Qz, Ap	+Pl	+Pl	+Pl, Qz, Amp
systém	close	close	close	close	close	close	close	close	open	open
hm %										
SiO ₂	38,61	38,46	39,05	35,42	38,34	38,44	37,88	36,59	38,23	35,63
TiO ₂	4,38	4,66	4,46	4,17	4,58	5,03	4,83	4,09	1,43	1,09
Al ₂ O ₃	19,19	18,3	15,88	15,16	14,51	17,48	17,64	14,61	14,84	17,67
FeO	7,35	8,41	7,8	16,51	13,43	10,36	9,56	15,07	11,23	16,83
MnO				0,05	0,03	0,12	0,04	0,07	0,13	0,03
MgO	16,51	15,8	19,03	13,58	15,32	16,35	15,06	15,64	19,98	14,95
CaO		0,04		0,12		0,08			0,02	0,13
Na ₂ O	0,52	0,09		0,5	0,08		0,11	0,39		0,09
K ₂ O	10,8	10,83	10,43	9,47	9,53	9,43	9,25	10,19	8,83	9,86
Total	97,38	96,61	96,73	94,98	95,81	97,31	94,38	96,65	94,69	96,28
na 11 O										
Si	2,725	2,749	2,782	2,693	2,821	2,735	2,765	2,719	2,808	2,666
Al ^{IV}	1,275	1,251	1,218	1,307	1,179	1,265	1,235	1,280	1,192	1,334
Al ^{VI}	0,320	0,290	0,115	0,052	0,080	0,201	0,283		0,092	0,223
Ti	0,232	0,251	0,239	0,238	0,254	0,269	0,265	0,229	0,079	0,061
Fe ²⁺	0,434	0,503	0,465	1,050	0,826	0,616	0,584	0,937	0,690	1,053
Mn				0,003	0,002	0,007	0,002	0,004	0,008	0,002
Mg	1,737	1,684	2,021	1,539	1,681	1,734	1,639	1,733	2,187	1,667
Ca		0,003		0,010		0,006			0,002	0,010
Na	0,071	0,012		0,074	0,011		0,016	0,056		0,013
K	0,972	0,987	0,948	0,919	0,895	0,856	0,861	0,966	0,827	0,941
Total	7,767	7,730	7,787	7,885	7,749	7,691	7,650	7,923	7,885	7,971
X _{Fe}	0,200	0,230	0,187	0,405	0,330	0,262	0,263	0,351	0,240	0,387

Vysvětlky k Tabulce 2.: close = uzavřený systém; open = otevřený systém (inkluzie propojená s matrix díky prasklinám).

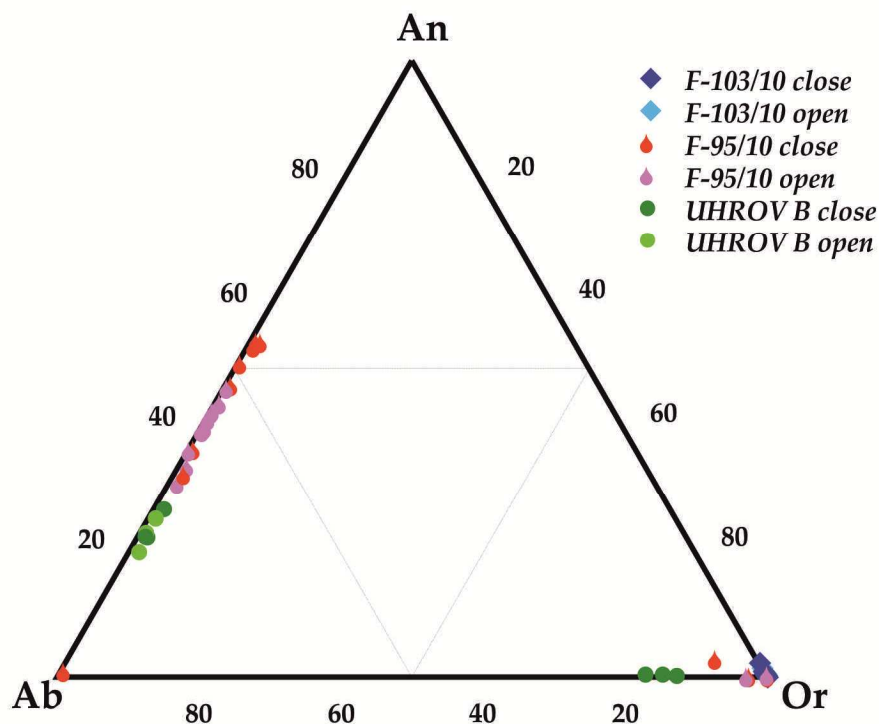
5.1.3. Živce

Kromě základní hmoty se draselné živce vyskytují také jako mono-minerální, ale i polyfázové inkluze v granátech (*Obr. 5.4.A+B*). Průměrné složení je $\text{Ab}_{20} \text{An}_{10} \text{Or}_{90}$ (*Obr. 5.5*). Nejčastější asociace draselných živců je spolu s plagioklasem, křemenem, ale také biotitem. Ojediněle se draselný živec nachází v jedné inkluzi s fengitem, což bývá vždy doprovázeno výskytem biotitu a křemene. Častými inkluzemi jsou také antiperthity.



Obr. 5.4: BSE fotografie granátu a jeho inkluze felsického granulitu F-103/10. **A:** granát s inkluzemi křemene a polyfáze Qz+Kfs; **B:** detail inkluze ve střední části granátového zrna.

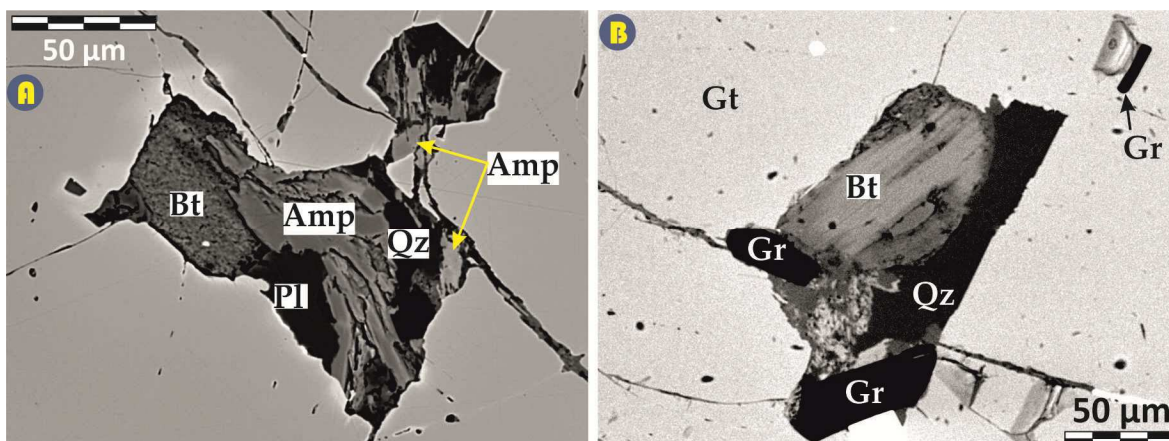
Plagioklasy mají $\text{Ab}_{44-78} \text{An}_{20-54} \text{Or}_{2-15}$, přičemž lze pozorovat trend, kdy plagioklasy v uzavřených inkluzích jsou bazičtější (*Obr. 5.5*). Velmi častým jevem je vytváření plagioklasového lemu okolo inkluze draselného živce nebo biotitu. Dále se plagioklas může vyskytovat jako rozpadový produkt v inkluzi spolu s křemenem, biotitem, fengitem, amfibolem, karbonátem a grafitem.



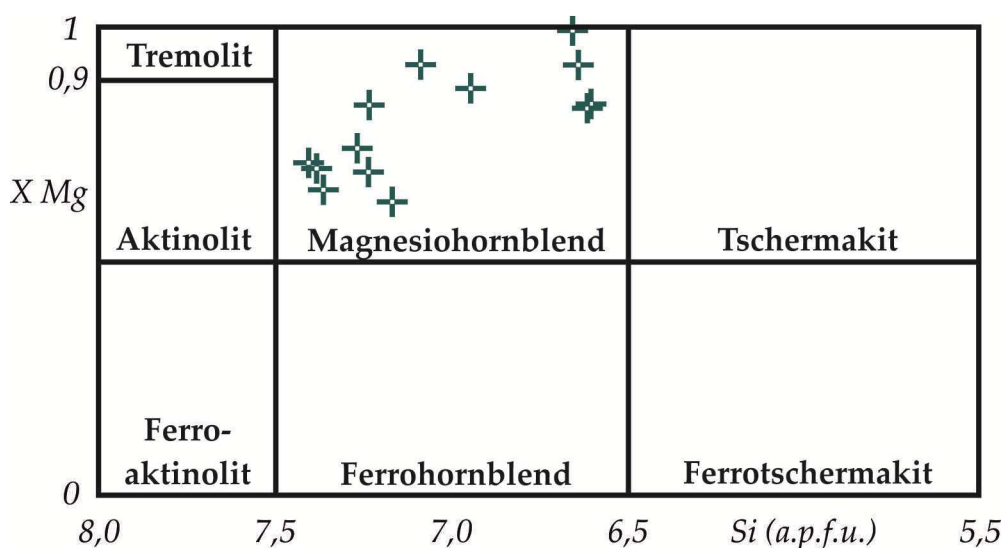
Obr. 5.5: Chemické složení draselných živců a plagioklasů vyskytujících se jako inkluze v granátech felsických granulitů z lokality Doubrava (F-103/10, F-95/10) a Úhrov (UHROV B) v projekci Ab-An-Or: vysvětlivky k legendě: open = otevřený systém inkluze, close = uzavřený systém inkluze.

5.1.4 Amfibol

Inkluze amfibolů byly zjištěny ve vzorku felsického granulitu F-95/10. Vždy se jedná o polyfázové inkluze, nejčastěji s plagioklasem, biotitem, draselným živcem a křemenem (Obr. 5.6.A). Podle klasifikace amfibolů (Leake et al., 1997) se jedná o magnesianhornblend s obsahem Si = 6,6-7,4 a.p.f.u. a podílem $X_{Mg} = 0,633-1,000$ (Obr. 5.7). Obsahy Al^{VI} jsou nízké a pohybují se mezi 0,000-0,186 a.p.f.u. Přesné chemické složení viz [Tabulka 3](#).



Obr. 5.6: BSE obrázek polyfázových inkluzí v granátu felsického granulitu. **A:** inkluze obsahující amfibol s biotitem, plagioklasem a křemenem (F-95/10); **B:** inkluze grafitu spolu biotitem a křemenem (KHC 8-05 g).



Obr. 5.7: Klasifikační diagram inkluzí vápenatých amfibolů podle Leake et al. (1997).

5.1.5. Grafit

Zajímavý je výskyt grafitu, který je přítomen jak v základní hmotě, tak jako inkluze v granátech vzorku felsického granulitu F-95/10 (Obr. 5.6.B). V matrix jej nalézáme jako protáhlá destičkovitá tělesa tvořící pásy protínající celý výbrus. Jako inkluze jsou přítomny v granátech ve formě asymetrických, převážně obdélníkovitých krystalů, jež se vyskytují mono-minerálně, nebo v polyfázových inkluzích nejčastěji v asociaci s křemenem, draselným živcem, biotitem a zřídka i kalcitem.

Tabulka 3. Vybrané mikrosondové analýzy inkluzí amfibolu.

vzorek											
F 95-10											
minerál	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp
minerály v inkluzi	+Pl, Qz	+Pl, Qz	+Pl, Qz, karb	+Pl, Qz, sulfid	+Pl, Qz, Bt, Kfs, Gr, Ttn	+Pl, Qz, Bt	+Pl, Qz, Bt	+Pl, Qz	+Pl, Qz, Bt	+Qz, Bt, Gr	+Pl, Qz, Bt
systém	close	close	open	close	open	close	close	close	open	open	open
hm %											
SiO ₂	50,28	51,07	47,60	50,49	49,95	50,39	49,85	46,98	48,53	48,35	47,66
TiO ₂	0,31	0,24	0,47	0,34	0,38	0,11	0,05	0,13	0,27	0,35	0,27
Cr ₂ O ₃	0,01	0,00	0,05	0,04	0,02	0,00	0,02	0,02	0,11	0,02	0,00
Al ₂ O ₃	3,26	3,42	4,56	3,41	4,58	6,03	3,31	9,25	7,22	4,60	9,32
FeO	15,54	17,03	19,68	16,76	15,80	10,92	21,48	15,79	12,62	16,73	11,06
MnO	0,20	0,11	0,09	0,47	0,10	0,05	0,27	0,24	0,12	0,15	0,06
MgO	13,95	13,66	11,05	14,48	13,72	17,26	10,78	13,84	15,36	12,58	16,76
CaO	11,70	11,55	11,23	10,64	11,30	11,59	10,31	10,69	11,31	11,12	9,43
Na ₂ O	0,51	0,69	0,16	0,72	0,45	0,97	0,00	0,89	0,90	0,64	1,20
K ₂ O	0,14	0,09	0,23	0,03	0,21	0,32	0,05	0,25	0,36	0,14	0,34
Total	95,90	97,86	95,12	97,38	96,51	97,64	96,12	98,08	96,80	94,68	96,10
na 23 O											
Si	7,401	7,379	7,164	7,229	7,263	7,083	7,359	6,636	6,942	7,231	6,653
Al ^{IV}	0,565	0,582	0,809	0,575	0,737	0,917	0,576	1,364	1,058	0,769	1,347
Al ^{VI}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,048	0,082	0,000	0,176	0,159	0,042	0,186
Ti	0,034	0,026	0,053	0,037	0,042	0,012	0,006	0,014	0,029	0,039	0,028
Cr	0,001	0,000	0,006	0,005	0,002	0,000	0,002	0,002	0,012	0,002	0,000
Fe ³⁺	0,702	0,823	1,038	1,419	0,916	0,999	1,423	1,634	1,047	0,870	1,291
Fe ²⁺	1,211	1,234	1,439	0,587	1,005	0,284	1,229	0,231	0,463	1,222	0,000
Mn	0,025	0,013	0,011	0,057	0,012	0,006	0,034	0,029	0,015	0,019	0,007
Mg	3,061	2,942	2,479	3,091	2,974	3,617	2,372	2,914	3,276	2,805	3,488
Ca	1,845	1,788	1,811	1,632	1,760	1,745	1,630	1,618	1,733	1,782	1,410
Na ^B	0,146	0,193	0,047	0,200	0,127	0,255	0,000	0,244	0,250	0,186	0,325
Na ^A	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,026	0,017	0,044	0,005	0,039	0,057	0,009	0,045	0,066	0,027	0,061
Total	15,017	14,998	14,902	14,837	14,926	15,067	14,640	14,906	15,048	14,994	14,795
X _{Mg}	0,717	0,704	0,633	0,840	0,747	0,927	0,659	0,927	0,876	0,696	1,000

Vysvětliky k Tabulce 3.: close = uzavřený systém; open = otevřený systém (inkluzie propojená s matrix pomocí prasklin).

6. Zonálnost hlavních prvků v granátech

Pro studium chemické zonálnosti granátů byly vybrány tři vzorky felsických granulitů s označením F-103/10, UHROV IEC a F-95/10. Celo-horninové chemické složení těchto hornin je uvedeno v *Tabulce 4*. Obsah SiO_2 v těchto vzorcích klesá podle pořadí od 71,58 hm. %, přes 65,74 hm. % do 60,18 hm. %. První dva vzorky mají relativně nízké obsahy CaO = 2,26 a 2,02 hm. %, poslední z nich má až 4,81 hm. %. Vzorek F-103/10 se v klasifikaci magmatických hornin řadí díky vysokému celo-horninovému obsahu křemíku mezi acidní. Oproti ostatním vzorkům má snížený obsah hliníku (13,67 hm. %), avšak X_{Fe} všech vzorků je přibližně stejné (0,66-0,69). Vzorek UHROV IEC je díky obsahu křemíku acidní horninou. Oproti předchozímu vzorku má zvýšený obsah hliníku (16,79 hm. %). Vzorek F-95/10 má obsah křemíku nejnižší (60,18 hm. %), což ho řadí mezi intermediální horniny. Vyznačuje se však obohacením vápníkem.

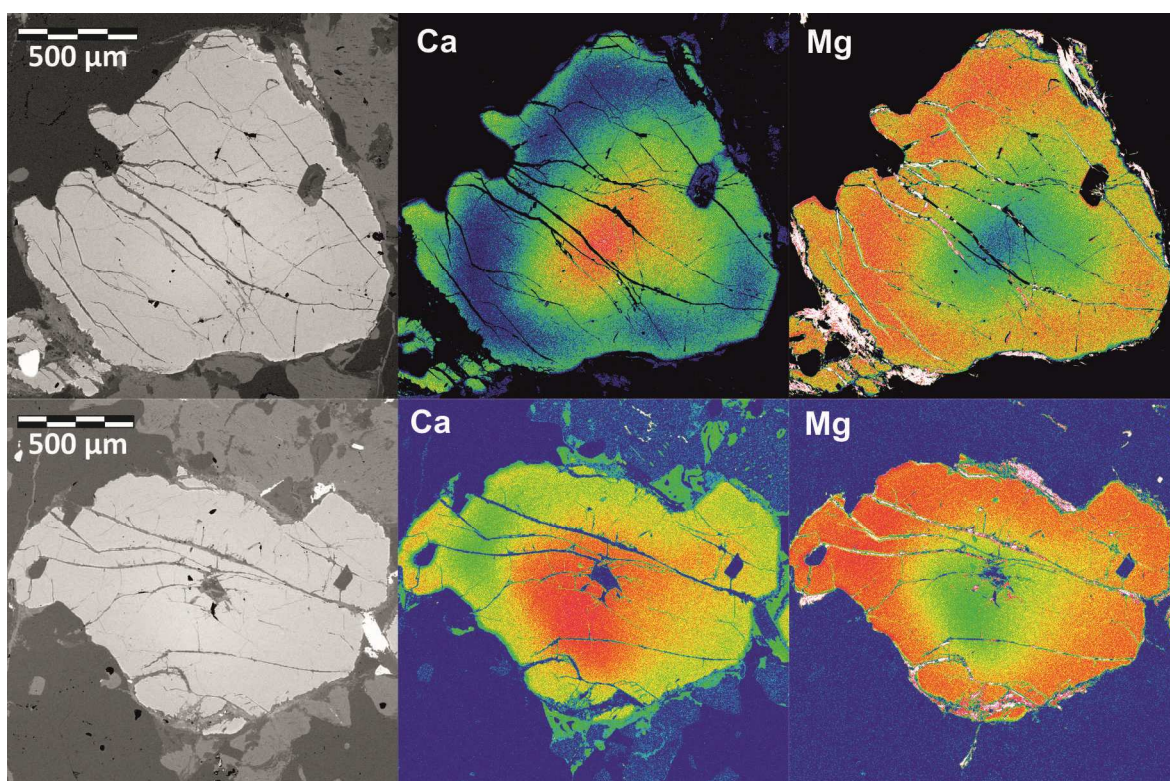
Tabulka 4.: Silikátové analýzy vybraných vzorků.

vzorek/hm. %	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2	Suma
F-103/10	71,58	0,34	13,67	0,76	3,36	0,1	1,78	2,26	2,04	3,06	0,07	0,4	99,42
UHROV IEC	65,74	0,21	16,79	0,97	5,21	0,08	2,97	2,02	1,79	2,58	0,25	0,44	99,05
F-95/10	60,18	0,59	16,89	1,65	4,89	0,09	3,31	4,81	2,73	2,37	0,22	0,76	98,49

Pro zjištění chemické zonálnosti granátů byla vybrána zrna o co největším průměru z důvodu zvýšení pravděpodobnosti zachycení zonality skrz jejich jádra. Dalším kritériem byla co nejlepší kulatost zrn, pokud možno bez prasklin či jen s jejich malým množstvím. Výběru místa profilu předcházelo zobrazení ve zpětně odražených elektronech s vhodně zvoleným kontrastem a intenzitou signálu. Kromě profilů napříč zrny granátů pomocí elektronového skenovacího mikroskopu a elektronové mikrosondy byly zhotoveny kompoziční mapy vybraných prvků (*Obr. 6.1*). Vzdálenost mezi jednotlivými body analýz v profilech se pohybovala mezi 5 a 10 μm .

6.1. Zonalita granátu ze vzorku F-103/10

Z granátů tohoto vzorku byly vyhotoveny kompoziční mapy, které vykazují koncentrickou zonálnost některých prvků (Obr. 6.1). Obsahy CaO ukazují dvojitou zonalitu, která od středu klesá a na okrajích znovu stoupá. Díky pravidelným změnám v profilech - v obohacování či naopak poklesu prvků směrem od středů k okrajům můžeme granáty rozdělit do několika stádií růstu a jejich modifikací: Středová část reprezentuje stádium I, plášťovou část označujeme jako stádium II (včetně přechodné zóny mezi I a II) a okrajová část je určena jako stádium III.

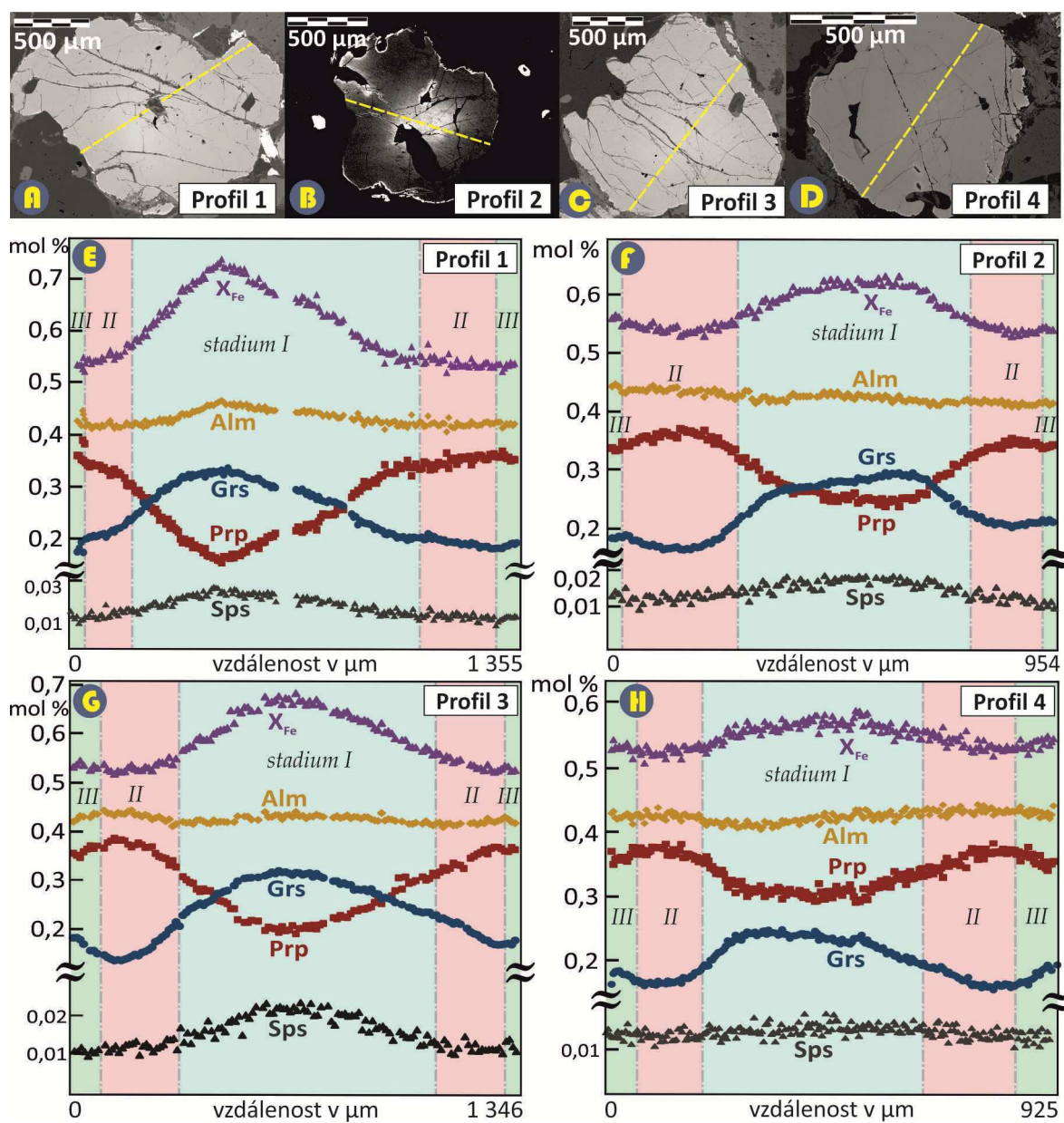


Obr. 6.1: Kompoziční mapy vybraných prvků (Ca, Mg) granátových zrn felsického granulitu F-103/10, které byly podrobeny profilování hlavních prvků kvůli jejich zonalitě (viz dále). Teplejší barvy znamenají vysoké obsahy, studenější barvy naopak poukazují na nízké obsahy prvků.

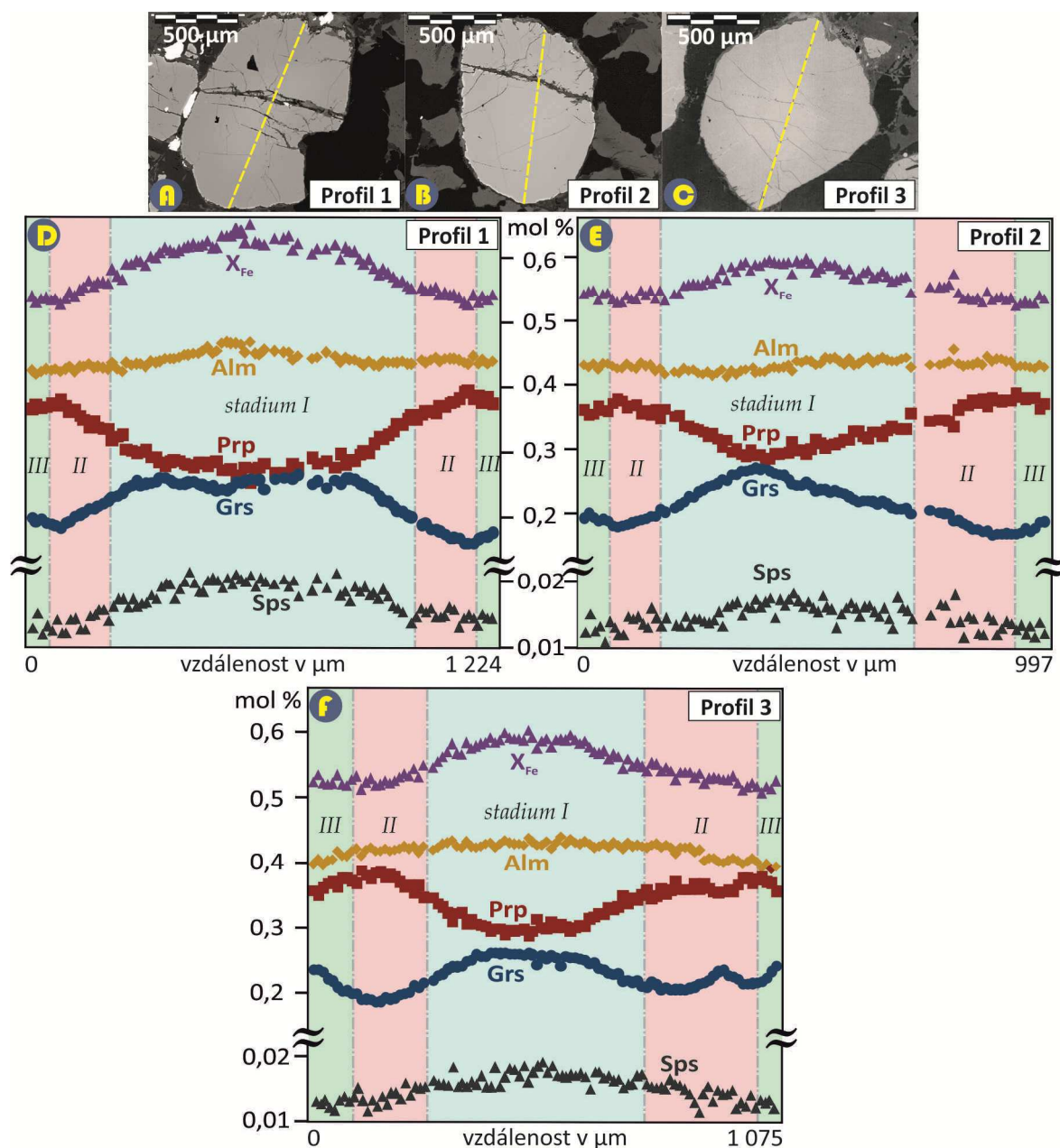
Největší variace se vyskytují v granátu vzorku F-103/10 (Obr. 6.2). Jasně rozpoznatelné stadium I má hodnoty Alm_{0,43-0,47}; Grs_{0,21-0,34}; Prp_{0,17-0,36}; X_{Fe}_{0,55-0,73} (Obr. 6.2.E). Směrem od středu k okraji dochází k poklesu grosulárové komponenty na hodnoty 0,15-0,17, k růstu pyropového koncového členu na 0,36-0,39, zatímco almandinová

komponenta zůstává na hodnotách 0,44 pouze s drobným poklesem. Dochází také k poklesu X_{Fe} na hodnoty 0,53-0,55. Prográdní dráhu dokumentuje dobře zachovaná zonalita spessartinu, který má vyšší hodnoty ve střední části zrna (stádium I). Hranice mezi stádii I a II je difúzně modifikovaná, kde obsah grosuláru dále klesá, ale pyropová komponenta narůstá.

Následně dochází opět k nárůstu grosuláru ve stadiu II směrem k okraji na 0,19 a poklesu pyropu na 0,36. Almandin vykazuje hodnoty stále 0,43. Podíl X_{Fe} se stále drží na hodnotách 0,54-0,55. Úplný okraj granátových zrn je postižen pozdní re-ekvilibrací za nízkých teplotně-tlakových podmínek, což ovlivnilo jeho zonalitu na styku s okolní hmotou ve stadiu III (*Obr. 6.2*). Ve stadiu III dochází ke zpětné difúzi manganu v důsledku rozpouštění okraje granátu (*Obr. 6.2.E+F+G*).



Obr 6.2: Reprezentativní profily zonálnosti hlavních prvků v granátech vzorku felsického granulitu F-103/10 z lokality Doubrava. Pro vysvětlení stádií I, II a III viz text.

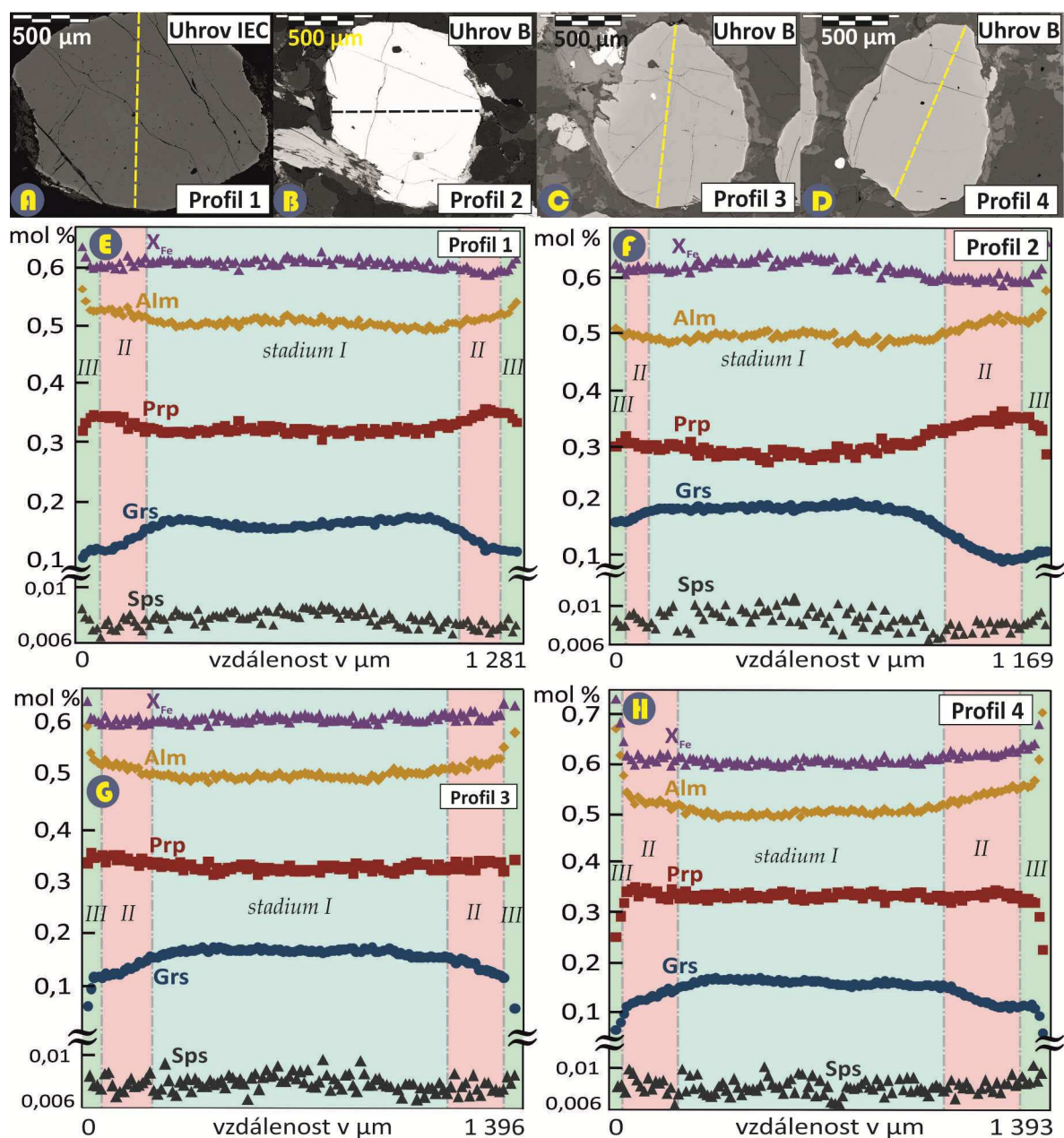


Obr. 6.3: Kompoziční profily zrny granátů felsického granulitu vzorku F-103/10 B z lokality Doubrava. Profil 1 a Profil 3 byly využity pro analýzu vzácných zemin, viz následující kapitola.

Granátová zrna ze vzorku F-103/10 B vykazují stejnou zonalitu jako v předchozím případě. Můžeme si však všimnout drobné variace ve středové části profilu 1 (Obr. 6.3.E), kde je zonálnost prvků porušena difúzí podél velké praskliny, jež prochází napříč zrnem. Další odlišností je lokální maximum v pravé části profilu 3 (Obr. 6.3.G), což je nejspíš zapříčiněno výměnou prvků (především vápníku a hořčíku) s koexistujícím minerálem, který se nachází pod povrchem výbrusu.

6.2. Vzorek UHROV IEC

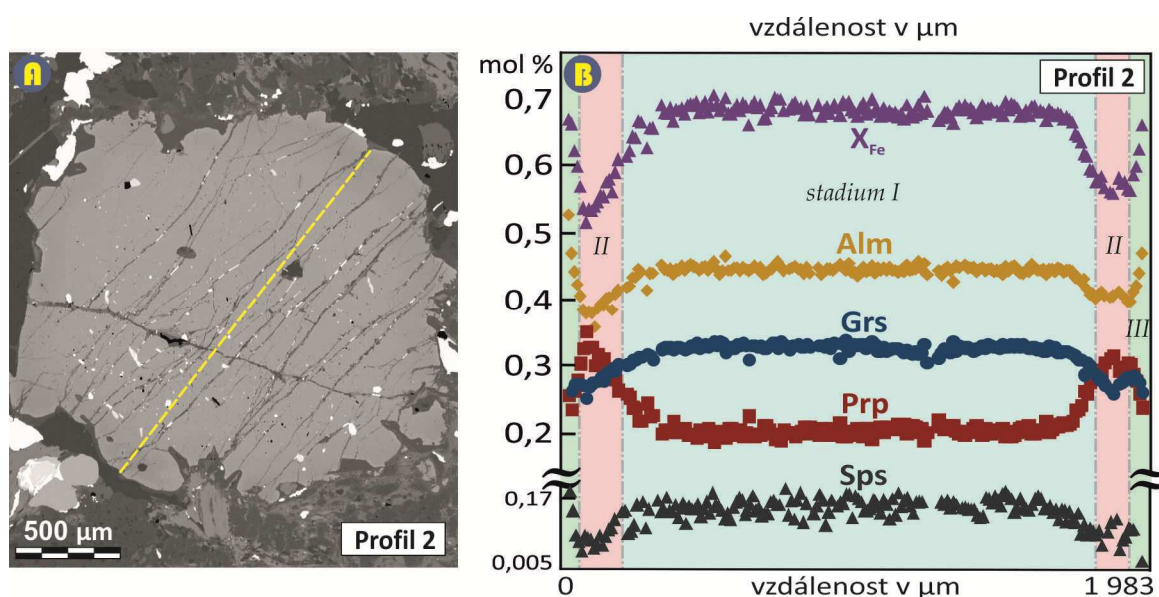
Profily granátů ze vzorku UHROV IEC a UHROV B z lokality Úhrov mají odlišné tvary od předchozích vzorků. Tato granátová zrna mají minimum grosulárové komponenty ve středu (stádium I) a směrem k plášti granátu (stádium II) dochází k jeho nárůstu (*Obr. 6.4.E*). Pyrop v tomto stádiu zůstává konstantní, u almandinu dochází k nepatrnému poklesu ze středu směrem k okraji stádia I, stejné je to u poměru X_{Fe} . Stádium II je význačné díky prudkému poklesu vápníku z hodnot 0,17 na 0,12 (*Obr. 6.4.E*), zatímco pyropová a almandinová komponenta vzrůstají. Vše se opět mění při vstupu do stádia III, grosulár opět stoupá a pyrop klesá (*Obr. 6.4.F*). Množství železa začíná prudce narůstat, což zapříčiňuje i nárůst v poměru X_{Fe} . Prográdní růst je dobře zachován i v profilu spessartinu, který má své maximum ve středu granátů a směrem k okrajům postupně klesá. V nejokrajovější části dochází opět k resorpci při rozpouštění granátu, což způsobuje opětovné obohacení okrajů zrn manganem.



Obr. 6.4: Profil granátu felsického granulitu UHROV IEC a UHROV B z lokality Úhrov. Profil 2 a Profil 4 byly využity pro analýzu vzácných zemin, viz následující kapitola.

6.3. Vzorek F-95/10

Granáty ze vzorku F-95/10 jsou sice hojně postiženy křehkou deformací, ale jejich velikost je téměř dvojnásobná v porovnání s granáty z ostatních vzorků. Minerální asociace je také dosti odlišná (přítomnost rozpadů po pyroxenu), a proto byla také podrobena profilování hlavních prvků. Zcela plochá distribuce všech prvků ve střední části se rázem mění s blížícím se okrajem stádia I, kdy dochází k prudkému poklesu jak vápníku, tak i železa a poměru X_{Fe} . Hořčík naopak razantně stoupá (Obr. 6.5.B). Ve stádiu III se trendy u všech prvků otáčejí, kdy pyrop klesá a grosulár, almandin i X_{Fe} stoupají. Zajímavý jev vykazuje zonalita vápníku v pravé části profilu 2 (Obr. 6.5.B), jenž díky opětovnému poklesu k vnějšímu okraji vymezuje třetí vývojové stádium. Zonalita manganu je stejná jako u předchozích vzorků, tedy s obohacením ve středu, poklesem směrem do „pláště“ a zvýšením obsahu opět na okrajích díky resorpci při rozpouštění granátu.

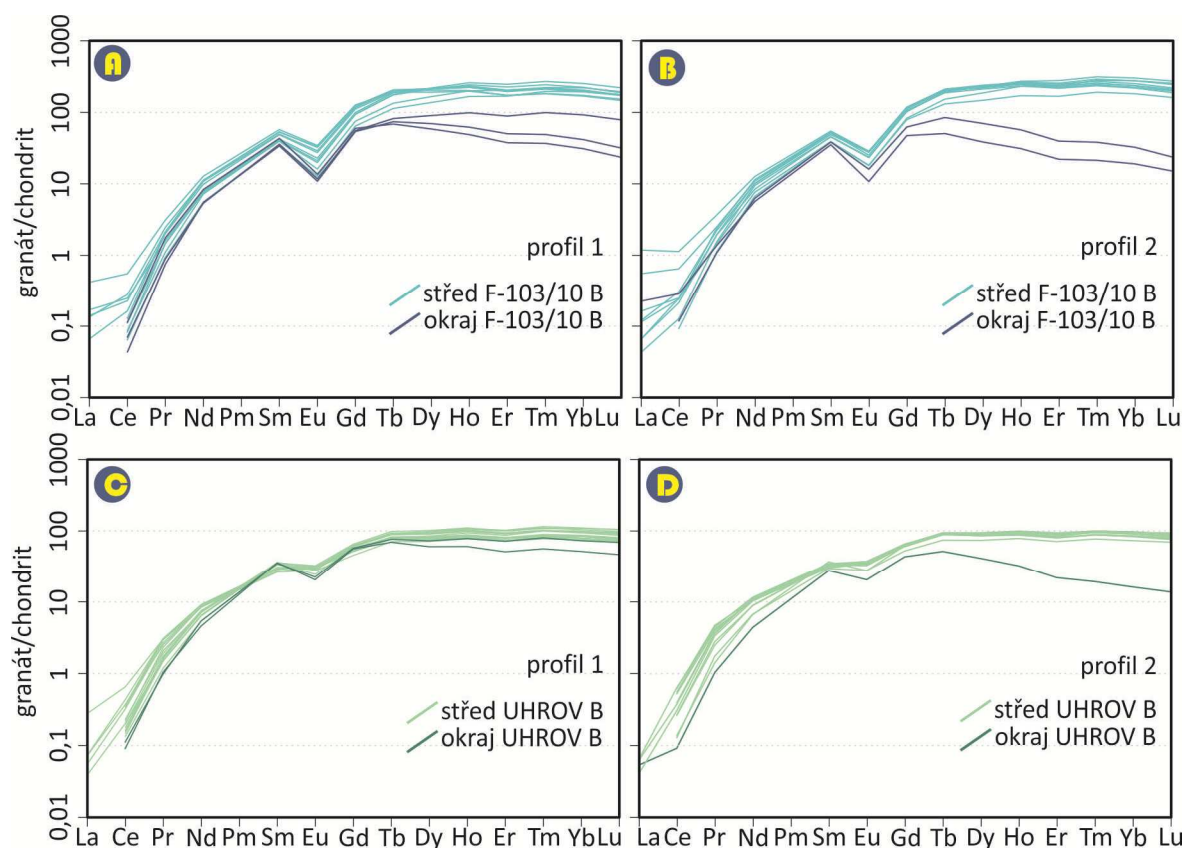


Obr. 6.5: Kompoziční profily zrny granátů felsického granulitu vzorku F-95/10.

7. Zonalita prvků vzácných zemin

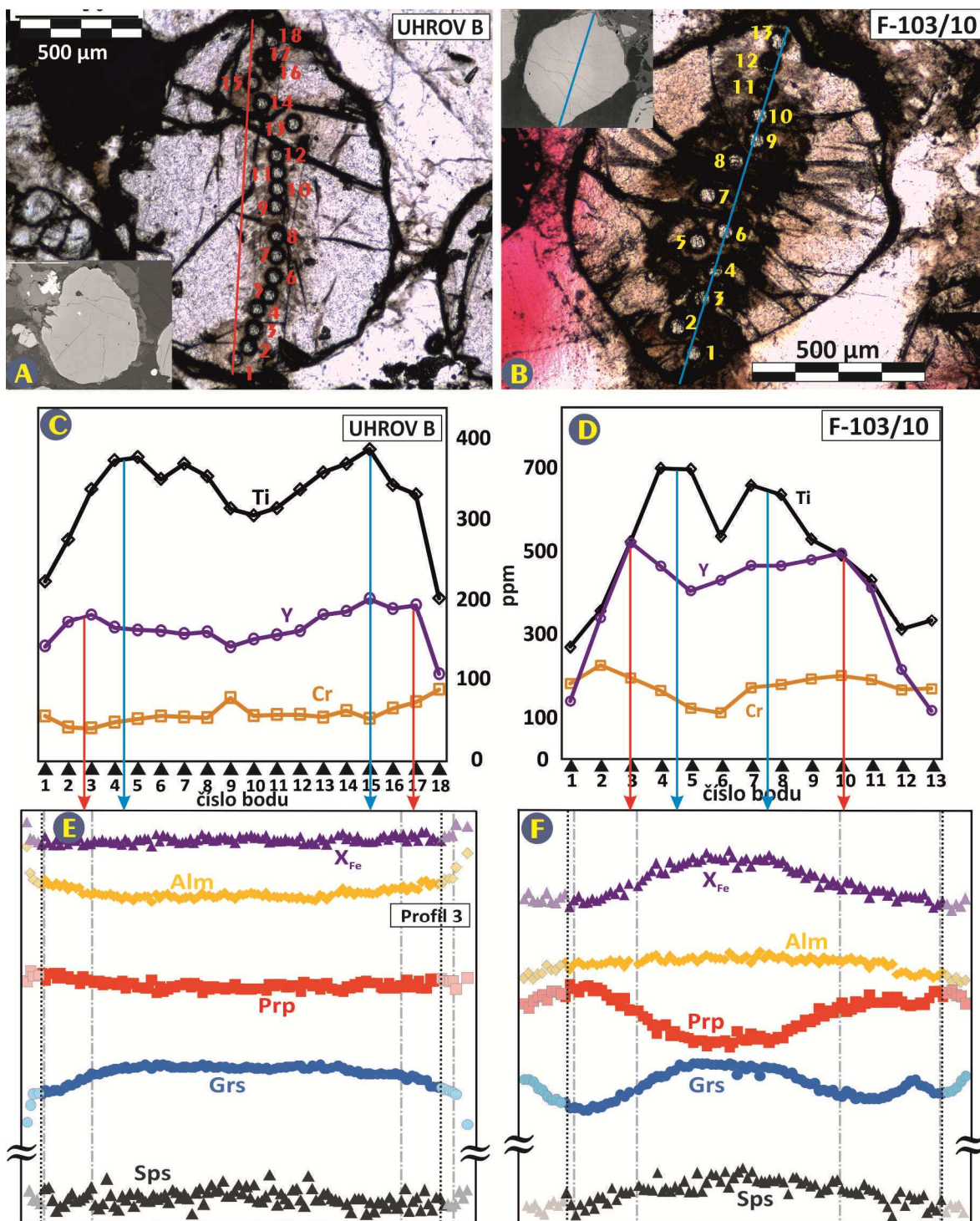
Pro analýzu stopových prvků a prvků vzácných zemin (REE) byly vybrány granáty felsických granulitů (UHROV B, F-103/10 B) s výraznou zonálností hlavních prvků, především vápníku, hořčíku a manganu (viz kap. 6). Stopové prvky a prvky vzácných zemin, jež byly analyzovány: Li, Be, Al, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Sn, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Pb²⁰⁸, Th²³², U²³⁸. Výsledky byly vyhodnoceny pomocí softwaru Glitter 4.0.

Variace v koncentraci prvků vzácných zemin granátů je dobře patrná po normalizaci chondritem (*Obr. 7.1*). Granáty z obou vzorků vykazují vysoce frakcionované REE, což se projevuje ve velkém rozdílu středních a lehkých prvků vzácných zemin. Vzorek granulitu F-103/10 B s vysokým obsahem SiO₂ = 71,58 hm. % má vyšší obsahy hlavně těžkých (HREE) a středně lehkých (MREE) prvků vzácných zemin, než vzorek UHROV B s obsahem SiO₂ = 65,74 hm. %. Tento vzorek má také vyšší poměr Sm/Nd (1,510), oproti UHROV B (Sm/Nd = 0,963). U obou vzorků však v tomto poměru pozorujeme lehce stoupající trend. Eu_(N) je mnohem více obsaženo ve střezech granátů obou vzorků (přibližně 25x více oproti chondritu) než v jejich okrajích (asi 15x více oproti chondritu). Poměr MREE/HREE je pozitivní v jádrech i okrajích obou vzorků. Větší rozdíly mezi středy a okraji zrn pozorujeme u vzorku F-103/10 B (Yb_N/Gd_N = 1,542 ve středu; 0,511 v okraji). Ve vzorku UHROV B je tento podíl nižší (Yb_N/Gd_N = 1,407 ve středu; 0,368 v okraji). Plochý profil HREE je pozorovatelný u obou vzorků, avšak zatímco u vzorku F-103/10 B je pozitivní (1,015), UHROV B má sklon lehce negativní (0,908). Velmi zřetelné je obohacení středů granátů všemi vzácnými prvky v porovnání s hodnotami na okrajích. Mnohem patrnější jsou tyto rozdíly u HREE. Tyto prvky také nabývají průměrně stokrát vyšších hodnot než v chondritu. Europiovou anomálii zaznamenávají jak jádra, tak i okraje všech analyzovaných granátů. Avšak výraznější europiová anomálie je pozorovatelná na okrajích granátů (*Obr. 7.1.A+B+D*). V porovnání se vzorkem UHROV B vykazují granáty ze vzorku F-103/10 B s vyšším obsahem grosulárové komponenty (*Obr. 6.2*) větší negativní europiovou anomálii. Reprezentativní analýzy jsou uvedeny v příloze (*Tabulka 10.1*).



Obr. 7.1: Spidergram prvků vzácných zemin v granátech felsických granulitů po normalizaci chondritem (McDonough & Sun, 1995); **A:** profil 1 granátu F-103/10 B; **B:** profil 2 granátu F-103/10 B; **C:** profil 1 granátu UHROV B; **D:** profil 2 granátu UHROV B.

Nejvýraznější rozdíly v obsahu stopových prvků mezi středy a okraji granátů se projevují u Ti, Y a Cr (Obr. 7.2). Nízká koncentrace titanu ve střední části zrna (Obr. 7.2.C+D) jasně zachycuje přesnou lokalizaci jádra, což je pak možno korelovat s profily hlavních prvků. Dá se tedy říci, že nízké obsahy titanu ve středu zrna zachycují počáteční stádium krystalizace za relativně nízkých teplot. Jeho koncentrace se následně zvyšuje směrem od jádra do pláště.

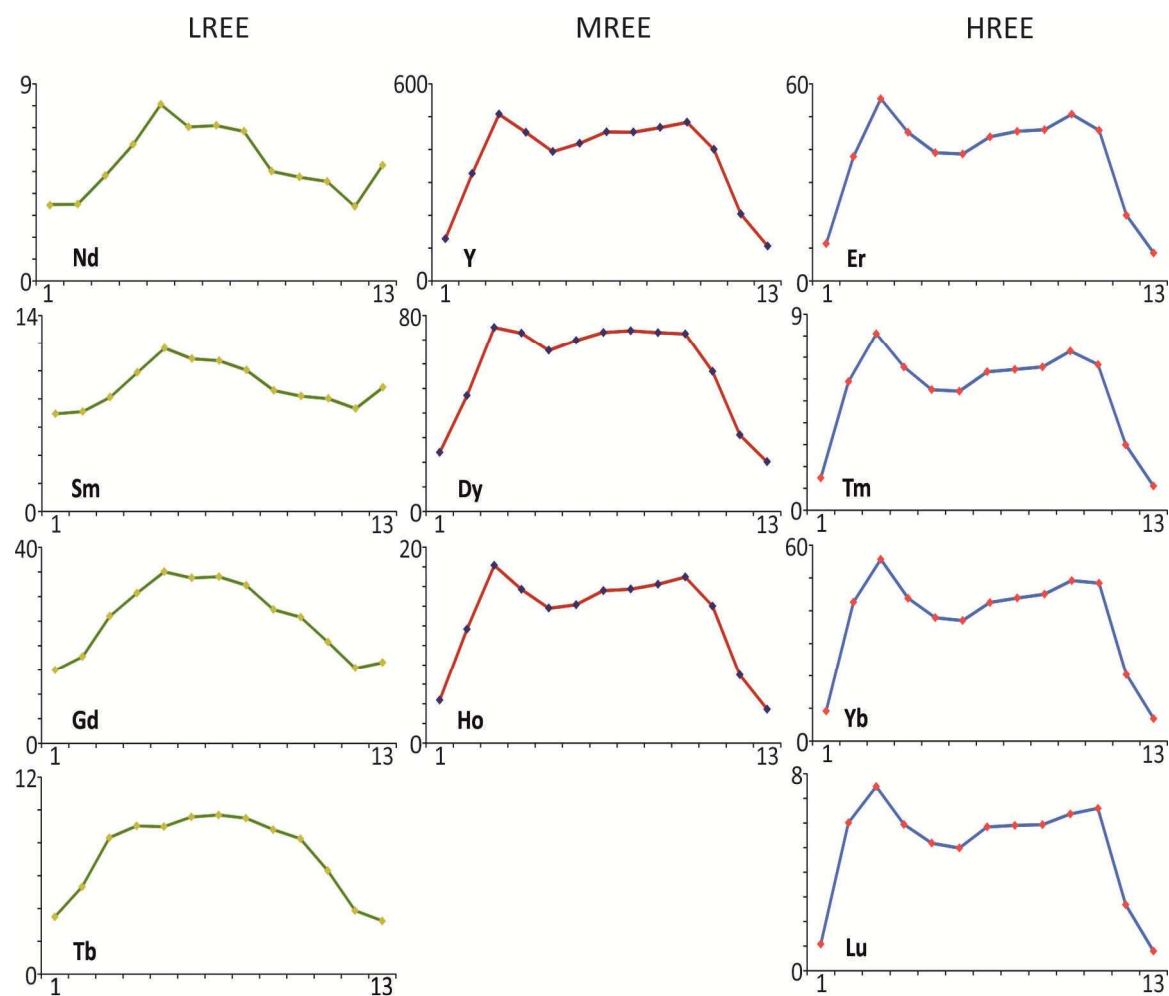


Obr. 7.2: Chemická zonalita hlavních a stopových prvků granátů felsického granulitu UHROV B (A,C,E) a F-103/10 B (B,D,F); A+B: pozice profilů provedená na LA ICP-MS; C+D: profily vzácných prvků Ti, Y, Cr; E+F: profily hlavních prvků granátů.

Yttrium má, podobně jako titan, relativně nízkou koncentraci ve střední části zrna. Na [Obr. 7.2](#) dosahuje obsah yttria maximálních hodnot v místech s maximálním obsahem pyropové komponenty, což značí maximální dosažené teploty během stádia II. Na [Obr. 7.2.C](#) jsou maximální hodnoty titanu a yttria v okrajových částech stejné. Na [Obr. 7.2.D](#) je však vrchol obsahu titanu posunut do střední části zrna. Zvýšené obsahy Ti mimo oblasti s maximální pyropovou složkou jsou pravděpodobně výsledkem kontaminace inkluzí rutilu, protože podobný trend vykazují jak Y, tak i ostatní HREE (viz níže).

Zatímco první dva popsané prvky v obou vzorcích ukazují velice podobné trendy, jinak je tomu se zonalitou chrómu. Ve vzorku UHROV B je zvýšená koncentrace ve střední části zrna. Poté má profil klesající tendenci, která se opět mění v rostoucí zhruba ve stejné fázi, jako yttrium. V granátu ze vzorku F-103/10 B je charakter zonality chrómu opačný. Minimální koncentrace je ve středu zrna, směrem do pláště dochází ke zvyšování. Opět ve stejné fázi jako yttrium začíná profil klesat směrem k okraji.

Na [Obr. 7.3](#) jsou zobrazeny variace dalších prvků vzácných zemin od středu k okraji granátu. Rozdílné trendy separují prvky na lehké vzácné zeminy (LREE) - neodým, samarium, gadolinium a terbium - které mají svůj vrchol ve střední části zrna, odkud pak jejich koncentrace klesá. K lehkému nárůstu opět dochází na úplném okraji zrna. Střední vzácné zeminy (MREE) - dysprosium, holmium, a také yttrium - mají své vrcholy posunuty do oblastí pláště granátu. U těžkých vzácných zemin (HREE) - erbia, thulia, ytterbia a lutecia - jsou jejich maximální hodnoty posunuty k okrajům zrna a jsou totožné s maximálním podílem pyropové komponenty ([Obr. 7.2.D+F](#)).



Obr. 7.3: Profily prvků vzácných zemin v granátu Profilu 3 vzorku F-103/10 B; LREE = lehké vzácné zeminy; MREE = střední vzácné zeminy; HREE = těžké vzácné zeminy; na ose X jsou vyneseny body jednotlivých analýz napříč zrnem, na ose Y je koncentrace prvků v ppm.

8. P-T pseudosekce felsických granulitů

Jak jsem již uvedl v metodické části této práce, výsledky modelování P-T pseudosekcí mohou být ovlivněny mnoha faktory, jako jsou analytické chyby celo-horninové analýzy, volba termodynamických dat, stanovení obsahu vody v systému a také poly-metamorfnní vývoj, resp. re-ekvilibrace minerálů během exhumace nebo chlazení. Dosavadní práce se již zabývaly modelováním pseudosekcí felsických granulitů v moldanubické zóně (Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2006; Racek et al., 2008) a většinou uvádí maximální tlaky 1,6-1,8 GPa / 850 °C. Podobné podmínky (1,8-2,2 GPa / 800-920 °C) platí také pro kutnohorské granulity (Vrána et al., 2005; Nahodilová et al., 2013), i když pro tyto granulity byly předpokládány UHP metamorfnní podmínky, stejně jako pro kyanitové eklogity, jež s nimi asociují (Faryad, 2009). Nejnovější objevy coesitu a mikro-diamantu v kutnohorských granulitech (Perraki & Faryad, 2013) však dokazují, že tyto horniny musely dosáhnout tlaků v polích stability coesitu až diamantu. Při modelování pseudosekcí jsem proto nebyl omezen maximálními tlaky nebo teplotami a kombinoval jsem chemické složení granátů se zachovalou progradní zonalitou.

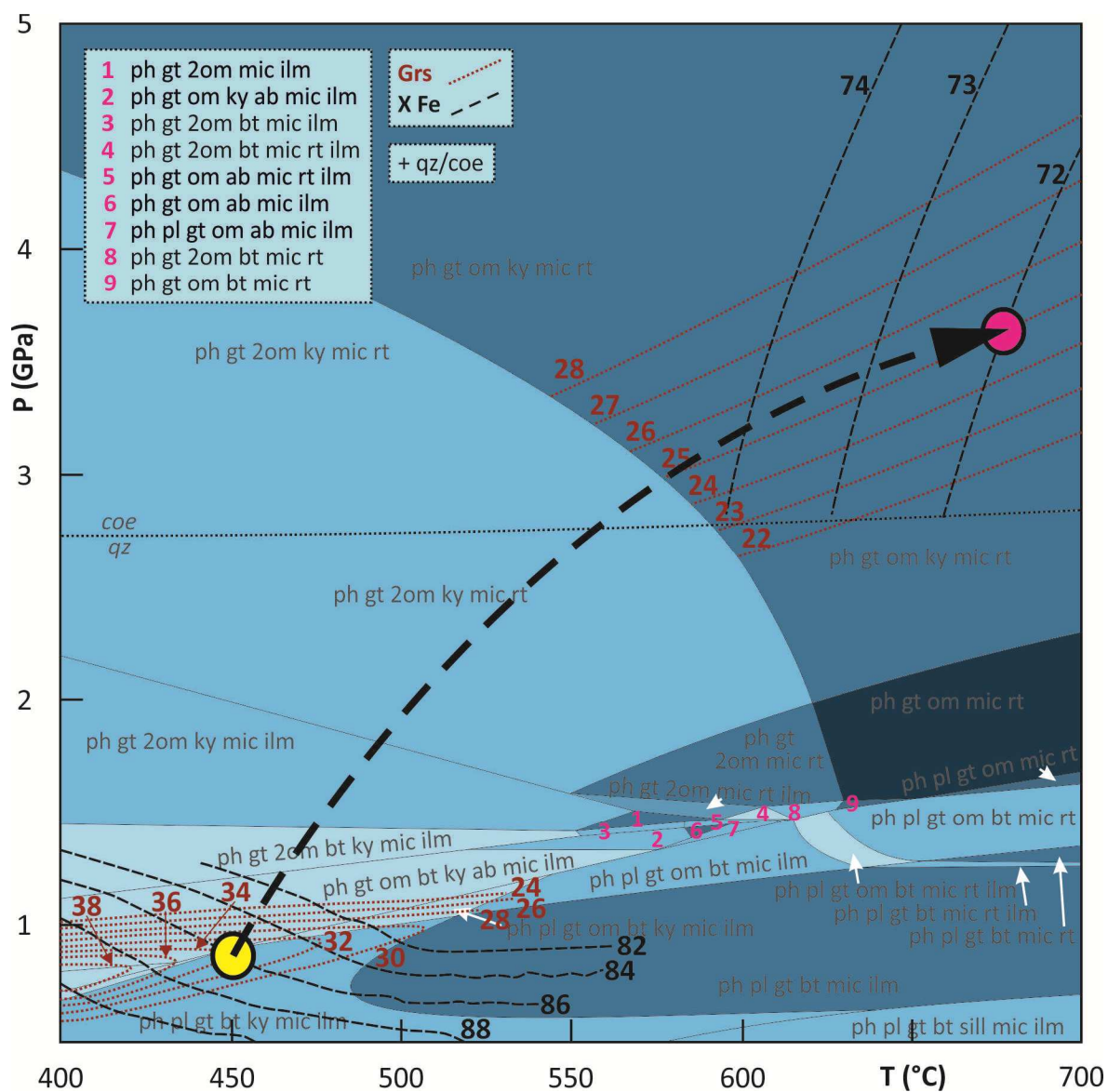
Pro modelování tlakově-teplotní (P-T) dráhy byly zvoleny tři vzorky felsického granulitu s dobře zachovanou zonalitou hlavních prvků v granátu. Vzorek UHROV IEC pro jeho více-fázovou zonalitu granátu a inkluze fengitu uprostřed granátových zrn. Vzorek F-95/10 kvůli jeho výrazně zonálnímu charakteru na okraji zrn, jež dokumentuje retrogradní stádium a vzorek F-103/10 pro jeho vysoký obsah grosulárové komponenty. Jako hlavní parametry byly zvoleny změny v modálním složení jednotlivých fází a izoplety definované složením minerálů. Abych mohl zhodnotit možnou progradní HP-UHP dráhu a následnou metamorfózu v granulitové facii, rozdělil jsem konstrukce pseudosekcí na dvě stádia: nízko- až středně-teplotní (400-700 °C) a vysokoteplotní (700-1000 °C).

8.1. Nízkoteplotní stádium

8.1.1. Felsický granulit: vzorek F-103/10

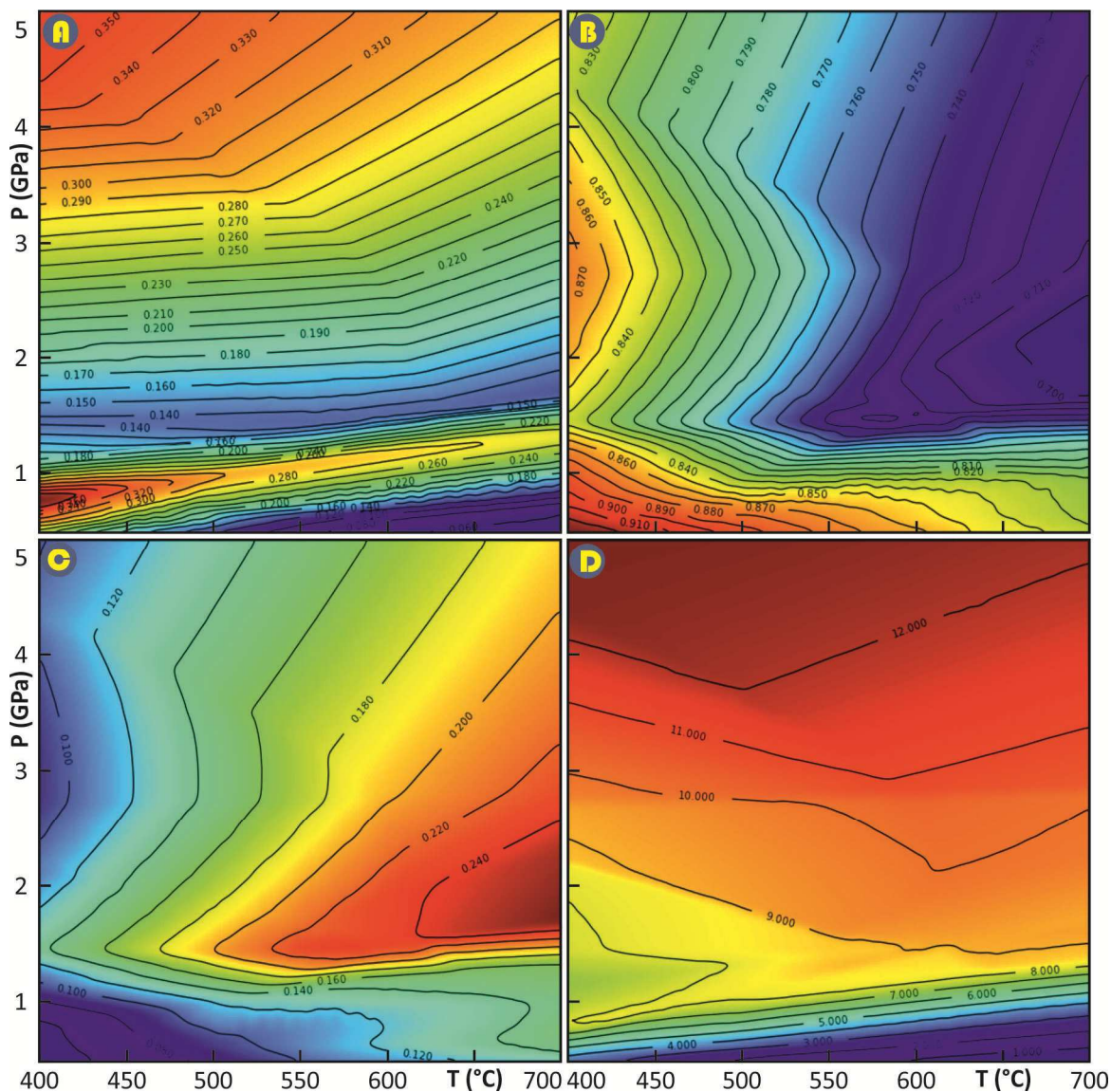
Pro určení podmínek nejvyššího stupně vysokotlaké metamorfózy a modelaci průběhu progradního vývoje hornin v P-T diagramu bylo využito hodnot obsahu grosuláru a X_{Fe} na profilu granátu (Obr. 6.2). Pro stanovení podmínek při počátku růstu granátu jsem použil hodnoty obsahu vápníku a železa v jádře granátu (Obr. 8.2.A+B). Křížením těchto dvou izopleť (s korekcí obsahu železa z důvodu předpokládané difúze) nám vychází podmínky 450 °C za 0,75 GPa (Obr. 8.1.). Tato hodnota je v souladu s předpokládaným počátkem nukleace granátu (Obr. 8.2.D). Počátek progradní metamorfózy se nachází v poli stability $\text{Ph}+\text{Pl}+\text{Gt}+\text{Bt}+\text{Ky}+\text{Kfs}+\text{Ilm}+\text{Qz}$, jejichž inkluze nacházíme uzavřeny ve středech granátů.

Další vývojové stádium je na profilech granátů určeno změnou distribuce vápníku jakožto nejméně difúzního prvku (Chakraborty & Ganguly, 1992; Faryad & Chakraborty, 2005). Molární obsahy grosuláru a opravené molární obsahy poměru železa k hořčíku určují nejvyšší tlaky, kterých hornina ve svém vývoji dosáhla. To je vidět na kompozičních profilech na Obr. 6.2 – 6.5, kde existuje široká přechodná zóna mezi stádii I a II. To je výsledkem vyrovnávání kompozičního gradientu částí granátů, jež vznikly za odlišných metamorfních P-T podmínek. Intersekcí těchto izopleť pro složení s maximálním obsahem Ca dostáváme hodnoty 677 °C za 3,65 GPa. Podle ohybu difúzního profilu (Obr. 6.3.D) mohla být hodnota na konci stádia I ještě vyšší. Velmi blízké hodnoty byly vypočítány i pro jiné vzorky felsických granulitů (viz dále). Tento předpokládaný vývoj je podpořen i vzrůstajícím množstvím vzniklého granátu v hornině (Obr. 8.2.D).



Obr. 8.1: *P-T pseudosekce pro prográdní vysokotlaké stádium felsického granulitu vzorku F-103/10. Žlutý bod označuje složení jádra granátu, fialový terč značí podmínky přechodu granátu do stádia II; molární obsahy v diagramu jsou vynásobeny 100x.*

Prográdní metamorfní dráha je také dobře doložena zonálností obsahu manganu v granátu, kdy maximální koncentrace je v jeho jádru a směrem k okraji pozvolna klesá (Obr. 6.2).

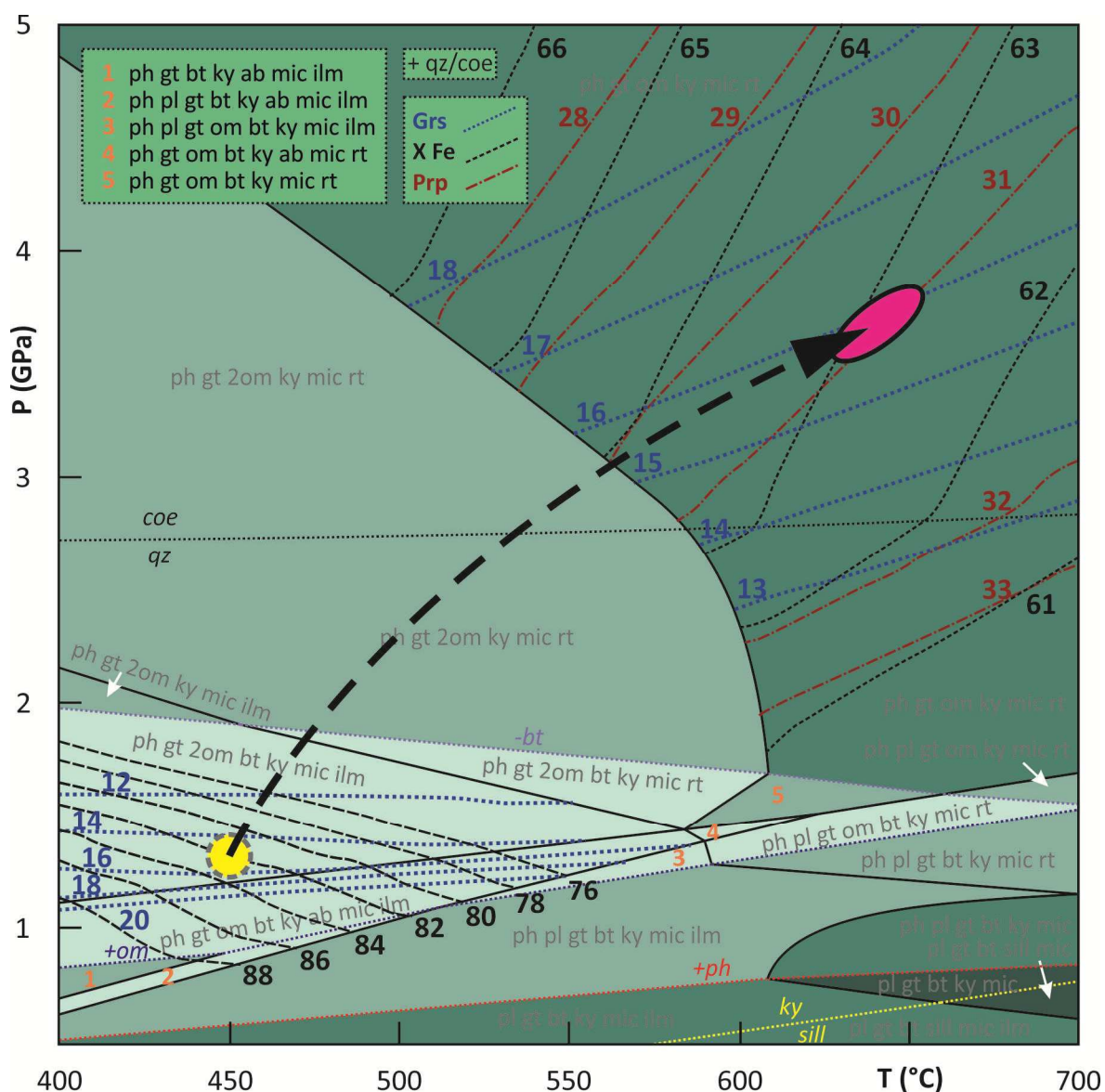


Obr. 8.2: Diagramy chemického složení minerálních fází a jejich modálních proporcí ve felsickém granulitu vzorku F-103/10: **A:** izoplety molárního obsahu grosulárového koncového členu v granátu; **B:** izoplety molárního obsahu $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ v granátu; **C:** izoplety molárního obsahu pyropu v granátu; **D:** izoplety obsahu granátu v objemových procentech.

8.1.2. Felsický granulit: vzorek UHROV IEC

Podobný vývoj, jaký jsem zaznamenal u předchozího vzorku, vykazuje i felsický granulit UHROV IEC. Prográdní dráha je zde jasně dokumentována zvyšujícím se obsahem grosulárové komponenty od středu granátu směrem do pláště (*Obr. 6.4.A*).

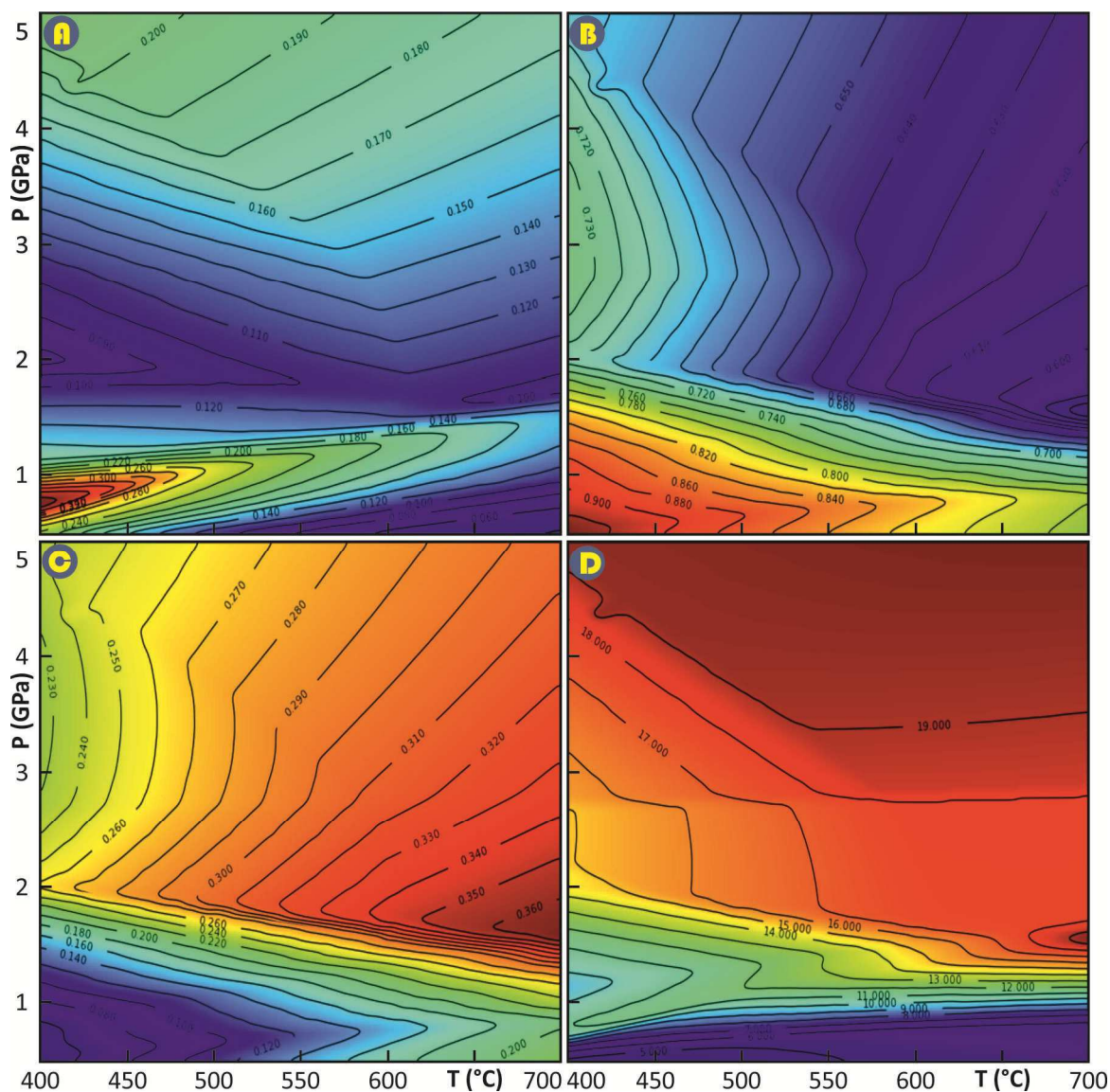
Pomocí chemického složení jádra granátu jsem schopen určit přibližné P-T podmínky jeho růstu na začátku metamorfózy.



Obr. 8.3: P-T pseudosekce pro prográdní vysokotlaké stádium felsického granulitu vzorku UHROV IEC. Žlutý bod označuje složení jádra granátu, fialový bod značí podmínky přechodu granátu do stádia II; molární obsahy v diagramu jsou vynásobeny 100x.

Intersekcí obsahu grosuláru a hodnoty X_{Fe} (Obr. 8.4.A+B) jsem stanovil P-T podmínky na 450 °C za 1,3 GPa (Obr. 8.3). Při určování teploty jsem bral zřetel na hodnotu z předchozího vzorku. Maximální tlakové podmínky byly určeny přechodem granátu do stádia II, jenž byl vymezen změnou trendu v obsahu vápníku, který od tohoto bodu začal klesat směrem k okraji zrna granátu. Hodnoty teplot a tlaků jsou 625-655 °C a

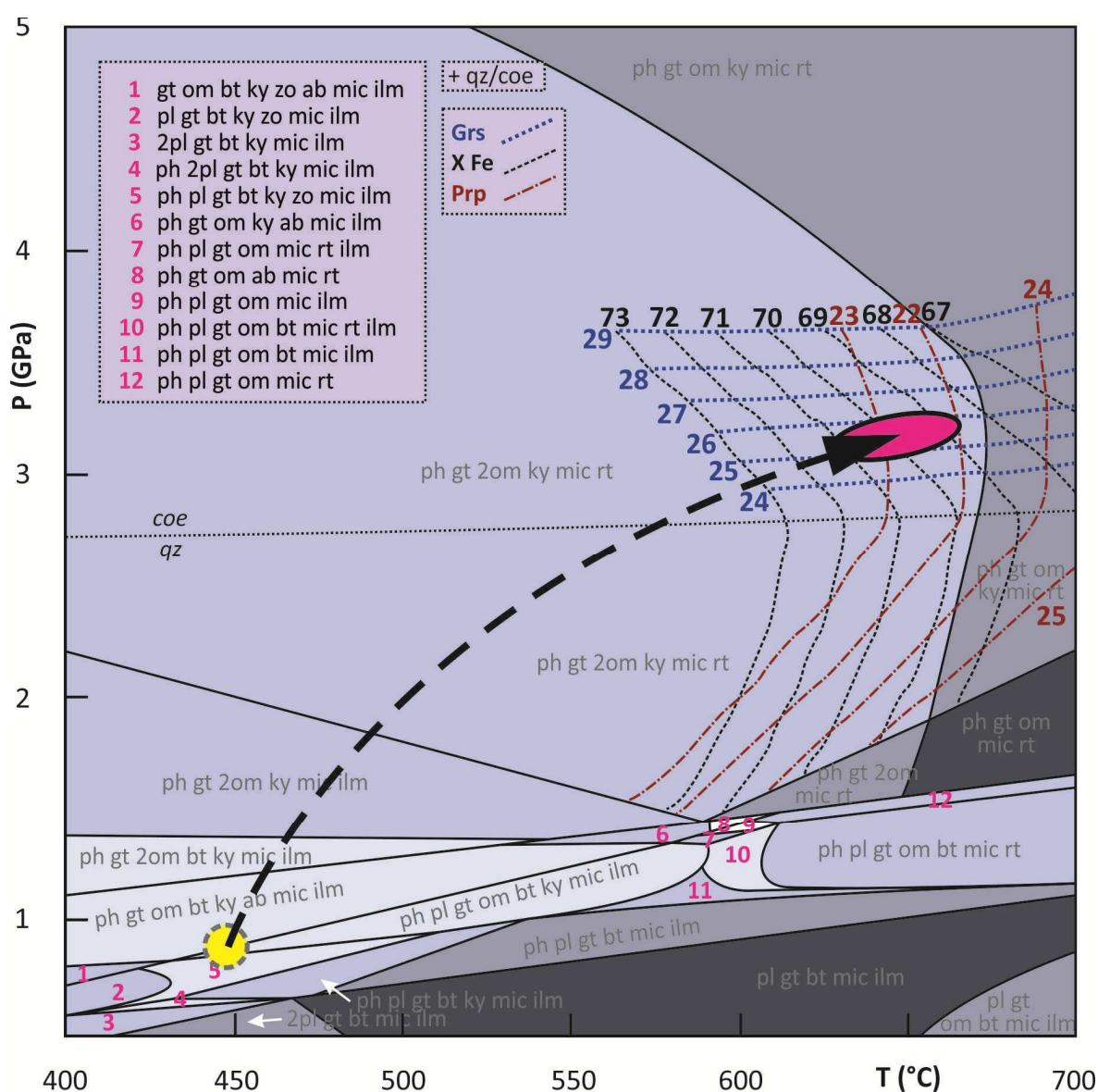
3,66 GPa (Obr. 8.3). Růst modálního obsahu granátu (Obr. 8.4.D) potvrzuje směr a sklon progradní metamorfní dráhy z počátečního po vrcholné stádium. Podobně jako ve vzorku F-103/10 naznačuje profil Ca směrem ke stádiu II, že maximální dosažené tlaky mohly být vyšší (Obr. 6.4.E).



Obr. 8.4: Diagramy chemického složení minerálních fází a jejich modálních proporcí ve felsickém granulitu vzorku UHROV IEC: **A:** izoplety molárního obsahu grosulárového koncového členu v granátu; **B:** izoplety molárního obsahu Fe/(Fe+Mg) v granátu; **C:** izoplety molárního obsahu pyropu v granátu; **D:** izoplety obsahu granátu v objemových procentech.

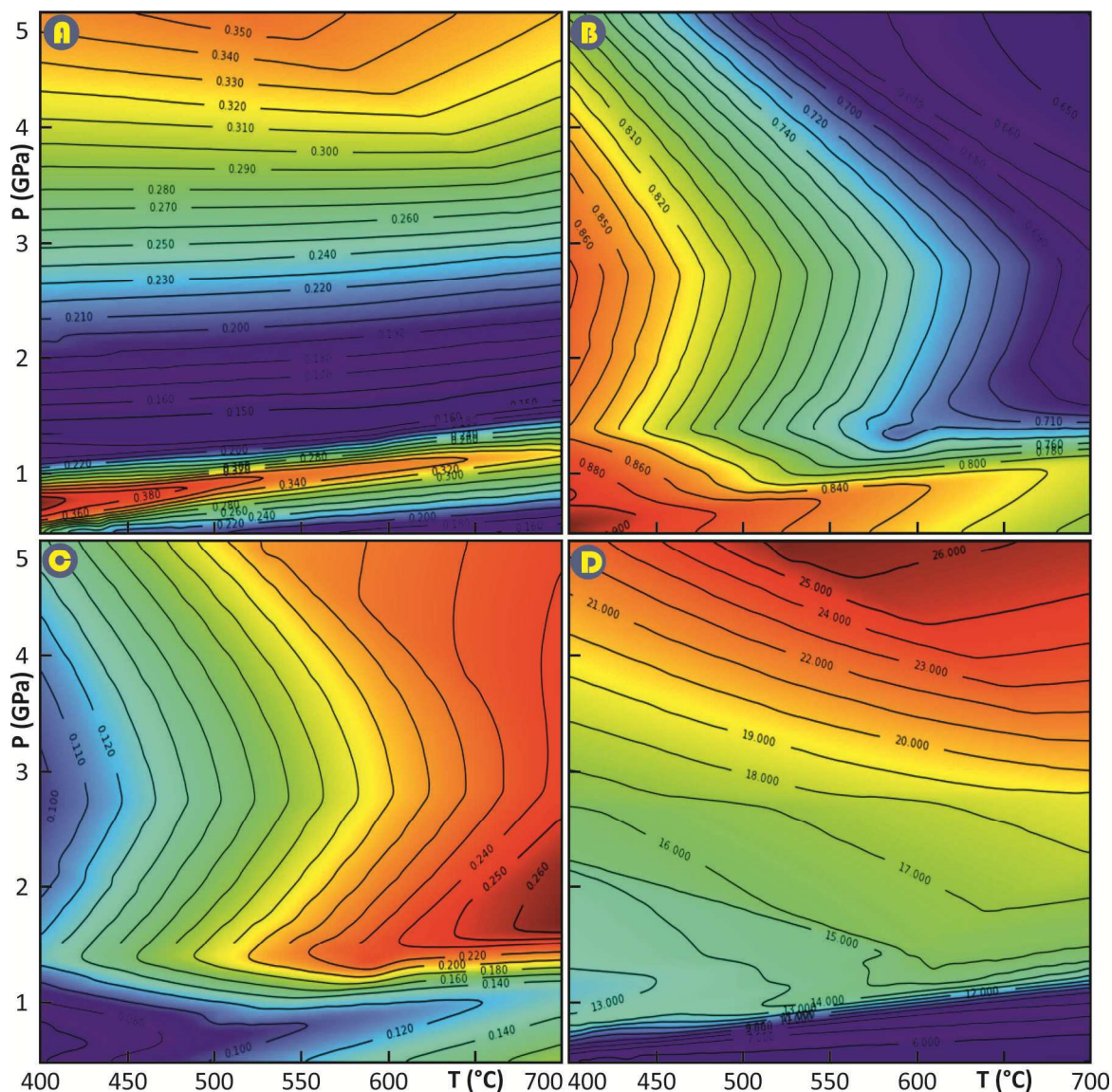
8.1.3. Felsický granulit: vzorek F-95/10

Ploché kompoziční profily granátů vzorku F-95/10 felsického granulitu jsou výsledkem vysokoteplotní re-ekvilibrace původní prográdní zonality. Náhlá změna (pokles Grs, X_{Fe} , Alm, Sps; nárůst Prp – *Obr. 6.5.B*) však dokumentuje vstup horniny do stádia II a dosažení maximálních tlakových podmínek. Tyto hodnoty byly určeny křížením izopleť grosuláru a X_{Fe} : 630-665 °C a 3,2 GPa (*Obr. 8.5*).



Obr. 8.5: P-T pseudosekce pro prográdní vysokotlaké stádium felsického granulitu vzorku F-95/10. Žlutý bod označuje složení jádra granátu, fialový bod značí podmínky přechodu granátu do stádia II; molární obsahy v diagramu jsou vynásobeny 100x.

Hodnoty grosuláru a X_{Fe} (Obr. 8.6.A+B) v jádru granátu udávají podobné teplotně-tlakové podmínky pro počátek růstu granátu, jako u předchozích vzorků (450 °C za 0,75 GPa – Obr. 8.5). Tento vývoj je také podpořen nárůstem granátu v hornině (Obr. 8.6.D).



Obr. 8.6: Diagramy chemického složení minerálních fází a jejich modálních proporcí ve felsickém granulitu vzorku F-95/10: **A:** izoplety molárního obsahu grosulárového koncového členu v granátu; **B:** izoplety molárního obsahu Fe/(Fe+Mg) v granátu; **C:** izoplety molárního obsahu pyropu v granátu; **D:** izoplety obsahu granátu v objemových procentech.

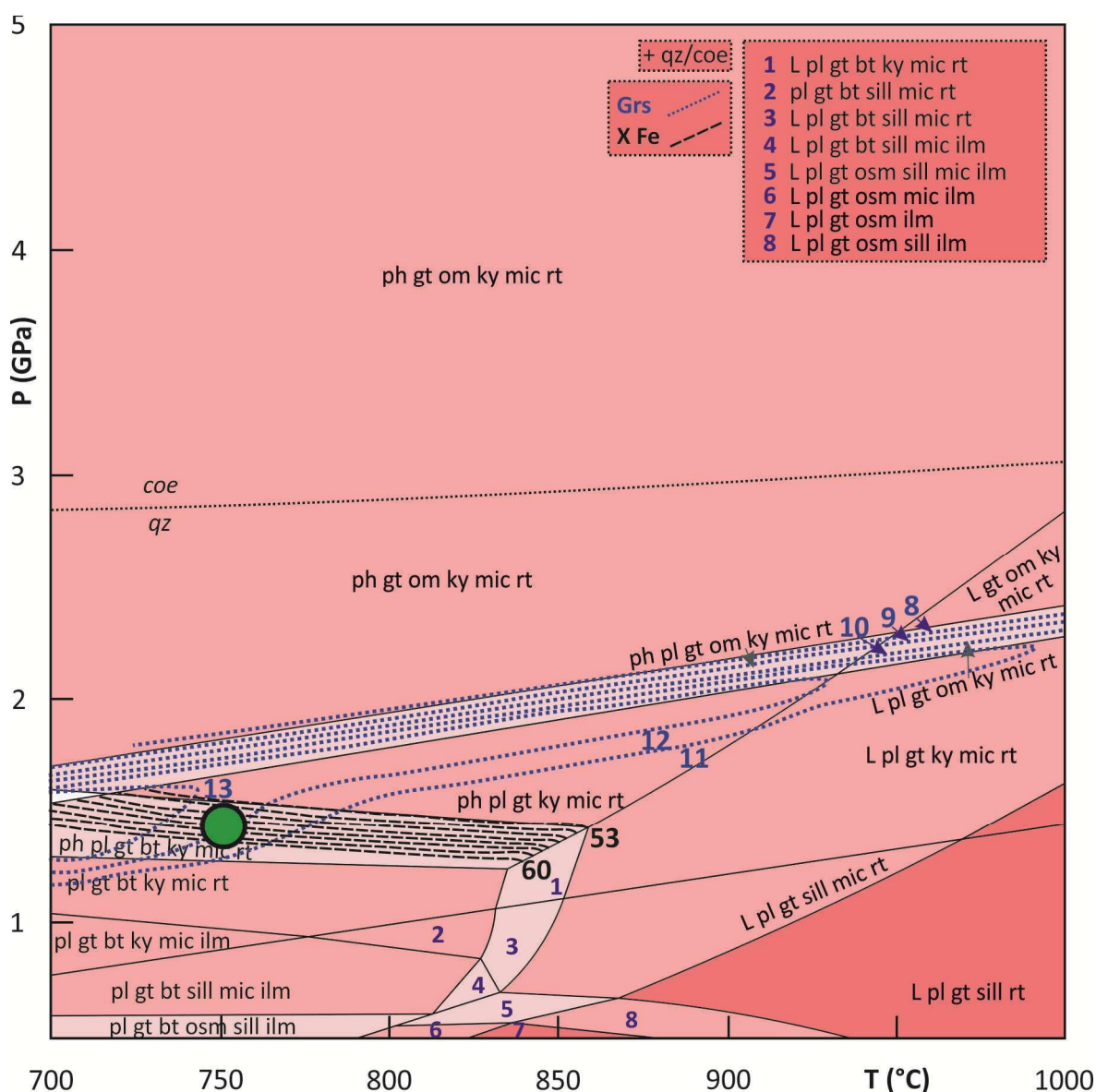
8.2. Vysokoteplotní stádium

Kromě možných chyb a nepřesností při odhadu P-T podmínek použitím pseudosekcí, uvedených v kapitole o metodice práce, je konstrukce vysokoteplotní části zatížená další nepřesností, která je podmíněná efektivním složením a vysokou rychlostí difuzivity během tvorby nového granátu. Výpočet efektivního složení na základě části látky uzavřené ve středu granátu je ovlivňován velikostí zrn s odlišným složením pro středy velkých a malých zrn a rozpadem granátu během retrogrese. Výpočet pro vysokoteplotní stádium jsem provedl pro obě variety s celo-horninovou chemickou analýzou a vypočítaným efektivním složením. Pseudosekce včetně izoplet granátu byly pro obě varianty podobné. Pro ilustraci jsem použil celo-horninové složení z důvodu, že je tento způsob často používán pro výpočet maximálních P-T podmínek granulitů v moldanubické zóně (Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2006; Racek et al., 2008; Nahodilová et al., 2011, 2013). Pro modelování tlakově-teplotní fáze vyšší granulitové facie pro teploty 700-1000 °C jsem snížil obsah vody na 0,33 hm. %, jež odpovídá množství biotitu pozorovaného ve výbrusech.

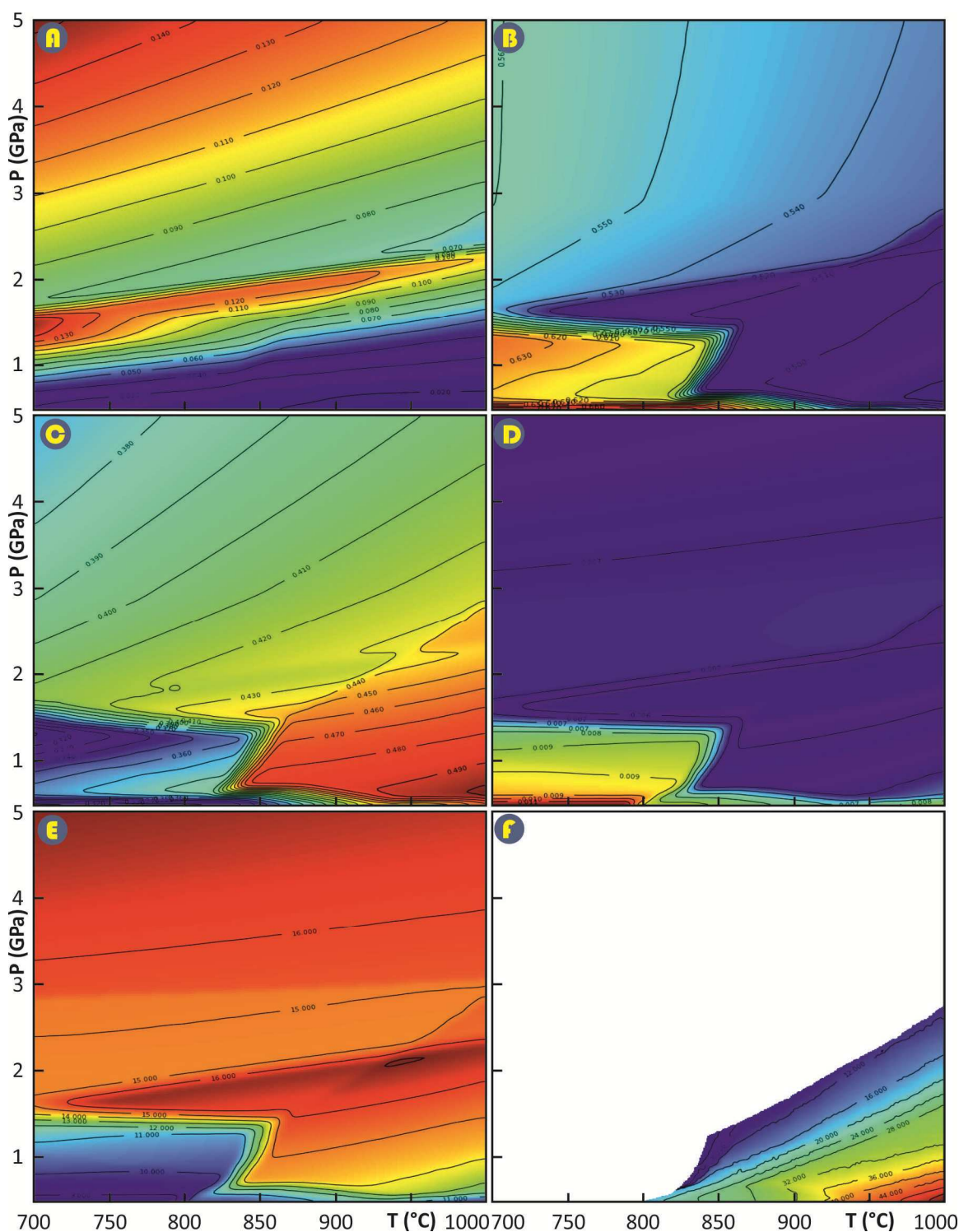
Modelování P-T pseudosekcí bylo provedeno pro všechny tři předchozí vzorky, avšak izoplety Grs a X_{Fe} pro vysokoteplotní stádium II se ani v jednom případě vzájemně neprotínají. To je pravděpodobně výsledkem difúze prvků, která proběhla během růstu granátu II jednak s existujícím granátem I, a také s minerály v matrix během vysokoteplotního stádia metamorfózy. Jediným vzorkem, u kterého se izoplety protnuly alespoň pro přechodnou zónu I a II, je UHROV IEC. Podle izoplet Grs a X_{Fe} vstupuje vývoj granátu z vysokotlakého stádia do stádia dekomprese a vysokých teplot (II) a následně do stádia III, ovlivňovaného retrogresí (Obr. 6.4.E). Ve střední části stádia II profilu zrna granátu vykazuje grosulár hodnoty kolem 0,12 a X_{Fe} 0,59 (Obr. 8.8.A+B), jejichž průnik udává hodnoty kolem 750 °C a 1,5 GPa (Obr. 8.7).

Vzorek UHROV IEC zobrazuje široké pole stability pro granát-fengit-omfacitický pyroxen-kyanit-K-živec-křemen-rutil za podmínek mezi 500 °C / 1,75 GPa a 1 000 °C / 2,1 GPa (Fig. 8.7). Spodní hranice tohoto pole je dána aktivitou vody, která ji posouvá do vyšších tlaků. Směrem do vyšších teplot dochází k dehydratačnímu tavení fengitického muskovitu a v hornině se objevuje malé množství taveniny (Obr. 8.8.F). Za nízkých tlaků se kyanit mění na sillimanit a rutil se stává nestabilní přeměnou na ilmenit. K výrazné změně chemismu granátů dochází díky rozpadu pyroxenu a vzniku plagioklasu na úkor

granátu. Na [Obr. 8.8.E](#) je vidět, že za vysokých teplot vzniká granát pouze v omezeném množství, a proto mohlo dojít k výrazné modifikaci prvků tenkého okrajového lemu či prstence zrna za velmi krátký časový interval (Faryad & Chakraborty, 2005). U některých granátových zrn stoupá obsah Ca směrem k okraji, což může naznačovat proces chlazení. Poměr X_{Fe} ve stádiu III stoupá až k vnějšímu okraji, což se v promítnutí izoplet projevuje jako pokles teploty během retrogrese. Při postupující retrogresi má největší vliv na difúzi železa a hořčíku v granátu nově vznikající biotit.

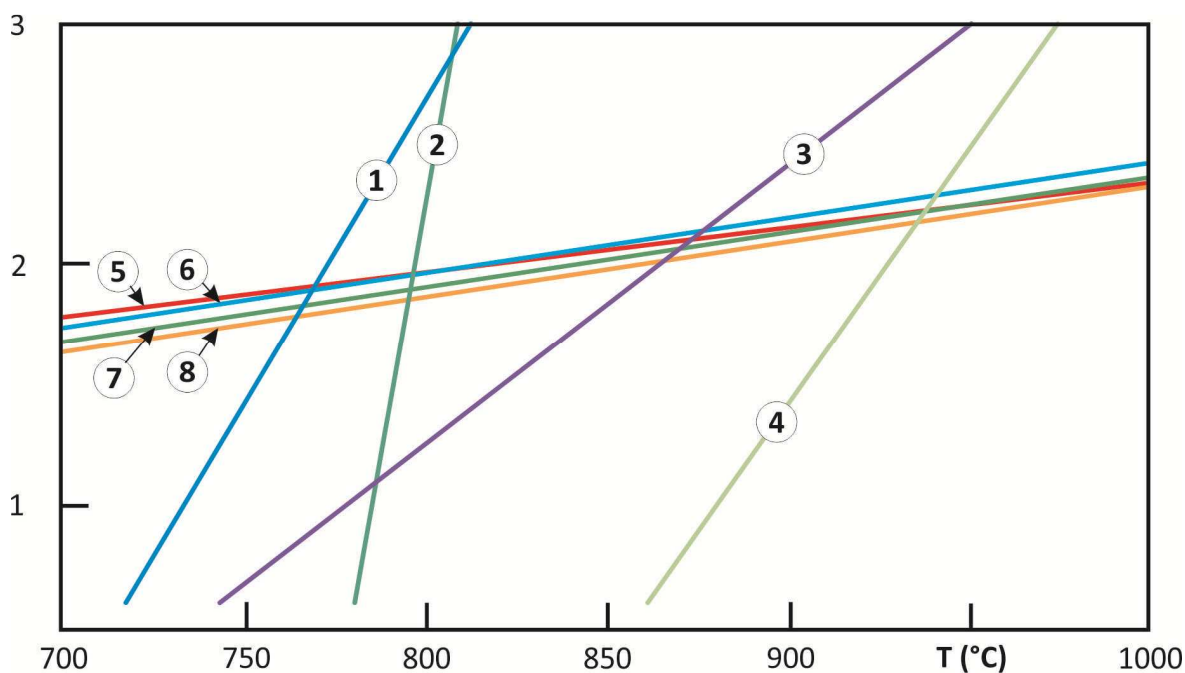


Obr. 8.7: P-T pseudosekce pro přechodné a vysokoteplotní stádium felsického granulitu vzorku UHROV IEC. Zelený bod označuje složení granátu při přechodu do granulitového stádia; molární obsahy v diagramu jsou vynásobeny 100x.



Obr. 8.8: *P-T* diagramy chemického složení minerálních fází a jejich modálních proporcí ve felsickém granulitu vzorku UHROV IEC: **A:** izoplety molárního obsahu grosulárového koncového členu v granátu; **B:** izoplety molárního obsahu Fe/(Fe+Mg) v granátu; **C:** izoplety molárního obsahu pyropu v granátu; **D:** izoplety obsahu spessartinu v granátu; **E:** izoplety obsahu granátu v objemových procenzech; **F:** izoplety obsahu taveniny v objemových procenzech.

Vzhledem k tomu, že jsem nemohl rekonstruovat vysokoteplotní stádium metamorfózy mých vzorků v granulitové facii pomocí pseudosekcí, použil jsem GASP termobarometrii pro okraj granátu s maximálním obsahem pyropové komponenty. Není však jasné, zdali biotit je schopen zaznamenat maximální teploty během granulitové metamorfózy. Složení plagioklasu v matrix je variabilní. Zvláště pokud je v kontaktu s kyanitem, vykazuje vysokou anortitovou komponentu. Pokud použiji průměrné složení plagioklasu An₁₉ v matrix, vypočítané P-T hodnoty se pohybují kolem 770-940 °C a 1,8-2,3 GPa (Obr. 8.9; Tabulka 5). To je v souladu s výsledky předešlých autorů, jenž počítali tyto podmínky pro felsické granulity moldanubické zóny (Petrakakis, 1997; Štípská et al., 2004; Tajčmanová, et al., 2006; Racek et al., 2008; O'Brien, 2008; Vrána et al., 2009; Nahodilová et al., 2011, 2013).



Obr. 8.9: Sumarizace výsledků termobarometrických výpočtů pro vysokoteplotní granulitové stádium (viz Tabulka 5); 1 - Holdaway & Lee, 1977; 2 - Bhattacharya et al., 1992; 3 - Thompson, 1976; 4 - Hodges & Spear, 1982; 5 - Hoisch, 1990; 6 - Koziol & Newton, 1988; 7 - Hoisch, 1990; 8 - Koziol, 1989.

Tabulka 5: Výsledky výpočtů teplot a tlaků pro granulitové stádium felsických granulitů na základě GASP (granát- Al_2SiO_5 -křemen-plagioklas) barometrie a termometrie páru granát-biotit pro vzorek UHROV IEC. Analýzy použité pro výpočty jsou uvedeny v příloze v Tabulce 10.2.

<i>Tlaky (GPa)</i>						
	700 °C	750 °C	800 °C	850 °C	900 °C	950 °C
Hoisch, 1990 (Mg)	1,28	1,37	1,47	1,56	1,65	1,74
Hoisch, 1990 (Fe)	1,18	1,29	1,41	1,52	1,63	1,75
Koziol, 1989	1,14	1,25	1,36	1,48	1,59	1,71
Koziol & Newton, 1988	1,24	1,35	1,46	1,58	1,69	1,81

<i>Teploty (°C)</i>						
	0,1 GPa	0,5 GPa	1 GPa	1,5 GPa	2 GPa	2,5 GPa
Bhattacharya et al., 1992	750	754	760	765	771	777
Hodges & Spear, 1982	861	880	904	927	951	974
Thompson, 1976	744	778	821	864	907	950
Holdaway & Lee, 1977	718	734	754	773	793	813

9. Diskuse

9.1. Inkluze pevných fází

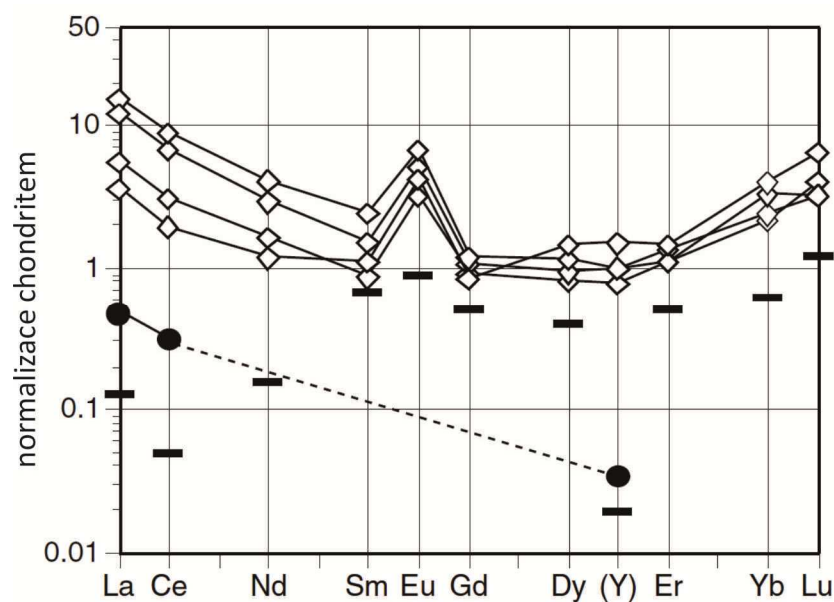
Typickou progradní fází je fengit, kterého můžeme v našich vzorcích felsických granulitů pozorovat veliké množství. Jako mono-minerální inkluze si zachovává dokonalý lupenitý tvar a nepodléhá přeměnám na jiné fáze, což je důkaz jeho zachycení při progradní metamorfóze a dobré uchování v průběhu celé metamorfní dráhy. Fengitové inkluze jsou velice bohaté titanem, což je významný aspekt pro zachování při vyšších teplotách, kterých hornina v následném vývoji dosáhla. Podle Guidotti & Sassi (1998) je vysoký obsah titanu spjat s teplotami mezi 700-1000 °C a tlaky 1,5-3 GPa. Auzennau et al. (2009) experimentálně odvodili nový termobarometr pro felsické a mafické HP horniny založené na Tschermakově substituci ve fengitu ($\text{Si} + \text{R}^{2+} = \text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}}$) spojenou se substitucí ($\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Si} = \text{Ti} + \text{Al}^{\text{IV}}$). Z většiny fengitů vzniká při retrogradních procesech biotit. Přínos železa a hořčíku je způsoben vysokou koncentrací těchto prvků ve fengitu a reakcí s uzavírajícím granátem. Ve vzorku F-95/10 se spolu s biotitem objevují inkluze amfibolů o složení magnesiohornblendu. Protože tento vzorek obsahuje kostrovité rozpady diopsidických pyroxenů v matrix, je nasnadě uvažovat o inkluzích amfibolů jako o reliktech původních vysokotlakých pyroxenů. V souladu s progradním vývojem horniny zkonstruovaného pomocí pseudosekcí by tento pyroxen odpovídal omfacitu.

Výskyt grafitu jako inkluzí ve středech granátů nám poskytuje informaci buď o jeho přítomnosti v iniciálních fázích nukleace, a tedy za progradního vývoje horniny, nebo by mohl být reliktem po transformaci po předchozím diamantu (Faryad et al. 2006). Jeho krystalografickou uspořádanost/neuspořádanost však nebylo možné v mých vzorcích ověřit kvůli nedostupnosti analytických metod. Grafit se nachází nejvíce ve vzorku F-95/10, který je nejméně kyselý. Přítomnost grafitu je významná i pro interpretaci o původu protolitu horniny. Vzhledem k většímu množství grafitu v tomto vzorku lze předpokládat, že část felsických až intermediálních granulitů Běstvinského tělesa mohla vzniknout ze sedimentů.

9.2. Zachování chemické zonality hlavních prvků a prvků vzácných zemin v granátech

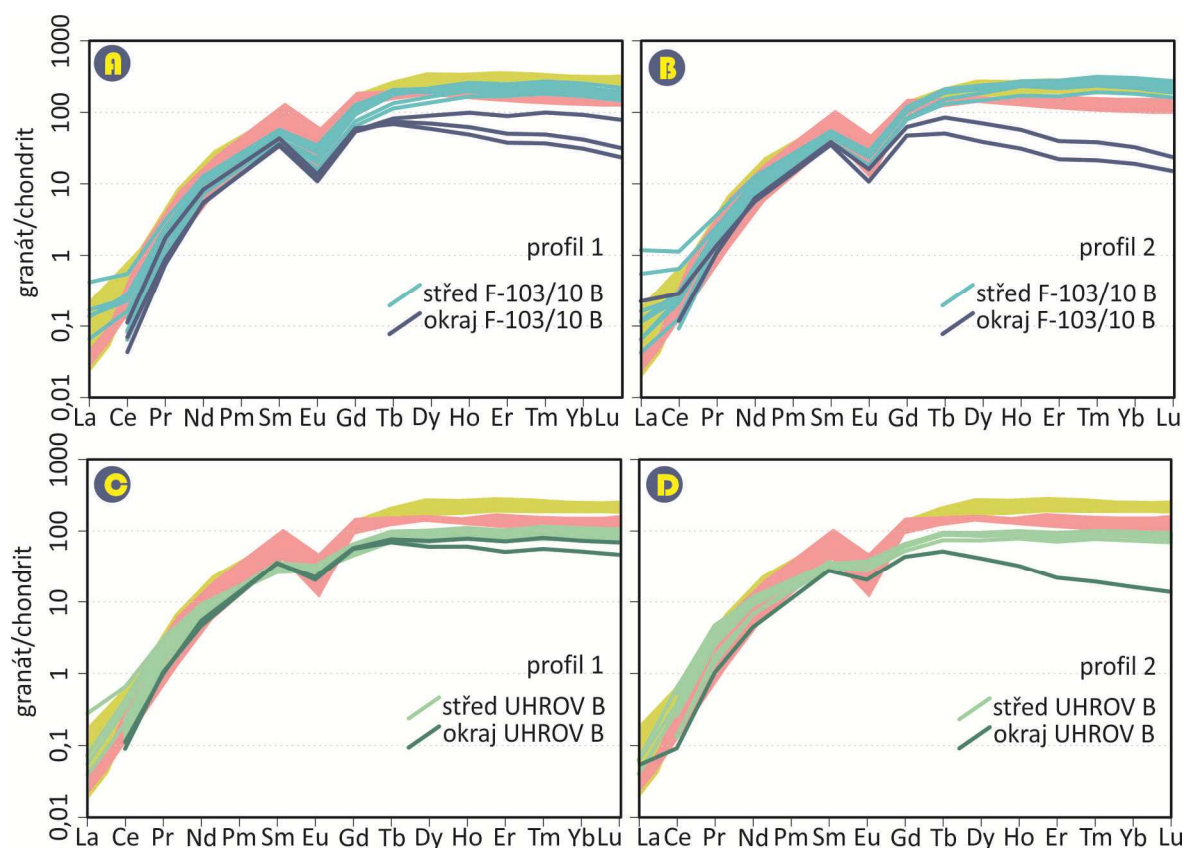
Díky pomalé difuzivitě vápníku je právě tento prvek vybrán jako klíčový při pozorování změn jeho koncentrací v průběhu růstu granátu. Malý nárůst grosulárové komponenty ze středu do pláště zrna, zachycený ve vzorcích UHROV IEC, dokumentuje progradní růst granátu, neboť obohacení vápníkem vzniká rozpadem plagioklasu. Přítomnost vápníku navíc stabilizuje omfacitický pyroxen, který vzniká při tlaku přibližně nad 1 GPa (*Obr. 8.1; 8.3*). Po dosažení maximálních tlakově-teplotních podmínek 3,5-4 GPa začíná obsah grosuláru v granátech klesat. Vzhledem k difúznímu ohybu mezi růsty granátů I a II (*Obr. 6.3.E a 6.4.E*) mohly být maximální dosažené tlaky vyšší. Rozpad omfacitu a granátu za vzniku plagioklasu se může odehrávat při tlaku pod 1-2 GPa v závislosti na teplotě (*Obr. 8.7*). Náhlé změny v zonalitě hořčíku a železa jsou způsobeny tvorbou retrogradního biotitu.

Analýzy prvků vzácných zemin od středů k okrajům granátů ukázaly, že díky jejich značně pomalejší difuzivitě mohou lépe zachovávat změny v chemickém složení horninotvorných minerálů, okolní hmoty, ale i případné parciální taveniny a fluid. Distribuce REE normalizovaných chondritem ve studovaných vzorcích ukazuje pokles HREE směrem k okraji zrn. Dále je patrná europiová anomálie v jádrech a okrajích granátů. Tuto anomálii v okrajových částech zrn je možno vysvětlit přítomností plagioklasu během granulitového stádia. Avšak ve středních částech granátů, kde jsme vypočítali UHP podmínky, plagioklas přítomen není (*Obr. 8.1; 8.3; 8.5*). Europiová anomálie v jádrech granátů může být způsobena přítomností klinopyroxenu s vysokým obsahem jadeitové komponenty. To je v souladu s výsledky práce Morishita et al. (2007), kteří prokázali výraznou pozitivní europiovou anomálii omfacitu koexistujícího s granátem v oblasti Itoigawa-Ohmi v Japonsku (*Obr. 9.1*).



Obr. 9.1: Diagram analýz prvků vzácných zemin po normalizaci chondritem popisující distribuci těchto prvků v omfacitu v koexistenci s granátem. Převzato z práce Morishita et al. (2007); bílé kosočtverce = analýzy omfacitu; černé tečky = analýzy jadeitu; černé čárky = detekční limity prvků na LA ICP-MS.

Zatímco v mých vzorcích je rozdíl zhruba jedné poloviny řádu, u ostatních granulitů Českého masívu, především pak u jihočeských granulitů (Obr. 9.2), jsou tyto rozdíly více než stonásobné (Kotková & Harley, 2010). To je v souladu s popsanou minerální asociací, neboť hlavně za přítomnosti sillimanitu a cordieritu může re-ekvilibrace hornin v granulitové facii nastat za nízkých tlaků (Faryad et al., 2010b). Koncentrace $Eu_{(N)}$ je také v mých vzorcích zpravidla o půl řádu nižší.



Obr. 9.2: Spidergramy porovnávající koncentrace prvků vzácných zemin ve vzorcích F-103/10 B a UHROV B s jihočeskými granulity podle Kotková & Harley (2010); béžová zóna = středy granátů jihočeských granulitů, růžová zóna = okraje granátů jihočeských granulitů.

Z našich výsledků uvedených v kapitole 7. je patrné, že středy granátů nemají vysoké koncentrace těžkých vzácných zemin, jako to ukazuje Moore et al. (2013) v pelitických horninách amfibolitové facie. Na hranicích zrn však dochází k rapidnímu snížení koncentrace REE v granátech, což může být způsobeno reakcí s okolními minerály. Tento fakt bývá často přisuzován modelu Rayleighova frakcionace (Pyle & Spear, 1999).

9.3. Sledování metamorfního vývoje pomocí fázových diagramů

Díky zachování chemické zonality hlavních prvků v granátech a sledování jejich změn je možnost rozdělit vývoj granátových zrn do několika fází. Pro každou fázi jsem díky zachování zonálnosti granátu a texturním vztahům mezi minerály a jejich inkluzemi mohl vypočítat přibližné tlakově-teplotní podmínky. Výsledné teploty a tlaky pro každou vývojovou fázi jsou shrnuty v [Tabulce 6](#).

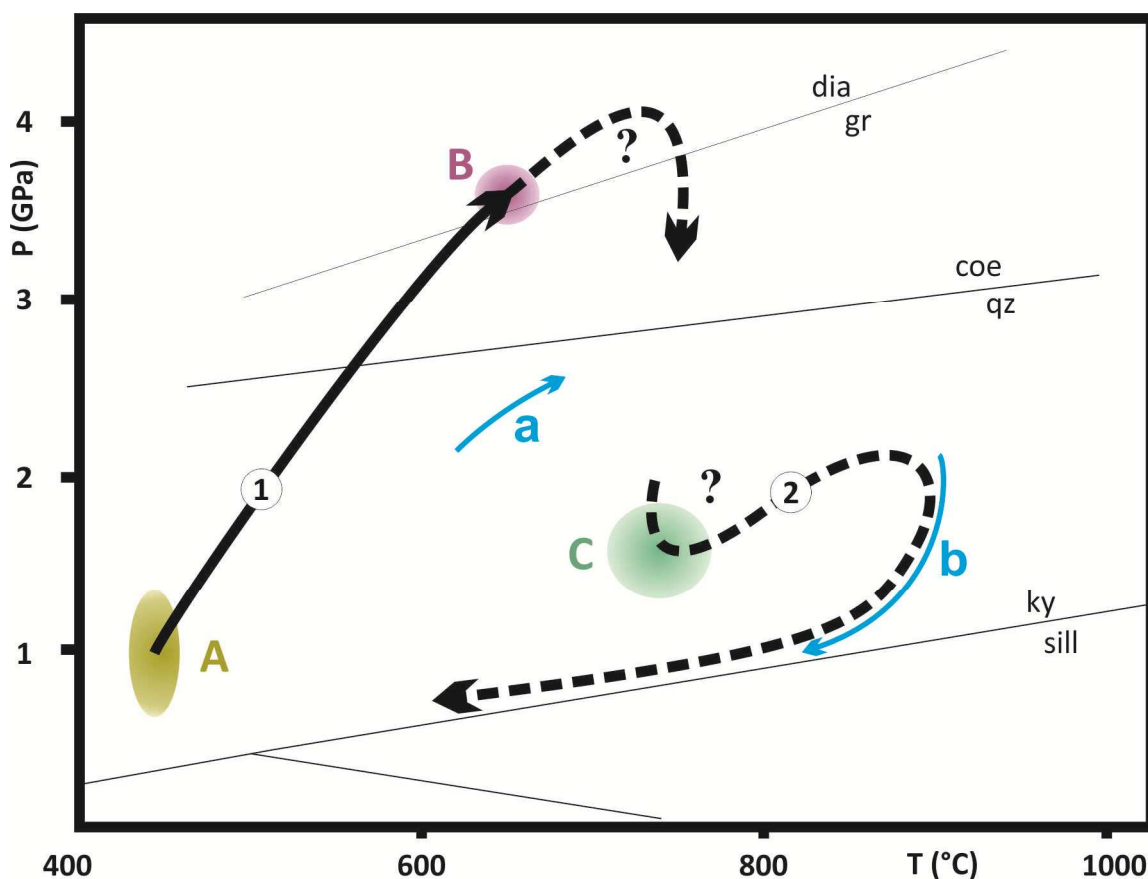
Tabulka 6.: Shrnutí vypočítaných tlakově-teplotních podmínek pro felsické granulity.

Vzorek/stádium	Počátek krystalizace granátu (A)	Dosažené tlaky během stádia I růstu granátu (B)	Přechodná zóna mezi stádiem I a II (C)	Granulitové stádium
F-103/10	450 °C / 0,75 GPa	677 °C / 3,65 GPa		
UHROV IEC	450 °C / 1,30 GPa	625-655 °C / 3,66 GPa	750 °C / 1,5 GPa	770-940°C / 1,8-2,3 GPa
F-95/10	450 °C / 0,75 GPa	630-665 °C / 3,20 GPa		

Poznámka: hodnoty teplot a tlaků zahrnují interval možných chyb ± 20 °C a 0,02 GPa.

[Obr. 9.3](#) ukazuje předpokládané metamorfní schéma studovaných felsických granulitů. Vývojový trend (1) zobrazuje prográdní dráhu pro nízkoteplotní stádium od středu granátu (A) směrem k plášti (B) podle [Obr. 8.1; 8.3; 8.5](#) pro vzorky F-103/10, UHROV IEC a F-95/10. Podobný trend, ale za relativně vyšších teplot, byl odhadnut na základě inkluzí v granátech felsických granulitů Blanského lesa (Faryad et al., 2010b) – dráha (a). Maximální tlakové podmínky mohly být v poli stability diamantu, což je v souladu s nejnovějšími daty (Perraki & Faryad, 2013). Nejvíce granátu vzniká při rapidním nárůstu tlaků až do oblastí UHP metamorfózy. Následné složení okraje granátu již udává dekompresní stádium za zvyšování teplot při přechodu do granulitové facie. Vypočítaný bod (C) náleží přechodné zóně, ale jeho P-T podmínky jsou diskutabilní kvůli působení difúze za vysokých teplot. Přechod z vysokotlaké eklogitové facie do vysokoteplotní granulitové facie však není jasný kvůli výrazné difúzi, jež chemicky odlišila granát vzniklý

za UHP podmínek a granát vytvořený v granulitové facii. Pokud izoplety z přechodné zóny granátu I a II udávají přibližně správné teploty a tlaky, pak byly horniny exhumovány z UHP podmínek do úrovně spodní až střední kůry za téměř izotermální dekomprese. Spojnice mezi přechodným stádiem a granulitovou metamorfózou ukazuje rapidní nárůst teploty za relativně stejných tlaků (trend 2). Maximální teploty na základě GASP termobarometrie jsou v souladu s dosavadními výpočty pro felsické granulity (Kröner et al., 2000; Štípská et al., 2004; Vrána et al., 2005). Dráha (b) ukazuje P-T dráhu exhumace felsických granulitů moldanubické zóny podle dat z literatur (podle Faryad et al., 2010b).



Obr. 9.3: Předpokládané metamorfní schéma studovaných felsických granulitů Kutnohorského krystalického komplexu. P-T dráha (1) je zkonstruována na základě pseudosekcí na Obr. 8.1; 8.3; 8.5 (kapitola 8): A = střed granátu, B = okraj granátu I. (2) naznačuje možnou dráhu hornin po jejich exhumaci do stádia granulitové metamorfózy a následné chlazení v poli kyanitu. C = P-T podmínky vypočítané pro přechodnou zónu (Obr. 8.7). (a) je trend a P-T podmínky vypočítané pro inkluze v granátech z felsických granulitů Blanského lesa (Faryad et al., 2010b), (b) ukazuje P-T dráhu exhumace felsických granulitů moldanubické zóny podle dat z literatur (upraveno podle Faryad et al., 2010b).

10. Závěr

Studium inkluzí pevných fází spolu s variacemi hlavních prvků a prvků vzácných zemin v granátu z felsických granulitů Kutnohorského krystalického komplexu potvrzují prográdní vývoj s maximálními dosaženými tlaky v poli stability coesitu až diamantu. Celkový vývoj granulitů je možné rozdělit do třech stádií. Nízkoteplotní stádium I je reprezentováno centrální částí granátu s vysokým obsahem grosulárové komponenty a zachovanou prográdní zonálností s poklesem spessartinové složky od středu k okraji zrn. Zonálnost granátů je patrná i z distribuce vzácných zemin, kde jsou středy bohatší na lehké a těžké prvky vzácných zemin. I když hornina prošla granulitovou metamorfózou a zonalita byla modifikována i v jádře granátu, izoplety Grs a X_{Fe} pro střed a plášťovou část potvrzují prográdní vývoj od 450 °C / 0,75 GPa do 650 °C / 3,6 GPa. Tento vývoj felsických granulitů je podporován přítomností inkluzí fengitů, které díky vysokým obsahům titanu přežily následné podmínky granulitové facie. Většina inkluzí prográdního vývoje byla nahrazena nebo roztavena během granulitové metamorfózy, což je potvrzeno přítomností polyfázových inkluzí s radiálními trhlinami v hostitelských minerálech.

Přechodné stádium mezi eklogitovou a granulitovou metamorfózou bylo možné rekonstruovat s určitými chybami na základě složení granátu v jeho plášťové části, které dává teploty a tlaky okolo 750 °C a 1,5 GPa. Vysokoteplotní stádium v granulitové facii je charakterizováno částí na okraji granátu s vysokou pyropovou složkou. Tato část je definována i obsahy těžkých vzácných zemin, které dosahují maximálních hodnot ve stejné pozici, jako hodnoty Mg v blízkosti okraje zrn granátu. Výsledky výpočtů P-T podmínek pomocí pseudosekce ukázaly, že tuto metodu není možné použít pro stádium granulitové metamorfózy. Podmínky pro granulitovou metamorfózu pomocí GASP termobarometrie (770-940 °C / 1,8-2,3 GPa) jsou v souladu s dosavadními výpočty pro felsické granulity moldanubické zóny.

Závěrečné III. retrográdní stádium je kromě rozpadu granátu (na biotit), kyanitu (za vzniku An-bohatého plagioklasu) a rutilu (s lemy ilmenitu) charakterizováno modifikací složení v okrajové zóně granátu. Vzhledem k nepřítomnosti cordieritu či sillimanitu se chlazení felsických granulitů uskutečnilo v poli stability kyanitu.

Z celkového metamorfního vývoje studovaných hornin felsických granulitů Kutnohorského krystalického komplexu plyne, že se jedná o fragmenty krustálního původu, jež byly subdukovány do UHP podmínek a po exhumaci do oblastí střední nebo

spodní kůry byly následně vystaveny metamorfóze v granulitové facii. Tyto výsledky potvrzují naše úvahy o povaze felsických granulitů jako o prostředku, který pomohl exhumovat těžší eklogity a granátické peridotity z plášťových hloubek. Ty pak byly metamorfovány spolu s felsickými granulity v podmínkách granulitové facie (Faryad et al., 2013).

11. Seznam použité literatury

- Auzanneau, S., Schmidt, M. W., Vielzeuf, D. & Connolly, J. A. D., 2010. Titanium in phengite: a geobarometer for high temperature eclogites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **159**, 1-24.
- Bakun-Czubarow, N., 1981. Ultrabasic rocks in granulites of the Góry Sowie Mts block. Ophiolites and Initialites of Northern Border of the Bohemian Massif. *Zentralinstitut für Physik der Erde, Potsdam*, 79-86.
- Bakun-Czubarow, N., 1991b. On the possibility of occurrence of quartz pseudomorphs after coesite in the eclogite-granulite rock series of the Złote Mountains in the Sudetes (SW Poland). *Archiwum Mineralogiczne*, **47**, 5-16.
- Beard, B. L., Medaris, L. G., Johnson, C. M., Jelinek, E., Tonika, J. & Ricciputi, L. R., 1995. Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: implications for Variscan orogenesis. *Geologische Rundschau*, **84**, 552-567.
- Becker, H., 1997. Petrological constraints on the cooling history of high-temperature garnet peridotite massifs in lower Austria. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **128**, 272-286.
- Bhattacharya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K., & Raith, M., 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite binary: constraints from experimental data on Mg-Fe Partitioning and a reformulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**, 87-93.
- Carlson, W. D., 2002. Presidential Address: Scales of disequilibrium and rates of equilibration during metamorphism. *American Mineralogist*, **87**, 185-204.
- 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.
- Coggon, R. & Holland, T. J. B., 2002. Mixing properties of phengitic micas and revised garnet-phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, **20**, 683-696.
- Connolly, J. A. D., 2005. Computation of phase-equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation. *Earth and Planetary Science Letters*, **236**, 524-541.

- Denison, C. & Carlson, W. D., 1997. Three-dimensional quantitative textural analysis of metamorphic rocks using high-resolution computed X-ray tomography: Part II. Application to natural samples. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 45-57.
- 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., Perraki, M. & Vrána, S., 2006. P-T evolution and reaction textures in retrogressed eclogites from Svetlik, the Moldanubian Zone (Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*, **88**, 297-319.
- Faryad, S. W., 2009. The Kutná Hora Complex (Moldanubian zone, Bohemian Massif): A composite of crustal and mantle rocks subducted to HP/UHP conditions. *Lithos*, **109**, 193-208.
- Faryad, S. W., Dolejš, D. & Machek, M., 2009. Garnet exsolution in pyroxene from clinopyroxenites in the Moldanubian zone: constraining the early pre-convergence history of ultramafic rocks in the Variscan orogen. *Journal of Metamorphic Geology*, **27**, 655-671.
- Faryad, S. W., Klápová, H. & Nosál, L., 2010a. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine*, **74**, 111-126.
- Faryad, S. W., Nahodilová, R. & Dolejš, D., 2010b. Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos*, **114**, 54-69.
- 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. & Kachlík, V., 2013. New evidence of blueschist facies rocks and their geotectonic implication for Variscan suture(s) in the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, DOI: 10.1111/jmg.12009.
- Faryad, S. W., Jedlicka, R. & Collett, S., 2013. Eclogite facies rocks of the Monotonous unit, clue to Variscan suture in the Moldanubian Zone (Bohemian Massif). *Lithos*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2013.07.015>.
- Fiala, J., Matějovská, O. & Vaňková, V., 1987. Moldanubian granulites: source material and petrogenetic considerations. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **157**, 133-165.

- Franke, W., 1989a. Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. *Tectonophysics*, **169**, 221-228.
- Franke, W., 1989b. 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.
- Gayk, T., Kleinschrodt, R., Langosch, A. & Seidel, E., 1995. Quartz exsolution in clinopyroxene of high-pressure granulite from the Münchberg Massif. *European Journal of Mineralogy*, **7**, 1217-1220.
- Guidotti, C. V. & Sassi, F. P., 1998. Petrogenetic significance of Na–K white mica mineralogy; recent advances for metamorphic rocks. *European Journal of Mineralogy*, **10**, 815–854.
- 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.
- Hickmott, D. D., Shimizu, N., Spear, F. S. & Selverstone, J., 1987. Trace-element zoning in a metamorphic garnet. *Geology*, **15**, 573-576.
- Hickmott, D. D. & Shimizu, N., 1989. Trace element zoning in garnet from Kwoiek Area, British Columbia: disequilibrium partitioning during garnet growth? *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 619-630.
- Hickmott, D. D. & Spear, F. S., 1992. Major- and trace-element zoning in garnets from calcareous pelites in the NW Shelburne Falls quadrangle, Massachusetts: garnet growth histories in retrograded rocks. *Journal of Petrology*, **33**, 965-1005.
- Hirsch, D. M., Prior, D. J. & Carlson, W. D., 2003. An overgrown model to explain multiple dispersed high-Mn regions in the cores of garnet porphyroblasts. *American Mineralogist*, **88**, 131-141.
- Hodges, K. V. & Spear, F. S., 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *American Mineralogist*, **67**, 1118-1134.

- Hoisch, T. D., 1990. Empirical calibration of six geobarometers for the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + plagioclase + garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**, 225-234.
- Holdaway, M. J. & Lee, S. M., 1977. Fe-Mg Cordierite Stability in High-Grade Pelitic Rocks based on Experimental, Theoretical and natural Observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **63**, 175-198.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1996. Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions. *American Mineralogist*, **81**, 1425-37.
- Holland, T., Baker, J. & Powell, R., 1998. Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O. *European Journal of Mineralogy*, **10**, 395-406.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 309-343.
- Holland, T. J. B. & Powell, R., 2001. Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset. *Journal of Petrology*, **42**, 673-83.
- Hollister, L. S., 1966. Garnet zoning: an interpretation based on Rayleigh fractionation model. *Science*, **154**, 1647-1651.
- Holub, F. & Souček, J., 1994. Blueschist-greenschist metamorphism of metabasites in the western Krušné Hory (Erzgebirge) Mts. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, **1**, 815-826.
- Holub, F., Machart, J. & Manová, M., 1997. The Central Bohemian Plutonic Complex: Geology, chemical composition and genetic interpretation. *Journal of Geological Science: Economic Geology, Mineralogy*, **31**, 27-50.
- Chakraborty, S. & Ganguly, J., 1992. Cation ion diffusion in aluminosilicate garnets: experimental determination in spessartine-almandine diffusion couples, evaluation of effective binary diffusion coefficient and applications. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**, 74-86.
- Chernoff, C. B. & Carlson, W. D., 1997. Disequilibrium for Ca during growth of pelitic garnet. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 421-438.
- Chernoff, C. B. & Carlson, W. D., 1999. Trace element zoning as a record of chemical disequilibrium during garnet growth. *Geology*, **27**, 555-558.

- Chopin, C., 1984. Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **86**, 107-118.
- Janoušek, V., Braithwaite, C. J. R., Bowes, D. R. & Gerdes, A., 2004. Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos* **78**, 67-99.
- Janoušek, V. & Holub, F., 2007. The causal link between HP-HT metamorphism and ultrapotassic magmatism in collisional orogens: case study from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif. *Proceedings of the Geologists' Association*, **118**, 75-86.
- Jelínek, E., Štědrá, V. & Cháb, J., 1997. The Mariánské Lázně complex. In geological model of Western Bohemia related to the KTB borehole Germany. (eds. Vrána, S. & Štědrá, V.). *Journal of Geological Sciences*, **47**, 61-70.
- Kalt, A., & Altherr, R., 1996. Metamorphic evolution of garnet-spinel peridotites from the Variscan Schwarzwald (F.R.G.). *Geologische Rundschau*, **85**, 211-224.
- Kelly, E. D., Carlson, W. D. & Connelly, J. N., 2011. Implications of garnet resorption for the Lu-Hf garnet geochronometer: an example from the contact aureole of the Makhavinekh Lake Pluton, Labrador. *Journal of Metamorphic Geology*, **29**, 901-916.
- 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.
- Klemd, R. & Bröcker, M., 1999. Fluid influence on mineral reactions in ultrahigh-pressure granulites: a case study in the Snieznik Mts (West Sudetes, Poland). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **136**, 358-373.
- Kohn, M. J., 2004. Oscillatory- and sector-zoned garnets record cyclic (?) rapid thrusting in central Nepal. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, Q12014, doi:10.1029/2004GC000737.
- Kohn, M. J. & Malloy, M. A., 2004. Formation of monazite via prograde metamorphic reactions among common silicates: implications for age determinations. *Geochemica Cosmochemica Acta*, **68**, 101-113.
- 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.
- Kotková, J. & Harley, S. L., 2010. Anatexis during High-pressure Crustal Metamorphism: Evidence from Garnet-Whole-rock REE Relationships and Zircon-Rutile-Ti-Zr Thermometry in Leucogranulites from the Bohemian Massif. *Journal of Petrology*, **51**, 1967-2001.
- Koziol, A. M. & Newton, R., 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al₂SiO₅-quartz geobarometer. *American Mineralogist*, **73**, 216-223.
- Koziol, A. M., 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al₂SiO₅-quartz (GASP) geobarometer and applications for natural parageneses. *EOS*, **70**, 493.
- Kröner, A., O'Brien, P. J., Nemchin, A. A. & Pidgeon, R. T., 2000. Zircon ages for high pressure granulites from the South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **138**, 127-142.
- Kryza, R., Muszynsky, A. & Vielzeuf, D., 1990. Glaucophane-bearing assemblage overprinted by greenschist facies metamorphism in the Variscan Kaczawa Complex, Sudetes, Poland. *Journal of Metamorphic Geology*, **8**, 345-355.
- 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.
- 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. & Nasdala, L., 2003. Characterization of an early metamorphic stage through inclusions in zircon of a diamondiferous quartzofeldspathic rock from the Erzgebirge, Germany. *American Mineralogist*, **88**, 883-889.
- Massonne, H. J. & O'Brien, P. J., 2003. The Bohemian Massif and the NW Himalaya. In: Carswell, D.A., Compagnoni, R. (Eds.), Ultrahigh Pressure Metamorphism. *EMU Notes in Mineralogy*, **5**, 145-187.
- Massonne, H. J. & Bartsch, H. J., 2004. Ultrahigh and high pressure rocks of Saxony. Field Trip Guide Books, 32nd International Geological Congress, Florence, Italy, 2, B21.
- Massonne, H. J. & Neuser, R. D., 2005. Ilmenite exsolution in olivine from the serpentinite body at Zöblitz, Saxonian Erzgebirge-microstructural evidence using EBSD. *Mineralogical Magazine*, **69**, 119-124.
- Massonne, H. J. & Kopp, J., 2005. A low-variance mineral assemblage with talc and phengite in an eclogite from the Saxonian Erzgebirge, central Europe, and its P-T evolution. *Journal of Petrology*, **46**, 355-375.
- Matte, P., 1986. Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, **126**, 329-374.
- Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P. & Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, **177**, 151-170.
- McDonough, W. F. & Sun, S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, **120**, 223-253.
- Medaris, L. G., Wang, H. F., Mísař, Z. & Jelínek, E., 1990. Thermobarometry, diffusion modelling and cooling rates of crustal garnet peridotites: two examples from Moldanubian zone of the Bohemian Massif. *Lithos*, **25**, 189-202.
- Medaris, L. G., Jelínek, E. & Mísař, Z., 1995. Czech eclogites - Terrane settings and implications for variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy*, **7**, 7-28.
- Medaris, L. G., Fournelle, J. H., Ghent, E. D., Jelínek, E. & Mísař, Z., 1998. Prograde eclogite in Gföhl Nappe, Czech Republic: new evidence on Variscan high-pressure metamorphism. *Journal of Metamorphic Geology*, **16**, 563-576.

- Medaris, L. G., Wang, H., Jelínek, E., Mihaljevič, M. & Jakeš, P., 2005. Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic, *Lithos*, **82**, 1-23.
- Medaris, L. G., Beard, B. L. & Jelínek, E., 2006a. 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.
- Medaris, L. G., Ghent, E. D., Wang, H. F., Fournelle, J. H. & Jelínek, E., 2006b. The Spačice eclogite: Constraints on the P-T-t history of the Gföhl granulite terrane, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *Mineralogy and Petrology*, **86**, 203-220.
- Meth, C. E. & Carlson, W. D., 2005. Diffusion-controlled synkinematic growth of garnet from a heterogeneous precursor at Passo del Sole, Switzerland. *The Canadian Mineralogist*, **43**, 157-182.
- Mingram, B., 1998. The Erzgebirge, Germany, a subducted part of the northern Gondwana: geochemical evidence for repetition of early Palaeozoic metasedimentary sequences in metamorphic thrust units. *Geological Magazine*, **135**, 785-801.
- 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*, Doi: 10.1111/jmg.12039.
- Morishita, T., Arai, S. & Ishida, Y., 2007. Trace element compositions of jadeite (+omphacite) in jadeitites from the Itoigawa-Ohmi district, Japan: Implications for fluid processes in subduction zones. *Island Arc*, **16**, 40-56.
- Naemura, K., Ikuta, D., Kagi, H., Otake, S., Ueda, T., Ohi, S., Kobayashi, T., Svojtka, M. & Hirajima, T., 2011. Diamond and other possible ultradeep evidence discovered in the orogenic spinel-garnet peridotite from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Czech Republic. In: *Ultrahigh-Pressure Metamorphism, 25 years after the discovery of coesite and diamond*, edited by L. Dobrzhenetskaya, S.W. Faryad, S. Wallis, S. Cuthbert. (Elsevier), 77-111.
- Nahodilová, R., Faryad, S. W., Pertoldová, J., Konopásek, J. & Štědrá, V., 2005. HP melting and its relationship to the granulite facies metamorphism - an example of the “Gföhl nappe” in the Kutná Hora crystalline complex. *Geolines*, **19**, 86-87.

- Nahodilová, R., Faryad, S. W., Dolejš, D., Tropper, P. & Konzett, J., 2011. High-pressure partial melting and melt loss in felsic granulites in the Kutná Hora complex, Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos*, **125**, 641-658.
- Nahodilová, R., Štípská, P., Powell, R., Košler, J. & Racek, M., 2013. High-Ti muscovite as a prograde relict in high pressure granulites with metamorphic Devonian zircon ages (Běstvína granulite body, Bohemian Massif): Consequence for the relamination model of subducted crust. *Gondwana Research*, doi.org/10.1016/j.gr.2012.08.021
- Nakamura, D., Svojtka, M., Naemura, K., and Hirajima, T., 2004. Very high-pressure (>4 GPa) eclogite associated with the Moldanubian Zone garnet peridotite (Nové Dvory, Czech Republic). *Journal of Metamorphic Geology*, **22**, 593-603.
- Nasdala, L. & Massonne, H. J., 2000. Microdiamonds from the Saxonian Erzgebirge, Germany: in situ micro-Raman characterisation. *European Journal of Mineralogy*, **12**, 495-498.
- Newton, R. C., Charlu, T. V. & Kleppa, O. J., 1980. Thermochemistry of the high structural state plagioclases. *Geochemica Cosmochemica Acta*, **44**, 933-41.
- 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*, **84**, 473-488.
- O'Brien, P. J., 2008. Challenges in high-pressure granulite metamorphism: reaction textures, compositional zoning, ages and tectonic interpretation with examples from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology*, **26**, 235-251.
- Okrusch, M., Matthes, S., Klemm, R., O'Brien, P. J. & Schmidt, K., 1991. Eclogites at the north-western margin of the Bohemian Massif: A review. *European Journal of Mineralogy*, **3**, 707-730.
- Otamendi, J. E., Patiño Douce, A. E. & Demichelis, A. H., 1999. Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina. *Journal of Metamorphic Geology*, **17**, 415-434.
- 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.
- Patočka, F., Pivec, E. & Oliveriova, D., 1996. Mineralogy and petrology of mafic blueschists from the Rychory Mts crystalline complex (West Sudetes, Bohemian Massif). *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen*, **170**, 313-330.

- Perraki, M. & Faryad S. W. F., 2013. First evidence of UHP phases in felsic rocks with short granulite facies overprint in the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif, Abstract Volume of X. International Eclogite Conference.
- Petrakakis, K., 1997. Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology*, **15**, 203-222.
- Pouba, Z., Fiala, J. & Paděra K., 1987. The granulite body near Běstvína in the Železné Hory Mts. *Časopis pro Mineralogy a Geology*, **32**, 73–78.
- Powell, R. & Holland, T. J. B., 1999. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas. *American Mineralogist*, **84**, 1-14.
- Proyer, A., 2003. The preservation of high pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos*, **70**, 183-194.
- 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.
- 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.
- Rötzler, K., Schumacher, R., Maresch, W. V. & Wilner, A. P., 1998. Characterization and geodynamic implications of contrasting metamorphic evolution in juxtaposed high-pressure 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.
- Schmädicke, E., 1994. Die Eklogite des Erzgebirges: Freiburger Forschungshefte, Bd. C456. *Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig-Stuttgart*, 338.
- Schmädicke, E. & Evans, B. W., 1997. Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **127**, 57-74.
- 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 uptake by eclogite garnets and its consequences for Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **152**, 703-720.
- Smith, D., 1984. Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, **310**, 641-644.
- Sobolev, N. V. & Shatsky, V. S., 1990. Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment of diamond formation. *Nature*, **343**, 742-746.
- Spear, F. S. & Daniel, C. G., 2001. Diffusion control of garnet growth, Harpswell Neck, Maine, USA. *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 179-195.
- Synek, J. & Oliveriová, D., 1993. Terrane character of the northeast margin of the Moldanubian Zone - the Kutná Hora crystalline complex, Bohemian Massif. *Geologische Rundschau*, **82**, 566-582.
- 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*, **22**, 179-198.
- 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*, **24**, 119-134.
- Thompson, A. B., 1976. Mineral reactions in pelitic rocks. II. Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase relations. *American Journal of Science*, **276**, 425-454.
- Tomkins, H. S. & Pattison, R. M., 2007. Accessory phase petrogenesis in relation to major phase assemblages in pelites from the Nelson contact aureole, southern British Columbia. *Journal of Metamorphic Geology*, **25**, 401-421.
- Vrána, S., Štědrá, V. & Fišera, M., 2005. Petrology and geochemistry of the Běstvína granulite body metamorphosed at eclogite facies conditions, Bohemian Massif. *Journal of Czech Geological Society*, **50**, 81-94.

- Vrána, S., Štědrá, V. & Nahodilová, R., 2009. Geochemistry and petrology of high-pressure albite–K-feldspar kyanite–garnet felsic gneisses and granulites from the Kutná Hora unit, Bohemian Massif. *Journal of Geosciences*, **54**, 21.
- White, R. W., Powell, R. & Holland, T. J. B., 2001. Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O–CaO–K₂O–FeO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O (NCKFMASH). *Journal of Metamorphic Geology*, **19**, 139–53.
- 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.
- Whitney D. L. & Evans B. W., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, **95**, 185–187.
- Yang, P. & Rivers, T., 2002. The origin of Mn and Y annuli in garnet and the thermal dependence of P in garnet and Y in apatite in calc-pelite and pelite, Cagnon terrane, western Labrador. *Geological Materials Research*, **4**, 1–35.
- Yang, P. & Pattison, D., 2006. Genesis of monazite and Y zoning in garnet from the Black Hills, South Dakota, *Lithos*, **88**, 233–253.
- Zack, T. & Luvizottow, G. L., 2006. Application of rutile thermometry to eclogites. *Mineralogy and Petrology*, **88**, 69–85.
- Žáčková, E., Konopásek, J., Jeřábek, P., Finger, F. & Košler, J., 2010. Early Carboniferous blueschist-facies metamorphism in metapelites of the West Sudetes (Northern Saxothuringian Domain, Bohemian Massif). *Journal of Metamorphic Geology*, **28**, 361–379.
- Žák, J., Holub, F. & Verner, K., 2005. Tectonic evolution of continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, **94**, 385–400.

12. Přílohy

Tabulka 10.1: Reprezentativní chemické analýzy stopových prvků a prvků vzácných zemin granátů z felsických granulitů. Uvedené poměry s indexem N jsou po normalizaci chondritem (McDonough & Sun, 1995).

hornina	felsický granulit					
vzorek	UHROV B			F-103/10		
pozice analýzy	okraj	střed	okraj	okraj	střed	okraj
Ti	337,06	356,36	255,05	256,76	644,58	321,08
Cr	57,78	142,16	77,95	169,87	159,86	157,36
Y	180,46	182,01	61,08	128,03	453,74	105,82
La	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01
Ce	0,12	0,54	0,08	0,04	0,11	0,10
Pr	0,16	0,53	0,12	0,08	0,24	0,20
Nd	4,18	6,67	2,77	3,49	7,10	5,28
Sm	7,46	6,42	5,57	6,94	10,72	8,82
Eu	2,12	2,77	1,57	0,84	2,55	1,06
Gd	17,11	17,70	11,91	14,95	34,01	16,55
Tb	4,21	4,35	2,41	3,49	9,69	3,24
Dy	30,58	30,82	14,05	23,97	73,01	20,16
Ho	6,76	6,64	2,25	4,36	15,57	3,43
Er	20,23	20,07	4,90	11,35	43,86	8,50
Tm	3,00	2,83	0,58	1,48	6,33	1,11
Yb	21,00	20,17	3,55	9,18	42,50	6,85
Lu	3,18	2,83	0,47	1,08	5,84	0,80
Hf	0,15	0,11	0,21	0,24	0,20	0,28
Ta	0,01	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01
W	0,07	0,08	0,06	0,04	0,09	0,05
Pb	0,17	0,14	0,13	0,12	0,12	0,13
Th	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
U	0,02	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01
Poměry koncentrace prvků po normalizaci chondritem						
Sm/Nd	1,785	0,963	2,011	1,989	1,510	1,670
YbN/GdN	1,514	1,407	0,368	0,758	1,542	0,511
Eu(N)	24,330	31,860	18,060	9,680	29,360	12,130

Poznámka: hodnoty vypsané kurzívou jsou pod detekčním limitem LA ICP-MS.

Tabulka 10.2: Chemické analýzy minerálů ze vzorku UHROV IEC vybrané pro výpočet teplot a tlaků v kapitole 8.

vzorek		UHROV IEC	
minerál	okraj granátu	biotit v matrix	plagioklas v matrix
hm %			
SiO ₂	37,87	37,45	63,71
TiO ₂		3,97	
Al ₂ O ₃	21,83	16,81	22,38
FeO	23,99	12,45	0,02
MnO	0,32		
MgO	9,41	15,01	
CaO	4,47		3,93
Na ₂ O		0,11	8,66
K ₂ O		9,60	0,53
Total	97,89	95,40	99,23
	na 12 O	na 11 O	na 8 O
Si	2,95	5,51	2,85
Ti		0,44	
Al	2,00	2,91	1,18
Fe ²⁺	1,46	1,53	
Mn	0,02		
Mg	1,09	3,29	
Ca	0,37		0,19
Na		0,03	0,75
K		1,80	0,03
Total	7,90	15,51	5,00
X _{Fe}	0,57	0,32	An 19