

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Geochemie plášťových xenolitů Českého středohoří

Geochemistry of mantle xenoliths of the České středohoří Mts.

Diplomová práce

Iveta Kohoutová



Vedoucí diplomové práce: Mgr. Lukáš Ackerman, Ph.D.

Praha 2012

ABSTRAKT

České středohoří tvoří nejdůležitější a v minulosti nejaktivnější část oherského riftu v severních Čechách. Je tvořeno vulkanickými horninami třetihorního stáří obsahující plášťové xenolity, které nám poskytují informace o vnitřní stavbě svrchního pláště. Tato diplomová práce se zabývá studiem plášťových xenolitů nacházejících se v severní části Českého masivu blízko Litoměřic (4 lokality: Dobkovičky, Prackovice, Kuzov, Medvědí vrch). Pro porovnání byly vybrány další 4 lokality plášťových xenolitů - lokalita Brtníky ve Šluknovském výběžku, Kraslice a Zámeček u Flájí v Krušných horách a Venušina sopka v Nížkém Jeseníku na Bruntálské vrchovině. U všech studovaných xenolitů se nejčastěji jedná o spinelové harzburgity nebo lherzolity s minerální asociací olivín + ortopyroxen + klinopyroxen + spinel (nejčastěji Cr-spinel). Jejich textura je většinou protogranulární, dále pak porfyroklastická (porfyroklasty nejčastěji tvoří olivín, ortopyroxen a v některých případech i klinopyroxen, olivín tvoří také matrix a undulózně zřásní) a v menší míře i equigranulární. Hostitelská hornina je tvořena basanitem. V peridotitových xenolitech je nejvýraznější složkou olivín s hodnotou $\#Mg = 89,4-91,5$; v menším množství je vyskytuje ortopyroxen mající hodnotu $\#Mg = 90,8-92,1$. Klinopyroxeny jsou nejčastěji zastoupeny Cr-diopsidem. Hodnota $\#Cr$ se u Cr-spinelu pohybuje v širokém rozpětí hodnot 16,9-77,4.

Teplotní podmínky ekvibrace byly vypočteny pomocí několika dvoupyroxenových geotermometrů, z nichž nejlépe se jevil geotermometr kalibrovaný Brey a Kohlerem (1990). Vypočtené teploty se pohybují v rozmezí 850-1062 °C pro xenolity Českého středohoří. U xenolitů Brtníků, Kraslic, Zámečku u Flájí a Venušiny sopky jsou teploty nepatrně nižší (869-940 °C). Pokud tyto hodnoty tedy reflektují původní teplotní rovnováhu, všechny xenolity se derivovaly z podobných teplotně-tlakových podmínek svrchního pláště.

Chemické analýzy poukazují na refrakterní charakter peridotitu. Obsahy stopových prvků jsou poměrně variabilní a vykazují ochuzení plášťového peridotitu o kompatibilní prvky a naopak jeho nabohacení o inkompatibilní prvky. Plášťové xenolity jsou obohaceny o Rb a ochuzeny o Th. Oproti primitivnímu plášti jsou také nabohaceny o lehké vzácné zeminy (LREE), ochuzeny o středně těžké vzácné zeminy (MREE) a ve větší míře i o těžké vzácné zeminy (HREE). To dokazuje, že svrchní plášť prošel silným ochuzením díky parciálnímu tavení, extrakci tavenin a poté i metasomatózou taveniny nejpravděpodobněji bazaltového složení.

SUMMARY

The České středohoří Mts. forming the most important and active part of Ohře/Eger rift are formed by volcanic rocks of Tertiary age containing upper mantle xenoliths which can provide us information about internal structure of upper mantle. This diploma thesis is focused on the study of mantle xenoliths from this part of Bohemian massif close to the city Litoměřice (4 locations: Dobkovičky, Prackovice, Kuzov, Medvědí hill) and for comparison another 4 locations of mantle xenoliths from the northern Bohemia localities Brtníky in Šluknovský ledge, Kraslice and Zámeček at Fláje in Krušné Mts. and Venuše volcano in Nížký Jeseník at Bruntálská Highlands. Almost all studied xenoliths are spinel harzburgites or lherzolites with mineral association olivine + orthopyroxene + clinopyroxene + spinel (the most often Cr-spinel). They have usually protogranular texture followed by porphyroclastic texture (porphyroclasts are represented by olivine, orthopyroxene and in some cases also by clinopyroxene, and fine-grained matrix of all these minerals with olivine showing undulose extinguishes). An equigranular texture is the least common. Host rock of the xenoliths is always basanite. The most abundant mineral in peridotite xenoliths is olivine with #Mg value 89,4-91,5; followed by orthopyroxene with #Mg value 90,8-92,1 and clinopyroxene (Cr-diopside). The least abundant is Cr-spinel with large variation in #Cr values between 16,9 and 77,4.

The equilibrium temperatures were calculated using several geothermometers obtaining the best reliable results with two-pyroxene geothermometer of Brey and Kohler (1990). Calculated temperatures varied from 850 to 1062 °C for xenoliths from České středohoří Mts. and between 869 and 940 °C for xenoliths from Brtníky, Kraslice, Zámeček u Flájí and Venuše volcano. If these temperatures reflect truly primary conditions, all the xenoliths were most likely derived from similar pressure-temperature conditions.

The whole-rock geochemical analyses show a highly refractory character of the studied peridotites. Trace element contents are highly variable and show depleted nature of mantle peridotite in case of compatible elements, but strong enrichment in incompatible elements. Comparing to primitive upper mantle, all xenoliths are enriched in Rb, LREE, but depleted in Th, MREE and distinctly in HREE. These geochemical patterns suggest that upper mantle underwent variable partial melting degrees during melt extraction and subsequent metasomatism most likely by basaltic melt.

OBSAH:

ABSTRAKT	i
SUMMARY	ii
OBSAH	iii
Seznam obrázků	v
Seznam tabulek	vii
Seznam použitých zkratk	viii
Seznam příloh za textovou částí	ix
Poděkování	x
Prohlášení	xi
1. ÚVOD	1
2. GEOLOGICKÉ POMĚRY STUDOVANÝCH LOKALIT PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ	2
2.1 České středohoří	2
2.1.1 Vulkanismus Českého středohoří	3
2.1.1.1 Vulkanostratigrafické jednotky, jejich petrologie a geochemické složení	4
2.2 Krušné hory	8
2.3 Šluknovský výběžek	9
2.4 Nízký Jeseník	10
3. CHARAKTERISTIKA PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ	10
3.1 Obecná charakteristika	10
3.1.1 Procesy parciálního tavení a metasomatózy	11
3.2 Složení a celosvětový výskyt plášťových xenolitů	12
3.3 Hostitelské horniny xenolitů	14
3.4 Petrogenetická charakteristika a chemické složení (ultra)mafických xenolitů	14
3.5 Textura plášťových xenolitů	15
4. METODIKA PRÁCE	16
5. POPIS LOKALIT STUDOVANÝCH PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ	18
5.1 Dobkovičky	18
5.2 Kuzov	19
5.3 Prackovice	20
5.4 Medvědí vrch	21
5.5 Brtníky	21
5.6 Kraslice	21
5.7 Zámeček u Flájí	22
5.8 Venušina sopka	22
6. PETROGRAFIE PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ	23
6.1 Dobkovičky	23
6.2 Kuzov	29
6.3 Prackovice	30
6.4 Medvědí vrch	34
6.5 Brtníky	36
6.6 Kraslice	39
6.7 Zámeček u Flájí	40
6.8 Venušina sopka	40
7. CHEMICKÉ SLOŽENÍ MINERÁLŮ	40

7.1 Olivín	40
7.2 Ortopyroxen	41
7.3 Klinopyroxen	42
7.4 Spinel	43
8. TEPLOTNÍ PODMÍNKY EKVILIBRACE PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ	44
9. GEOCHEMIE STOPOVÝCH PRVKŮ	47
10. DISKUZE	50
10.1 Petrografie	50
10.2 Chemické složení minerálů	51
10.3 Teplotní podmínky ekvilibrace plášťových xenolitů	53
10.4 Geochemie stopových prvků	53
11. ZÁVĚR	56
12. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	57
Příloha	61

Seznam obrázků:

Obr. 1: Pozice Českého středohoří v regionu Oherského riftu. (Christensen et al. 2001)

Obr. 2: Pozice vulkanických hornin Českého středohoří v TAS diagramu. (Le Maitre ed. 1989)

Obr. 3: Počáteční izotopické poměry formací hornin Českého středohoří v $\epsilon_0^{\text{Nd}} - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ diagramu. (Ulrych et al. 2002)

Obr. 4: Schématická mapa lužického plutonu. (Mísař et al. 1983)

Obr. 5: Protogranulární textura podle Mercier J-C. C. a Nicolas A. (1975) vyskytující se u většiny xenolitů. (Mašek M. M. et al. 2010)

Obr. 6: Porfyroklastická textura plášťového peridotitového xenolitu. (Mašek M. M. et al. 2010)

Obr. 7: Equigranulární textura s roztroušeným spinelem. (Mašek M. M. et al. 2010)

Obr. 8: Mapa lokalit s výskytem studovaných plášťových xenolitů. (upraveno dle Ulrycha J. et al. 2011)

Obr. 9: Kamenolom Dobkovičky na úpatí vrchu Kubačka. (převzato z www.kamenzbraslav.cz)

Obr. 10: Olivínový xenolit (lherzolit) v čediči. (foto: Radoň M., 2009; převzato z www.geology.cz/foto/18202)

Obr. 11: Vrch Kuzov. (foto: Bokr P., 2005; převzato z www.geology.cz/foto/16528)

Obr. 12: Dvě žilné intruze leucitického tefritu vrchu Kuzov. (převzato z www.geology.cz/foto/18088)

Obr. 13: Bývalý čedičový lom Prackovice. (převzato z www.geology.cz/foto/9999)

Obr. 14: Jedna z lávových jeskyň Venušiny sopky. (převzato z www.czecot.cz/turisticky-objekt/10479_venusina-sopka-mezina)

Obr. 15: Lávové proudy Venušiny sopky s vertikálně orientovanou sloupcovitou odlučností bazaltu. (převzato z <http://kurz.geologie.sci.muni.cz/kapitola7.htm>)

Obr. 16: "Sopečné pumy" z Venušiny sopky. (převzato z www.geology.cz/foto/620)

Obr. 17: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená mikrosondou. Znázorňuje spinely uzavřené ortopyroxenem, nacházející se ve velkém zrně klinopyroxenu. Lokalita Dobkovičky, vzorek 06DK2, měřítko 200 μm .

Obr. 18: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená mikrosondou. Klinopyroxen uzavírající spinely "červovitého" tvaru a spinel obsahující v sobě drobné chromity. Lokalita Dobkovičky, vzorek 06DK3, měřítko 500 μm .

Obr. 19: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Střídání pásků ortopyroxenu v krystalu klinopyroxenu. Lokalita Dobkovičky, vzorek DOB07, měřítko 1000 μm .

Obr. 20: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Spinely tvořící symplektity mezi krystaly klinopyroxenu. Lokalita Kuzov, vzorek KUZ2, měřítko 1000 μm .

Obr. 21: Mikrofotografie spinelu uspořádaných v symplektitu s klinopyroxeny. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL1, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

Obr. 22: Mikrofotografie spinelu v kontaktu s klinopyroxenem. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL2, měřítko 1 mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

Obr. 23: Mikrofotografie serpentizovaného zrna klinopyroxenu obklopeného zrnky olivínu. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL6, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

Obr. 24: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Al - spinel tvořící symplektit s klinopyroxenem je obklopen zrnky olivínu. Lokalita Medvědí vrch, vzorek MV2, měřítko 1000 μm .

Obr. 25: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Cr - spinel v symplektitu se zrnem klinopyroxenu. Lokalita Brtníky, vzorek 09BR2, měřítko 1 mm (1000 μm).

Obr. 27: Mikrofotografie minerálních zrn klinopyroxenu a olivínu, která jsou prorostlá amorfním sklem. Lokalita Kraslice, vzorek KRAS1, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

Obr. 28: Porovnání hodnot #Mg s obsahy Al_2O_3 u ortopyroxenu jednotlivých plášťových xenolitů.

Obr. 29: Mikrofotografie zonálního klinopyroxenu. Lokalita Brtníky, vzorek 09BR8, měřítko 1 mm (1000 μm).

Obr. 30: Porovnání hodnot #Mg s obsahy CaO u klinopyroxenu jednotlivých plášťových xenolitů.

Obr. 31: Porovnání hodnot #Mg a #Cr u spinelu jednotlivých plášťových xenolitů.

Obr. 32: Křivky obsahů vzácných zemin (pro jednotlivé lokality) normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995).

Obr. 33: Křivky obsahů stopových prvků (pro jednotlivé lokality) normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995).

Obr. 34: Křivky obsahů vzácných zemin peridotitových xenolitů Kozákovské sopky normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995). (Ackerman et. al 2007)

Seznam tabulek:

Tab. 1: Geochemické charakteristiky formací Českého středohoří. (Cajz et al. 1999)

Tab. 3: Teploty ekvibrace plášťových peridotitů dle dvoupyroxenových geotermometrů Brey a Kohler (1990) a Taylor (1998); dále dle geotermometru Ca - ortopyroxen, Brey a Kohler (1990); olivín - spinel, Ballhaus et al. (1991).

Seznam použitých zkratk:

CEVP - středoevropská vulkanická provincie

D - pravá žíla

F - stupeň parciálního tavení

GLMI - skupina předmiocénních intruziv

HA - hypabysální asociace

HFSE - prvky se silným nábojem

HREE - těžké vzácné zeminy

L - lávový proud

LF - nižší jednotka/formace

LGÚ - laboratoř geologických ústavů

LILE - litofilní prvky s velkým iontovým poloměrem

LREE - lehké vzácné zeminy

MREE - středně těžké vzácné zeminy

REE - vzácné zeminy

SAS - silně alkalická série

UF - vyšší jednotka/formace

UMF - nejvyšší jednotka/formace

V - sopouch (přívodní kanál)

WAS - slabě alkalická série

Seznam příloh za textovou částí:

Tab. 2a: Olivíny: průměrné analýzy oxidů a přepočtené hodnoty kationtů (hmot. %) studovaných plášťových xenolitů.

Tab. 2b: Ortopyroxeny: průměrné analýzy oxidů a přepočtené hodnoty kationtů (hmot. %) studovaných plášťových xenolitů.

Tab. 2c: Klinopyroxeny: průměrné analýzy oxidů a přepočtené hodnoty kationtů (hmot. %) studovaných plášťových xenolitů.

Tab. 2d: Spinely: průměrné analýzy oxidů a přepočtené hodnoty kationtů (hmot. %) studovaných plášťových xenolitů.

Tab. 4: Obsahy prvků vzácných zemin (v ppm) plášťových xenolitů získané metodou ICP-MS.

Tab. 5: Obsahy stopových prvků (v ppm) plášťových xenolitů získané metodou ICP-MS.

Poděkování:

Chtěla bych poděkovat školiteli mé diplomové práce Mgr. Lukášovi Ackermanovi, Ph.D., který mi dával cenné rady a byl mi nápomocen při její realizaci. Rovněž mu děkuji za trpělivost a čas, který strávil nad kontrolami mé práce, dále za jeho odkazy a věcné připomínky. Také bych ráda poděkovala Ing. Böhmové a slečně Matouškové za naměření dat. Dále pak doc. RNDr. Jaromírovi Ulrychovi, DrSc. za poskytnutí článků k Českému středohoří.

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a použila pouze literaturu uvedenou v příloženém seznamu. Nemám námitek proti půjčení práce se souhlasem katedry ani proti zveřejnění práce nebo její části.

V Praze dne 25. července 2012

Iveta Kohoutová

1. ÚVOD

Fragmentům zemského pláště se říká plášťové xenolity nebo také plášťové nodule. Peridotitové xenolity jsou známy už nejméně 300 let, jak je popisuje Bergman S. C. ve své práci v roce 1987. Tento termín se ale stal běžně používaným až geology ve 20. století. Podle tehdejších termínů pro plášťové xenolity se dá vyzorovat jak se názory na jejich vznik a původ různily. Nejrozšířenějšími mezi geology byly: olivínové bomby, inkluze, enklávy, nodule, chrysolitové fragmenty, lávové drahokami a bazické segregáty. Před 200 lety byly považovány za vedlejší produkt při vzniku bazaltů.

Plášťovým xenolitem se rozumí uzavřenina cizorodé horniny v magmatické hornině. Jde např. o uzavřeninu starší magmatické horniny nebo okolní horniny. Někdy mohou dosahovat průměru až 1 m. Xenolity se liší svou barvou, strukturou, tvrdostí a zrnitostí.

Zemský plášť je tvořen peridotitem, tj. stejnou horninou jako xenolity v alkalických bazaltech a hraje význačnou roli při genezi magmatických hornin. Kvůli nemožnosti přímého studia jsou zdroje znalostí o složení a povaze zemského pláště omezené. Až při použití mikroanalytických a izotopických metod v 70. letech 20. století bylo možné zjistit detailnější informace o povaze zemské spodní litosféry a svrchního zemského pláště, probíhajících procesech a jejich stavbě. Nepřímo se zemský plášť dá studovat pomocí geofyzikálních metod (seismologie), kde měřením rychlostí seismických vln můžeme vymapovat hustotní rozhraní. Má ovšem omezené použití neboť poskytuje nízké rozlišení. Zato ale přesně určí hloubku. Přímou se dá zemský plášť studovat pomocí orogenních peridotitů, ofiolitů a xenolitů svrchního pláště. Tyto xenolity vynesené na povrch alkalickými bazalty nebo v menší míře kimberlity a lamprofyry jsou nejdůležitějším nástrojem pro získávání informací o vnitřní stavbě svrchního zemského pláště a poskytují petrologickou a geochemickou informaci o jeho složení.

Těmito plášťovými xenolity se zabývá tato diplomová práce. Jde o úlomky svrchnoplášťových peridotitů, které byly společně s magmatem vyneseny až na zemský povrch. Xenolity vzorkují různé vrstvy pláště, neboť mohly být zachyceny v různých úrovních svrchního pláště během výstupu magmatu. Jelikož má bazaltové magma nízkou viskozitu, tak se xenolity mohly dostat na povrch jen v rychle vystupujících magmatech, protože peridotitové xenolity jsou těžké.

V České republice je výskyt plášťových xenolitů hojný v severní části Českého masivu (severní Čechy, severní Morava a přilehlé oblasti polského Slezska). Nejvíce zkoumanou oblastí je Kozákovská sopka, která je nejvýznamnější a na plášťové xenolity nejhojnější.

Tato diplomová práce je zaměřena na studium plášťových xenolitů v Českém středohoří (lokality: Dobkovičky, Kuzov, Medvědí vrch, Prackovice), dále pak plášťových xenolitů, které slouží pro porovnání: Brtníky (Šluknovský výběžek), Kraslice a Zámeček u Flájí (Krušné hory), Venušina sopka (čtvrtohorní sopka severní Moravy, Nízký Jeseník).

Cílem této práce je kompletní studium plášťových xenolitů výše zmíněných lokalit Českého středohoří a zjistit tak složení svrchního pláště pod touto severní částí Českého masivu:

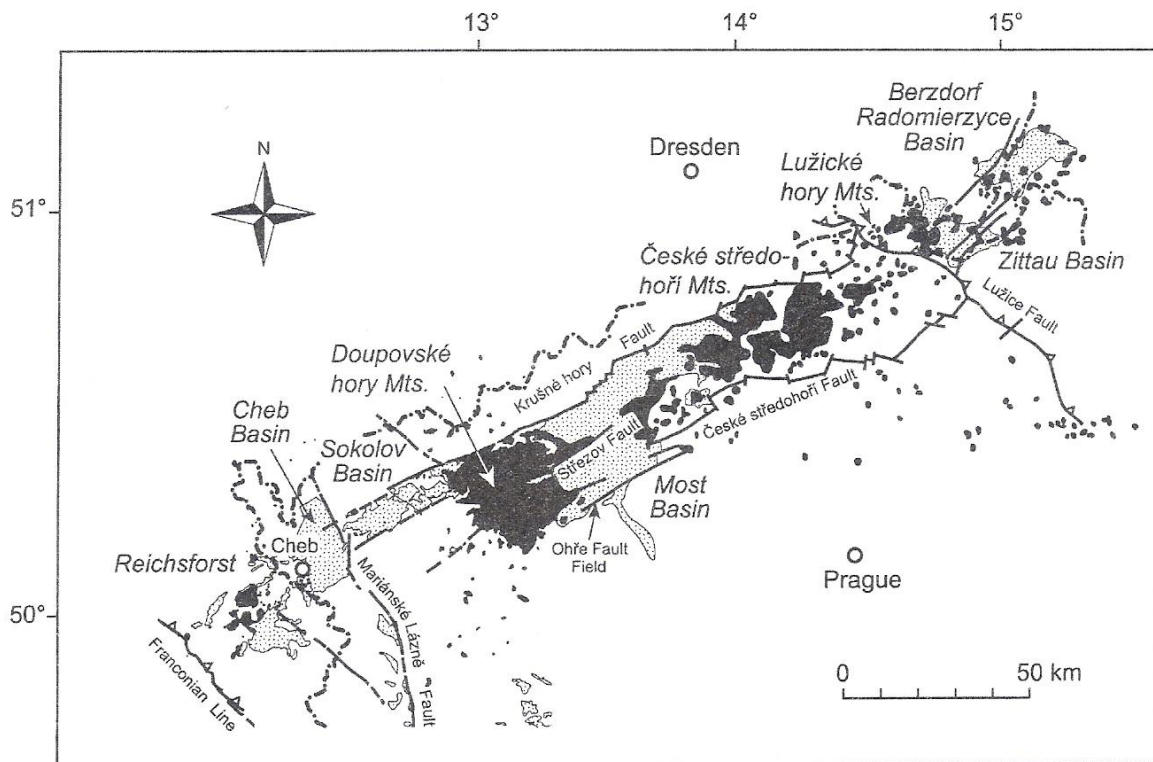
- petrologické a mineralogické studium vzorků
- chemické složení hlavních minerálních fází
- teplotní ekvibrace plášťových xenolitů
- geochemické složení hlavních a stopových prvků plášťových xenolitů

2. GEOLOGICKÉ POMĚRY STUDOVANÝCH LOKALIT PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ

2.1 České středohoří

České středohoří představuje nejznámější, nejrozsáhlejší a nejkomplicovanější vulkanický komplex Oherského riftu. Má rozlohu 1265,5 km², je 20-25 km široký a 80-90 km dlouhý. České středohoří je situováno VSV - ZJZ od Oherského riftu a nachází se v SZ části Českého masivu (viz Obr. 1). Oherský rift má směr JZ - SV a jedná se o reaktivovanou, původně variskou tektonickou hranici, která odděluje Saxoturingikum (na SZ) a Moldanubikum (na JV). Kontakt obou jednotek byl doprovázen ztenčením litosféry až na 80 - 90 km (Babuška V. a Plomerová J. 2001). Vulkanosedimentární komplex Českého středohoří patří do středoevropské vulkanické provincie (CEVP), jež se rozkládá na území Německa, Francie, České republiky a Polska (Ulrych et al. 2002). Jedná se o extenzní kenozoický vnitrodeskový vulkanismus a vyskytují se zde hlavně horniny alkalické série.

České středohoří je tvořeno vulkanickými horninami třetihorního stáří (bazalty, trachybazalty, trachyty, fonolity, basanity, tufy, andezity, atd.). V oblasti Českého středohoří převažují bazaltické horniny (73,6 %), dále trachyty a v malé míře i andezity. Ze sedimentárních hornin to jsou pískovce a opuky. V podloží vulkanických hornin této oblasti jsou třetihorní sedimenty podkrušnohorských pánví či křídové sedimenty epikontinentálního moře, které se z části nacházelo na území České republiky. Pod křídové sedimenty místy zasahují sedimenty kontinentálních pánví permokarbonu, hlouběji jsou paleozoické a proterozoické horniny, které byly konsolidovány variským vrásněním. (www.gweb.cz)



Obr. 1: Pozice Českého středohoří v regionu Oherského riftu. (Christensen et al. 2001)

Z geografického pohledu se České středohoří člení na dva geomorfologické podcelky, které rozděljuje hluboké údolí Labe: *Verneřické středohoří* na pravém břehu Labe a *Milešovské středohoří*, nacházející

se na levém břehu Labe. Na hluboké Labské tektonovulkanické zóně vznikla dvě hlavní kenozoická vulkanická centra - České středohoří a Doupovské hory. (Kopecký L. 2010)

Intradeskový magmatismus, který je vázaný na Oherský rift může být rozdělen na dvě hlavní série: (Ulrych J. a Pivec E. 1997)

- *ultramafická ultraalkalická předriftová série* (79-51 Ma) - unimodální melilitický vulkanismus
- *alkalická riftová série*
 - koexistující bimodální (olivinický nefelinit - fonolit, bazanit - trachyt) a unimodální (foidit) horninové série Doupovských hor (42-16 Ma)
 - unimodální (foidit Českého středohoří), koexistující silně alkalické (tefrit - fonolit/basanit) a slabě alkalické (trachybazalt/trachyandezit - trachyt/ryolit) série (12-8 Ma)
 - unimodální (foidit) série západních Čech a severní Moravy (4,60-0,26 Ma)

2.1.1 Vulkanismus Českého středohoří

Tímto územím prochází Litoměřický hlubinný zlom, který tvoří hranici mezi krušnohorskou a středočeskou oblastí. Pod povrchem se hromadilo v žilách magma a utvořily se tzv. lakolity. V miocénu, mladších třetihorách až pleistocénu probíhala hlavní vulkanická fáze a začaly se vyzdvihovat sopečné kužely. Míšením tavenin astenosférického i litosférického původu s mírnou krustální kontaminací vznikala magmata. (Kopecký L. 2010)

Z geotektonického hlediska je vulkanismus Českého masívu na kontaktu Západoevropské a Východoevropské platformy s Alpsko - Karpatským systémem. Mafická magmata v této oblasti pronikala ztenčenou kontinentální litosférou, jež byla ve fanerozoiku složitě deformována. (Wedepohl K. H. a Baumann A. 1999)

V minulosti se tu nacházela nejmohutnější sopečná činnost na území České republiky. Shrbený (1995) odhadl objem vulkanických produktů v Českém středohoří na 52 km³. Přibližně 40 % všech vulkanických produktů představují vulkanoklastika (zahrnující vulkanosedimentární materiál). Vulkanické horniny hlavní vulkanické epizody Českého středohoří vznikly během eocénu až miocénu. Relikty efuzivních vulkanických produktů představují alkalicko - bazaltické horniny. Nachází se tu dvě série intruzivních hornin: slabě alkalicky olivínové nefelínově/ basaltově/trachybazaltově - trachytové série a silně alkalicky (chudé na olivín) nefelinitově/tefritově - fonolitové série. (Ulrych J. 1998)

Kenozoický vulkanismus Českého středohoří je charakteristický těmito dvěma horninovými sériemi: (Ulrych J. et al. 1999)

- hlavní vulkanická fáze (43-16 Ma), kterou představují dvě souběžné série polymodální asociace.
 - *slabě alkalické série (WAS)* olivínového nefelinitu/trachybazaltu/basanitu; trachyt je převládající a nejcharakterističtější riftovou asociací vyskytující se společně s hypabysální asociací (HA, 31-26 Ma) povětšinou tranzitního charakteru silně alkalických sérií (monzodiorit/esexit - analcimizovaný sodalitický syenit) spojených s vulkanickým centrem Roztok,
 - *silně alkalické série (SAS)* chudé na olivín, nefelinit/tefrit - fonolit,

- *unimodální bazanitová asociace pozdního miocénu* (13-9 Ma) s minoritní vulkanickou fází; tato asociace tvoří jedno objemové procento kenozoického vulkanismu Českého středohoří

2.1.1.1 Vulkanostratigrafické jednotky, jejich petrologie a geochemické složení

Jsou popsány na základě vulkanologického modelu a geochemických výzkumech. (Cajz et al. 1999)

- *nižší jednotka/formace* (the lower unit/formation, LF) - láva a vulkanoklastika jsou basanitového charakteru (36-26 Ma)
- *vyšší jednotka/formace* (the upper unit/formation, UF) - láva a pyroklastika trachybazaltového typu (31-25 Ma)
- *nejvyšší jednotka/formace* (the uppermost unit/formation, UMF) - lávové proudy basanitu (24 Ma)
- *skupina pozdně miocenních intrusiv* (the group of the late miocene intrusives) - horniny této jednotky jsou podobné těm z nižší jednotky, analcim-nefelinový basanit a analcimový basanit, 13-9 Ma)

Nižší jednotka/formace (The lower unit/formation, LF)

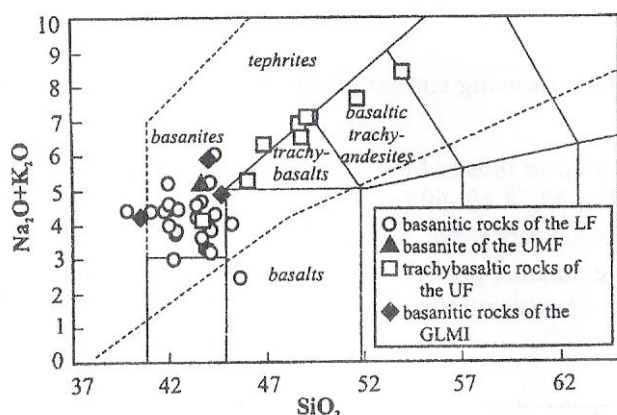
Geochemické složení: 12 % norm. Ol, #Mg = 57-76 (průměrně 66), vysoký obsah Cr, Ni, Co a Sc.

Běžně jsou tu přítomny lherzolitové xenolity. Ty se vyznačují nízkým poměrem $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70313-0,70353$, vysokým poměrem $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,51274-0,51285$ a ϵ_{Nd}^t dosahuje hodnot od +2,8 do +4,8. Představují primární produkty svrchního pláště. (Cajz et al. 2002)

Jednotka je tvořena bazaltickými lávovými proudy a plató, jež jsou silně ovlivněny vodním prostředím a nebo vodní saturací sedimentů pánevní výplně. Vulkanické horniny této formace jsou doprovázeny vysokým množstvím vulkanoklastik převážně hyaloklastitového charakteru. Dá se říci, že jsou produkty dominantní lávové produkce v riftovém údolí částečně vyplněném jezery. Jsou tu přítomné stopy následného zvětrávání a eroze. (Ulrych et al. 2002)

Jsou jimi bazaltické horniny bohaté olivínem, povětšinou basanity (viz Obr. 2), zřídka olivinické nefelinity. Horniny se vyznačují porfyroklastickou texturou (mikrofenokrysty forsteritu bohatého olivínem a Ti - diopsidem až augitem) a jemně zrnitou základní hmotou (klinopyroxen, Ti - magnetit, nefelin \pm plagioklas). Klinopyroxeny se vyznačují oscilační zonací. Vyskytují se tu i malá množství skla v meziprostorech minerálních zrn.

K-Ar geochronologická data značí podobná stáří všech tří formací (viz Tab. 1), v rozmezí 36,1 až 24,0 Ma (pozdní eocén až pozdní oligocén).



Obr. 2: Pozice vulkanických hornin Českého středohoří v TAS diagramu (Le Maitre ed. 1989)

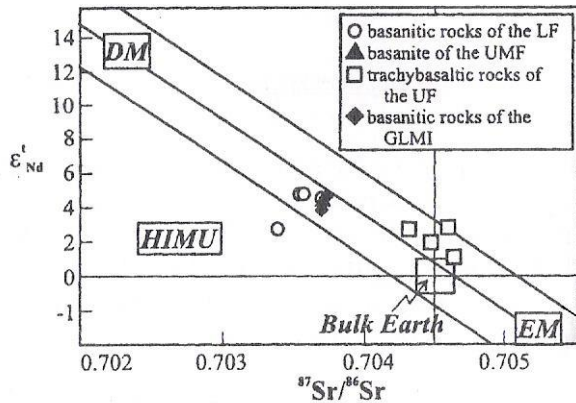
Chemické složení vulkanitů odráží nediferencované produkty tavení svrchního pláště, které neprodělaly žádnou nebo pouze velmi omezenou kontaminaci korovým materiálem. Vyznačuje se vysokou hodnotou #Mg, vysokým obsahem inkompatibilních prvků (Ni, Co, Cr, Sc). Běžné jsou výskyty lherzolitových xenolitů. (např. Frey et al. 1978)

Tab. 1: Geochemické charakteristiky formací Českého středohoří (Cajz et al. 1999)

	Lower Formation (basanitic)	Upper Formation (trachybasaltic)	Uppermost Formation (basanitic)	Group of basanitic Miocene Intrusions
Mg# (range)	65-82	60-72	70	70-79
Mg# (aver.)	75	65	-	75
OI (%) norm.	12	1.8	11	16
Cr (ppm)	277	42	226	295
Ni	166	12	110	229
Co	54	29	48	56
Sc	33	22	22	26
Rb/Sr	0.028	0.059	0.04	0.037
Th/U	3.8	4.2	4.7	3.8
Σ REE	382	521	342	640
Eu/Eu*	0.91	0.85	0.9	0.89
Lherzolite xenoliths	+	-	?	?
n	24	9	1	3
Age	36.1-25.5	30.8-24.7	24.0	13.4-13.0
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	0.703128-0.703526	0.704428-0.704649	0.70374	0.703651-0.703761
¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	0.512738-0.512849	0.512679-0.512742	0.512851	0.512845-0.512847
ε ¹ _{Nd}	+2.8 to +4.8	+1.5 to +2.6	+4.7	+4.3 to +4.4
n	6	4	1	2

(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)₀ poměry jsou nízké, zatímco (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd)₀ poměry jsou vysoké (lze zjistit nejen z Tab. 1, ale také z Obr. 3 pro lepší porovnání). Zprůměrované Rb/Sr a Th/U poměry jsou nižší v porovnání s trachybazalty vyšší formace UF. Zr/Hf a Nb/Ta poměry jsou u všech formací velmi podobné. Obsahy prvků vzácných zemin jsou nižší v porovnání s vulkanity vyšší formace UF a jsou vyšší v porovnání s nejvyšší formací UMF. Eu/Eu* poměry jsou vyšší v porovnání s vyšší formací UF.

Basanitické horniny jsou produkty počáteční fáze riftingu, reprezentující primitivní, níže diferencované magma plášťového zdroje. (Ulrych et al. 2002)



Obr. 3: Počáteční izotopické poměry formací hornin Českého středohoří v $\epsilon_{\text{Nd}}^t - (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ diagramu (Ulrych et al. 2002)

Vyšší jednotka/formace (The upper unit/formation, UF)

Geochemické složení: 2 % norm. Ol, #Mg = 41-63 (průměrně 52), nízký obsah Cr, Ni, Co a Sc.

Formace se vyznačuje nedostatkem lherzolitových xenolitů. Vyšší poměr $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70443-0,70465$, nižší poměr $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,51268-0,51274$, ϵ_{Nd}^t dosahuje hodnot od +1,5 do +2,6. Láva a pyroklastika reprezentují diferencované a částečně krustálně kontaminované vulkanické produkty. (Cajz et al. 2002)

Jednotka je reprezentována pyroklastickým materiálem doprovázeným tenkými subaerickými lávovými vrstvami a toky uchovávanými jako erozní relikty v několika omezených oblastech na vrcholu vulkanického dosahu. Horniny UF představují zbytky kompozitního vulkánu. V okrajových částech vulkánu byl klastický materiál transportován dolů pomocí gravitačních pohybů (laháry, aluviální vějíře, koryta toků) a znovu uložen v lakustrinním prostředí. Jemně zrnité lakustrinní sedimenty obsahují rostlinné zbytky. (Ulrych et al. 2002)

Jsou reprezentovány širokou škálou rozličných sérií převládajících trachybazaltů s přechodem do tefritů a bazaltických trachyandezitů. Horniny vykazují nepříliš zřetelnou porfyrickou texturu (fenokrysty Ti - augitu) a hrubozrnější základní hmotu (tvořenou klinopyroxenem, Ti-magnetitem, plagioklasem).

Basaltoidy této formace mají nižší hodnoty #Mg, nízké obsahy Ni, Cr, Co, Sc a nedostatek lherzolitových xenolitů, zato více diferencovaných produktů částečně kontaminovaných krustálním materiálem.

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ poměry jsou vyšší a $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ poměry jsou nižší, obě hodnoty poměrů ukazují na vyšší krustální kontaminaci. Obsahy prvků vzácných zemin jsou vyšší a Eu/Eu* poměry jsou nižší (dáno díky frakcionaci plagioklasu v basanitech) v porovnání s nižší formací LF. Rb/Sr a Th/U poměry jsou vyšší v porovnání s basanity nižší formace LF odrážející krustální kontaminaci.

Data z vyšší formace UF odráží více diferencovaný charakter vulkanických produktů vyšší formace UF. (Cajz et al. 1999)

Nejvyšší jednotka/formace (The uppermost unit/formation, UMF)

Geochemické složení je podobné tomu u nižší jednotky/formace.

Jednotka je tvořena osamělým lávovým proudem překrývající vulkanoklastika UF v okolí Dobrušky, blízko Děčína. Žádná vulkanoklastika z této jednotky nejsou známa. Je možné, že některé olivínem bohaté basaltoidy stratigrafické pozice ze SV části Českého středohoří mohou patřit do této formace. (Cajz et al. 1999)

Shoduje se s basanity blízko hranice s olivínovým nefelinitem. hornina je velmi podobná vulkanickým produktům nižší formace LF.

Basanity mají vysokou hodnotu #Mg, vyšší obsahy Cr, Ni, Co, Sc. Obsahy těchto prvků připomínají horniny nižší formace LF. Lherzolitové xenolity se tu nevyskytují.

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ poměr je vyšší a $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ poměr je nižší v porovnání s vulkanity vyšší formace UF. Poměry Rb/Sr a Th/U jsou nevýznamně vyšší, obsahy vzácných zemin a Eu/Eu* poměry o něco nižší než produkty nižší formace LF.

Tyto poměry ukazují na primitivní, nízko diferencovaný charakter magmatu s krátkou krustální kontaminací. (Ulrych et al. 2002)

Skupina pozdně miocenních intrusiv (The group of the late miocene intrusives)

Geochemické složení: 16 % norm. Ol, #Mg = 63-69 (průměrně 66), vysoký obsah Cr, Ni, Co a Sc.

Poněkud vyšší poměr $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70365-0,70276$, trochu nižší poměr $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0 = 0,512845-0,512847$, a ϵ_{Nd}^1 dosahuje hodnot od +4,3 do +4,4. Toto naznačuje primitivní magma, pravděpodobně spojené s rejuvenací tektonických pohybů v Oherském riftu. Celá oligo-miocenní sukcese tak dokumentuje pulzační charakter magmatické aktivity v Českém středohoří. (Cajz et al. 2002)

Skupina je tvořena přírodními žilami na omezeném místě uhelně nabohacených pánevních sedimentů Oherského riftu v oblasti Bílina-Most. Žádné vulkanické produkty nejsou známy. Extruze spojené s pozdně vulkanickou epizodou (11-6 Ma) byly popsány z mnoha vulkanických oblastí Německa (např.: Heldburger Gangschar, Rhön, Hessian Basin). (Lippolt 1983)

Jsou jimi basanity často silně analcimizovány a alterovány. Mají porfyrickou texturu (mikrofenokrysty pseudomorfního olivínu a málokdy klinopyroxenu) a silně analcimizovanou jemně zrnitou základní hmotu se zachovalým klinopyroxenem a Ti - magnetitem.

Basaltoidy mají vysokou hodnotu #Mg a vysoké obsahy Cr, Ni, Co, Sc. Lherzolitové xenolity z této skupiny nejsou známy.

$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ poměry jsou poněkud vyšší a $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_0$ poměry jsou nižší než u vulkanitů nižší formace LF, což značí krustální kontaminaci. Poměry Rb/Sr a Th/U jsou porovnatelné s těmi z nižší formace LF. Obsahy prvků vzácných zemin jsou velice vysoké. Eu/Eu* poměry jsou podobné těm u

basanitických hornin. Dominance lehkých vzácných prvků vyjadřuje La/Yb poměr (průměrně 26,0) je nejvyšší mezi vulkanickými produkty ostatních všech tří formací (průměrně 22,0).

Basanity této skupiny představují primitivní magmatické produkty s poněkud vyšší krustální kontaminací v porovnání s produkty nižší formace LF.

Jejich znatelně mladší věk (13 Ma), jejich výlučná přítomnost ve formě intruzí v pánevních sedimentech omezených na oblast Bílina - Most, právě tak jako anomální geochemické charakteristiky odráží buď finální aktivitu hlavní vulkanické epizody v Českém středohoří nebo příslušnost k mladšímu vulkanickému cyklu. Náležitost vulkanitů skupiny pozdně miocenních intruziv GLMI do hlavní vulkanické epizody Českého středohoří je tak méně pravděpodobná než u vulkanitů LF, UF a UMF. (Cajz et al. 1999)

2.2 Krušné hory

Krušným horám se dříve říkalo Rudohoří a nachází se v sasko - durynském pásmu. Tvoří pohoří podél česko - německé hranice na SZ Čech a jihu Saska. Má délku 130 km a průměrnou šířku 40 km. (cs.wikipedia.org/wiki/Krušné_hory)

V předprvohorním období vznikaly nejstarší usazeniny a vyvěřeliny, které se později vlivem tlaků a teplot v hloubce zemské kůry změnilly na tzv. šedé a červené ruly. Geomorfologický vývoj byl silně ovlivněn až třetihorní zlomovou tektonikou, jež způsobila velké poklesy na JV straně pohoří a vznik jezerních depresí (např. Komořanské jezero na Mostecku). (www.hory12.cz/krusne-hory)

Z hlediska geomorfologického členění jsou Krušné hory geomorfologickým celkem v rámci Krušnohorské hornatiny a dělí se na Klínoveckou a Loučenskou hornatinu. (cs.wikipedia.org/wiki/Krušné_hory)

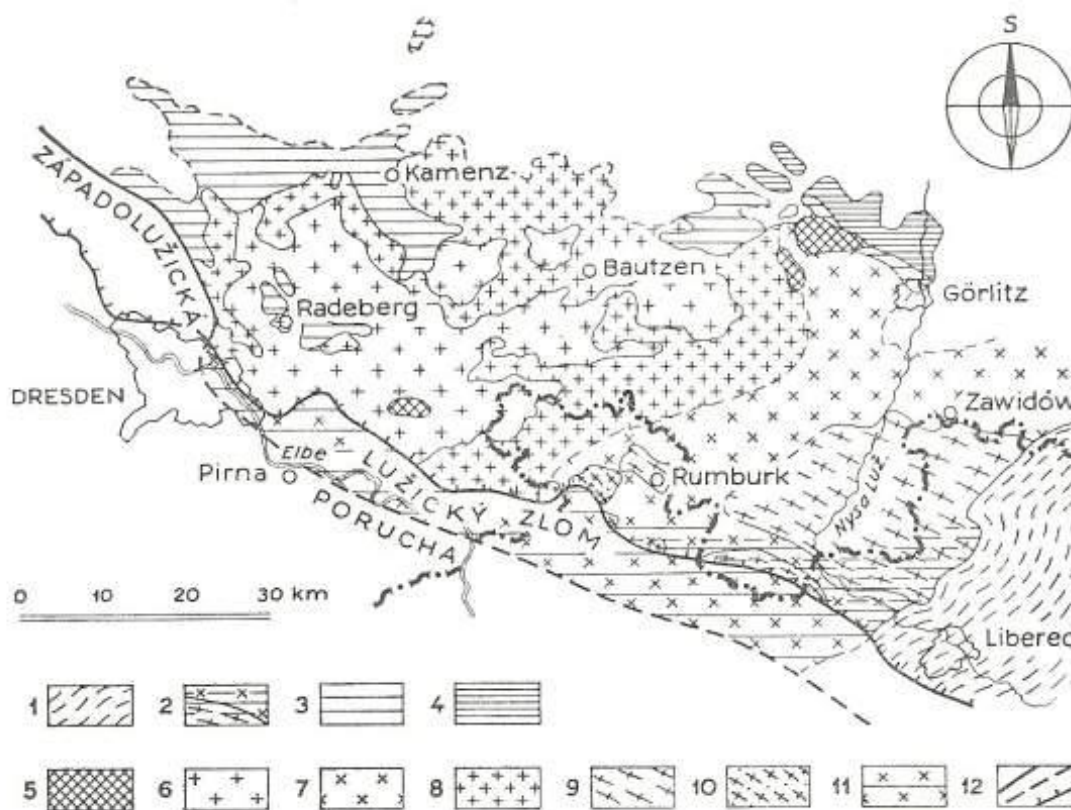
Varisky zvrásněné prvohorní a starohorní horniny sasko - durynské oblasti tvoří podloží Krušných hor. Jde především o metamorfované horniny (fylity, svory, ruly, břidlice, amfiboly, migmatity, granulity, atd.) Během variského vrásnění se tu vytvořilo i několik intruzivních těles granitoidních hornin. Severně od Jirkova v obci Brandov se nachází malá pánev s permokarbonskými usazeninami (pískovce, uhelná sloj). S karbonskými usazeninami se nachází mezi Moldavou a Teplicemi. Zmíněné horniny se na jižní straně pod Krušnými horami zanořují pod třetihorní výplň podkrušnohorských pánví. Ve třetihorách, kdy tu byla jezera a probíhala sedimentace, docházelo v podkrušnohoří k intenzivní vulkanické činnosti. (www.gweb.cz/dotazy/d-101) V horách se odnepaměti těžily rudy obsahující měď, cín, stříbro, železo a olovo. Dále to byl kobalt, nikl, wolfram a ve 20. století též uran. Z dalších surovin je nejvýznamnější hnědé uhlí v podkrušnohorských pánvích, jíly v podloží hnědouhelných slojí, třetihorní keramické jíly a rašeliny. (podzemi.myotis.info/geologie/geologie.htm)

Z této oblasti byly vybrány dvě lokality vhodné pro odběr plášťových xenolitů, které v této práci slouží jako "porovnávací". Zámeček u Fláje nebo též Supí vrch, který se nachází v severní části Krušných hor, blízko vodní nádrže Fláje a druhou lokalitou jsou Kraslice rozkládající se na úpatí západočeské části Krušných hor v Kraslickém průsmyku (viz Kap. 5).

2.3 Šluknovský výběžek

Stýkají se tu tři horopisné celky odlišného geologického vývoje: *Šluknovská pahorkatina* (dělí se na Rumburskou a Šenovskou pahorkatinu) tvořící větší část výběžku a na jihu je ohraničená lužickou poruchou. Probíhá přes Brtníky (z této lokality byly sebrány vzorky plášťových xenolitů studované v této diplomové práci, viz Kap. 5), Vlčí Horu, Rybniště a jižně od Dolního Podluží. *Děčínská vrchovina* (podcelkem jsou Jetřichovické stěny), její SV cíp na Z a JZ od Krásné Lípy se označuje jako České Švýcarsko. A nakonec *Lužické hory* ohraničující Šluknovský výběžek na JV. (www.velkysenov.cz)

Šluknovská pahorkatina představuje jižní část lužického plutonu (viz Obr. 4) tvořeného převážně žulou a granodioritem. Představuje rozsáhlý granitoidní komplex, který zasahuje malou částí ve Šluknovském a Frýdlantském výběžku a pokračuje jižně od lužického zlomu pod křídovými sedimenty až do oblasti České Kamenice. Na J a JV tvoří hranici s krkonošsko - jizerským plutonem a na V a S zasahuje pluton k hlavnímu vnitrosudetskému zlomu, jež tvoří hranici s krystalinikem Kačavských hor. (upraveno dle pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/luzicky_pluton.htm)



Obr. 4: Schématická mapa lužického plutonu. Vysvětlivky: 1 - krkonošsko-jizerské krystalinikum; 2 - zbfidličnatělý východolužický a rumburský granit; 3 - lužické břidličné pohoří - proterozoikum; 4 - lužické břidličné pohoří - paleozoikum; 5 - hercynské granitové pně; 6 - dvojslídny lužický granodiorit; 7 - východolužický granodiorit; 8 - západolužický granodiorit; 9 - rumburská žula; 10 - brtnická žula; 11 - lužický pluton bez rozlišení. (Mísař et al. 1983)

Po pozdějším odnosu pískovců z prvohor se dostaly na povrch čediče a znělce pomocí sopečné činnosti v třetihorách. Ta po sobě zanechala i znělcové lakolity a větší čedičové sopouchy. Ve

čtvrtohorách, v halštrovské a sálské době ledové do nižších poloh Šluknovské pahorkatiny pronikl pevninský ledovec. (dle cs.wikipedia.org/wiki/Šluknovský_výběžek)

Šluknovský výběžek je tvořen hrubě zrnitou, z části porfyrickou biotitickou žulou, která vystupuje na povrch u lužické poruchy. Nejrozšířenější horninou Šluknovské pahorkatiny je biotitický granodiorit. Podél lužické poruchy se vyskytují jurské vápence, jediné tohoto druhu v Čechách. (cs.wikipedia.org/wiki/Šluknovský_výběžek)

2.4 Nízký Jeseník

Navazuje na východní část Hrubého Jeseníku a rozprostírá se mezi severní Slezskou nížinou a jižním Hornomoravským úvalem. Na východě přechází v Moravskou bránu a Ostravskou pánev. Je jedním z nejstarších geologických celků střední Evropy s pozůstatky sopečné činnosti. Je tvořen hlavně prvohorními, kulmskými sedimentovanými horninami, které spočívají na předchozích sedimentech a vulkanitech, jenž vznikly intenzivní sopečnou činností na dně devonského moře. Nachází se tu také horniny vyvěřelé a metamorfované. Nízký Jeseník je budován hlavně nepřeměněnými sedimenty spodního karbonu, které jsou směrem k východu stále mladší. (www.turistika.cz/nizky-jesenik)

Z geomorfologického hlediska se Nízký Jeseník skládá z těchto podcelků: Brantická vrchovina, Bruntálská vrchovina, Domašovská vrchovina, Oderské vrchy, Slunečná vrchovina, Stěbořická vrchovina, Vítkovická vrchovina a Tršická pahorkatina. (cs.wikipedia.org/wiki/Nízký_Jeseník)

Nízký Jeseník se začal částečně utvářet ve starších prvohorách, z větší části je ale modelován mladšími prvohorami. V tomto období byla oblast Nízkého Jeseníku zatopena mělkým mořem. Koncem prvohor byl postižen mohutným vrásněním, jak tomu bylo i v celé střední Evropě. V druhohorách eroze a zvětrávání zarovnávala horské kopce v parovinu. (www.jeseniky.net) V důsledku horotvorných procesů byl v třetihorách Nízký Jeseník vyzdvižen a oblast Hornomoravského úvalu se propadla. Koncem třetihor až do starších čtvrtohor se tu začala projevovat sopečná činnost. Vznikly tu nejmladší sopky v Česku. Jsou jimi Červená hora, Velký Roudný, Malý Roudný, Uhlířský vrch a Venušina sopka (poslední dvě byly v činnosti ještě v době starších čtvrtohor). V čtvrtohorách tu došlo také k pevninskému zalednění. (dle cs.wikipedia.org/wiki/Nízký_Jeseník)

Z této oblasti byl sebrán vzorek plášťového xenolitu z Venušiny sopky nacházející se v Bruntálské vrchovině, nad obcí Mezina, jižně od Bruntálu (viz Kap. 5).

3. CHARAKTERISTIKA PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ

3.1 Obecná charakteristika

Termínem xenolit se rozumí uzavřenina cizorodé horniny v magmatické hornině. Je to např. uzavřenina starší magmatické horniny nebo okolní horniny. Většinou se na první pohled liší nejen barvou, ale i svou strukturou, tvrdostí a zrnitostí. V některých případech mohou dosahovat průměru i 1 m. Při okrajích xenolitů docházelo k reakci a asimilaci s okolní magmatickou horninou. V magmatické hornině můžeme nalézt více než jeden xenolit.

Plášťové xenolity jsou velmi důležitým nástrojem pro získávání informací o vnitřní stavbě svrchního pláště. Jelikož během výstupu s sebou magma strhává okolní horniny, které se vynášejí do vyšších

úrovni spolu s magmatem. Tímto způsobem se tedy dá na zemském povrchu zkoumat materiál, který se nachází ve svrchním plášti.

3.1.1 Procesy parciálního tavení a metasomatózy

Celkové složení peridotitových xenolitů může být ovlivněno parciálním tavením, metasomatózou a nízkoteplotními alteracemi. Jinými slovy se dá říct, že tyto xenolity odráží procesy parciálního tavení a metasomatózy. Při parciálním tavení dochází k ochuzení pláště, zatímco při metasomatóze k jeho obohacení.

Parciální tavení je důsledkem zvýšeného tepelného toku (na riftech), přínosu fluid (při subdukci) a přínosu tepla (plášťové chocholy). Existují dva typy parciálního tavení: *dávkové (batch) parciální tavení* a *frakční parciální tavení*. Při stoupajícím stupni parciálního tavení F (určení pomocí modálního složení horniny, modelování obsahu stopových prvků či experimentálních prací) stoupá hodnota #Mg, klesá Na₂O, K₂O a klesá obsah klinopyroxenu. U primárního neobohaceného peridotitu (spinelového lherzolitu) jsou REE koncentrovány v klinopyroxenu, u obohaceného peridotitu jsou REE koncentrovány v klinopyroxenu a metasomatických minerálech (apatit, amfibol, flogopit). U granátického lherzolitu jsou REE koncentrovány v klinopyroxenu a granátu, přičemž granát koncentruje a silně frakcionuje HREE. (Pearson D. G., Canil D., Shirely S. B. 2003)

Metasomatóza silně ovlivňuje chemismus výchozích magmat (např. karbonatity, nefelinity). Existují různé typy metasomatózy v závislosti na geotektonickém prostředí, což má za důsledek různý výsledný chemismus.

Tři typy metasomatózy: (Pearson D. G., Canil D., Shirely S. B. 2003)

- *Metasomatóza basaltovými taveninami* - častá zejména v subkontinentální litosféře; zdrojem basaltových tavenin je plášťový chochol (plume) či produkty nízkého stupně parciálního tavení pláště; velké obohacení zejména LREE a LILE; transport žilami.
- *Metasomatóza fluidy* - je vázaná na subdukční oblasti; častá modální metasomatóza (amfibol nebo flogopit); silné obohacení LILE (hlavně Sr a Pb); negativní HFSE anomálie v peridotitu - ve vulkanitech ostrovních oblouků; významné změny izotopů Sr - Nd - Pb - Os. Při vzniku harzburgitů/dunitů dochází k parciálnímu tavení eklogitu a vznikají tak SiO₂ bohaté taveniny; interakce tavenin s peridotitem, při vysokém poměru tavenina/peridotit dochází k rozpouštění olivínu a často i klinopyroxenu → krystalizace ortopyroxenu, při finálním stádiu se může oddělit CO₂ - bohatá tavenina.
- *Metasomatóza karbonatitickými taveninami* - reakce ortopyroxenu + karbonatitové taveniny → olivín + klinopyroxen; pokud je nízká viskozita tavenin, tak dochází k velkému plošnému rozsahu metasomatózy; většinou wehrlity +/- apatit nebo primární karbonáty; vysoký poměr CaO/Al₂O₃; dochází k frakcionaci LILE a P₂O₅ při reakci karbonatitové taveniny a amfibol - peridotit → karbonatitová tavenina extrémně bohatá LREE + LILE, ale chudá na HFSE

K těmto třem typům metasomatózy se vždy řadí ještě *modální* a "*kryptická*" metasomatóza. Při modální metasomatóze dochází ke krystalizaci nových minerálů (amfibol, flogopit, apatit aj.); vysoký poměr tavenina/peridotit; dochází často ke kompletní rekrystalizaci peridotitu. U kryptické metasomatózy nedochází k žádným změnám v mineralogii a vyznačuje se nízkým poměrem tavenina/peridotit.

3.2 Složení a celosvětový výskyt plášťových xenolitů

Plášťové xenolity se celosvětově nachází v kimberlitech a vulkanitech převážně bazaltického složení. Nejvíce xenolitů je vázáno právě na bazaltické horniny. Na druhou stranu kimberlity jsou vázány zejména na archaické kratóny a tak mohou poskytnout informace o struktuře a chemismu svrchního pláště velmi starých oblastí. Alkalická a draselná magmata obsahují převážně xenolity spinelových peridotitů. Zatímco kimberlity obsahují velmi často peridotity jak spinelové, tak granátové facie.

Severní část Českého masivu je hojná na výskyt plášťových xenolitů (severní Čechy, severní Morava, přilehlé oblasti polského Slezska). (Fediuk F. 1981)

Tlakově - teplotní (PT) studie nám poskytují důkazy ve vztazích různých plášťových minerálních asociací podobného chemického složení. Metamorfni přechody závisí na PT podmínkách a na celkovém chemickém složení horniny. Minerální asociace se s narůstajícím tlakem, potažmo hloubkou mění. Z Českého středohoří je poměrně málo dat kvalitativně vyhodnocených pomocí thermobarometrie. Teplotní podmínky vzniku xenolitů v Českém masivu se pohybují v rozmezí 1200 - 1270 °C a tlakové podmínky 15,3-20,1 kbar (Vokurka K. a Povondra P. 1983). Medaris et al. (1997) získal teploty 975-1090 °C a tlaky 12-18,6 kbar ve stejné oblasti. Ekvigranulární a protogranulární xenolity z Kozákova vznikly za teplot 680-1070 °C a byly vyzdvižené z hloubky 32-70 km (Ackerman L. et al. 2007). Zatímco xenolity z polského Slezska vznikly za teplot 960-1000 °C (Małek M. M. et al. 2010).

Kimberlitická magmata vznikají v hloubkách větších než 150 km. Jejich plášťové xenolity mohou dosahovat většího průměru než je 1 m, ale většinou jsou velké 10-30 cm. Jde především o granátické lherzolity. Dále tu jsou přítomny dunity, pyroxenity a harzburgity.

Bazaltická magmata spinelové facie vznikají v menších hloubkách než 70 km. Jejich plášťové xenolity dosahují mnohem menšího průměru než je tomu u kimberlitových magmat, většinou 1-5 cm, přičemž velikosti 10-15 cm jsou výjimečné. Xenolity z kozákovské sopky mají velikost až 50 cm (Ulrych J. a Adamovič J. 2004). Většinou jde o lherzolity a dunity.

Většina plášťových xenolitů jsou spinelové lherzolity a harzburgity (96 %), v menší míře jsou zastoupeny dunity (3%) a pyroxenity (1%). (Fediuk F. 1971)

Geochemické složení hlavních komponent xenolitů dosahuje 45 % SiO₂, 42% MgO, 8% FeO, 2% Al₂O₃ a 2% CaO, další fáze tvoří celkem asi 2%. Z obsahu ostatních složek lze svrchní plášť rozdělit na obohacený a ochuzený vůči primitivnímu plášti. Z toho zjistíme, z jak moc nabohaceného či naopak ochuzeného pláště byly xenolity vyzdviženy za pomoci magmatu. Obohacování pláště se jeví zvyšováním obsahu Ca, Ti, Al, Na, K a poklesem poměru Mg/(Mg+Fe) a Cr/(Cr+Al).

Chemicky stálý olivín (Fo₉₀₋₉₃) převládá ve složení plášťových xenolitů, poté je tu přítomen ortopyroxen, klinopyroxen (Cr - diopsid) a minoritně chromspinel. (Fediuk F. 1971)

Xenolity se svým složením pohybují od lherzolitů po dunity. Hlavní komponenty jsou stejné jako v xenolitech kimberlitů, avšak Al - fázi tvoří častěji spinelid než granát. Složení spinelidu kolísá od Al-spinelu přes Cr-spinel až po chromit, je to dáno stupněm ochuzení svrchního pláště. Vyšší poměr Cr/(Cr+Al) charakterizuje ochuzenější typ lherzolitů. Minoritní množství přítomné H₂O značí výskyt

hydratovaných minerálů - flogopitu a amfibolu v některých lherzolitech. CO₂ bohaté fluidní inkluze v pyroxenech a olivínech nám dávají důkaz o výskytu CO₂ v plášti.

Plášťové xenolity jsou nejčastěji popsány ze tří hlavních typů vyvřelých/pyroklastických magmat: (Pearson D. G., Canil D., Shirely S. B. 2003)

- alkalické bazalty běžně zahrnující alkalický bazalt - bazanity a vyvinutější deriváty, nefelity a melility
- lamprofyry a příbuzná magmata (např. minety, monchiquity, alnoity) a lamproity
- kimberlitové série

Plášťové nodule se nejčastěji vyskytují v primitivních členech výše zmíněných alkalických hornin. Vzácně se mohou vyskytovat ve fonolitech a trachytech. Spektrum plášťových xenolitů na dané lokalitě se různí s typem hostující horniny. (Pearson D. G., Canil D., Shirely S. B. 2003)

Xenolitické nodule v magmatických horninách se člení do dvou skupin: (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

- *kognátní (cognate) xenolity* (autolity, endogenní inkluze); jsou přímo geneticky spjaté s horninou, ve které se vyskytují; spíše než xenolity to jsou fenokrysty nebo kumuláty
- *příležitostné (accidental) xenolity* (exogenní inkluze); nejsou geneticky spjaté se svou hostitelskou horninou; do této skupiny se řadí plášťové, zejména korové horniny, jež jsou zachyceny při výstupu magmatu; dále sem patří reliktů plášťového materiálu po parciálním tavení při vzniku magmat

Xenolitové minerální parageneze se člení na: (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

- *ultramafické* - s granátem, ortopyroxenem, olivínem; jde např. o lherzolit
- *mafické bezvodé* - s klinopyroxenem; jde např. o klinopyroxenit, websterit
- *mafické vodnaté* - obsahují fáze s OH skupinou, jako je flogopit, amfibol; jde o glimerit, hornblendit; mohou představovat metasomatickou transformaci
- *megakrystové* - s olivínem, klinopyroxenem, ortopyroxenem

Je známo více než 3500 lokalit plášťových xenolitů na světě z bazaltických a kimberlitových výskytů. V mladých vulkanitech Českého masivu jsou výskytů plášťových nodulí hojné, čítají max. 100 lokalit z české části Českého masivu. V mé diplomové práci šlo o lokalitu Dobkovičky, Medvědí vrch, Kuzov a Prackovice. Vzorky z dalších lokalit, které nejsou již z Českého masivu, slouží pro porovnání: Brtníky, Kraslice, Zámeček u Flájí, Venušina sopka.

Plášťové xenolity nebyly dosud v Českém středohoří významněji systematicky studovány. Výjimku tvoří zpracování xenolitů z kozákovské sopky (např. Ackerman et al. 2007). A dále souborné studium xenolitů z osečenského komplexu a z bazanitových lávových proudů Dobkoviček (např. Brandová J. a Holub F. V. 2002). Pod severní částí Českého masivu se nachází četné svrchnoplášťové xenolity, což v této oblasti dokládá existenci ochuzeného, tak i metasomaticky obohaceného svrchního pláště.

Formy výskytu xenolitů v bazaltických horninách se posuzují obtížněji, neboť je nedostatek odpovídajících dat. Největší část (ultra)mafických xenolitů se nachází v lávových proudech (L), méně

častěji v sopouších (přívodních kanálech) (V) s masivní, porézni a v menší míře i brekciovitou výplní. Pak se ještě mohou nacházet v pravých žilách (D). (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

Výskyty (ultra)mafických plášťových xenolitů jsou kontrolovány strukturami, jež se vytvořily při kompresi SV-JZ až S-J směru v subhercynské a laramijské fázi alpinského tektonického vývoje v době nejmladší křídly, paleocénu a nejstaršího eocénu. Xenolity (ultra)mafických hornin jsou běžné rovněž v pliocénních až pleistocénních tělesech bazaltoidů na zlomech ve směru SZ-JV: lužickém zlomu v severovýchodních Čechách (Kozákovská sopka) a na zlomech oderské zóny na severní Moravě (Velký Roudný, Venušina sopka), zvláště na bělském zlomu. K výstupu vulkanitů spolu s xenolity (ultra)mafických hornin pláště tedy docházelo hlavně podél zlomů V-Z až VJV-ZSZ, v době jejich normálového roztažení. V pliocénu a pleistocénu se jednalo o struktury směru SZ-JV (oderská zóna, lužický zlom, chebská pánev). (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

3.3 Hostitelské horniny xenolitů

Předem je nutno říci, že z důvodu nedostatku chemických analýz velkého množství hostitelských hornin xenolitů nemohlo být jejich zařazení provedeno jednotně na základě chemické klasifikace hornin. (Le Maitre 2002)

Převládají horniny složením odpovídající nefelinickému, příp. leucitickému bazanitu až (melilitickému) olivinickému nefelinitu. Minoritně je zastoupen i olivinický leucitit, leucitický - (nefelinický) tefrit a sklovitý alkalický olivinický bazalt. Hostitelské horniny xenolitů nevznikají brekciovitě. (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

3.4 Petrografická charakteristika a chemické složení (ultra)mafických xenolitů

Litologicky převládají olivinické xenolity (harzburgity > spinelové lherzolity a peridotity) nad klinopyroxenitami >> wehrlity. V xenokrystech/megakrystech také převládá olivín nad klinopyroxenem. (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

Olivíny xenolitů jsou charakteristické svou vysokou hořečnatostí $\#Mg = [100Mg/(Mg+Fe^{tot})]$. Nicméně olivínové fenokrysty s jádry plášťového původu (Fo_{90}) vykazují nižší hořečnatost (Fo_{80}), které odpovídají složení matečného bazaltu. Dále jsou charakteristické svou nízkou variabilitou obsahů NiO (0,2-0,7 hm. %). Klinopyroxeny ($100 Ca/(Ca+Mg+Fe) = 39-45$) mají chromdiopsidový chemismus, který je charakteristický vysokými obsahy Cr_2O_3 (0,9-1,4 hm. %), Al_2O_3 (4,8-5,7 hm. %), Na_2O (0,7-1,3 hm. %). Ortoproxeny jsou převážně enstatitového charakteru (En_{88-91}) a mají poloviční zastoupení Cr_2O_3 (0,4-0,7 hm. %) ve srovnání s klinopyroxenem. (Cr, Al) - spinely ($100 Cr/(Cr+Al) = 15-54$) vykazují výrazné negativní korelace v zastoupení Cr_2O_3 (17-34 hm. %) a Al_2O_3 (17-68 hm. %) s vysokými hodnotami zastoupení Cr_2O_3 u primární generace spinelů. (Ulrych J. a Adamovič J. 2004)

3.5 Textura plášťových xenolitů

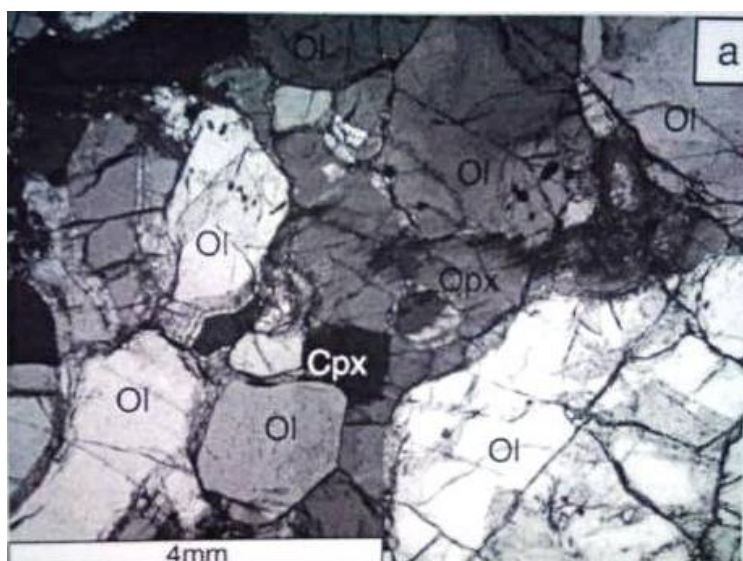
U peridotitových xenolitů se definují tři základní texturní skupiny (s dvěma přechodnými členy) dle narůstajícího stupně deformace: (Mercier J-C. C. a Nicolas A. 1975)

- protogranulární textura plášťových xenolitů

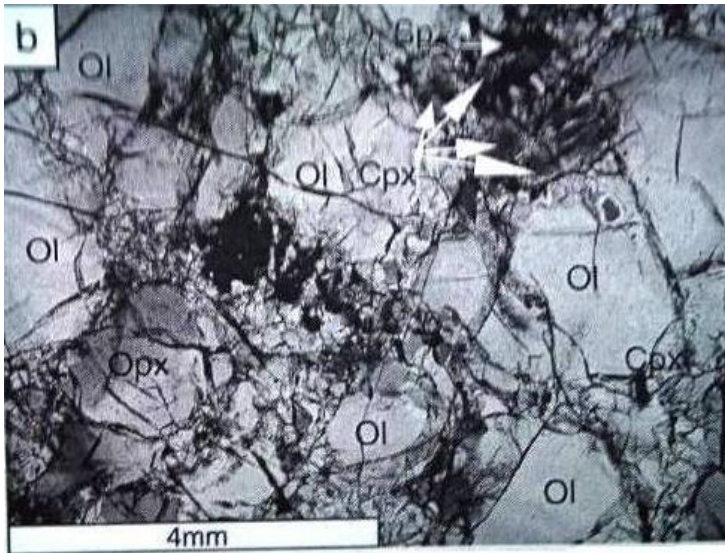
- (protogranulárně - porfyroklastická textura plášťových xenolitů)
- porfyroklastická textura plášťových xenolitů
- (porfyroklasticky - equigranulární textura plášťových xenolitů)
- equigranulární textura plášťových xenolitů

Skupiny jsou vymezeny na základě jejich stavby a paragenetických vztahů minerálů, hlavně spinelu.

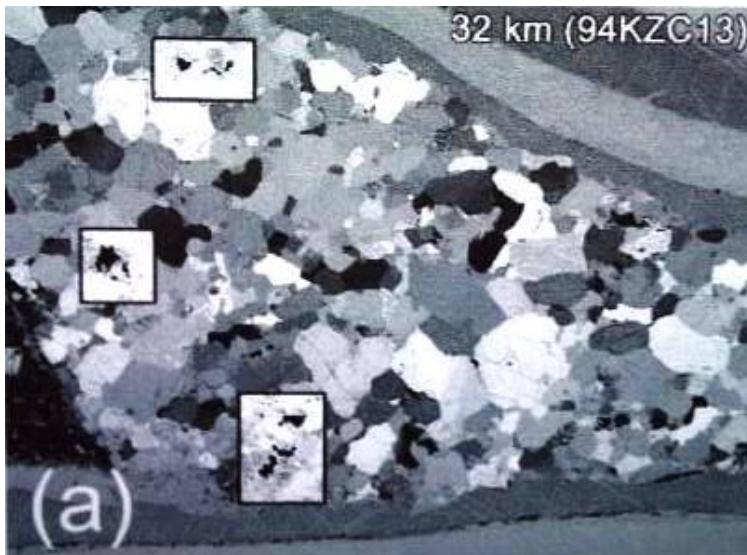
Protogranulární textura (viz Obr. 5) je příznačná velkými zrny enstatitu a olivínu. Intersticiální spinel a diopsid jsou vždy v kontaktu s enstatitem a jsou označeny jako odmišleniny původního enstatitu, který je bohatý na Al a Ca. Diopsid se vyskytuje na některých místech ve shlucích nebo na okrajích enstatitu zároveň se spinelem "červovitého" tvaru, jež prorůstá samotný enstatit nebo krystaluje mezi zrny enstatitu a klinopyroxenu. V jistých případech dosahují zrna průměru až 2 cm. (Ackerman et al. 2007) S narůstajícím stupněm deformace přechází protogranulární textura do porfyroklastické. Porfyroklastická textura (viz Obr. 6) je význačná přítomností dvou typů olivínových a enstatitových krystalů. Větších protažených porfyroklastů a malých polygonálních neoblastů. Roztříštěný spinel rekrystalizuje mezi krystaly olivínu do protáhlých rozeklaných zrn. Equigranulární textura (viz Obr. 7) je typická přítomností malých zrn spinelu v trojných bodech nebo je spinel v podobě malých kulovitých inkluzí, které jsou roztroušené mezi jednotlivými minerály. Minerální zrna mají 1-4 mm v průměru.



Obr. 5: Protogranulární textura podle Mercier J-C. C. a Nicolas A. (1975) vyskytující se u většiny xenolitů. (Mašek M. M. et al. 2010)



Obr. 6: Porfyroklastická textura pláštěvého peridotitového xenolitu. (Mašek M. M. et al. 2010)



Obr. 7: Equigranulární textura s roztroušeným spinelem. (Mašek M. M. et al. 2010)

4. METODIKA PRÁCE

V rámci této práce byly studovány čtyři lokality pláštěvých xenolitů v Českém středohoří, které reprezentují geochemické složení svrchního pláště pod touto oblastí Českého masívu. Jsou jimi lokality: Dobkovičky, Medvědí vrch, Kuzov a Prackovice. Ty leží na spojnici Ústí nad Labem - Litoměřice. Lokality byly vybrány na základě blízké regionální distribuce, na počtu a velikosti přítomných xenolitů a hlavně na dostatečně velké reprezentativnosti již zmíněného geochemického složení svrchního pláště pod Českým masívem v oblasti Českého středohoří. Na lokalitě Dobkovičky bylo odebráno 17 vzorků, z lokality Medvědí vrch byly odebrány 4 vzorky, z Kuzova 3 vzorky a z Prackovic bylo odebráno 7 vzorků. Pro porovnání byly odebrány vzorky z lokalit, které neleží v Českém středohoří. Jsou jimi vzorky z vrchu Plesý u obce Brtníky, ležící ve Šluknovském výběžku (8 vzorků). Z Kraslic, Zámečku u Flájí a Venušiny sopky bylo odebráno po jednom vzorku. Kraslice se rozkládají na úpatí západočeské části Krušných hor v Kraslickém průsmyku. Zámeček u Flájí se

nachází rovněž v Krušných horách. Venušinu sopku můžeme nalézt na severní Moravě nad obcí Mezina. Přesná lokalizace odebraných vzorků plášťových xenolitů je uvedena na mapě (viz Obr. 8).

Vzorky byly makroskopicky prohlédnuty, a určeno zda se jedná o harzburgit, dunit, lherzolit či wehrlit (pomocí množství přítomného olivínu, klinopyroxenu a ortopyroxenu).

Poté byly z čerstvých vzorků pořízeny leštěné výbrusy.

Leštěné výbrusy byly podrobeny detailnímu petrografickému studiu pomocí optického mikroskopu Olympus BX 51 s připojenou digitální kamerou DP70 pro umožnění fotografování zajímavých petrografických uskupení a objektů.

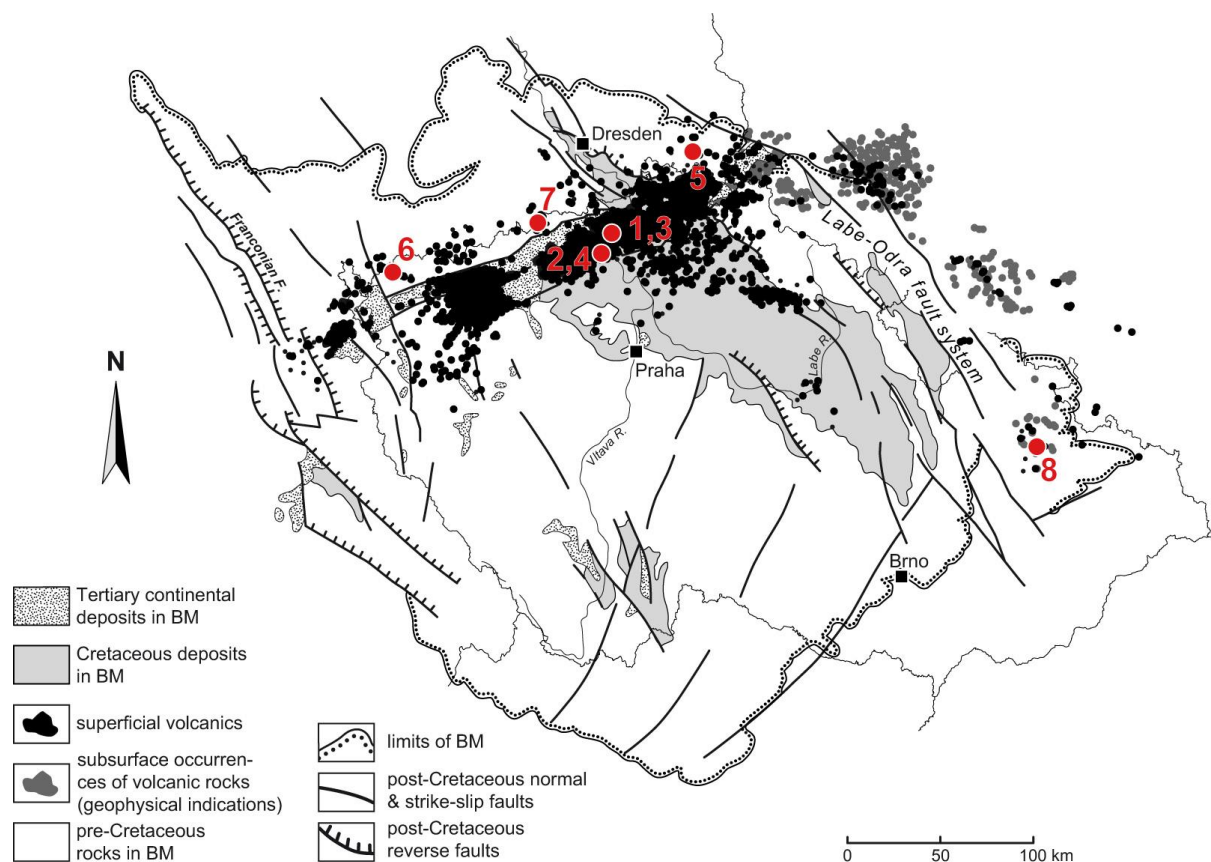
Pomocí elektronové mikroanalýzy (mikrosondy, EPMA) Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR byly provedeny chemické analýzy vybraných minerálních fází. Cílem bylo získání přesného kvantitativního chemického složení jednotlivých vybraných minerálních fází a studium jejich vztahů pomocí odražených elektronů (BSE). Bodové analýzy se mohly stanovit u objektů větších než 1 μm a kvantitativně stanovit prvky těžší než ^5B . Všechna měření podle výběru provedla Ing. Böhmová. Analytické podmínky měření byly: urychlovací napětí 15 kV, stávající paprsek byl 10 nA a v průměru měl 2 μm . Standardy: Mg-mg20cam-MgO, Si-si31cam-Wollastonit, Ca-ca31cam-Wollastonit, Cr-cr26cam-Cr₂O₃, Mn-mn30cam-MnTiO₃, Fe-fe46ans-Pyrit, Ni-ni22cam-NiO. Mez stanovitelnosti: 0,03 až 0,5 hmot. %. Chemické analýzy byly následně přepočteny na jednotlivé krystalografické pozice kationtů, jako je Si, Ca, Mg, Mn, Ti, Al, Fe²⁺, Fe³⁺, atd.

Na základě chemického složení byly spočítány teploty ekvibrace jednotlivých minerálních párů pomocí příslušných termometrů: *2Px (BK90)*, což je dvoupyroxenový (opx - cpx) termometr (Brey a Kohler 1990); *2Px (T98)* je také dvoupyroxenový termometr (Taylor 1998); *Ca-OPX (BK90)* je termometr zabývající se obsahem Ca v ortopyroxenu (Brey a Kohler 1990); *OL-SP (B91)* je olivín-spinelový termometr (Ballhaus et al. 1991).

Na základě mikroskopie se vybralo 28 vzorků pro drcení a následné mletí potřebné na silikátový rozklad a následnou analýzu. Vyřezaly se čisté xenolity, které se poté předdrtily v hmoždíři. Silikátový prášek byl nasypán do achátového prstencového mlýnu a xenolity se namlely na prášek o analytické jemnosti.

Následně se prováděl silikátový rozklad z nyní práškových vzorků. Rozklady byly prováděny v chemicky čisté laboratoři na Geologickém ústavu AV ČR. Schéma postupu rozkladu studovaných vzorků: (v jedné sadě se prováděl rozklad deseti vzorků, přičemž jedním byl standard a dalším byl blank, tudíž se vždy rozložilo osm vzorků). Do Pt kelímků se navázilo max. 0,2 g vzorku (0,1 g bylo naváženo pro špatně rozložitelné vzorky). Vážilo se na analytických vahách ABT 120-5 DM od firmy KERN. Stejným způsobem se navázilo max. 0,1800 g standardu UB-N. Do všech deseti Pt kelímků s naváženými vzorky se přidalo 10 ml 40% HF a následně 0,5 ml HClO₄ p.p. Teplota plotny se nastavila na 170 °C. Odkouřilo se skoro do sucha. Přidalo se dalších 5 ml 40% HF. Odkouřilo do sucha. Na suché reziduum v Pt kelímku se nalilo 12,5 ml 2% HNO₃. Chvíli se nechalo na plotně rozpouštět za teploty 95°C. Přičemž Pt kelímky byly přikryté sklíčkem. Nakonec se transferoval mix do 100 ml baňky přes filtrační papír a dolilo se 2% HNO₃ do 100 ml.

Následně byly takto rozložené vzorky analyzovány (provedla slečna Matoušková) pomocí ICP-MS v LGÚ na Geologickém ústavu AV ČR. Byly tak získány koncentrace stopových prvků a vzácných zemin (Li, Rb, Sr, Y, Cs, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Tb, Dy, Tm, Lu, Pb, Hf, atd.)



Obr. 8: Mapa lokalit s výskytem studovaných plášťových xenolitů. (upraveno dle Ulrycha J. et al. 2011)
 Lokality: 1 - Dobkovičky, 2 - Kuzov, 3 - Prackovice, 4 - Medvědí vrch, 5 - Brtníky, 6 - Kraslice, 7 - Zámeček u Flájí, 8 - Venušina sopka.

5. POPIS LOKALIT STUDOVANÝCH PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ

5.1 Dobkovičky

Jedná se o velký činný lom na těžbu čediče z lávových proudů (viz Obr. 9). Nachází se přibližně 1500 m na SSV od obce Dobkovičky, jež je součástí obce Velemín, okres Litoměřice.

Kamenolom je umístěn na úpatí vrchu Kubačka. Hlavní horninou tu je basanit s olivínovými xenolity, které mají v průměru kolem 10 cm (viz Obr. 10). Peridotitové xenolity se zde vyskytují v alkalických bazaltoidních vulkanitech, nejčastěji nefelinických basanitech. Xenolity mají bezvodou čtyřfázovou minerální asociaci - převládá olivín, dále je hojný ortopyroxen a v podřízeném množství se vyskytuje klinopyroxen a spinel. Odpovídají klinopyroxenem chudým spinelovým lherzolitům až harzburgitům. (Brandová J., Holub F. V. 2002) Díky probíhající těžbě jsou xenolity nezvětralé a lze je snadněji získat z okolní bazaltické horniny. Bohužel jsou ale xenolity velmi často přeměněné hydrotermální alterací způsobující jejich kompletní rozpad.

V tomto kamenolomu bylo odebráno 17 vzorků z různých míst lomu.



Obr. 9: Kamenolom Dobkovičky na úpatí vrchu Kubačka. (převzato z www.kamenzbraslav.cz)



Obr. 10: Olivínový xenolit (lherzolit) v čediči. (foto: Radoň M., 2009; převzato z www.geology.cz/foto/18202)

5.2 Kuzov

Kuzov je skalnatý vrch (416 m n. m.), (viz Obr. 11) vystupující při přechodu Českého středohoří do Dolnooherské tabule nad údolím potoka Granátka. Vrch se nachází 600 m východně od obce Dřemčice a asi 2 km severně od obce Třebívlice, okres Litoměřice.

V křídových sedimentech jsou vyvinuty dvě žilné intruze leucitického tefritu s olivinickými xenolity, jejichž průběh je navzájem kolmý (viz Obr. 12). Leží na průsečíku dvou trhlin ve směrech SSV - JJZ a SSZ - JJV. Jsou vypreparovány z okolních turónských usazenin se zastoupením produktů tepelné výměny a druhotné mineralizace hydrotermálními roztoky. Na západní a jihozápadní straně je vypreparovaný žilný výchoz Kuzova lemován střednoturónskými slínovci, na severní, východní a jihovýchodní straně svrchnoturónskými slínovci a jílovci. (upraveno dle www.turistik.cz/kuzov-prirodni-pamatka a www.lokality.geology.cz/kuzov)

Z této lokality byly odebrány 3 vzorky.



Obr. 11: Vrch Kuzov. (foto: Bokr P., 2005; převzato z www.geology.cz/foto/16528)



Obr. 12: Dvě žilné intruze leucitického tefritu vrchu Kuzov. (převzato z www.geology.cz/foto/18088)

5.3 Prackovice

Čedičový lom Prackovice (SZ od Prackovic nad Labem) v nefelinickém bazanitu je v současné době vytěžený a uzavřený (viz Obr. 13). Nachází se v podkrušnohorské pánvi. Kamenolom byl známý vzácnými zeolitovými minerály v dutinách čedičové horniny. Byl tu popsán thomsonit, phillipsit, chabazit, offretit, erionit, wellsit a také paulingit. (Cajz V. 1996)

Přes kamenolom nacházející se u Libochovan vede tunel dálnice D8. Nicméně 7 vzorků pro mou diplomovou práci bylo získáno ze zářezu dálnice D8 v počátcích její stavby.



Obr. 13: Bývalý čedičový lom Prackovice. (převzato z www.geology.cz/foto/9999)

5.4 Medvědí vrch

Medvědí vrch (Medvědícký kopec, vrch Lhotka) dosahuje výšky 570 m n. m. a nachází se mezi lokalitami Kuzov a Dobkovičky v podkrušnohorské pánvi. Lze ho nalézt 500 m severně od obce Kocourov u Litoměřic.

Plášťové xenolity jsou často silně zvětralé v žile leucitického olivinického nefelinitu, která vystupuje na povrch jen v sutí. Xenolity jsou svým tvarem oválné až hranaté a mají průměr maximálně 8 cm. (Fiala J. a Shrbený O. 1968)

Byly odebrány 4 vzorky.

5.5 Brtníky

Tato lokalita a následující lokality již nepatří do Českého středohoří a v mé diplomové práci slouží pro porovnání z hlediska petrologického, termobarometrického a geochemického. Vesnice Brtníky (něm. Zeidler) náleží pod obec Staré Klečany, okres Děčín. Leží ve Šluknovském výběžku, 8 km západně od Rumburku na rozhraní Lužických hor a Labských pískovců. Nachází se na okraji národního parku České Švýcarsko. (upraveno z <http://cs.wikipedia.org/wiki/Brtniky>)

Dají se tu nalézt kulovité olivinické xenolity, které mají v průměru přibližně 20 cm. Nachází se v čediči Červeného vrchu. V tomto čediči se vyskytuje i bronzit či rhönit, který je v čediči vidět pouze mikroskopicky. Dále tu je aenigmatit, triklinický oxisilikát s amfibolovou štěpností (Kratochvíl J. a Tuček K. 1964)

Z lokality Brtníky bylo odebráno 8 vzorků.

5.6 Kraslice

Tato lokalita se rozkládá na úpatí západočeské části Krušných hor v Kraslickém průsmyku. Slouží jako porovnávací lokalita k plášťovým xenolitům Českého středohoří.

V bazaltové hornině se dají nalézt olivínové koule velikosti vlašského ořechu. V čediči bývá přítomen i augit. (Kratochvíl J. a Tuček K. 1960)

Byl odebrán 1 vzorek.

5.7 Zámeček u Flájí

Lokalita Zámeček u Flájí nebo také Supí vrch se nachází v severní části Krušných hor, blízko vodní nádrže Fláje, západně od obce Fláje a severozápadně od města Duchcov.

V čedičové hornině se nachází hojné olivínové xenolity a tvoří koule velikosti 5-20 cm. V čediči se nachází i ilmenit. (Kratochvíl J. a Tuček K. 1964)

Z lokality byl odebrán 1 vzorek.

5.8 Venušina sopka

Je vyhaslá čtvrtohorní sopka severní Moravy, nacházející se nad obcí Mezina, jižně od Bruntálu. Vulkán dosahuje výšky 643 m n. m. Nachází se v povodí řeky Odry, v pohoří Nízkého Jeseníku na Bruntálské vrchovině.

Na vrcholu je plochý kráter a boční krátery s lávovými jeskyněmi (viz Obr. 14). Dva lávové proudy (viz Obr. 15) míří severovýchodním směrem. Sopka je tvořena hlavně čedičem, v menší míře sopečnými vyvrženinami charakteru tufů a tufitů, místně se vyskytují i "sopečné pumy" (viz Obr. 16). V bazaltu se hojně nachází xenolity olivinického nefelinitu. Dříve se tu těžily tufy a popeloviny, které sloužily jako stavební materiál. (upraveno z http://cs.wikipedia.org/wiki/Venušina_sopka)

Z této lokality byl odebrán 1 vzorek.



Obr. 14: Jedna z lávových jeskyň Venušiny sopky. (převzato z www.czecot.cz/turisticky-objekt/10479_venusina-sopka-mezina)



Obr. 15: Lávové proudy Venušiny sopky s vertikálně orientovanou sloupcovitou odlučností bazaltu. (převzato z <http://kurz.geologie.sci.muni.cz/kapitola7.htm>)



Obr. 16: "Sopečné pumy" z Venušiny sopky. (převzato z www.geology.cz/foto/620)

6. PETROGRAFIE PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ

6.1 Dobkovičky

Prostřednictvím optického mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondy (EPMA) Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR bylo prostudováno 12 leštěných výbrusů plášťových xenolitů (06DK1, 06DK2, 06DK3, DOB03, DOB04, DOB05, DOB07, DOB08, DOB09, DOB10, DOB13, DOB14) vyhotovených z jednotlivých vzorků této lokality.

06DK1

Výbrus z této lokality má hrubozrnnou protogranulární texturu. Obsahuje přibližně 60-70 % olivínu, < 20% ortopyroxenu, < 5 % klinopyroxenu, tudíž se jedná o *harzburgit*. Zrna olivínu mající 2-3 mm v průměru jsou serpentinizována. Serpentinizace se vyskytuje nejčastěji kolem zrn olivínu, ale také

ortopyroxenu. Olivín je rovněž částečně protkán žilkami serpentinu. Zrna olivínu jsou hypidiomorfní. Ve vzorku se vyskytuje nepatrné množství taveniny in - situ (~ 3 %). V ortopyroxenu se vyskytují drobné odmíšeniny spinelidu. Zrna ortopyroxenu mají v průměru maximálně 1 mm. Spinely se vyskytují v minoritním množství (< 2 %) mezi zrny olivínu a jsou velmi malé (kolem 5 µm v průměru). Lze je tedy pozorovat až při velkém zvětšení.

06DK2

Vzorek má hrubozrnnou protogranulární texturu. Obsahuje ~ 70 % olivínu, 20-25 % ortopyroxenu, < 3 % klinopyroxenu. Jde o *harzburgit*. Ve vzorku lze nalézt spinely uzavřené v ortopyroxenu a ten pak ve větším zrně klinopyroxenu (viz Obr. 17). Spinel se nejčastěji vyskytuje v podobě oválných útvarů (na délku 30-100 µm, které lze pozorovat až při velkém zvětšení mikroskopu. Zrna olivínu mají v průměru 3 mm, jsou bez odmíšenin a na okrajích jsou částečně serpentinizována. Jejich zrna jsou hypidiomorfní. Ve vzorku lze pozorovat nepatrné množství taveniny in - situ. Ortopyroxen má v průměru 0,5 mm a jeho tvar je allotriomorfní. Velikost zrn klinopyroxenů je průměrně 0,1-0,4 mm. V ortopyroxenu se vyskytla i odmíšenina titanitu a magnetitu.

06DK3

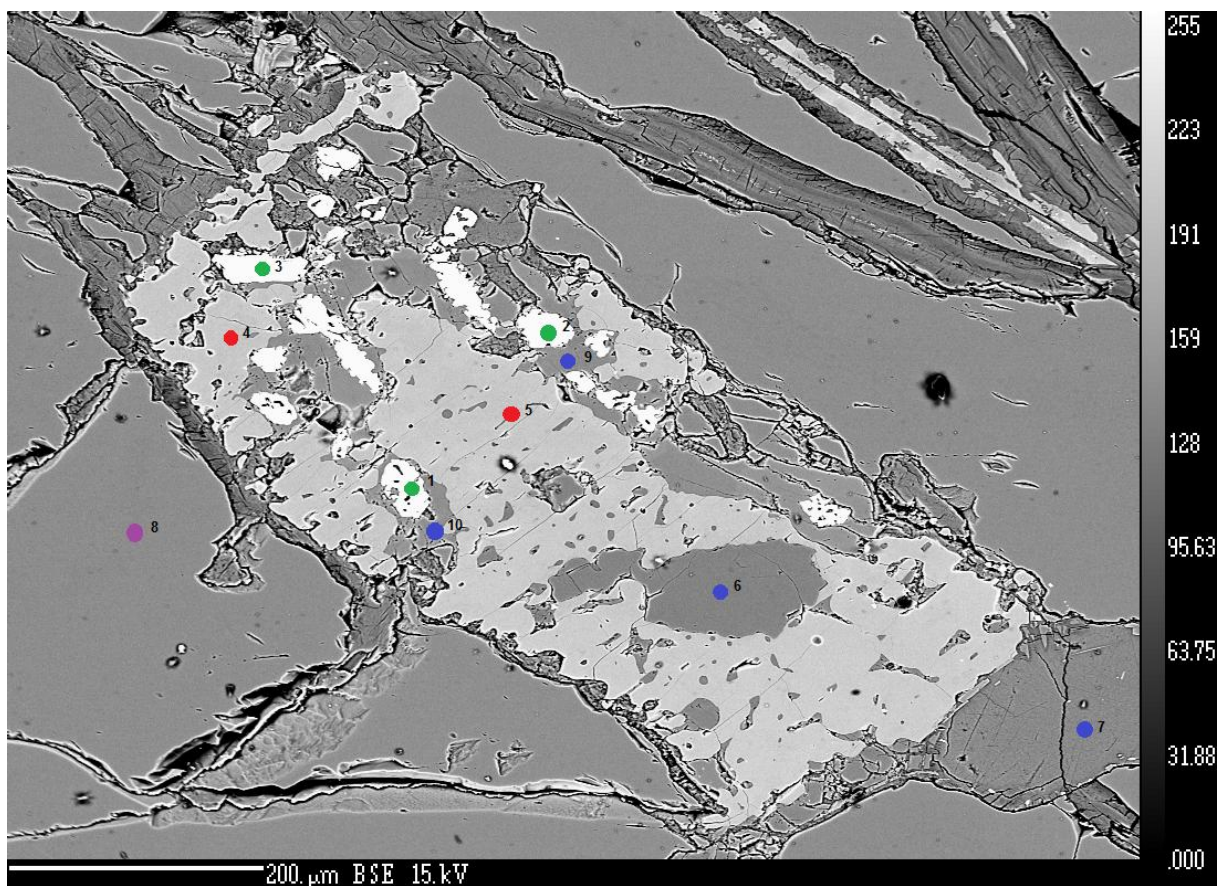
Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje přibližně 60-65 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu a klinopyroxen (< 3 %, v průměru 300 µm) je viditelný pouze mikroskopicky při velkém zvětšení. Jedná se o *harzburgit*. Zrna olivínu mají rozličné velikosti (od 0,1 mm od 1 mm). Spinely se vyskytují v symplektitech s ortopyroxeny nebo jsou roztroušené mezi zrny olivínů. Klinopyroxen uzavírá spinely "červovitého" tvaru (viz Obr. 18). Ortopyroxeny mají rovněž různou velikost (od 0,09 mm až po 4 mm). Lokálně obsahují inkluze spinelu. Olivíny také obsahují inkluze spinelu nebo jsou bez inkluzí. Výbrus v sobě neobsahuje žádnou taveninu.

DOB03

Hrubozrnná porfyroklastická textura se ve vzorku vyznačuje protaženými zrny olivínů a polygonálními olivíny. Porfyroklasty tvoří zrna ortopyroxenu a olivíny tvoří matrix. Cr a Al - spinel se vyskytuje mezi zrny olivínů a tvoří tak protáhlé úzké tvary a shluky v ortopyroxenech a také přítomné silikátové tavenině. Xenolit obsahuje ~ 70 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu a < 4 % klinopyroxenu. Jedná se o *harzburgit*. Olivíny dosahují velikosti od 0,2 do 1,5 mm a jsou bez inkluzí. Ortopyroxeny mají v průměru velikost 1 mm, ale dají se ve vzorku nalézt i mnohem větší (2mm) a rovněž i menší velikosti ortopyroxenů. Klinopyroxeny dosahují maximální velikosti 0,8 mm.

DOB04

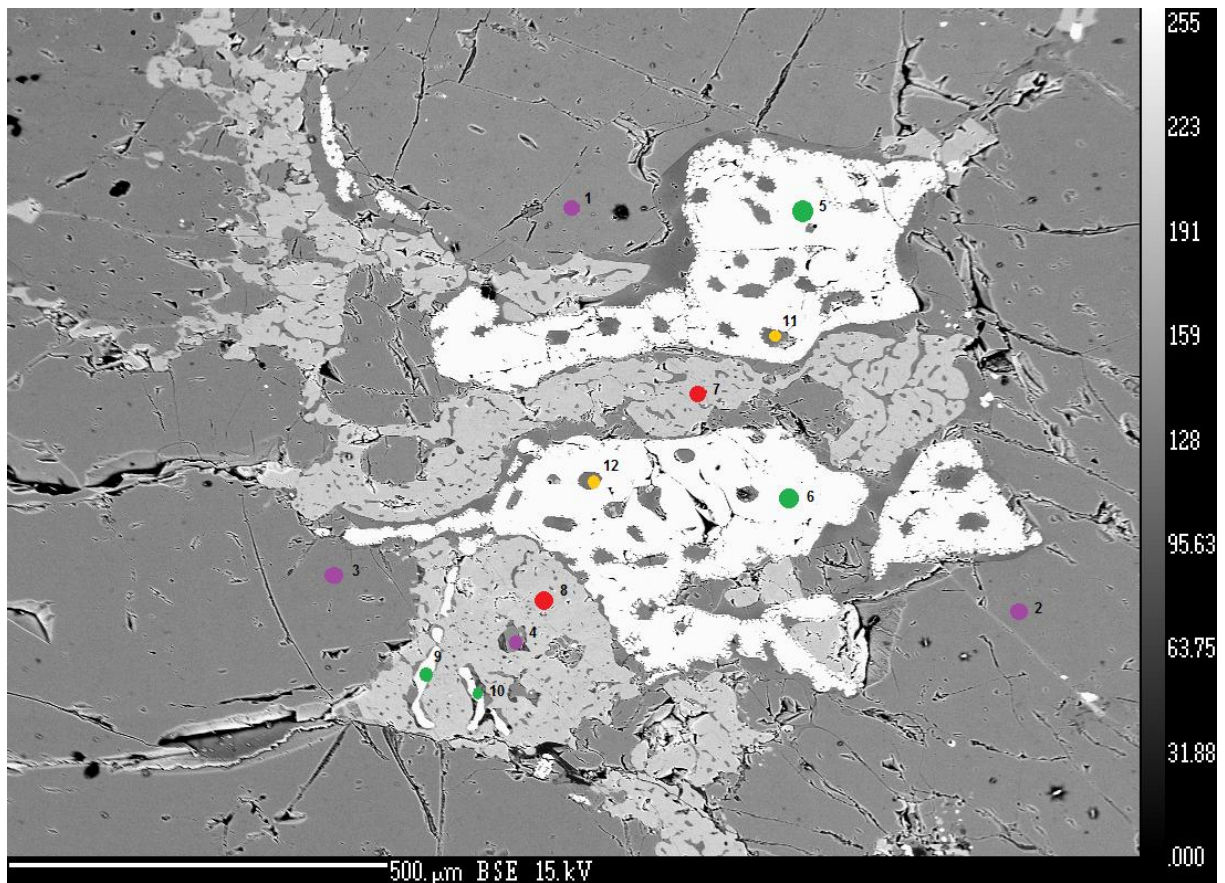
Vzorek má hrubozrnnou protogranulární texturu. Obsahuje 60-70 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu, ~ 2 % klinopyroxenu a ~ 2 % spinelu. Jde o *harzburgit*. Spinel tvoří drobné inkluze v ortopyroxenech. Ortopyroxeny jsou hodně roztříštěné a některá zrna tvoří dvojici s klinopyroxenem. Olivíny obsahují drobné inkluze titanitu nebo jsou bez inkluzí. Vzorek obsahuje malé množství taveniny in - situ (< 1%) ve které je koncentrováno velké množství spinelu. Olivíny mají v průměru až 1,5 mm, ale vyskytují se tu i drobnější olivíny. Některé ortopyroxeny jsou zonální a jsou podobně veliké jako zrna olivínů. Krystaly olivínů a ortopyroxenů jsou allotriomorfní.



Obr. 17: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená mikrosondou. Znáznorňuje spinely (označené zelenými body č. 1, 2, 3) uzavřené ortopyroxenem (označený modrými body č. 6, 7, 9, 10), nacházející se ve velkém zrně klinopyroxenu (označen červenými body č. 4, 5). Okolní horninou je olivín (označen fialovým bodem č. 8). Lokalita Dobkovičky, vzorek 06DK2, měřítko 200 μm .

DOB05

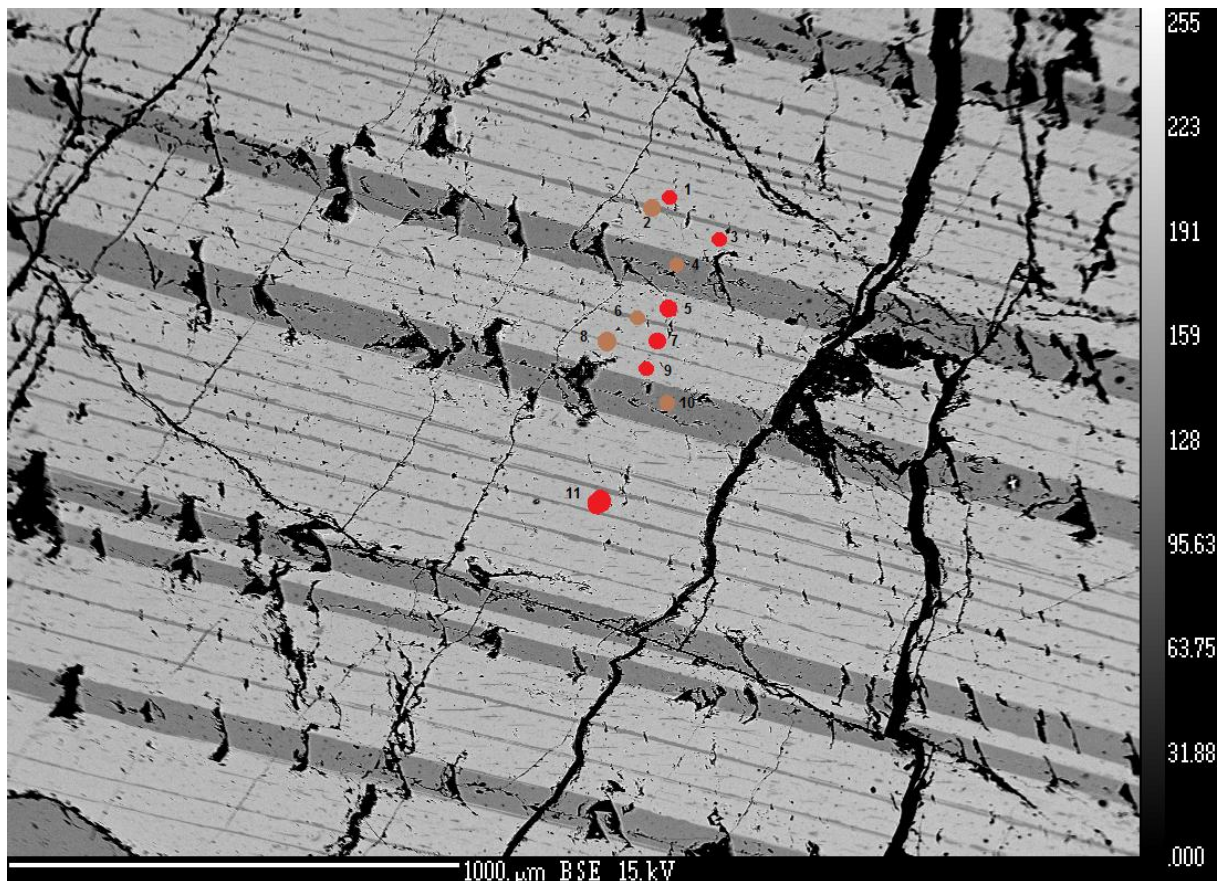
Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu s porfyroklasty v podobě ortopyroxenů a zrna olivínu tvoří matrix. Obsahuje ~ 60 % olivínu, ~ 30 % ortopyroxenu a < 4 % klinopyroxenu. Cr - spinel vykryštoval mezi zrna olivínů do úzkých protáhlých tvarů a vyskytuje se rovněž v ortopyroxenech, kde tvoří inkluze. Lokálně tvoří shluky kolem zrn olivínů. Tento plášťový xenolit se dá nazvat jako *harzburgit*. Zrna olivínu jsou většinou 0,5-1,5mm veliká a jejich tvar je nejčastěji hypidiomorfní. Ve vzorku se vyskytuje malé procento taveniny in - situ, které je okem neznatelné. Ortopyroxeny dosahují většího průměru než zrna olivínů, až 3 mm. Olivín je z části serpentinizovaný. Klinopyroxeny jsou mnohem menší než ortopyroxeny, většinou dosahují průměru 0,5 mm. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfní.



Obr. 18: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená mikrosondou. Klinopyroxen uzavírající spinely "červovitého" tvaru a spinel obsahující v sobě drobné chromity. Spinel označen zelenými body č. 5, 6, 9, 10. Olivín označen fialovými body č. 1, 2, 3, 4. Chromit označen žlutými body č. 11, 12. Klinopyroxen označen červenými body č. 7, 8. Lokalita Dobkovičky, vzorek 06DK3, měřítko 500 μm .

DOB07

Vzorek má jemnozrnnou kumulovanou texturu, kde klinopyroxen tvoří kumulus a ortopyroxen interkumulus. Obsahuje více jak 95 % klinopyroxenu, ~ 2 % ortopyroxenu, < 1 % olivínu a < 1 % spinelu. Jedná se o *klinopyroxenit*. Allotriomorfní zrna klinopyroxenu jsou velká a mají až 7 mm v průměru. Zrna ortopyroxenu (v průměru 0,5 mm) jsou o hodně menší než zrna klinopyroxenu. Z důvodu velkých tlakových podmínek jsou zrna diopsidu dosti porušena a mají tak velké množství žilek, která jsou z části vyplněna serpentinem. V klinopyroxenech se vyskytují časté odmišeny spinelu. Zrna ortopyroxenu jsou také allotriomorfní a obsahují částečně natavená zrna klinopyroxenu. Klinopyroxeny obsahují četné pásy ortopyroxenů (viz Obr. 19). Tyto dva minerály tvoří i dvojice. Olivín (v průměru 70 μm) je viditelný pouze při velkém zvětšení, není viditelný pouhým okem. Vzorek neobsahuje žádné množství silikátové taveniny.



Obr. 19: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Střídání pásků ortopyroxenu v krystalu klinopyroxenu. Klinopyroxen značen červenými body č. 1, 3, 5, 7, 9, 11. Pásky ortopyroxenu značeny hnědými body č. 2, 4, 6, 8, 10. Lokalita Dobkovičky, vzorek DOB07, měřítko 1000 μm .

DOB08

Vzorek se vyznačuje hrubozrnnou protogranulární texturou. Obsahuje > 60 % olivínu, > 15 % ortopyroxenu a hodně velké množství taveniny z bazaltu (~ 15%). Jde o *harzburgit*. Hypidiomorfní zrna olivínu jsou homogenní a jsou max. 1 mm veliká. Zrna olivínu obklopuje tavenina, která v sobě obsahuje drobné inkluze spinelu (z důvodu velice malé velikosti (< 1 μm) se nedaly analyzovat na mikrosondě). Tavenina z bazaltu se koncentruje ve větších shlucích (průměr až 5 mm) mezi zrny olivínu nebo olivínu a ortopyroxenu. Zrna ortopyroxenu jsou allotriomorfní, obsahují inkluze spinelu a mají většinou velikost 0,5 mm stejně tak jako zrna klinopyroxenu.

DOB09

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu, kde porfyroklasty tvoří olivín a ortopyroxen, undulózně zhášející olivíny tvoří také matrix. Obsahuje > 65 % olivínu, ~ 25 % ortopyroxenu, ~ 8 % klinopyroxenu a méně než 1 % spinelu. Silikátová tavenina zaujímá < 8 % z celkového minerálního složení xenolitu. Jedná se o *lherzolit*. Ve výbrusu se vyskytuje jemnozrnný olivín, ale rovněž i větší zrna o průměru až 3 mm. Zrna olivínů jsou allotriomorfní a hypidiomorfní. Ortopyroxeny jsou velmi často zdvojitě s klinopyroxeny. Ortopyroxeny jsou průměrně 1-1,5 mm veliké. Klinopyroxeny jsou podobně velké jako ortopyroxeny a jsou místně úplně roztavené a tvoří součást silikátové taveniny. Ortopyroxeny s klinopyroxeny jsou nejčastěji allotriomorfní. Zrna olivínů jsou homogenní a

neobsahují žádné inkluze. Ortopyroxen velmi často obsahuje inkluze nataveného klinopyroxenu. Okraje olivínů jsou slabě serpentinizované, ale serpentinizovanější jsou lokálně jemnozrné olivíny.

DOB10

Vzorek má charakteristickou porfyroklastickou texturu, porfyroklasty tvoří ortopyroxen a zrna olivínu matrix. Obsahuje > 75 % olivínu, > 10 % ortopyroxenu, < 2 % spinelu, ~ 8 % silikátové taveniny a žádný klinopyroxen. Jedná se o *harzburgit*. Spinely se vyskytují v symplektitu s ortopyroxenem. Krystaly olivínu jsou hypidiomorfní až idiomorfní. Krystaly ortopyroxenu jsou průměrně 1,5 mm veliké. Krystaly olivínu mají v průměru 0,3-0,7 mm. Lokálně se vyskytují jemnozrné olivíny. Okraje olivínů jsou částečně serpentinizované. Olivíny jsou homogenní nebo obsahují v malém množství spinelové inkluze, které jsou přítomny v menších krystalech olivínů. Silikátová tavenina obklopuje zrna olivínů a na mnoha místech proniká dovnitř. Klinopyroxen se ve vzorku nevyskytuje ani při velkém zvětšení.

DOB13

Vzorek se vyznačuje jemnozrnou equigranulární texturou. Obsahuje < 70 % olivínu, ~ 20 % ortopyroxenu, ~ 8 % klinopyroxenu a < 5 % spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Ve vzorku se nevyskytuje žádná silikátová tavenina. Spinely jsou koncentrovány ve větších shlucích o průměru 0,1-0,2 mm. Nachází se mezi hypidiomorfními zrny olivínů, které jsou obklopovány klinopyroxenem nebo jsou v kontaktu se zrny ortopyroxenu. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfní. Jemnozrný olivín je serpentinizován i uvnitř. Zrna olivínu jsou stejné velikosti jako shluky spinelu. Zrna ortopyroxenu tvoří lokálně dvojice s klinopyroxeny. Serpentinizace probíhá i na okrajích zrn ortopyroxenu. V olivínech lze nalézt inkluze spinelů.

DOB14

Vzorek má hrubozrnou porfyroklastickou texturu, porfyroklasty tvoří zrna ortopyroxenu a olivín tvoří matrix. Obsahuje 60-70 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu, žádný klinopyroxen a spinel se nachází pouze v silikátové tavenině. Na zrnech olivínů je často protáhlé žilkování jedním směrem, které svědčí o převládajícím směru tlakového napětí. Jedná se o *harzburgit*. Zrna olivínů jsou hypidiomorfní a mají v průměru 0,3-1,2 mm. Zrna ortopyroxenu (průměr 1,8 mm) jsou allotriomorfní a obklopují zrna olivínů. V ortopyroxenech se nachází drobné inkluze nečistot a ilmenitu. Zrna olivínů jsou homogenní. Jejich okraje a žilky uvnitř jsou serpentinizovány. Lokálně obsahují drobné inkluze. Silikátová tavenina obklopuje hlavně ortopyroxen. Ortopyroxen je serpentinizován v menší míře než je tomu u zrn olivínu.

➤ *Shrnutí*

Vzorky z lokality Dobkovičky mají většinou hrubozrnou protogranulární texturu, která ale není pravidlem. Plášťové xenolity jsou hlavně harzburgity, které tvoří průměrně 60 % olivínu, ~ 22% ortopyroxenu a téměř žádný klinopyroxen. Nejčastěji se jedná o *harzburgit*. Poměrně často se ve vzorcích vyskytuje drobné množství silikátové taveniny, které obklopuje zrna spinelu a klinopyroxenu. Tavenina je tvořena ve velké míře spinelem, klinopyroxeny a především amorfním sklem. Olivíny mají omezení hypidiomorfní a ortopyroxeny s klinopyroxeny allotriomorfní. Zrna olivínu většinou dosahují velikosti 1,5 mm. Ortopyroxeny jsou stejně veliké nebo větší. Případné klinopyroxeny jsou v průměru 0,8 mm veliké, kromě vzorku DOB07, kde klinopyroxeny jsou veliké až 7 mm. V některých vzorcích se lokálně vyskytují jemnozrné olivíny. Spinely často tvoří

odmíšeniny v ortopyroxenech. Zrna olivínů jsou mírně serpentinizována a nejčastěji jsou homogenní, bez inkluzí.

6.2 Kuzov

Z této lokality byly studovány na optickém mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondě Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR 2 leštěné výbrusy plášťových xenolitů (KUZ1, KUZ2).

KUZ1

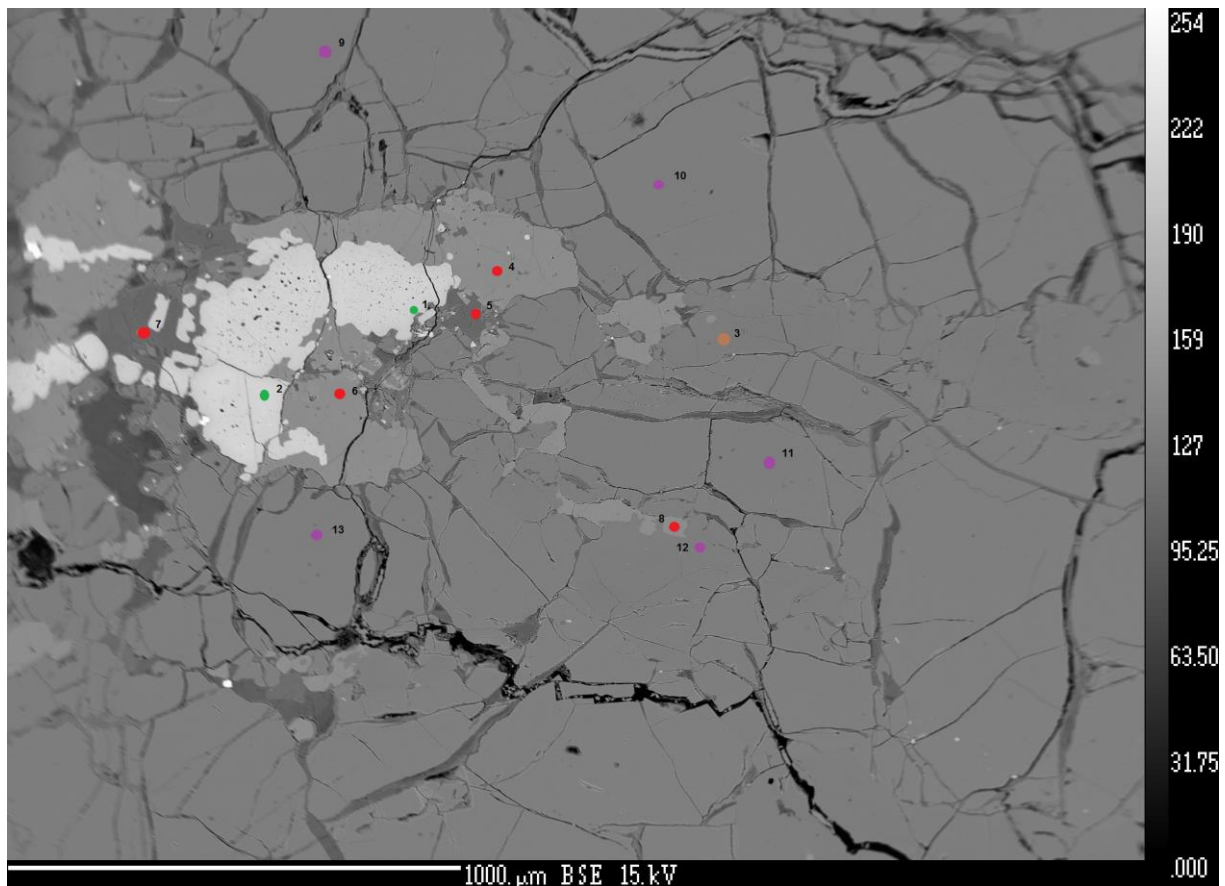
Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje 60-65 % olivínu, ~ 25 % ortopyroxenu, > 10 % klinopyroxenu, < 3% spinelu a ~ 1 % silikátové taveniny. Jedná se o *lherzolit*. Jemnozrnné krystaly olivínů jsou hypidiomorfní. Ortopyroxeny a klinopyroxeny jsou též hypidiomorfní. Olivíny mají v průměru 0,2-0,8 mm. Krystaly ortopyroxenu a klinopyroxenu mají přibližně stejné velikosti krystalů jako krystaly olivínu. Spinely se nachází v trojných bodech na okrajích olivínu či tvoří kulovité útvary mezi krystaly olivínu. Klinopyroxeny a ortopyroxeny obsahují drobné nečistoty silikátové taveniny. Tavenina tvoří též menší shluky (průměr 0,1mm) mezi krystaly ortopyroxenu a klinopyroxenu. Okraje krystalů jsou mírně serpentinizovány.

KUZ2

Vzorek má stejně jako KUZ1 jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje > 55 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu, ~ 6 % klinopyroxenu, > 3 % spinelu tvořící symplektity mezi krystaly klinopyroxenu (viz Obr. 20) a kulovité shluky (početnější) mezi krystaly olivínu. Spinely mají průměr od 0,09 mm až do 0,2 mm. Vzorek obsahuje též ~ 7 % silikátové taveniny, která se v menších shlucích koncentruje mezi krystaly ortopyroxenu a v menší míře mezi krystaly klinopyroxenu. Jedná se o *lherzolit*. Olivíny jsou hypidiomorfní a allotriomorfní. Krystaly klinopyroxenu a ortopyroxenu jsou pouze hypidiomorfní. Olivíny mají v průměru 0,5-0,7 mm. Ortopyroxeny jsou o něco většího průměru, přibližně 0,9 mm. Zrna olivínu jsou částečně serpentinizována, ale jinak jsou poměrně homogenní s nepatrnými inkluzemi spinelu, které se nevyskytují ve všech olivínech.

➤ *Shrnutí*

Oba vzorky z lokality Kuzov mají jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahují průměrně 55-65 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu a ~ 8 % klinopyroxenu. V obou případech se jedná o *lherzolit*. Spinely tvoří kulovité útvary mezi krystaly olivínu nebo nepravidelné shluky mezi krystaly klinopyroxenu. Průměrná velikost spinelů je přibližně 0,1 mm. Krystaly olivínu jsou jemnozrnné, mající v průměru 0,6 mm. Olivíny jsou poměrně homogenní. Ortopyroxeny a klinopyroxeny mají 0,8 mm. Zrna jsou částečně serpentinizována. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou podstatně méně serpentinizována než krystaly olivínu. Obsah silikátové taveniny činí přibližně 5 %. Jde většinou o menší shluky tvořené spinelidy a amorfním sklem. Jejich velikost nepřesahuje 0,09 mm.



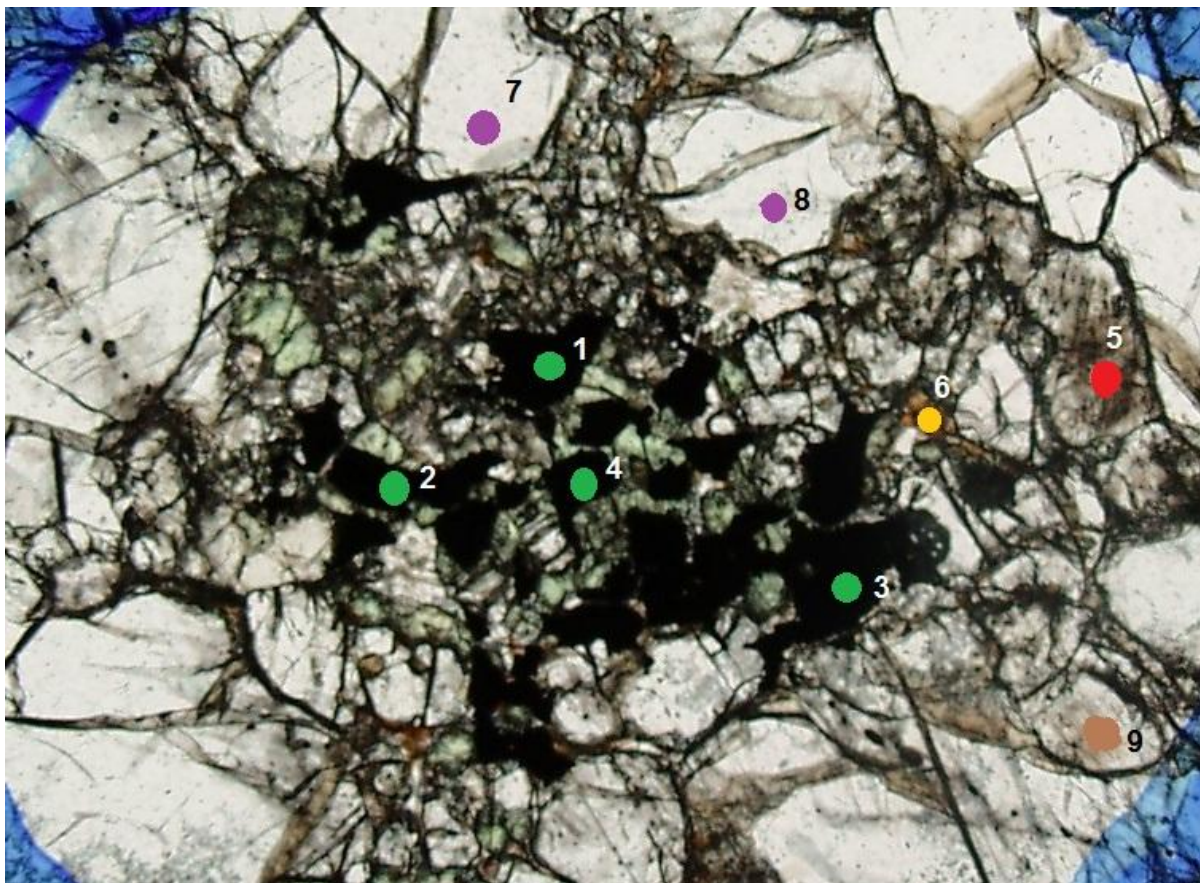
Obr. 20: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Spinely tvořící symplektity mezi krystaly klinopyroxenu. Spinely v symplektitu značeny zelenými body č. 1, 2. Ortopyroxen značen hnědým bodem č. 3. Klinopyroxeny značeny červenými body č. 4, 5, 6, 7, 8. Olivíny značeny fialovými body č. 9, 10, 11, 12, 13. Lokalita Kuzov, vzorek KUZ2, měřítko 1000 μm .

6.3 Prackovice

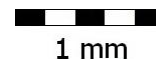
Na optickém mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondě Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR bylo studováno 7 leštěných výbrusů plášťových xenolitů (09PRL1, 09PRL2, 09PRL3, 09PRL4, 09PRL5, 09PRL6, 09PRL7).

09PRL1

Vzorek má hrubozrnnou protogranulární texturu. Obsahuje < 70 % olivínu, > 15 % ortopyroxenu, ~ 8 % klinopyroxenu, < 5 % spinelu "červovitého" tvaru mezi zrny olivínu tvořící zejména symplektity s klinopyroxeny. Jde o *lherzolit*. Okraje zrn jsou částečně serpentinizovány. Olivíny mají hypidiomorfní omezení krystalů. Ortopyroxeny a klinopyroxeny allotriomorfní omezení. Olivíny jsou buď homogenní nebo obsahují spinelové inkluze. Zrna olivínu jsou max. 2,5 mm veliká. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou menšího průměru, přibližně 0,5-2,0 mm. Poměrně hojný je i chromit nacházející se mezi zrny olivínu v kulovitých útvarech. Spinel v symplektitu je poměrně často v kontaktu s klinopyroxenem a olivínem (viz Obr. 21).



Obr. 21: Mikrofotografie spinelu uspořádaných v symplektitu s klinopyroxeny. Spinely jsou značeny zelenými body č. 1, 2, 3, 4. Chromit je označen žlutým bodem č. 6. Klinopyroxen je označen červeným bodem č. 5. Ortopyroxen je označen hnědým bodem č. 9. Olivíny jsou označeny fialovými body č. 7, 8. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL1, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

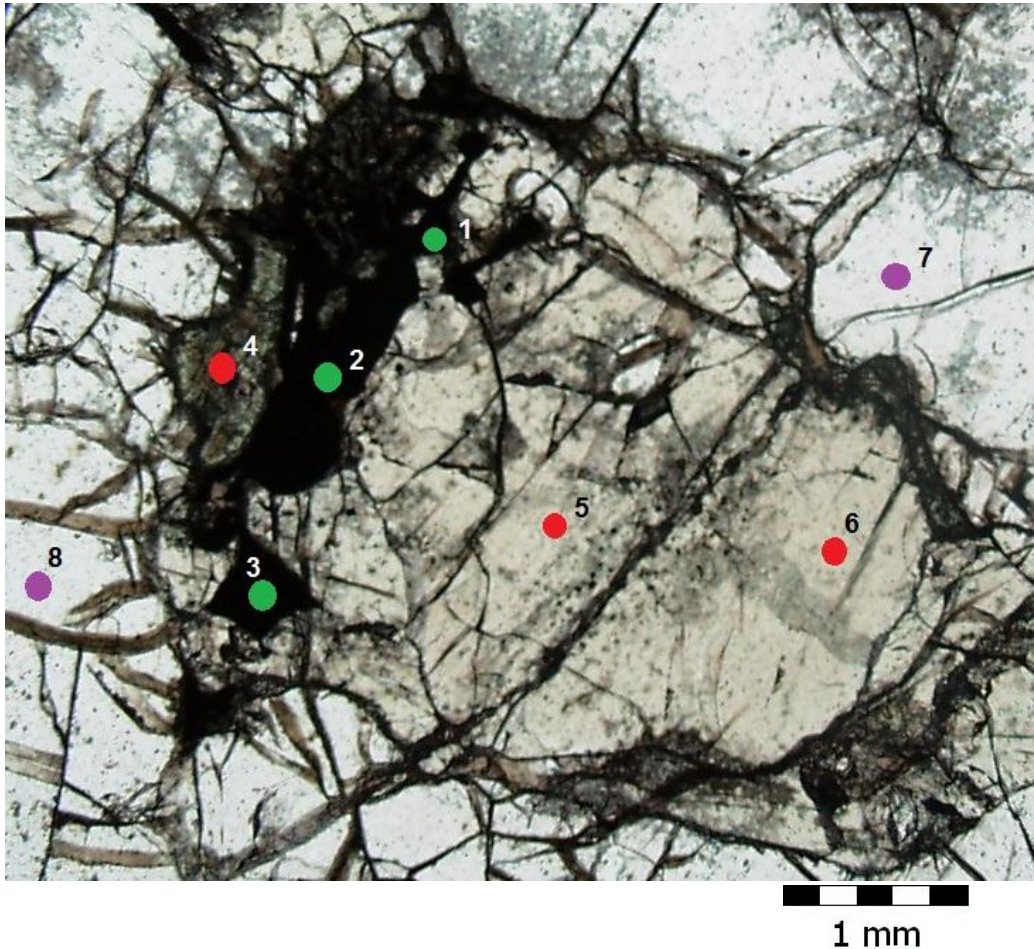


09PRL2

Vzorek má hrubozrnnou protogranulární texturu. Obsahuje 50-55 % olivínu, ~ 25 % klinopyroxenu, < 10 % ortopyroxenu, < 4 % Cr - spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Spinelidy tvoří symplektity nebo minoritně "červovité" útvary mezi zrny olivínu. Klinopyroxeny obsahují časté inkluze spinelu (viz Obr. 22). Některá zrna olivínu obsahují velké množství inkluzí a jiná jsou homogenní. Zrna olivínu jsou serpentinizovanější než zrna klinopyroxenu. Olivíny (hypidiomorfní zrna) dosahují průměru i 4 mm, ovšem zrna klinopyroxenu jsou větší a mají až 5,5 mm v průměru. Zrna klinopyroxenu a ortopyroxenu jsou allotriomorfní. Ve výbrusu není znatelná žádná tavenina.

09PRL3

Vzorek je charakteristický svou hrubozrnnou protogranulární texturou. Obsahuje ~ 60 % olivínu, > 20 % klinopyroxenu, ~ 8 % ortopyroxenu a < 4 % spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Zrna olivínu mají v průměru 0,8 mm. Některá zrna klinopyroxenu jsou téměř dvakrát tak větší a mají průměr až 1,5 mm, ale většinou mají 0,5 mm v průměru. Zrna ortopyroxenu mají v průměru 0,5 mm. Olivíny jsou hypidiomorfní a krystaly klinopyroxenu jsou allotriomorfní. Ve výbrusu není téměř žádná tavenina, lokálně se v minoritním množství vyskytuje mezi zrny klinopyroxenu tavenina in - situ. Klinopyroxeny jsou v kontaktu s olivíny. Cr - spinely se vyskytují v symplektitech nebo v kulovitých útvarech (Al - spinely) mezi zrny olivínu. Zrna olivínu jsou mírně serpentinizována. Olivíny jsou poměrně homogenní. Ve výbrusu se vyskytují i zrna plagioklasu.



Obr. 22: Mikrofotografie spinelu v kontaktu s klinopyroxenem. Cr - spinely jsou značeny zelenými body č. 1, 2, 3. Diopsid je značen červenými body č. 5, 6. Omfacit je značen červeným bodem č. 4. Olivíny jsou značeny fialovými body č. 7, 8. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL2, měřítko 1 mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

09PRL4

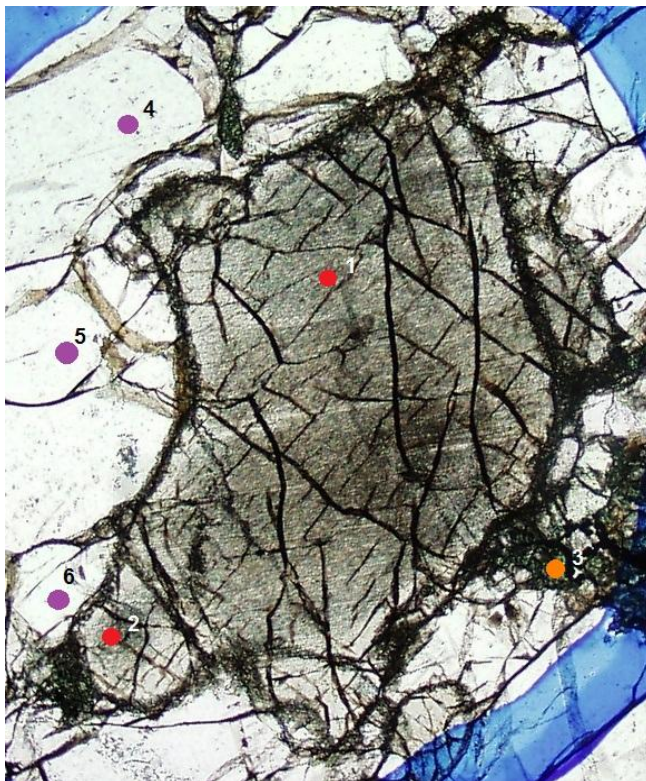
Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu, kde porfyroklasty tvoří ortopyroxen a klinopyroxen, olivín tvoří matrix. Obsahuje ~ 60 % olivínu, < 20 % ortopyroxenu, > 10 % klinopyroxenu, ~ 5 % spinelu nacházejícího se v symplektitech s ortopyroxeny hojného množství. Jde o *lherzolit*. V podružném množství se spinel nachází v kulovitých útvarech (Al - spinely) mezi zrny olivínů. Zrna olivínu jsou serpentinizována a jsou hypidiomorfního omezení. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfního omezení. Cr - spinely se nacházejí v podobě symplektitu s ortopyroxeny. Olivíny obsahují inkluze Cr - spinelu. Ve výbrusu se vyskytuje i jemnozrnný olivín. Olivíny mají v průměru 1 mm. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu mají v průměru i 4 mm. Právě tato velká zrna ortopyroxenu tvoří symplektity s Cr - spinelem. Ve výbrusu se nevyskytuje žádná silikátová tavenina.

09PRL5

Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje > 60 % olivínu, > 18 % ortopyroxenu, > 10 % klinopyroxenu, < 7 % Cr - spinelu uskupeného hlavně v symplektitech se zrny ortopyroxenu a klinopyroxenu. Jedná se o *lherzolit*. Olivíny mají v průměru 0,3-0,5 mm. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou často menší než zrna olivínu a mají nejčastěji v průměru 0,3 mm. Zrna olivínu jsou hypidiomorfní, naopak zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfní. Zrna olivínu obsahují drobné inkluze Cr - spinelu. Výbrus neobsahuje téměř žádnou silikátovou taveninu. Al - spinely se dají nalézt na kontaktu mezi jednotlivými zrny olivínu v podobě kulovitých útvarů. Zrna olivínu jsou serpentinizována. Ortopyroxeny a klinopyroxeny nikoliv.

09PRL6

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu, kde porfyroklasty tvoří klinopyroxen a zrna olivínu pak matrix. Obsahuje > 55 % olivínu, ~ 20 % ortopyroxenu, < 12 % klinopyroxenu, < 5 % spinelu (Cr - spinel) nacházející se nejčastěji v symplektitech s klinopyroxeny. Symplektity Cr - spinelu se nachází i v silikátové tavenině, která se vyskytuje ve vzorku v minoritním množství. Jde o *lherzolit*. Zrna klinopyroxenu jsou hodně velká, mají v průměru až 4 mm (viz Obr. 23). Zrna olivínu jsou menší, mají v průměru 0,5-1,8 mm. Zrna ortopyroxenu jsou max. 0,5 mm veliká. Okraje zrn jsou mírně serpentinizovány. Klinopyroxeny jsou serpentinizovanější než zrna olivínu. Olivíny jsou hypidiomorfního omezení. Klinopyroxeny a ortopyroxeny jsou allotriomorfního omezení. Zrna olivínu jsou homogenní či s drobnými inkluzemi Cr - spinelu a lokálně je olivín i jemnozrnný. V klinopyroxenech se nenachází žádné inkluze.



Obr. 23: Mikrofotografie serpentinizovaného zrna klinopyroxenu obklopeného zrny olivínu. Klinopyroxen je značen červenými body č. 1, 2. Silikátová tavenina je značena oranžovým bodem č. 3. Olivíny jsou značeny fialovými body č. 4, 5, 6. Lokalita Prackovice, vzorek 09PRL6, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

09PRL7

Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje > 57 % olivínu, ~ 25 % ortopyroxenu, ~ 10 % klinopyroxenu, < 6 % spinelu tvořícího nejčastěji symplektity s ortopyroxeny. V menší míře se vyskytují Al - spinely kulovitých a "červovitých" útvarů mezi zrny olivínu. Jde o *lherzolit*. Zrna olivínu obsahují typické praskliny a jsou bez inkluzí. Ovšem jsou poměrně hodně serpentinizována. Olivíny mají v průměru 0,3-0,8 mm. Nejčastěji se jedná o jemnozrnné olivíny hypidiomorfního a allotriomorfního omezení. Ortopyroxeny a klinopyroxeny jsou allotriomorfně omezeny. Ve výbrusu se nevyskytuje silikátová tavenina. Ortopyroxeny a klinopyroxeny jsou menší než zrna olivínu a v průměru mají nejčastěji 0,3 mm. Ortopyroxeny obsahují inkluze Cr - spinelu.

➤ *Shrnutí*

Vzorky z lokality Prackovice mají nejčastěji hrubozrnnou protogranulární a porfyroklastickou texturu (porfyroklasty tvoří klinopyroxeny a olivín tvoří matrix), dále pak jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahují ~ 60 % olivínu, > 18 % ortopyroxenu, > 8 % klinopyroxenu a ~ 5 % spinelu (nejčastěji Cr - spinely) tvořící symplektity s ortopyroxeny se vyskytují v každém vzorku této lokality. Jedná se o *lherzolit*. Zrna olivínu jsou dosti postižena serpentinizací a některá zrna klinopyroxenu jsou serpentinizací postižena rovněž. Vzorky z této lokality obsahují méně silikátové taveniny než vzorky z lokality Dobkovičky. Zrna olivínu mají hypidiomorfní omezení a ortopyroxeny s klinopyroxeny allotriomorfní omezení. Olivíny mají v průměru velikost 0,3-1 mm. Zrna klinopyroxenu mají průměrně 3 mm a ortopyroxenu 0,5 mm. Olivíny obsahují poměrně hodně inkluzí (Cr - spinel, Al - spinel), kdežto ortopyroxeny a klinopyroxeny nikoliv.

6.4 Medvědí vrch

Z této lokality, která se jinak nazývá vrch Lhotka byly na optickém mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondě Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR prostudovány 2 leštěné výbrusy plášťových xenolitů (MV2, MV3).

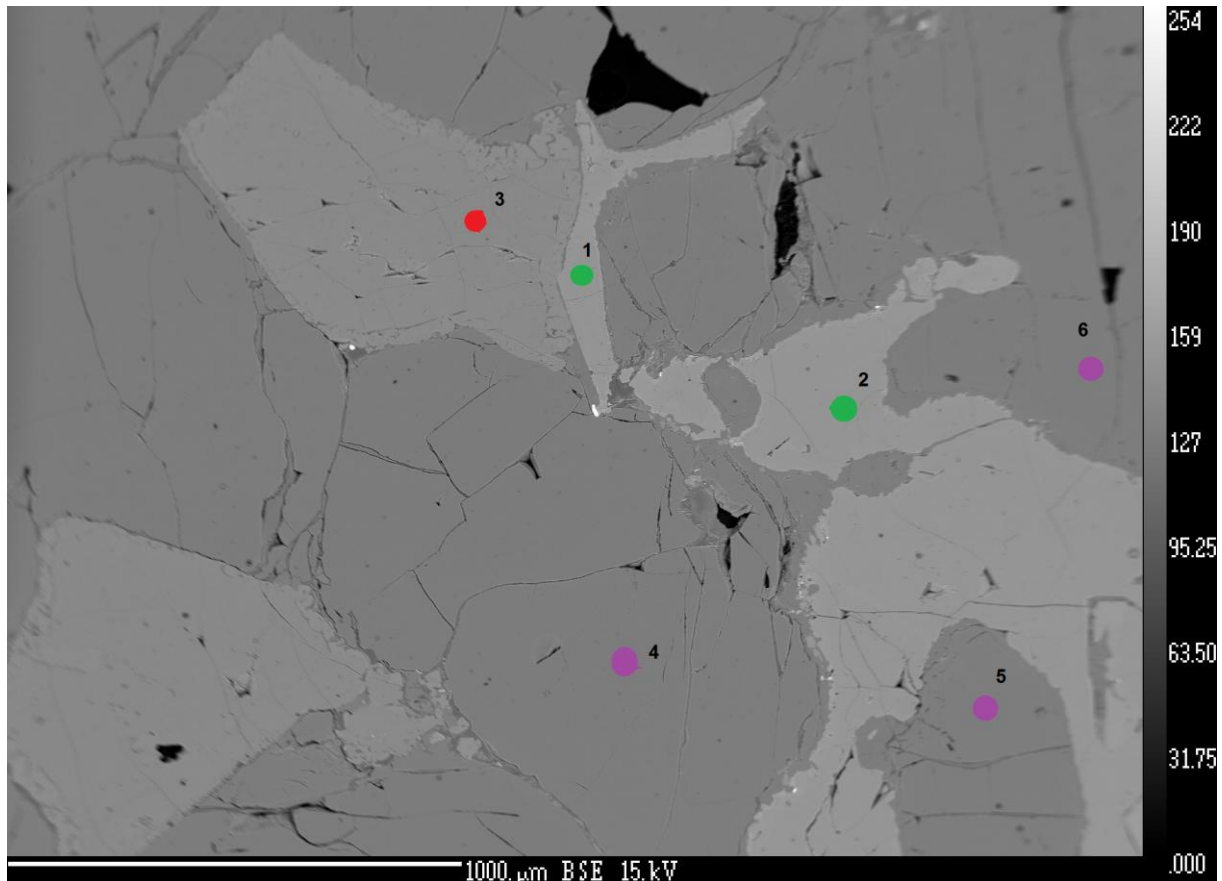
MV2

Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Obsahuje 60-65 % olivínu, ~ 23 % ortopyroxenu, > 6 % klinopyroxenu, < 6 % Cr - spinelu tvořících symplektity (s klinopyroxeny) o průměru až 2 mm (viz Obr. 24). Al - spinely se nachází v trojných bodech mezi zrny olivínu. Jedná se o *lherzolit*. Serpentinizace minoritně postihuje zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu. Zrna olivínu dosahují velikosti 0,8-1,3 mm. Ortopyroxeny mají v průměru 1,2 mm. Zrna olivínu jsou protkána žilkami amorfního skla. Olivíny neobsahují inkluze. Některé klinopyroxeny obsahují inkluze Cr - spinelu. Zrna olivínu jsou nejčastěji allotriomorfní. Ortopyroxeny a klinopyroxeny jsou také allotriomorfního omezení. Výbrus neobsahuje kromě výše zmíněného amorfního skla typickou silikátovou taveninu.

MV3

Vzorek má jemnozrnnou porfyroklastickou texturu s charakteristickými protáhlými útvary Cr - spinelu mezi zrny olivínu. Porfyroklasty tvoří zrna ortopyroxenu a olivíny matrix. Xenolit obsahuje 60-70 % olivínu, ~ 25 % ortopyroxenu, > 8 % klinopyroxenu, < 5 % spinelu (Cr - spinely) nacházejících se v podobě symplektitu s klinopyroxeny, ale i protáhlých nepravidelných útvarů mezi zrny olivínů. Zrna olivínů jsou také protkána žilkami amorfního skla. Jedná se o *lherzolit*. Minerály nejsou nijak moc

serpentinizovány, některé vůbec. Zrna olivínu dosahují velikosti až 1,5 mm. Ortopyroxeny a klinopyroxeny mají průměr menší, přibližně 0,7 mm, ale některé ortopyroxeny jsou i průměru většího, a to 0,9-1,3 mm. Výbrus neobsahuje silikátovou taveninu. Olivíny jsou hypidiomorfní a ortopyroxeny s klinopyroxeny jsou též hypidiomorfní.



Obr. 24: Mikrofotografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Al - spinel tvořící symplektit s klinopyroxenem je obklopen zrny olivínu. Al - spinel je značen zelenými body č. 1, 2. Klinopyroxen je značen červeným bodem č. 3. Olivíny jsou značeny fialovými body č. 4, 5, 6. Lokalita Medvědí vrch, vzorek MV2, měřítko 1000 μm .

➤ *Shrnutí*

Oba vzorky z této lokality mají jemnozrnnou texturu, ovšem vzorek MV2 ji má equigranulární a vzorek MV3 porfyroklastickou (porfyroklasty tvoří ortopyroxen a zrna olivínu pak matrix). V obou případech se jedná o *lherzolit*. Obsahují ~ 65 % olivínu, ~ 24% ortopyroxenu, > 7 % klinopyroxenu a < 5% spinelidů (Cr - spinely) vyskytujících se nejčastěji v symplektitech s klinopyroxeny. Zrna olivínu mají v průměru 0,8-1,5 mm. Ortopyroxeny jsou v průměru 1 mm veliké a klinopyroxeny jsou pozorovatelné až při větším zvětšení, ale u vzorku MV2 byla nalezena i zrna velikosti 0,8 x 0,4 mm vyskytující se v minoritním množství. Zrna olivínu jsou často protkána žilkami amorfního skla, které v některých případech prostupují i ortopyroxeny a klinopyroxeny. Zrna olivínu jsou allotriomorfní a ortopyroxeny s klinopyroxeny jsou hypidiomorfního omezení. Ve vzorcích se nevyskytuje typická silikátová tavenina jako je tomu např. u lokality Dobkovičky, která obsahuje spinelidy (Cr- spinely, Al - spinely) spolu s amorfním sklem a natavenými klinopyroxeny.

6.5 Brtníky

Na optickém mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondě Cameca SX-100 (v rámci zjišťování chemického složení vzorků plášťových xenolitů) na Geologickém ústavu AV ČR bylo z této lokality prostudováno 8 leštěných výbrusů plášťových xenolitů (09BR1, 09BR2, 09BR3, 09BR4, 09BR6, 09BR7, 09BR8) z lokality Brtníky (Plesý vrch) ve Šluknovském výběžku (viz Obr. 8). Tato lokalita slouží jako porovnávací k lokalitám Českého středohoří (Dobkovičky, Prackovice, Medvědí vrch, Kuzov).

09BR1

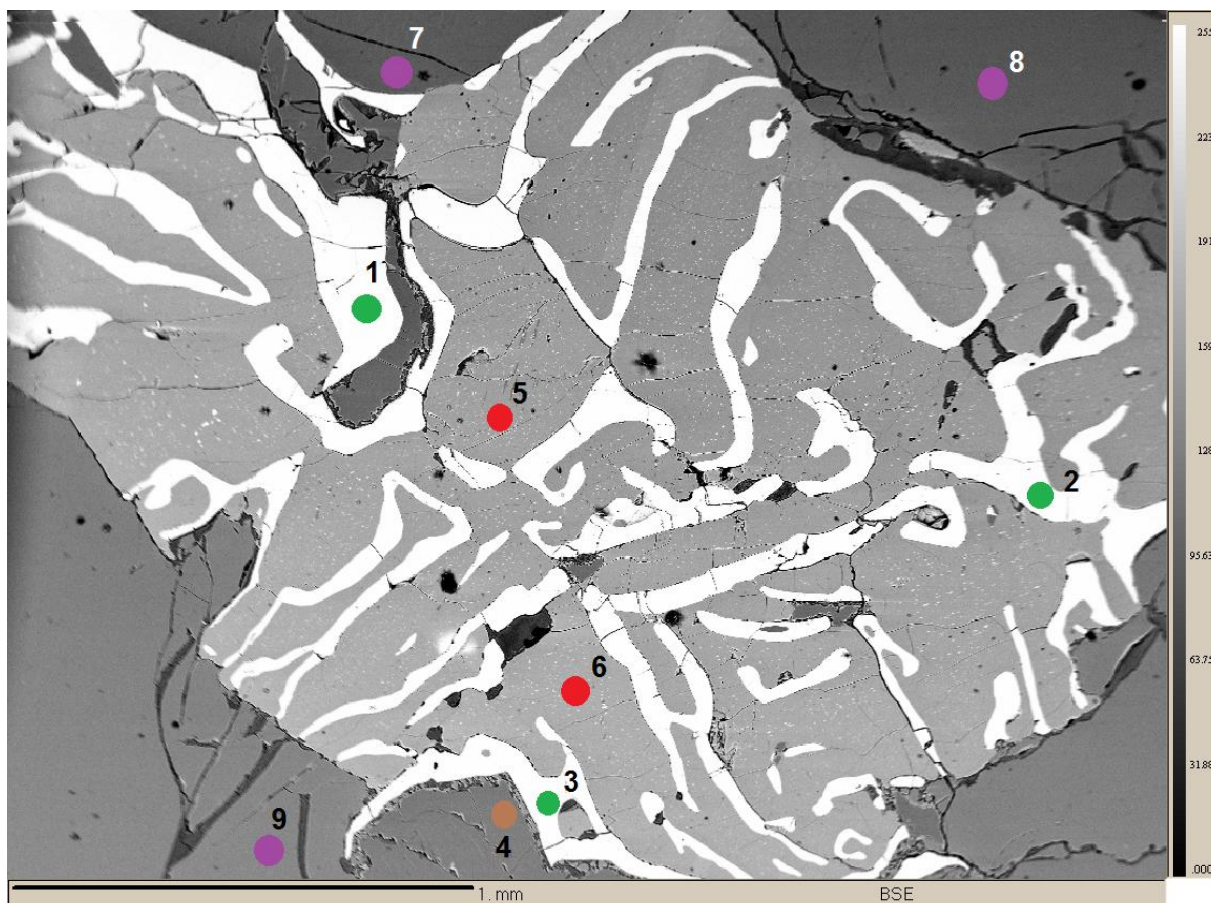
Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu s protáhlými rozeklannými zrny Cr - spinelu, nacházející se mezi zrny olivínu. Porfyroklasty tvoří klinopyroxeny s olivínovou matrix, zrna olivínu jsou deformována (undulózně zháší). Cr - spinely se nachází také v symplektitech (průměr až 2 mm) s ortopyroxeny. Silikátová tavenina se v tomto výbrusu nachází v minoritním množství. Xenolit obsahuje > 50 % olivínu, < 28 % ortopyroxenu, ~ 13 % klinopyroxenu, < 4% spinelu (Cr-spinel) a < 1 % taveniny in - situ. Jedná se o *Iherzolit*. Zrna olivínu jsou serpentinizovanější než zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu. Zrna klinopyroxenu jsou hypidiomorfně omezena. Zrna ortopyroxenu a olivínu jsou většinou omezena allotriomorfně. Olivíny jsou velmi často bez inkluzí. Některá zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou částečně natavená. Zrna olivínu mají v průměru 0,3-3,5 mm. Zrna klinopyroxenu (průměr až 4,5 mm) jsou většinou větší než zrna ortopyroxenu (průměr 0,8-2,5 mm).

09BR2

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty jsou tvořeny ortopyroxeny a klinopyroxeny, matrix je tvořena zrny olivínu, která undulózně zháší. Obsahuje > 55 % olivínu, < 30 % ortopyroxenu, ~ 20 % klinopyroxenu a < 5% spinelu. Jedná se o *Iherzolit*. Ve vzorku se nenachází žádná tavenina. Cr - spinel se nachází převážně v symplektitu se zrnem klinopyroxenu. Symplektit má 2,5 x 2,0 mm v průměru (viz Obr. 25). Al - spinely se nachází v kulovitých a protáhlých zrnech mezi zrny olivínu a na okrajích zrn ortopyroxenu. Všechna minerální zrna jsou allotriomorfního omezení. Zrna olivínu mají velikost 0,2-1,8 mm. Některá zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou mnohem větší než zrna olivínu (až 3 mm v průměru) a tvoří tak zmíněné porfyroklasty. Některé klinopyroxeny mají v průměru 0,5-2,5 mm. Zrna ortopyroxenu jsou o něco menší a mají velikost 0,3-1,5 mm. Zrna olivínu obsahují drobné inkluze Cr - spinelu a jsou částečně serpentinizována.

09BR3

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty tvoří zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu mající v průměru 3,3 mm. Zrna olivínu jsou částečně deformována a tvoří matrix. Obsahuje > 50 % olivínu, < 30 % ortopyroxenu, > 12 % klinopyroxenu a ~ 5% spinelu. Ve vzorku se nenachází žádná tavenina. Jedná se o *Iherzolit*. Cr - spinely se nachází v symplektitech s ortopyroxeny. Některá zrna klinopyroxenu jsou větší než zrna ortopyroxenu a mají v průměru až 3,3 mm (tvoří porfyroklasty), ale jsou hodně serpentinizována. Většinou mají ale průměr 0,8-1,3 mm.



Obr. 25: Mikrografografie v odražených elektronech pořízená elektronovou mikroanalýzou. Cr - spinel v symplektitu se zrnem klinopyroxenu. Zrna Cr - spinelu jsou značena zelenými body č. 1, 2, 3. Klinopyroxen je značen červenými body č. 5, 6. Ortopyroxen je značen hnědým bodem č. 4. Zrna olivínu jsou značena fialovými body č. 7, 8, 9. Lokalita Brtníky, vzorek 09BR2, měřítko 1 mm (1000 μm).

Některá zrna olivínu jsou menší než zrna ortopyroxenu a mají průměr 0,5 mm, většinou jsou ale 0,8 mm velká. Všechna minerální zrna jsou poměrně dost serpentinizována (více než dva předešlé vzorky 09BR1 a 09BR2) a obsahují hodně inkluzí Cr - spinelu. Al - spinely se nachází na okrajích zrn ortopyroxenu. Zrna olivínu jsou hypidiomorfně až allotriomorfně omezena. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfní.

09BR4

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty jsou tvořeny ortopyroxeny a klinopyroxeny, zrna olivínů (undulózně zháší) tvoří matrix. Al - spinely se nachází mezi zrny olivínu v podobě rozeklaných a kulovitých zrn a v symplektitech (Cr - spinel) s ortopyroxeny a klinopyroxeny. Xenolit obsahuje > 50 % olivínu, < 30 % ortopyroxenu, < 16 % klinopyroxenu a ~ 4% spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Výbrus neobsahuje žádnou silikátovou taveninu. Zrna olivínu jsou vyplňována serpentinem. Zrna klinopyroxenu obsahují velké množství inkluzí Cr - spinelu. Zrna olivínu jsou mírně serpentinizována, zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou serpentinizována více. Olivíny jsou allotriomorfního až hypidiomorfního omezení. V olivínových krystalech jsou vidět prvky slabé deformace (undulózně zháší). Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfního omezení. Některé olivíny mají v průměru až 2,5 mm. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu mají až 3,8 mm.

09BR6

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty tvoří ortopyroxen a klinopyroxen, matrix tvoří zrna olivínu, která undulózně zháší. Xenolit obsahuje > 55 % olivínu, > 24 % ortopyroxenu, < 12 % klinopyroxenu a < 6 % Cr - spinelu nacházející se převážně v symplektitech s klinopyroxeny. Jedná se o *lherzolit*. Ve výbrusu se nachází i drobná zrna Al - spinelu. Zrna olivínu obsahují v minoritním množství drobné inkluze Cr - spinelu. Olivíny jsou allotriomorfního omezení stejně jako klinopyroxeny a ortopyroxeny. Okraje zrn ortopyroxenu jsou serpentinizovanější než okraje zrn klinopyroxenu nebo olivínu. Ve výbrusu se nenachází žádná silikátová tavenina. Zrna olivínu jsou až 2,5 mm veliká. Některá zrna ortopyroxenu mají v průměru až 3 mm. Zrna klinopyroxenu, která jsou prorůstána Cr - spinely mají až 4 mm v průměru.

09BR7

Vzorek je charakteristický velkými zrny ortopyroxenu, které mají až 3 mm v průměru a tvoří porfyroklasty. Zrna olivínu tvoří matrix. Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Obsahuje 55-60 % olivínu, > 20 % ortopyroxenu, ~ 10 % klinopyroxenu a ~ 6% spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Vzorek obsahuje drobné množství silikátové taveniny nacházející se kolem Cr - spinelu. Zrna olivínu obsahují drobné inkluze Al - spinelu mikrometrického rozměru. Cr - spinely se nachází v podobě symplektitů s klinopyroxeny a tvoří také symplektity se zrny ortopyroxenu, ale pouze na jejich okrajích. Olivíny nejsou nijak serpentinizovány. Zrna olivínu jsou allotriomorfního až hypidiomorfního omezení. Zrna klinopyroxenu a ortopyroxenu jsou allotriomorfního omezení. Olivíny mají velikost 0,5-2,0 mm v průměru. Ve výbrusu jsou lokálně znatelné i jemnozrnné olivíny, které jsou serpentinizovány. Klinopyroxeny dosahují menších rozměrů než ortopyroxeny a to 0,7-2,0 mm.

09BR8

Vzorek má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty tvoří ortopyroxeny a klinopyroxeny mající velikost až 3,8 mm. Zrna olivínu tvoří matrix a undulózně zháší. Xenolit obsahuje > 55 % olivínu, ~ 22 % ortopyroxenu, < 15 % klinopyroxenu a < 4 % spinelu. Jde o *lherzolit*. Ve výbrusu se nenachází žádná silikátová tavenina. Největší procento Cr - spinelu se nachází v podobě symplektitu se zrny klinopyroxenu o průměru 3,8 mm. Některé klinopyroxeny jsou zonální a pravděpodobně krystalovaly z taveniny v žilkách. Od okraje ke středu zonálních klinopyroxenů klesají obsahy Al_2O_3 , TiO_2 , FeO a rostou obsahy SiO_2 , MgO , Cr_2O_3 . Zrna olivínu neobsahují inkluze spinelu, ani nejsou serpentinizována. Klinopyroxeny a ortopyroxeny také nejsou serpentinizovány a jsou bez inkluzí. U zrn olivínu jsou znatelné drobné deformace (undulózně zháší). Olivíny jsou allotriomorfní. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou také allotriomorfní. Olivíny jsou lokálně i jemnozrnné. Zrna olivínu mají nejčastěji 0,8-1,3 mm v průměru. Zrna ortopyroxenu jsou průměrně 2,5 mm veliká, stejně jako klinopyroxeny

➤ *Shrnutí*

Všech sedm vzorků z této lokality má hrubozrnnou porfyroklastickou texturu. Porfyroklasty tvoří ortopyroxen s klinopyroxenem mající v průměru 3 mm, ale i více. Zrna olivínu tvoří matrix a undulózně zháší. Xenolity obsahují > 55 % olivínu, ~ 25 % ortopyroxenu, ~ 15 % klinopyroxenu a < 5 % Cr - spinelu tvořící nejčastěji symplektity s klinopyroxeny nebo se nacházejí na okraji zrn ortopyroxenu. Minoritně se pak Al - spinel nachází v podobě kulovitých nebo rozeklanných útvarů nejčastěji mezi zrny olivínu. Ve všech sedmi případech se jedná o *lherzolit*. Silikátová tavenina se ve

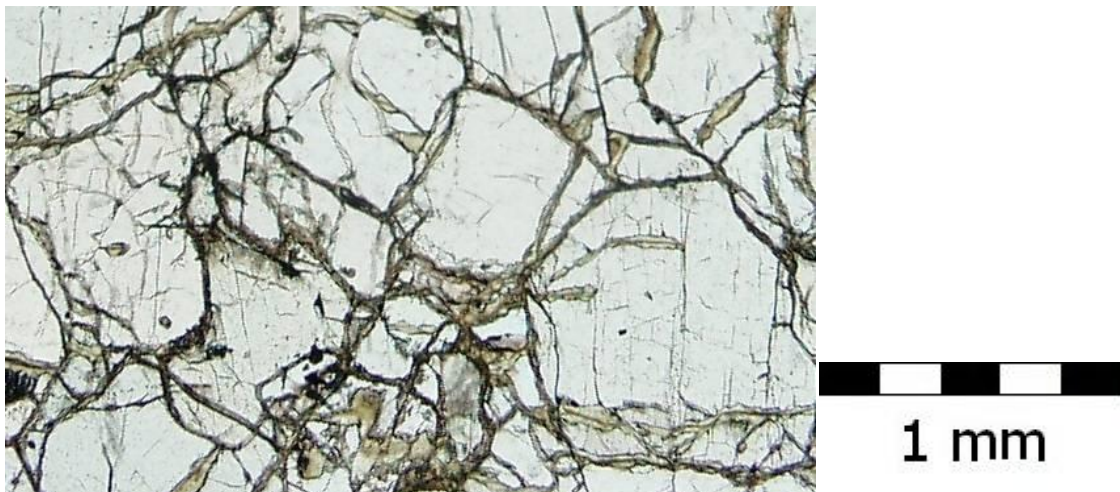
vzorcích plášťových xenolitů nevyskytuje, až na některé výjimky, kdy se nachází v okolí symplektitu s klinopyroxeny. Zrna olivínu jsou allotriomorfní a v menší míře hypidiomorfní. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfního omezení. V zrnech olivínu se vyskytují drobné inkluze Cr - spinelu. Velká zrna klinopyroxenu jsou hodně serpentinizována. Zrna ortopyroxenů jsou serpentinizována méně. Olivíny jsou také serpentinizovány méně oproti jiným lokalitám, jako jsou např. Prackovice. Jemnozrnné olivíny, které se ve výbrusech nacházejí v menší míře jsou serpentinizovány více než klasická zrna olivínu této lokality mající v průměru 0,3-2,5 mm. Zrna klinopyroxenu mají v průměru 0,7-4,0 mm. Ortopyroxeny mají v průměru 0,8-3 mm. Zrna ortopyroxenů jsou tedy menší než zrna klinopyroxenu.

6.6 Kraslice

Na této lokalitě v Krušných horách (viz Obr. 8) jsou plášťové xenolity poměrně vzácné. Na optickém mikroskopu Olympus BX 51 a mikrosondě Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR byl prostudován 1 leštěný výbrus plášťového xenolitu KRAS1. Vzorek slouží jako porovnávací ke vzorkům z Českého středohoří.

KRAS1

Vzorek má equigranulární jemnozrnnou texturu. Obsahuje 60-70 % olivínu, > 15 % klinopyroxenu, > 10 % ortopyroxenu a < 4 % spinelu, který se nachází v podobě velkých rozeklanných útvarů o průměru až 1,2 mm. Jedná se o *lherzolit*. Celý výbrus je protkán amorfním sklem (viz Obr. 27). Sklo prorůstá do minerálních zrn prasklinami těchto minerálů. Největší zrna olivínu mají v průměru až 1,3 mm, jinak je olivín převážně jemnozrnný (průměr 0,5 mm). Olivíny jsou allotriomorfní až hypidiomorfní a jsou bez inkluzí. Na zrnech olivínu je znatelná slabá deformace. Olivíny undolózně zháší. Zrna klinopyroxenu mají přibližně stejnou velikost jako olivíny (0,6 mm), jejich zrna jsou allotriomorfního omezení a neobsahují téměř žádné inkluze spinelu. Některá zrna klinopyroxenu dosahují velikosti až 1,3 mm. Zrna ortopyroxenu se ve výbrusu nachází pouze lokálně a v minoritním množství, mají 0,4 mm v průměru.



Obr. 27: Mikrofotografie minerálních zrn klinopyroxenu a olivínu, která jsou prorostlá amorfním sklem. Lokalita Kraslice, vzorek KRAS1, měřítko 1mm, zvětšení: obj. 2x/0,06.

6.7 Zámeček u Flájí

U této lokality z Krušných hor byl pomocí optické mikroskopie (Olympus BX 51) a mikrosondy Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR prostudován 1 leštěný výbrus plášťového xenolitu s označením X-11. Vzorek slouží jako porovnávací ke vzorkům z Českého středohoří.

X-11

Vzorek má jemnozrnnou equigranulární texturu. Zrna olivínu mají běžně 0,8 mm v průměru. Xenolit obsahuje > 65 % olivínu, < 20 % ortopyroxenu, < 10 % klinopyroxenu a ~ 3 % spinelu. Jedná se o *lherzolit*. Minerální zrna jsou dosti serpentinizována. Zrna klinopyroxenu mají 0,8-1,0 mm v průměru. V ortopyroxenu se vyskytují časté fluidní inkluze a inkluze Cr - spinelu. Ortopyroxen má podobný průměr zrn jako klinopyroxen. Na zrnech olivínu jsou vidět prvky slabé deformace. Olivíny undolózně zháší. Jinak jsou celkem homogenní, bez inkluzí a jsou allotriomorfní až hypidiomorfního omezení. Zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou allotriomorfně omezena. Ve výbrusu se vyskytuje zanedbatelné 1% silikátové taveniny.

6.8 Venušina sopka

Leštěný výbrus z této lokality nebyl petrologicky studován, protože nebyl z makroskopického vzorku vyhotoven a byl k této diplomové práci přidán až při silikátovém rozkladu vzorků. Pravděpodobně se ale jedná o *lherzolit* (z makroskopického studia).

7. CHEMICKÉ SLOŽENÍ MINERÁLŮ

Olivín, ortopyroxen, klinopyroxen a spinel jsou čtyři minerály, které tvoří peridotitové plášťové xenolity studovaných lokalit. Ve všech odebraných vzorcích převládá olivín, méně je pak ortopyroxenu, klinopyroxenu a spinelu je vždy ve vzorku max. do 6 %. Dále bylo nalezeno amorfní sklo ve vzorcích z lokality Medvědí vrch a Kraslice.

Průměrné analýzy oxidů (získané mikrosondou Cameca SX-100 na Geologickém ústavu AV ČR) a přepočtené průměrné hodnoty kationtů spolu s průměrnými hodnotami $\#Mg = [100Mg/(Mg+Fe^{tot})]$, $\#Cr = [100Cr/(Cr+Al)]$ jsou uvedeny v Příloze Ia - Id (viz Tab. 2a-2d). Z důvodu velkého počtu analýz se vypočítaly jejich průměry pro každou lokalitu. Olivíny byly přepočteny na 4 kyslíkové ekvivalenty; ortopyroxeny a klinopyroxeny na 6 kyslíkových ekvivalentů za předpokladu, že všechno Fe se vyskytuje jako Fe^{2+} . Spinely byly přepočteny na 3 kyslíkové ekvivalenty, kde $Fe^{2+} = [Fe^{3+}-Fe^{3+}(NF)]$, přičemž $Fe^{3+} = 2-[\sum(Ti, Al, Cr, V)]$ a $Fe^{3+}(NF) = ox. faktor \times FeO$. Ox. faktor = $3(\text{počet kationtů})/\sum(\text{anion. kvocientů})$.

7.1 Olivín

Ve všech lokalitách si je chemické složení olivínu podobné. Zrna olivínu nevykazují žádnou zonalitu a jsou téměř bez inkluzí.

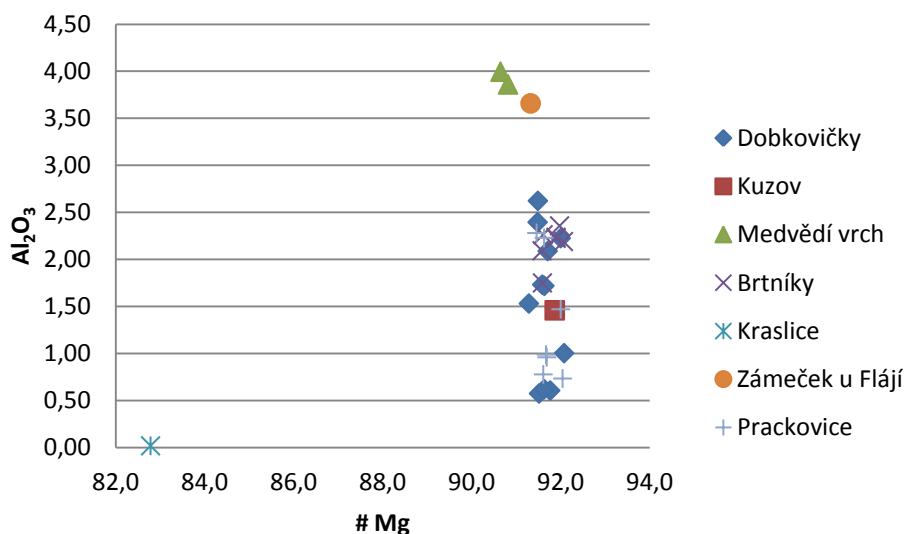
Obsah forsteritové komponenty ($\#Mg$) se pohybuje v rozmezí 88,0-91,8 u olivínů z lokality Dobkovičky. Z lokality Medvědí vrch je obsah forsteritové komponenty 88,7-90,9. Z lokality Kuzov je obsah forsteritové komponenty 90,3-91,4. Obsah forsteritové komponenty olivínů z lokality Prackovice je 88,9-91,6. U srovnávacích lokalit Brtníky je tento obsah 90,1-91,9, což je více než u

plášťových xenolitů Českého středohoří. Nejvíce se jí podobá lokalita Dobkovičky. Lokalita Kraslice (90,3-90,8) a Zámeček u Flájí (91,0-91,4) se v tomto smyslu podobají lokalitě Kuzov. Průměrné obsahy CaO mírně kolísají u lokality Dobkovičky (0,04-0,14 hmot. %), u lokality Kuzov a Medvědí vrch dosahují shodně hodnot 0,09 hmot. %, u Prackovic 0,01 hmot. %, u lokality Brtníky, Kraslice a Zámeček u Flájí dosahují hodnot 0,06-0,08 hmot. %. Průměrné obsahy NiO se u studovaných lokalit z Českého středohoří (Dobkovičky, Kuzov, Medvědí vrch, Prackovice) pohybují v rozmezí od 0,36 do 0,42 hmot. %. U lokality Kraslice jsou tyto obsahy o něco nižší (0,33 hmot. %). U Brtníků a Zámečku u Flájí dosahují průměrné obsahy NiO shodně hodnot 0,40 hmot. %.

7.2 Ortopyroxen

Ortopyroxen je ve všech vzorcích plášťových xenolitů zastoupen s dominantní převahou enstatitové komponenty (MgSiO_3) a jeho chemické složení se mezi lokalitami téměř neliší. Má allotriomorfni omezení a velmi často obsahuje inkluze Cr - spinelu.

Obsah hořečnaté komponenty $\#Mg = [100Mg/(Mg+Fe^{tot})]$ se pohybuje v rozmezí (86,1 u DOB07, klinopyroxenit); 90,9-92,6 u lokality Dobkovičky; 90,9-92,3 (94,1 u KUZ1, lherzolit) u Kuzova; 90,0-91,3 u Medvědího vrchu a 90,9-93,3 u lokality Prackovice. Z lokalit srovnávacích je nejmenší hodnota hořečnaté komponenty u lokality Kraslice (81,8-82,8), čemuž je nejbližší vzorek DOB07 (klinopyroxenit) z Dobkoviček. Plášťové xenolity z lokalit Zámeček u Flájí (90,9-91,9) a Brtníků (91,2-92,4) jsou v tomto ohledu srovnatelné se vzorky plášťových xenolitů Českého středohoří. U lokality Dobkovičky dosahují průměrné obsahy Al_2O_3 hodnot 1,00-2,40 hmot. %. Průměrný obsah Al_2O_3 u lokality Kuzov dosahuje hodnoty 2,47 hmot. %; u Prackovic 0,78 hmot. %; u Medvědího vrchu 3,86 hmot. %; u Brtníků 2,36 hmot. %; u Kraslic 0,02 hmot. % a u Zámečku u Flájí 3,66 hmot. %. Porovnání hodnot $\#Mg$ s obsahy Al_2O_3 reprezentuje graf na Obr. 28. Nejvyšší obsah Al_2O_3 s nízkou hodnotou $\#Mg$ vykazuje Medvědí vrch. Dobkovičky mají velmi variabilní obsah Al_2O_3 při homogenní hodnotě $\#Mg$. Velmi nízké $\#Mg$ (81,8-83,8) a nízký obsah Al_2O_3 (0,02 hmot. %) u xenolitu z Kraslic jsou nereálné. Průměrný obsah NiO se u lokality Dobkovičky pohybuje v rozmezí 0,76-0,93 hmot. %; u lokality Kuzov dosahuje hodnoty 0,65 hmot. %; u Prackovic 0,12 hmot. %; u Medvědího vrchu 0,64 hmot. %, u Brtníků 0,76 hmot. %, u Kraslic 0,31 hmot. % a u Zámečku u Flájí 0,79 hmot. %.

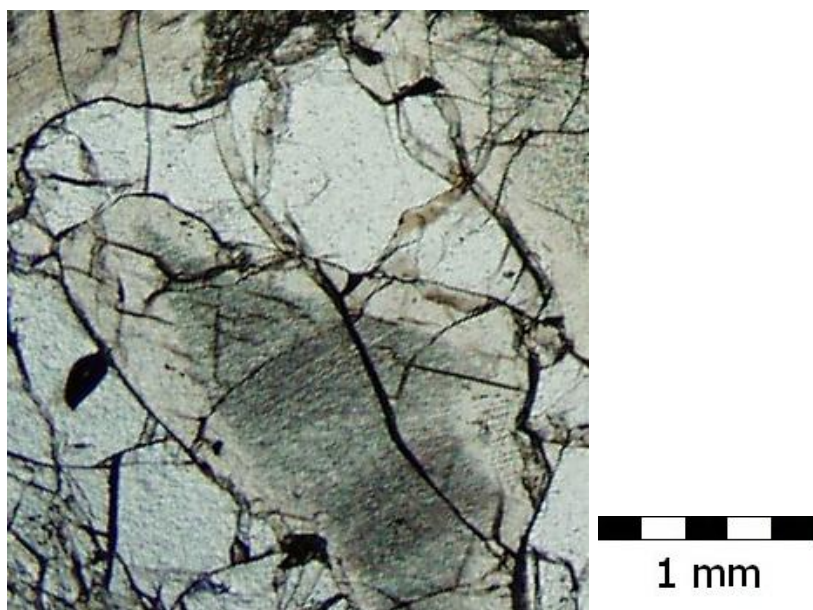


Obr. 28: Porovnání hodnot $\#Mg$ s obsahy Al_2O_3 u ortopyroxenu jednotlivých plášťových xenolitů.

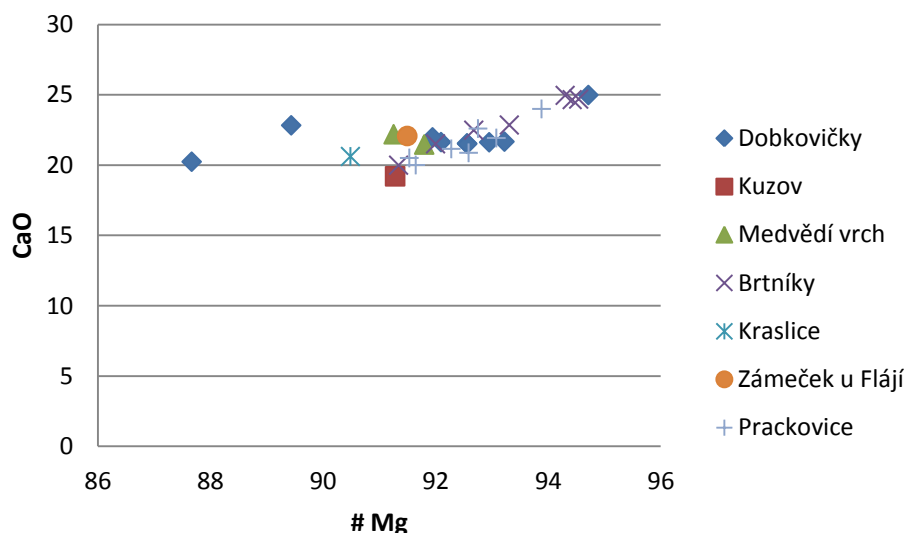
7.3 Klinopyroxen

Klinopyroxeny jsou výhradně zastoupeny Cr - diopsidem ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$). Byly pozorovány zonální klinopyroxeny, stejně tak i homogenní klinopyroxeny a některé v sobě obsahovaly inkluze Cr - spinelu. Mají allotriomorfní omezení. Zonální klinopyroxeny (viz Obr. 29) pravděpodobně krystalizovaly z taveniny v žilkách (žilky jsou nejspíše tvořeny bazaltoidní taveninou, která pravděpodobně pronikla do mikrotrhlinek plášťového xenolitu již během výstupu k povrchu) a v minoritním množství i z taveniny in - situ. Od okraje ke středu zonálního klinopyroxenu klesají obsahy Al_2O_3 , TiO_2 , FeO a rostou obsahy SiO_2 , MgO , Cr_2O_3 .

Obsah hořečnaté komponenty $\#Mg = [100Mg/(Mg+Fe^{tot})]$ se pohybuje v rozmezí 87,7-95,6 u vzorků plášťových xenolitů z lokality Dobkovičky; 89,8-94,3 u lokality Prackovice; 89,3-92,5 u lokality Medvědí vrch; 90,0-95,9 u lokality Kuzov. U srovnávacích lokalit jsou hodnoty $\#Mg = 91,3-95,1$ u lokality Brtníky; 89,0-92,1 u lokality Kraslice a 91,1-92,0 u lokality Zámeček u Flájí. Hodnoty hořečnaté komponenty se nijak výrazně neliší u plášťových xenolitů Českého středohoří a lokalit srovnávacích z Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí. Avšak hodnoty $\#Mg$ dosti kolísají ve svém širokém rozpětí hodnot. Obsahy CaO v rámci lokalit výrazně kolísají. Graficky jsou porovnány hodnoty $\#Mg$ a obsahy CaO jednotlivých plášťových xenolitů na Obr. 30, kde je vidět, že hodnoty $\#Mg$ u xenolitů z Dobkoviček mají poměrně široké rozpětí vzhledem k poměrně homogenním obsahům CaO . U lokality Prackovice kolísá hodnota CaO (17,56-23,83 hmot. %). Z lokality Dobkovičky kolísají hodnoty Cr_2O_3 (0,86-2,79 hmot. %), Al_2O_3 (0,36-3,43 hmot. %) a u CaO (19,91-22,30 hmot. %).



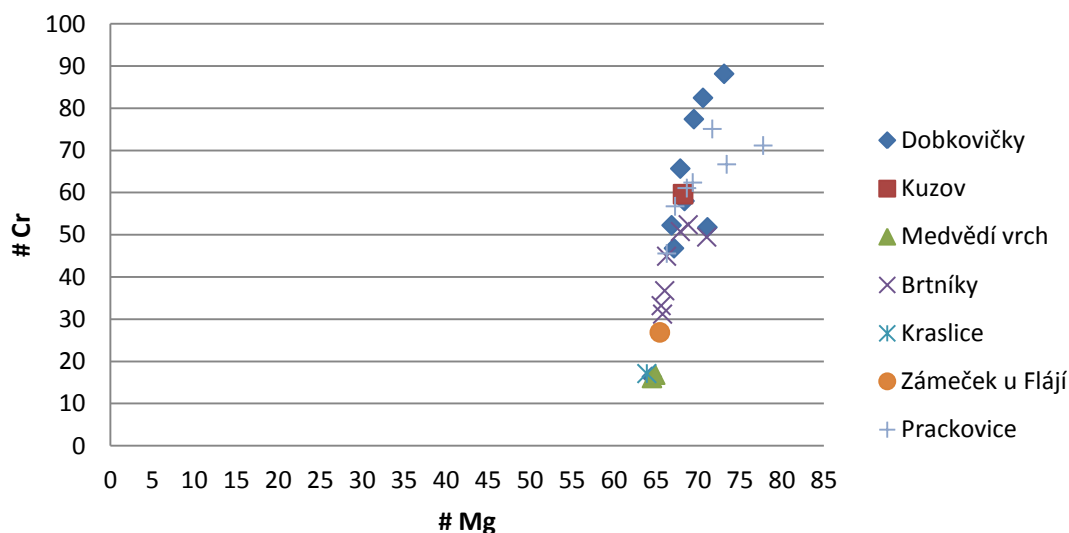
Obr. 29: Mikrofotografie zonálního klinopyroxenu. Lokalita Brtníky, vzorek 09BR8, měřítko 1 mm (1000 μm).



Obr. 30: Porovnání hodnot #Mg s obsahy CaO u klinopyroxenu jednotlivých plášťových xenolitů.

7.4 Spinel

Chemické složení se liší mezi lokalitami a dokonce i mezi jednotlivými vzorky. Hodnota $\#Mg = [100Mg/(Mg+Fe^{tot})]$ výrazně kolísá v rozmezí 65,0-87,9 u lokality Prackovice; méně kolísá u Dobkoviček (64,5-74,1). U dalších dvou studovaných lokalit Českého středohoří u Kuzova (65,5-68,7) a Medvědího vrchu (64,8-65,2) je hodnota #Mg poměrně stálá. U srovnávací lokality Brtníky je hodnota #Mg = 63,9-71,6, což je nejbližší hodnotám z lokality Dobkovičky. Z Kraslic (63,8-64,0) a Zámečku u Flájí (64,7-65,9) jsou tyto hodnoty stálé, stejně tak jako u lokality Kuzov a Medvědí vrch. Hodnoty $\#Cr = [100Cr/(Cr+Al)]$ jsou rozkolísanější než hodnoty #Mg. Dosahují hodnot #Cr = 43,0-75,7 u lokality Prackovice, u Dobkoviček 40,2-81,4, ale výjimečně i 95,8. U Kuzova se pohybují v rozmezí 40,3-65,1; u Medvědího vrchu jsou hodnoty #Cr = 16,6-17,1 poněkud ustálenější. Ze srovnávacích lokalit mají Brtníky nejrozkolísanější hodnoty #Cr = 33,0-63,0. U Kraslic (16,9-17,4) a Zámečku u Flájí (26,5-27,4) jsou hodnoty #Cr stálé. Hodnoty #Mg a #Cr jednotlivých lokalit jsou porovnány na Obr. 31. Je patrná pozitivní korelace mezi těmito hodnotami. Hodnoty #Mg jsou poměrně homogenní vzhledem k širokému rozpětí hodnot #Cr.



Obr. 31: Porovnání hodnot #Mg a #Cr u spinelu jednotlivých plášťových xenolitů.

8. TEPLOTNÍ PODMÍNKY EKVILIBRACE PLÁŠŤOVÝCH XENOLITŮ

K zjištění teplot ekvibrace xenolitů bylo použito čtyř geotermometrů, jenž poskytují informace o geotermobarometrii svrchního pláště, konkrétně spinelového peridotitu. Tyto geotermometry se dají použít na danou minerální asociaci a chemické složení studovaných plášťových xenolitů.

Použitými geotermometry jsou:

- $2Px$ (BK90), což je dvoupyroxenový (opx - cpx) termometr (Brey G. P. a Köhler T. 1990), který sleduje obsah Ca - Na mezi klinopyroxenem a ortopyroxenem závislém na teplotě. Je velmi málo závislý na tlaku. Provádí se korekce na Fe v ortopyroxenu, což ovlivňuje celkovou distribuci Ca mezi ortopyroxenem a klinopyroxenem.
- $2Px$ (T98) je také dvoupyroxenový termometr (Taylor 1998) založený na stejném principu jako Brey a Köhler (1990). (Ackerman L. et al. 2007)
- $Ca-OPX$ (BK90) je termometr zabývající se obsahem Ca v ortopyroxenu (Brey G. P. a Köhler T. 1990)
- $OL-SP$ (B91) je olivín - spinelovým termometrem (Ballhaus et. al. 1991) sledujícím obsah Mg a Fe mezi olivínem a spinelem. (Ackerman L. et al. 2007)

Geotermometr $2Px$ (BK90) kalibrovaný Brey a Köhlerem (1990), který je vhodný pro ortopyroxeny bohaté vápníkem se zdá být nejlepším, jelikož dává nejkonzistentnější výsledky. Teploty vypočtené pomocí $OL-SP$ (B91) geotermometru jsou mnohem vyšší než u zbývajících tří geotermometrů a jeví se jako hodně nadhodnocené. Vypočtené teploty plášťových peridotitů pomocí čtyř výše uvedených geotermometrů jsou uvedeny v Tab. 3.

Získané teploty při tlaku 15 kbar jsou si mezi jednotlivými vzorky daných lokalit blízké. Z lokality Dobkovičky se teploty získané $2Px$ (BK90) geotermometrem pohybují v rozmezí 819-1030 °C; z Medvědího vrchu 850-856 °C; 981-1045 °C z lokality Kuzov; 971-1062 °C z lokality Prackovice, přičemž vypočtená teplota vzorku 09PRL7 s hodnotou 716 °C je velmi podhodnocena. Teploty vypočtené u lokality Brtníky, Kraslice a Zámeček u Flájí (dále jako "porovnávací" lokality) jsou v porovnání s teplotami plášťových xenolitů Českého středohoří nižší, měly v průměru 566-940 °C.

Teploty získané 2Px (T98) geotermometrem jsou v porovnání s 2Px (BK90) geotermometrem většinou nižší nebo nepatrně zvýšené. U plášťových xenolitů z Dobkoviček se teploty pohybují v rozmezí 813-1008 °C; u lokality Medvědí vrch 803-853 °C; u Kuzova 908-955 °C a 903-1022 °C u Prackovic, teplota ekvibrace vzorku 09PRL7 s hodnotou 696 °C je opět podhodnocena. U "porovnávacích" lokalit jsou teploty obecně mnohem nižší, někdy o více jak 100 °C v porovnání s plášťovými xenolity Českého středohoří.

Teploty získané pomocí geotermometru Ca-OPX (BK90) jsou také poměrně realistické. U lokality Dobkovičky mají teploty, za jakých byly plášťové xenolity vyzdviženy ze svrchního pláště, v průměru hodnoty 931-1034 °C, teplota 874 °C u vzorku DOB08 nebyla do průměru započítána, neboť chybí srovnání s dalšími třemi geotermometry, ale nejspíše se bude jednat o reálnou teplotu. Z lokality Medvědí vrch jsou vypočtené teploty 929-946 °C; z Kuzova 855-972 °C a z Prackovic mají teploty v průměru 667-983 °C, toto velké rozpětí teplot svědčí o tom, že pro tuto lokalitu nebyl Ca-OPX geotermometr nejlepší, neboť vzorky obsahovaly méně Ca (většinou méně než 0,01 hm. %) v ortopyroxenu. Pro tuto lokalitu byl nejlepší první použitý geotermometr 2Px (BK90), kde hraje svou roli kromě Ca i Na mezi ortopyroxenem a klinopyroxenem. U srovnávacích lokalit teploty získané pomocí Ca-OPX (BK90) geotermometru jsou o něco nižší nebo stejné než u plášťových xenolitů Českého středohoří a mají 782-982 °C u lokality Brtníky. U Kraslic je teplota výzdvihu plášťového xenolitu 828 °C a u Zámečku u Fláji 997 °C.

Obecně se dá říci, že plášťové xenolity Českého středohoří by mohly být zachyceny z větší hloubky vystupujícím magmatem, než je tomu např. u Zámečku u Fláji z Podkrušnohorské oblasti, jenž je nejbližší lokalitou Českého středohoří.

Vysoké teploty ekvibrace nemusí souviset s hloubkou výzdvihu plášťových xenolitů, ale mohou indikovat teploty ekvibrace prohrátí xenolitů okolním magmatem a nemusí tak vůbec nic říkat o primárních podmínkách ve svrchním plášti.

Tab. 3: Teploty ekvibrace plášťových peridotitů dle dvoupyroxenových geotermometrů Brey a Kohler (1990) a Taylor (1998); dále dle geotermometru Ca - ortopyroxen, Brey a Kohler (1990); olivín - spinel, Ballhaus et al. (1991).

Lokalita	Vzorek	Teplota (°C)				
		P (Kbar)	2Px (BK90)	2Px (T98)	Ca-OPX (BK90)	OL-SP (B91)
Dobkovičky	06DK1	15	1007	941	1041	1560
Dobkovičky	06DK2	15	979	910	990	1569
Dobkovičky	06DK3	15	1006	937	975	1176
Dobkovičky	DOB03	15	967	903	1006	1603
Dobkovičky	DOB04	15	978	919	1034	1249
Dobkovičky	DOB05	15	890	813	982	1197
Dobkovičky	DOB07	15	819	857	955	
Dobkovičky	DOB08	15			874	
Dobkovičky	DOB09	15	954	867	977	1578
Dobkovičky	DOB10	15			931	
Dobkovičky	DOB13	15	1030	1008	1019	1042
Dobkovičky	DOB14	15			947	

Medvědí vrch	MV2	15	856	803	929	924
Medvědí vrch	MV3	15	850	853	946	1017
Kuzov	KUZ1	15	981	908	972	1106
Kuzov	KUZ2	15	1045	955	855	1437
Prackovice	09PRL1	15	999	918	928	1347
Prackovice	09PRL2	15	971	903	954	1247
Prackovice	09PRL3	15	1038	944	777	1674
Prackovice	09PRL4	15	1062	1022	778	1631
Prackovice	09PRL5	15	1038	999	667	1486
Prackovice	09PRL6	15	980	953	961	1302
Prackovice	09PRL7	15	716	696	983	1210
Brtníky	09BR1	15	940	863	977	1115
Brtníky	09BR2	15	566	574	819	917
Brtníky	09BR3	15	608	599	782	1227
Brtníky	09BR4	15	923	856	978	1033
Brtníky	09BR6	15	613	609	808	1025
Brtníky	09BR7	15	869	822	809	1086
Brtníky	09BR8	15	924	885	982	1015
Kraslice	KRAS1	15	918	871	828	876
Zámeček u Fl.	X-11	15	935	902	997	921

9. GEOCHEMIE STOPOVÝCH PRVKŮ

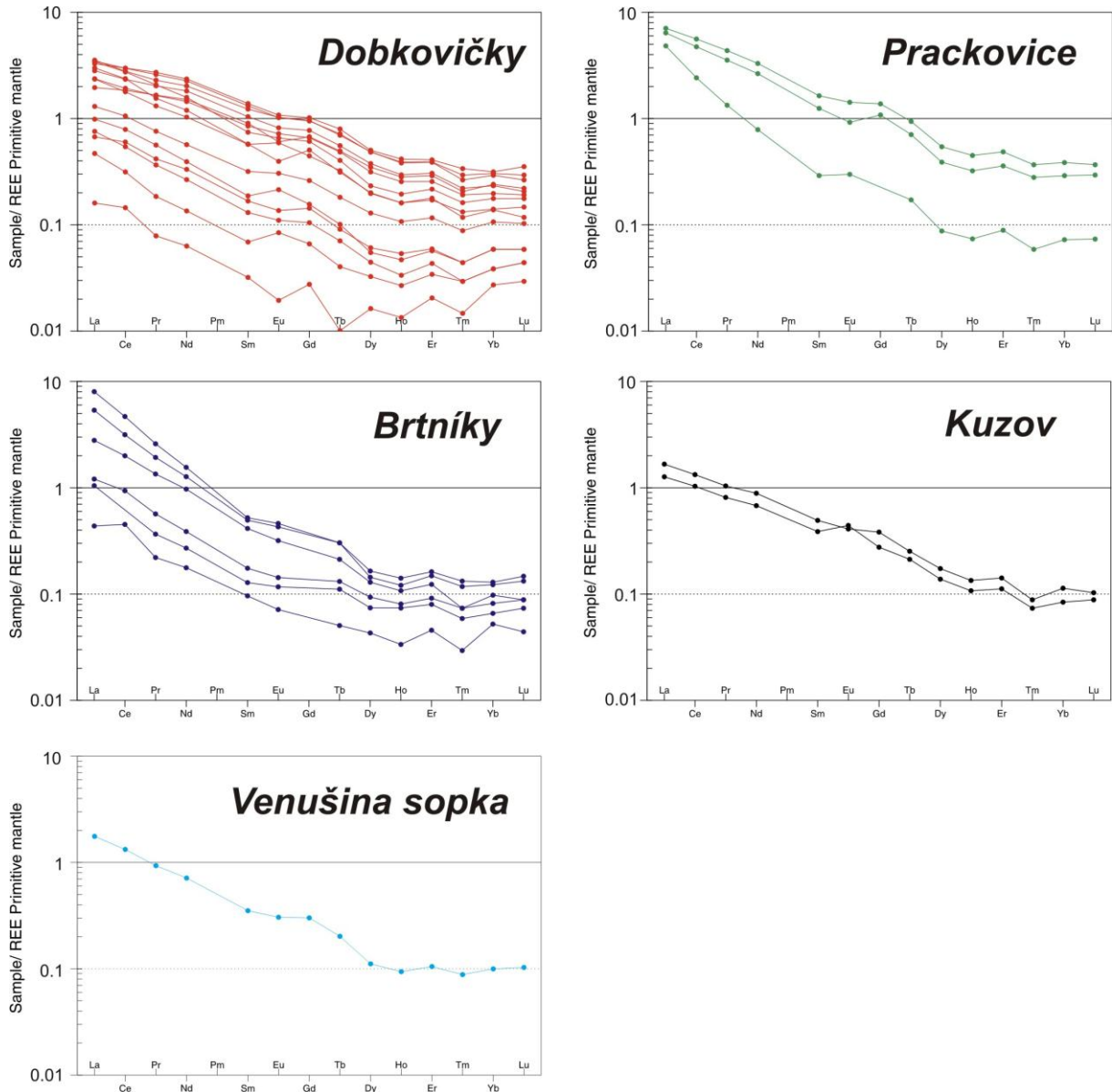
Obsahy prvků vzácných zemin (REE) plášťových xenolitů jednotlivých lokalit jsou uvedeny v Příloze II (viz Tab. 4). Jsou také vyneseny do tzv. spidergramů (Obr. 32) pro jednotlivé lokality. Obsahy vzácných zemin byly normalizovány složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995).

Hladina obsahů všech prvků je poměrně rozmanitá a mírně se liší i tvar křivek. Všechny xenolity jsou obohaceny o La a Ce. Z dalších prvků lehkých vzácných zemin (LREE), konkrétně u Pr a Nd to je poněkud komplikovanější. Xenolity z Prackovic jsou jimi nabohacenější než je tomu u Dobkoviček. Xenolity z Kuzova a Venušiny sopky jsou jimi mírně ochuzeny. Xenolity všech lokalit jsou ochuzeny o středně těžké vzácné zemin (MREE) a ještě více ochuzeny o těžké vzácné zemin (HREE). Xenolity Prackovic a Brtníků jsou stejně nabohaceny o La a Ce. Poměr La_N/Yb_N (vypočteny z koncentrací prvků vzácných zemin za použití softwaru GCDkit) dosahuje průměrné hodnoty 14,9 u Kuzova; u Dobkoviček hodnoty 11,4-12,2, ale i 19,7 u vzorku 06DK1; u Prackovic jsou hodnoty tohoto poměru velice rozličné: 18,3 (09PRL3); 66,5 (09PRL5) a 22,0 (09PRL6). U Brtníků dosahuje průměrný poměr La_N/Yb_N hodnoty 29,1. U Venušiny sopky se tento poměr rovná hodnotě 17,7.

Je tu znatelný nesoulad v křivkách u Dobkoviček, Brtníků a Prackovic, méně pak u Kuzova. Dá se to vysvětlit přítomností taveniny pravděpodobně z hostitelského basanitu, která se vyskytuje ve vzorcích xenolitů a ta poté zkresluje obsahy prvků vzácných zemin. U všech xenolitů se dá vysledovat trend postupného ochuzování o HREE přes MREE.

➤ *Shrnutí*

Xenolity z lokality Brtníky jsou výrazněji obohaceny o La a Ce než je tomu u xenolitů z lokalit Českého středohoří (Dobkovičky, Kuzov). Xenolity z Prackovic mají podobné obsahy La a Ce jako u Brtníků. Bez ohledu na taveninu zkreslující obsahy prvků vzácných zemin jsou xenolity z Dobkoviček a Prackovic obohacené o LREE. Xenolity z Kuzova se svým obsahem vzácných zemin dají přirovnat ke xenolitu z Venušiny sopky a xenolity z Brtníků k Dobkovičkám a Prackovicím.

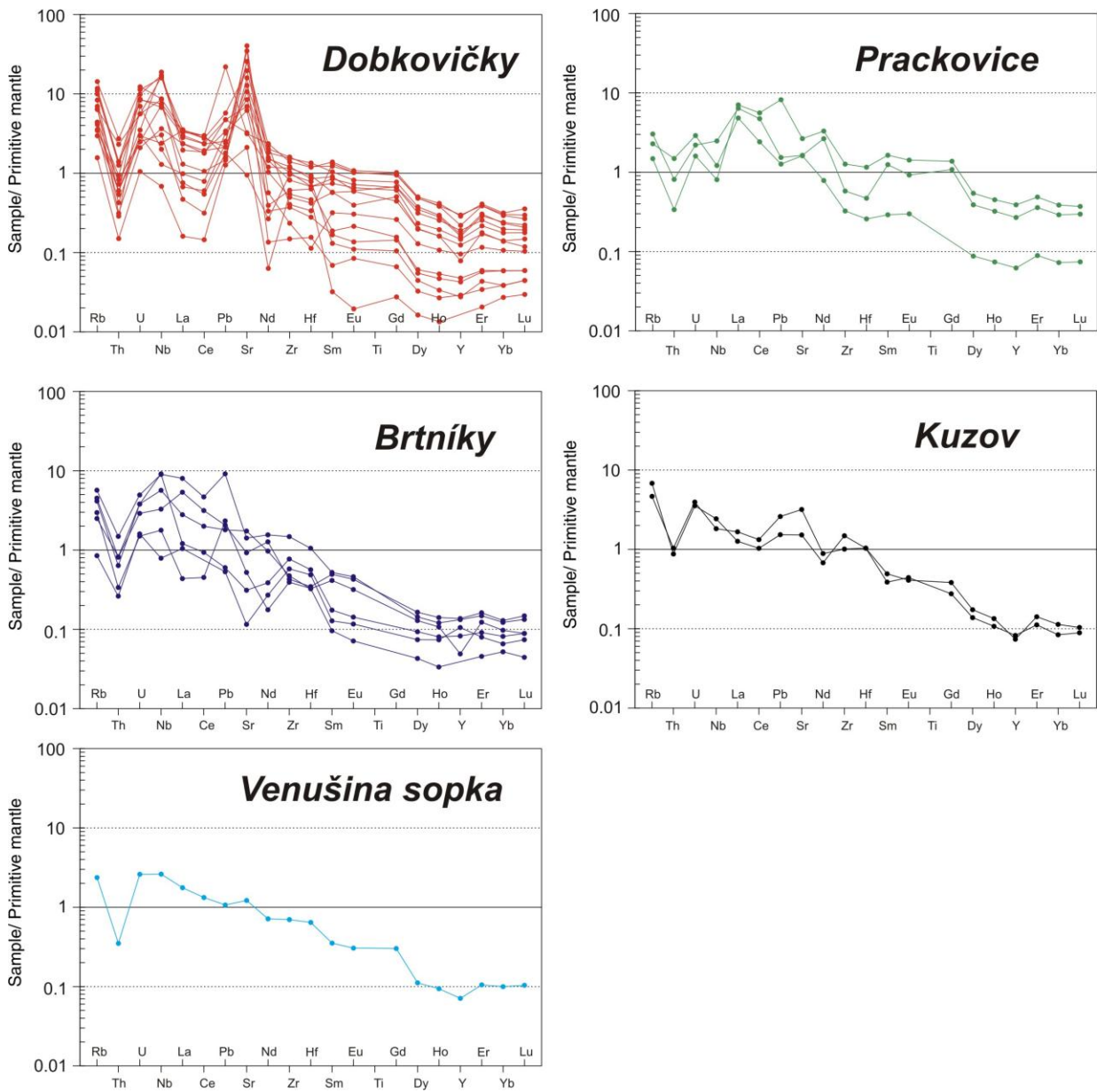


Obr. 32: Křivky obsahů vzácných zemin (pro jednotlivé lokality) normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. 1995.

Obsahy *stopových prvků* plášťových xenolitů jednotlivých lokalit jsou uvedeny v Příloze III (viz Tab. 5). Jsou také vyneseny do tzv. spidergramů (Obr. 33) pro jednotlivé lokality. Stopové prvky byly normalizovány složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995).

Plášťové xenolity jsou u všech lokalit nabohaceny o Rb a ochuzeny o Th. Křivky ukazují obohacení xenolitů o inkompatibilní prvky s výrazným ochuzováním o kompatibilní prvky. Ve většině případů

jsou xenolity obohaceny o Sr. Poměry Sr_N/Nd_N dosahují hodnoty 3,6 u vzorku KUZ2 a 2,2 u vzorku KUZ3 (lokality Kuzov). U lokality Dobkovičky je nabožení o Sr znatelné, poměry Sr_N/Nd_N



Obr. 33: Křivky obsahů stopových prvků (pro jednotlivé lokality) normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995).

(vypočteny z koncentrací stopových prvků za použití softwaru GCDkit) dosahují hodnot i 117,7 u vzorku DOB01, u ostatních vzorků této lokality se poměr pohybuje kolem hodnoty 14,1. U Prackovic tento poměr dosahuje hodnot 0,6-2,1; u Brtníků 0,4-3,0. U Venušiny sopky dosahuje poměr Sr_N/Nd_N hodnoty 1,7.

Xenolity z lokality Dobkovičky se vyznačují poměrně rozkolísanými křivkami obsahu stopových prvků. Jak bylo řečeno výše, tak jsou o Rb nabožené a o Th ochuzené vzhledem k primitivnímu plášti. Výrazně jsou obohaceny o Sr, U, Pb, Nb a naopak ochuzeny o Dy, Ho, Y, Er, Yb, Lu, Hf.

U lokality Kuzov je obsah Th poměrně vyvážený. Stejně jako u Dobkoviček jsou xenolity obohaceny o Rb a ochuzeny o kompatibilní prvky, zvláště pak o Y, které vykazuje výraznou negativní anomálii. Dále jsou pak xenolity výrazněji obohaceny o U, méně pak o Nb, La, Pb, Sr.

Xenolity z Prackovic jsou výrazněji nabohaceny o La a Ce než o Rb. Míra nabohacení o Rb se dá srovnat s nabohacením o U. Tyto xenolity jsou méně ochuzeny o kompatibilní prvky než je tomu u xenolitů z Dobkoviček a Kuzova.

Xenolity lokality Brtníky jsou kromě Sr nabohacené o stejné prvky jako tomu je u Dobkoviček. Sr se vyznačuje výraznou pozitivní anomálií vzhledem k ostatním prvkům. Jsou výrazněji ochuzeny o kompatibilní prvky než xenolity z lokality Dobkovičky, ale jsou srovnatelné s ochuzením u Kuzova a Dobkoviček, kde je ale míra ochuzení o kompatibilní prvky vyjádřena větším rozpětím.

Nesoulad v křivkách u Dobkoviček a Brtníků se dá vysvětlit taveninou pravděpodobně z hostitelského basanitu, která je obsažena ve vzorcích xenolitů a to pak zkresluje obsahy stopových prvků.

Xenolit z Venušiny sopky je ochuzen o kompatibilní prvky. Míra ochuzení se dá přirovnat např. ke xenolitům z Kuzova. Je nabohacen o Rb, ochuzen o Th. Je poměrně stejně nabohacen o U a Nb jako o Rb. Dále je obohacen o La, Ce a Sr. Obsah Pb je vyvážený.

➤ *Shrnutí*

Xenolity z Českého středohoří jsou výrazněji nabohaceny o Sr v porovnání s lokalitami "porovnávacími" (Brtníky, Venušina sopka). Obsahy Rb a Th jsou podobné. O La a Ce jsou xenolity "porovnávacích" lokalit nabohacnější. Všechny xenolity jsou poměrně stejně ochuzené o kompatibilní prvky.

10. DISKUZE

10.1 Petrografie

Všechny vzorky plášťových xenolitů ze všech studovaných lokalit mají čtyřfázovou bezvodou minerální asociaci: olivín + ortopyroxen + klinopyroxen + spinel. Vzorky si jsou z hlediska petrografie velmi podobné. Téměř u všech xenolitů je nejvíce zastoupen olivín (50-80 %), dále pak ortopyroxen (max. 30 %), méně je klinopyroxenu (8-20 %) a nejméně spinelu. Výjimku tvoří vzorek DOB07 z Dobkoviček, který obsahuje více jak 95 % klinopyroxenu a jedná se tak o klinopyroxenit. Cr - spinel (~ 5 %) se nachází nejčastěji v symplektitech s klinopyroxeny, dále pak v "červovitých" útvech (viz. také v geologické zprávě od Brandové J. a Holuba F. V. z roku 2002 u xenolitů z Dobkoviček) a v podobě inkluzí v zrnech ortopyroxenu a klinopyroxenu. Al - spinel (~ 1 %) se vyskytuje mezi minerálními zrny olivínů. Žádné další minerály v jiných vzorcích kromě zrna plagioklasu ve vzorku 09PRL3 (Prackovice) nalezeny nebyly. Mašek M. M. et al. (2010) také popisuje plagioklasy v peridotitových xenolitech z JZ Polska a Ackerman et al. (2007) popisuje výskyt malého množství jemnozrnných plagioklasů v plášťových xenolitech Kozákovské sopky. Všechny tyto výskyty jsou ovšem dle těchto autorů spojeny s infiltrací hostitelského basanitu do plášťových xenolitů během jejich výstupu nebo erupci.

V případě studovaných xenolitů Českého středohoří se v osmi případech jedná o harzburgity a ve dvou o lherzolity, což se shoduje s prací Ulrycha J. a Adamoviče J. (2004), kde je uváděno, že v Českém středohoří se ve velkém množství vyskytují harzburgity a lherzolity, dále pak dunity, které mezi studovanými xenolity nalezeny nebyly. U lokality Kuzov jde v obou případech vzorků o lherzolity. Z lokality Prackovice se ve všech sedmi případech jedná o lherzolity a u Medvědího vrchu jde také o lherzolity. U "porovnávací" lokality Brtníky jde ve všech sedmi případech o lherzolity a u Kraslic a Zámečku u Flájí jde rovněž o lherzolity.

Ve velké většině vzorků plášťových xenolitů jde o hrubozrnnou protogranulární (nejčastěji harzburgity) nebo porfyroklastickou texturu, dále pak o jemnozrnnou equigranulární (nejčastěji lherzolity) texturu. U porfyroklastické textury vzorků z Dobkoviček tvoří porfyroklasty olivíny a ortopyroxeny, méně pak klinopyroxeny (viz. také Ulrych J. a Adamovič J. 2004), u této lokality mají xenolity i protogranulární a equigranulární texturu. U vzorků této lokality se poměrně často vyskytuje drobné množství akumulované silikátové taveniny, které obklopuje zrna spinelu a klinopyroxenu. Tavenina je tvořena ve velké míře spinelidy (Cr a Al - spinel), klinopyroxeny a především amorfním sklem, které by mohlo svědčit i o dalších minerálech přítomných v minulosti.

Zrna olivínu jsou častěji postižena serpentinizací než zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu. V některých případech je tomu ale i naopak, jako v případě vzorku 09PRL6 lokality Prackovice, kdy jsou klinopyroxeny serpentinizovány i uvnitř zrn. U vzorku 09BR8 (Brtníky) byly nalezeny i zonální klinopyroxeny, které pravděpodobně krystalovaly z taveniny v žilkách. Od okraje ke středu zonálních klinopyroxenů klesají obsahy Al_2O_3 , TiO_2 , FeO a rostou obsahy SiO_2 , MgO, Cr_2O_3 . Olivíny jsou u lokality Medvědí vrch často protkány žilkami amorfního skla, které v některých případech prostupují i ortopyroxeny a klinopyroxeny. Zrna olivínů mají allotriomorfní omezení a zrna ortopyroxenu a klinopyroxenu hypidiomorfní omezení. Velikosti zrn olivínu, ortopyroxenu a klinopyroxenu jsou dosti variabilní (0,3-3 mm). U equigranulární textury lherzolitů Kozákovské sopky mají zrna v průměru velikost 1-4 mm (viz. Ackerman et al. 2007).

10.2 Chemické složení minerálů

Olivíny jsou si z hlediska chemického složení u jednotlivých xenolitů velmi podobné. Průměrné hodnoty #Mg si jsou rovněž podobné a pohybují se v rozmezí 89,4-91,5. Tato vysoká hořečnatost je stejná jako popsal Ulrych J. a Adamovič J. (2004), kde jsou tyto hodnoty 89,0-91,0. V geologické zprávě od Brandové J. a Holuba F. V. (2002) jsou tyto hodnoty 88,7-91,4 pro lokalitu Dobkovičky. Ale lze říci, že u Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí jsou tyto hodnoty nepatrně vyšší než u xenolitů Českého středohoří. Oproti tomu dosahují hodnoty #Mg nižších hodnot (max. 86 %) u xenolitů JZ Polska (popsané v práci Puziewicz et al. z roku 2011) z čehož autor soudí, že šlo o "Fe-metasomatózu". Vysoké hodnoty pro všechny studované xenolity velmi pravděpodobně odrážejí variabilní stupeň parciálního tavení zemského pláště. Průměrné obsahy NiO se u xenolitů z Českého středohoří (Dobkovičky, Kuzov, Medvědí vrch, Prackovice) pohybují v rozmezí od 0,36 do 0,42 hmot. %. U lokality Kraslice jsou tyto obsahy o něco nižší (0,33 hmot. %). U Brtníků a Zámečku u Flájí dosahují průměrné obsahy NiO shodně hodnot 0,40 hmot. %.

Ortopyroxeny jsou ve všech vzorcích plášťových xenolitů zastoupeny enstatitem a jeho chemické složení se mezi jednotlivými lokalitami příliš neliší. Hořečnatá komponenta #Mg se pohybuje v rozmezí (86,1 u DOB07, klinopyroxenit); obecně 90,9-92,6 u lokality Dobkovičky; 90,9-91,7 u Kuzova; 90,0-91,3 u Medvědího vrchu a 90,9-93,3 u lokality Prackovice. Z lokalit srovnávacích jsou nejmenší hodnoty hořečnaté komponenty u lokality Kraslice 81,8-83,8. Tato velmi nízká hodnota v

kombinaci s extrémně nízkou koncentrací Al_2O_3 (0,02 hmot. %) je v přímém rozporu s vysokým #Mg olivínu a poukazuje tak na jiný původ ortopyroxenu. Plášťové xenolity z lokalit Zámeček u Flájí (91,3) a Brtníků (91,2-92,4) jsou v tomto ohledu srovnatelné se vzorky plášťových xenolitů Českého středohoří. Obsahy Al_2O_3 mezi jednotlivými lokalitami plášťových xenolitů i mezi jednotlivými xenolity se výrazněji neliší. U lokality Dobkovičky dosahují průměrné obsahy Al_2O_3 hodnot 1,00-2,40 hmot. %. Průměrný obsah Al_2O_3 u lokality Kuzov dosahuje hodnoty 2,47 hmot. %; u Prackovic 0,78 hmot. %; u Medvědího vrchu 3,86 hmot. %; u Brtníků 2,36 hmot. %; u Kraslic 0,02 hmot. % a u Zámečku u Flájí 3,66 hmot. %. Tyto hodnoty se výrazně liší i u jednotlivých vzorků v rámci jedné lokality. V práci Ackermana et al. (2007) z Kozákovské sopky dosahují tyto obsahy podobných hodnot: 2,13-4,05 hmot. %. Poměrně nízké obsahy Na_2O (< 0,09 hmot. %) a K_2O (< 0,05 hmot. %) spolu vysokými hodnotami #Mg a ochuzením o HREE vzhledem k primitivnímu plášti by mohly svědčit o frakčním nebo dávkovém parciálním tavení (viz. také v práci Ackermana et al. 2007).

Klinopyroxeny jsou výhradně zastoupeny Cr - diopsidem. V chemickém složení mírně kolísají, zejména v obsazích Al_2O_3 a CaO a dále pak i u obsahů MgO a Cr_2O_3 . U xenolitů lokalit Českého středohoří průměrné obsahy Al_2O_3 dosahují hodnot 0,89-4,25 hmot. %, resp. až 6,00 hmot. % u klinopyroxenu DOB07 z Dobkoviček. U Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí ("porovnávací" lokality) průměrné obsahy Al_2O_3 mají hodnoty 2,64-5,57 hm. %. Dále je patrná mírná rozkolísanost v MgO a FeO, větší pak u CaO (20,25-24,99 hm. % u xenolitů Českého středohoří, u xenolitů "porovnávacích" lokalit 20,63-22,49 hm. %). Pro lepší porovnání jsou na Obr. 30 srovnány obsahy CaO s hodnotou #Mg. Kde xenolity z Dobkoviček mají poměrně široké rozpětí hodnot #Mg vzhledem k ostatním xenolitům. Průměrné obsahy Cr_2O_3 v rámci jednotlivých lokalit mírně kolísají (viz. také Ulrych J. a Adamovič J. 2004, kde tento obsah dosahuje hodnot 0,9-1,4 hmot. %) u xenolitů Českého středohoří 0,55-1,52 hmot. %, u "porovnávacích" lokalit 0,53-1,17. Klinopyroxeny tak vykazují Cr - diopsidové složení typické pro horniny svrchního pláště.

U *spinelu* jsou největší rozdíly v chemickém složení. Nejvíce je to znatelné u obsahů Al_2O_3 , Cr_2O_3 , FeO, TiO_2 a MgO. Menší rozdíly jsou u obsahů CaO, ZnO, NiO. Dá se vysledovat pozitivní korelace mezi hodnotami # Mg a # Cr (viz. Obr. 31). V práci Ackermana et al. (2007) se hodnoty # Mg u xenolitů Kozákovské sopky shodují se získanými hodnotami, ale hodnotami #Cr u většiny xenolitů Českého středohoří nikoliv. Hodnoty #Cr jsou u Kozákovské sopky stejné nebo nižší než u studovaných lokalit, ale xenolity z Medvědího vrchu, Kraslic a Zámečku u Flájí se s nimi shodují. Hodnota #Mg výrazněji kolísá mezi 65,0-87,9 u lokality Prackovice; méně pak u Dobkoviček 64,5-74,1. U dalších dvou studovaných lokalit Českého středohoří u Kuzova (65,5-68,7) a Medvědího vrchu (64,8-65,2) je hodnota #Mg poměrně stálá. U srovnávací lokality Brtníky je hodnota #Mg 63,9-71,6, což je nejbližší hodnotám z lokality Dobkovičky. Z Kraslic (63,8-64,0) a Zámečku u Flájí (64,7-65,9) jsou tyto hodnoty stálé, stejně tak jako u lokality Kuzov a Medvědí vrch. Hodnoty #Cr jsou rozkolísanější než hodnoty #Mg. Dosahují hodnot #Cr 43,0-75,7 u lokality Prackovice, u Dobkoviček 40,2-81,4, ale výjimečně i 95,8. U Kuzova se pohybují v rozmezí 40,3-65,1; u Medvědího vrchu (16,6-17,1) jsou hodnoty #Cr poněkud ustálenější. Ze srovnávacích lokalit mají Brtníky nejrozkolísanější hodnoty #Cr 33,0-63,0. U Kraslic (16,9-17,4) a Zámečku u Flájí (26,5-27,4) jsou hodnoty #Cr stálé.

10.3 Teplotní podmínky ekvibrace plášťových xenolitů

Z dostupných čtyř geotermometrů: 2Px (BK90), 2Px (T98), Ca-OPX (BK90), OL-SP (B91) se pro výpočet teplotních podmínek ekvibrace studovaných xenolitů jevil jako nejvhodnější geotermometr 2Px (BK90) kalibrováný Brey a Kohlerem (1990), který je vhodný pro ortopyroxeny bohaté vápníkem

a dává nejkonzistentnější výsledky. Teploty vypočtené pomocí OL-SP (B91) geotermometru byly mnohem vyšší než u zbývajících tří geotermometrů a jeví se jako nadhodnocené.

Získané teploty při tlaku 15 kbar jsou si mezi jednotlivými vzorky xenolitů daných lokalit blízké. Z lokality Dobkovičky se teploty získané 2Px (BK90) geotermometrem pohybují v rozmezí 819-1030 °C. J. Brandová a Holub F. V. (2002) získaly pomocí dvoupyroxenového geotermometru Wellse (1977) teploty 1060-1140 °C u xenolitů Dobkoviček. Pomocí geotermometru 2Px (BK90) byly vypočteny teploty z Medvědího vrchu 850-856 °C; 981-1045 °C z lokality Kuzov a 971-1062 °C z lokality Prackovice. Teploty vypočtené u xenolitů "porovnávacích" lokalit jsou v porovnání s teplotami plášťových xenolitů Českého středohoří nižší a velmi variabilní, měly v průměru 566-940 °C. Pomocí geotermometru 2Px (T98) byly vypočtené teploty nižší než u geotermometru 2Px (BK90), a to max. o 100 °C. Teploty ekvibrace získané pomocí geotermometrů 2Px (BK90) a 2Px (T98) jsou v souladu s teplotami takto vypočtenými u xenolitů Kozákovské sopky (Ackerman et al. 2007). Pomocí geotermometru Ca-OPX (BK90) byly vypočteny také poměrně realistické teploty, ale v průměru o 100 °C vyšší než je tomu u geotermometru 2Px (BK90). Čtvrtý zmíněný geotermometr OL-SP (B91) dával poměrně nerealistické výsledky teplot, až o 600 °C vyšší než tomu bylo u ostatních geotermometrů, z čehož lze vyvodit, že pro studované spinelové peridotity je nevhodný.

Teplotní podmínky vzniku xenolitů v Českém masívu se dle Vokurky K. a Povondry P. z roku 1983 pohybují v rozmezí 1200 - 1270 °C a tlakové podmínky jsou 15,3-20,1 kbar. Medaris et al. (1997) získal teploty 975-1090 °C a tlaky 12-18,6 kbar ve stejné oblasti. Ekvigranulární a protogranulární xenolity z Kozákova vznikly za teplot 680-1070 °C a byly vyzdvižené z hloubky 32-70 km (Ackerman et al. 2007). Zatímco xenolity z polského Slezska vznikly za teplot 960-1000 °C (Małek M. M. et al. 2010), u peridotitových xenolitů JZ Polska uvádí Puziewicz et al. (2011) teplotu 1060-1120 °C. Z toho se dá usoudit, že získané teploty za jakých byly studované xenolity vyzdviženy ze svrchního pláště pomocí bazaltového magmatu se poměrně shodují s teplotami získanými z Kozákovské sopky (Ackerman et al. 2007), z polského Slezska (Małek M. M. et al. 2010), ale i s teplotami, které vypočetl Medaris et al. v roce 1997 u xenolitů Českého středohoří.

10.4 Geochemie stopových prvků

Obsahy *prvků vzácných zemin* (REE) plášťových xenolitů jednotlivých lokalit byly normalizovány průměrným složením primitivního pláště (McDonough W. F. a Sun S. S. 1995). Jsou vyneseny do tzv. spidergramů a vykazují u všech xenolitů postupně klesající trend od LREE přes MREE až po HREE. Z toho lze na první pohled usoudit, že studované xenolity jsou vzhledem k primitivnímu plášti ochuzeny o HREE, ale naopak silně obohaceny o LREE což svědčí o tom, že xenolity prošly metasomatózou.

Rozkolísanost křivek u Brtníků, Dobkoviček a Prackovic může být dána přítomností taveniny pravděpodobně z hostitelského basanitu, která se často vyskytuje ve vzorcích xenolitů nebo a to je pravděpodobnější, variabilním stupněm metasomatózy (interakce) plášťových hornin s taveninami migrujícími svrchním pláštěm.

Všechny xenolity jsou obohaceny o LREE. V práci Ackermana et al. z roku 2007 jsou xenolity z Kozákovské sopky také nabohaceny o LREE, ale trend křivek je trochu jiný, v mnoha případech tvoří mírně prohnutou synklinálu, tj. obsahy prvků HREE jsou vyšší než obsahy MREE (viz. Obr. 34). Plášťové xenolity z polského Slezska popsáné v práci Małek M. M. et al. (2010) jsou rovněž obohaceny o LREE a vykazují podobný tvar křivky obsahů vzácných zemin jako u kozákovské sopky.

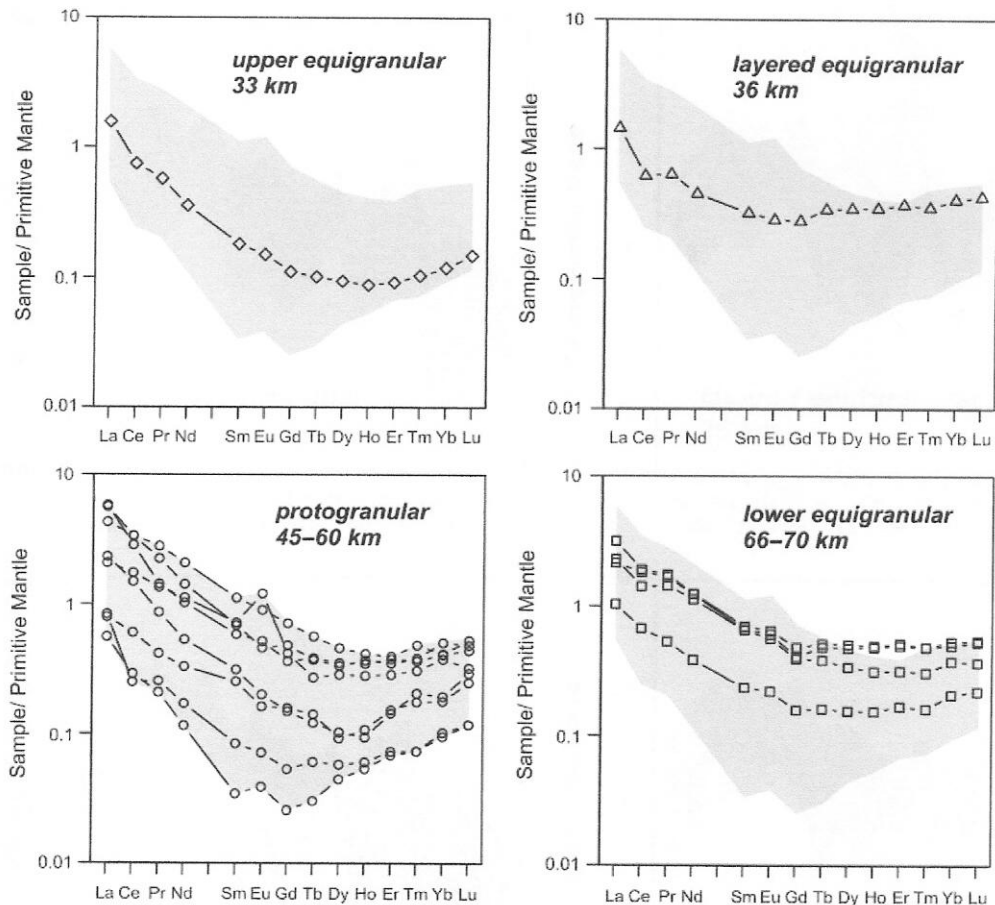
Ale xenolity ze JZ Polska popsané v práci Blusztajna J. a Shimizu N. (1994) vykazují podobné obsahy vzácných zemin jako xenolity Českého středohoří. Nejspíše byly studovány plášťové xenolity jiných lokalit, ale ze stejné oblasti Polska ve dvou výše zmíněných pracích, když se obsahy vzácných zemin liší. Tvar křivek obsahů vzácných zemin a míra ochuzení o MREE a HREE studovaných xenolitů se shoduje s těmito křivkami znázorněnými v práci od Cajze V. et al. z roku 1999, která se také zabývá studiem xenolitů Českého středohoří. Profil distribucí REE xenolitů Českého středohoří velmi pravděpodobně ukazuje na metasomatózu svrchního pláště taveninami bazaltového složení stejně jako to bylo popsáno v práci Ackermana et al. 2007.

Xenolity z lokality Brtníky jsou výrazněji obohaceny o La a Ce než je tomu u xenolitů z lokalit Českého středohoří (Dobkovičky, Kuzov). Xenolity všech studovaných lokalit jsou ochuzeny o MREE a ještě více ochuzenější o HREE. Poměr La_N/Yb_N dobře dokresluje nabohacení xenolitů o La. Dosahuje hodnot 11,4-12,2 u Dobkoviček (19,7 u vzorku 06DK1, což svědčí o tom, že xenolit prošel vyšším stupněm metasomatózy než ostatní xenolity této lokality); průměrné hodnoty poměru 14,9 u Kuzova; u Prackovic jsou hodnoty tohoto poměru velice rozličné: 18,3 (09PRL3); 66,5 (09PRL5) a 22,0 (09PRL6). U Brtníků dosahuje průměrný poměr La_N/Yb_N hodnoty 29,1. U Venušiny sopky se poměr rovná hodnotě 17,7.

Obsahy *stopových prvků* plášťových xenolitů jednotlivých lokalit byly rovněž normalizovány průměrným složením primitivního pláště (McDonough W. F. a Sun S. S. 1995) a vyneseny do tzv. spidergramů.

Xenolity jsou u všech lokalit nabohaceny o Rb a ochuzeny o Th vzhledem k primitivnímu plášti. Křivky obsahu stopových prvků (viz. Obr. 33) vykazují nabohacení xenolitů inkompatibilními prvky jako je U, Nb, Pb, Sr a Rb s výrazným ochuzováním o kompatibilní prvky. Ve většině případů jsou xenolity obohaceny o Sr (kromě lokality Brtníky u většiny studovaných vzorků). Poměry Sr_N/Nd_N dosahují hodnot 2,2-3,6 u vzorků lokality Kuzov. U lokality Dobkovičky je nabohacení tímto prvkem znatelné, poměry Sr_N/Nd_N dosahují hodnot i 117,7 (DOB01), u ostatních vzorků této lokality se poměr pohybuje kolem hodnoty 14,1. U Prackovic tento poměr dosahuje hodnot 0,6-2,1; u Brtníků 0,4-3,0. U Venušiny sopky dosahuje poměr Sr_N/Nd_N hodnoty 1,7.

Z lokality Dobkovičky a Brtníky mají xenolity nejrozkolísanější křivky obsahů stopových prvků, což je pravděpodobně dáno přítomností taveniny z hostitelského basanitu nebo variabilním stupněm metasomatózy.



Obr. 34: Křivky obsahů vzácných zemin peridotitových xenolitů Kozákovské sopky normalizovaných průměrným složením primitivního pláště dle McDonough W. F. a Sun S. S. (1995). (Ackerman et. al 2007)

Peridotitové xenolity z lokality Dobkovičky jsou výrazně nabohaceny Sr, U, Pb, Nb a naopak ochuzeny o Dy, Ho, Y, Er, Yb, Lu, Hf. Vysoký obsah Sr je neporovnatelně vyšší než u ostatních lokalit. Mohlo by to svědčit o přítomnosti karbonatitové metasomatózy. V práci Frýda J. a Vokurky K. (1995) byl popsán jeden vzorek harzburgitu z lokality Dobkovičky, který byl postižen karbonatitovou metasomatózou. Stejně tak byly peridotitové xenolity polského Slezska (popsané v práci Małek M. M. et al. v roce 2010 a Blusztajna J. a Shimizu N. v roce 1994) postiženy karbonatitovou metasomatózou. V ostatních případech se bude pravděpodobně jednat o metasomatózu bazaltovými taveninami, která se vyznačuje velkým nabohacením xenolitů o LREE a LILE. Kuzov a Venušina sopka jsou o Y ochuzeny stejnou měrou a méně než u Dobkoviček a Brtníků. Je zajímavé, že v práci Małek M. M. et al. (2010) nebyly v xenolitech z polského Slezska detekovány obsahy Rb, kterými jsou xenolity studované v této diplomové práci výrazně nabohaceny. Xenolity z Kozákovské sopky (Ackerman et al. 2007) dosahují podobných obsahů Rb (0,39-1,62) jako Th (0,07-0,80) a oproti tomu jsou xenolity Dobkoviček a Brtníků o Rb nabohaceny výrazněji. Také křivky obsahů stopových prvků jsou u xenolitů Kozákovské sopky (Ackerman et al. 2007) rozkolísanější než je tomu u křivek obsahů stopových prvků uvedených v této diplomové práci.

Dá se říci, že xenolity z Českého středohoří jsou výrazněji nabohaceny o Sr v porovnání s lokalitami "porovnávacími" (Brtníky, Venušina sopka). Všechny xenolity jsou poměrně stejně ochuzené o kompatibilní prvky. Míra ochuzení o kompatibilní prvky u xenolitu z Venušiny sopky je srovnatelná s

tímto ochuzením u xenolitů Kuzova. Peridotitové xenolity Kuzova se výrazněji liší od Venušiny sopky větším nabohacením o Pb a Sr a naopak Venušina sopka výraznějším ochuzením o Th.

11. ZÁVĚR

V rámci této diplomové práce byly studovány plášťové xenolity severních Čech (České středohoří, Lužické hory, Krušné hory) a doplňkově i severní Moravy. U xenolitů Českého středohoří se jedná o spinelové harzburgity nebo lherzolity, u dalších studovaných xenolitů Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí jde o spinelové lherzolity.

Ve všech případech mají čtyřfázovou bezvodou minerální asociaci: olivín + ortopyroxen + klinopyroxen + spinel. Nejvíce je zastoupen olivín (50-80 %), dále pak ortopyroxen (max. 30 %), méně je klinopyroxenu (8-20 %) a nejméně spinelu (Cr - spinel, ~ 5 %).

Z velké části případů vykazují horniny buď protogranulární nebo porfyroklastickou texturu, kde porfyroklasty tvoří olivín, ortopyroxen, a stejně tak i klinopyroxen.

Hostitelská hornina je tvořena nefelinickým bazanitem.

Olivíny xenolitů se vyznačují svou vysokou hořečnatostí #Mg = 88,0-91,6 u xenolitů Českého středohoří a #Mg = 90,1-91,9 u Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí. Vysoké hodnoty hořečnatosti pro všechny studované xenolity odrážejí variabilní stupeň parciálního tavení zemského pláště. Olivíny jsou charakteristické nízkou variabilitou obsahu CaO (0,01-0,14 hmot. % u lokalit Českého středohoří; 0,06-0,08 u Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí) a NiO, pohybující se kolem 0,40 hmot. %. Ortopyroxeny mají enstatitový charakter. Klinopyroxeny vykazují Cr - diopsidové složení. Obsahy Cr₂O₃ dosahují 0,86-2,79 hmot. % u lokality Dobkovičky, u ostatních lokalit jsou tyto obsahy nižší než 1,20 hmot. %. U lokalit Českého středohoří jsou u spinelu hodnoty #Mg poměrně variabilní (64,5-87,9), ale mnohem více jsou rozkolísanější hodnoty #Cr (40,2-81,4 u Dobkoviček, Kuzova a Prackovic; u Medvědího vrchu jsou tyto hodnoty neporovnatelně nižší, ale ustálenější: 16,6-17,1). U lokality Brtníky, Kraslice a Zámeček u Flájí jsou hodnoty #Cr také dosti rozkolísané: 16,9-63,0).

Teplotní podmínky ekvibrace vypočtené pomocí geotermometru 2Px (BK90) kalibrovaného Brey a Kohlerem (1990) se pohybují v rozmezí 850-1062 °C u xenolitů Českého středohoří. U xenolitů Brtníků, Kraslic a Zámečku u Flájí jsou teploty nižší a dosahují hodnot 869-940 °C. Vysoké teploty ekvibrace nemusí souviset s hloubkou výzdvihu plášťových xenolitů, ale mohou také reflektovat prohrátí xenolitů okolním magmatem.

Peridotitové xenolity jsou u všech lokalit vzhledem k primitivnímu plášti obohaceny o lehké vzácné zeminy (LREE), zejména o La a Ce a ochuzeny o těžké vzácné zeminy (HREE). Xenolity Brtníků a Prackovic jsou obohacnější o La a Ce než je tomu u Dobkoviček a Kuzova a Venušiny sopky.

Ze stopových prvků jsou xenolity všech lokalit obohaceny o Rb a Sr a naopak ochuzené o Th. Silné obohacení o LREE a další stopové prvky svědčí o tom, že xenolity prošly metasomatózou nejpravděpodobněji bazaltovými taveninami. S výjimkou několika xenolitů Dobkoviček, kde se jedná o metasomatózu karbonatitovými taveninami, z důvodu neporovnatelně vyššího obsahu Sr než u xenolitů ostatních lokalit.

Je zřejmé, že xenolity odrážejí složitou historii vývoje svrchního pláště pod severní částí Českého masívu. Svrchní plášť prošel silným ochuzením díky parciálnímu tavení, extrakci tavenin a poté i metasomatickým obohacením o LREE a další stopové prvky. Dle geochemických a petrologických informací plášťových xenolitů se dá říci, že tyto xenolity reprezentují svrchní plášť, jenž byl izolován od plášťové konvekce a ve svém složení si nese geochemický záznam různých vývojových etap.

12. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

Ackerman L., Mahler N., Jelínek E., Medaris G., Ulrych J., Strnad L., Mihaljevič M., 2007. Geochemistry and Evolution of Subcontinental Lithospheric Mantle in Central Europe: Evidence from Peridotite Xenoliths of the Kozákov Volcano, Czech Republic. *Journal of Petrology*, 48 (12): 2235-2260.

Babuška V., Plomerová J., 2001. Subcrustal lithosphere around the Saxothuringian - Moldanubian Suture Zone - a model derived from anisotropy of seismic wave velocities. *Tectonophysics*, 332: 185-199.

Bergman S. C., 1987. Historical review. In: Nixon P. H. (ed.): *Mantle Xenoliths*. Wiley and Sons, Chichester, New York, 1987, 844 str.

Blusztajn J., Shimizu N., 1994. The trace element variations in clinopyroxenes from spinel peridotite xenoliths from southwest Poland. *Chemical geology* 111, (1994): 227-243.

Boynton W. V., 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson P. (ed.). *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam.

Brandová J., Holub F. V., 2002. Petrologie plášťových xenolitů z alkalických neovulkanitů Severních Čech. Petrology of mantle xenoliths in alkaline neovolcanics from Northern Bohemia. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2002*: 162.

Brey G. P., Köhler T., 1990. Geothermobarometry in Four-phase Lherzolites II. New Thermobarometers, and Practical Assessment of Existing Thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31 (6): 1353-1378.

Cajz V., (ed.) 1996. *České středohoří, geologická a přírodovědecká mapa 1:100 000*. ČGÚ, Praha.

Cajz V., Vokurka K., Balogh K., Lang M., Ulrych J., 1999. The České Středohoří Mts.: volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines*, 9: 21-28.

Cajz V., Ulrych J., Kvaček Z., 2002. Central part of the Ohře Rift with the České středohoří Mts. In: *HIBSCH 2002, Symposium*, Teplá Near Třebenice, Ústí nad Labem, Mariánské Lázně (Czech Republic), June 3-8, 2002, *Excursion Guide Abstr.*, str. 16-19.

Fediuk F., 1971. Ultramafity krkonošsko - jizerské oblasti. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1971: 319-343.

Fediuk F., 1981. Ultramafické pecky v bazaltoidech. In: Bernard J. H.: *Mineralogie Československa*, Academia.

Fiala J., Shrbený O., 1968. Uzavřeniny peridotitů ("olivínových shluků") ve vyvřelinách střední části Českého středohoří. *Zpr. geol. výzk.*, 1968: 178-179.

Frýda J., Vokurka K., 1995. Evidence for carbonatite metasomatism in the upper mantle beneath the Bohemian Massif. *J. Czech Geol. Soc.* (40): 9-10.

Christensen N. I., Medaris L. G., Wang H. F., Jelínek E., 2001. Depth variation of seismic anisotropy and petrology in central European lithosphere: A tectonothermal synthesis from spinel lherzolite xenoliths. *J. Geoph. Res. - Solid Earth*, 106, B1: 645-664.

Kopecký L., 2010. *České středohoří Mts and ambient young alkaline volcanic complexes in the Ohře Rift, Czech Republic: volcanology, petrology and rift evolution*. Czech Geological Survey Publishing House, Prague, 188 str.

Kratochvíl J., Tuček K., 1960. *Topografická mineralogie Čech III*. Nakladatelství Československé Akademie Věd, Praha, 407 str.

Kratochvíl J., Tuček K., 1964. *Topografická mineralogie Čech VII*. Nakladatelství Československé Akademie Věd, Praha, 356 str.

Le Maitre R. W. (ed.), 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. Blackwell Sci. Publ., Oxford.

Le Maitre, R. W., ed., 2002. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms*. IUGS. Cambridge University Press. Cambridge, 236.

Lippolt H. J., 1983. Distribution of volcanic activity in space and time. In: *FUCHS K. (ed.): Plateau Uplift*, Springer, Berlin, str. 112-120.

Małek - Matusiak M., Puziewicz J., Ntaflou T., Grégoire M., Downes H., 2010. Metasomatic effects in the lithospheric mantle beneath the NE Bohemian Massif: A case study of Lutynia (SW Poland) peridotite xenoliths. *Elsevier. Lithos* 117: 49-60.

McDonough W. F., Sun S. S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, (1995): 223-253.

Medaris L. G., Fournelle J. H., Wang H. F., Jelínek E., 1997. Thermobarometry and reconstructed chemical compositions of spinel - pyroxene symplectites: evidence for pre - existing garnet in lherzolite xenoliths from Czech Neogene lavas. *Russian Geology and Geophysics*, 38: 277-286.

Mercier J-C. C., Nicolas A., 1975. Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, 19: 454-487.

Misař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J., 1983. *Geologie ČSSR I. Český masív*. SPN Praha, 336 str.

Pearson D. G., Canil D., Shirely S. B., 2003. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. *Elsevier*, 2003: 171-275.

Puziewicz J., Koepke J., Grégoire M., Ntaflou T., Małek - Matusiak M., 2011. Lithospheric Mantle Modification during Cenozoic Rifting in Central Europe: Evidence from the Księginki Nephelinite (SW Poland) Xenolith Suite. *Journal of Petrology* 52 (11): 2107-2145.

Ulrych J., Pivec E., 1997. Age - related Contrasting Alkaline Volcanic Series in North Bohemia. *Chem. Erde*, 57: 311-336.

Ulrych J., 1998. Geochemistry of subvolcanic alkalic rocks of the Roztoky intrusive centre, České středohoří Mts., Bohemia. *Erlanger Beitr. Petrogr. Miner.*, 8: 1-42.

Ulrych J., Pivec E., Lang M., Balogh K., Kropáček V., 1999. Cenozoic intraplate volcanic rock series of the Bohemian Massif: A review. *Geolines*, 9: 123-129.

Ulrych J., Svobodová J., Balogh K., 2002. The source of Cenozoic volcanism in the České středohoří Mts., Bohemian Massif. *N. Jb. Miner. Abh.*, 177: 133-162.

Ulrych J., Adamovič J., 2004. (Ultra)mafické plášťové xenolity v kenozoických alkalických vulkanitech Českého masívu (Česká republika). *Mineralia Slovaca*, 36: 205-215.

Ulrych J., Dostál J., Adamovič J., Jelínek E., Špaček P., Hegner E., Balogh K., 2011. Recurrent Cenozoic volcanic activity in the Bohemian Massif (Czech Republic). *Lithos* 123: 133-144.

Vokurka K., Povondra P., 1983. Geothermometry and geobarometry of lherzolite nodules from Kozákov, NE Bohemia, Czechoslovakia. *Acta Univ. Carol., Geol.*, 1983: 9-49.

Wedepohl K. H., Baumann A., 1999. Central European Cenozoic plume volcanism with OIB characteristics and indications of a lower mantle source. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 136: 225-239.

Internetové odkazy:

<http://www.gweb.cz/dotazy/d-131>, 4. 10. 2011

<http://www.kamenzbraslav.cz>, 5. 6. 2012

<http://www.geology.cz/foto/18202>, 1. 6. 2012

<http://www.turistik.cz/kuzov-prirodni-pamatka>, 7. 5. 2012

<http://www.lokality.geology.cz/kuzov>, 7. 5. 2012

<http://www.geology.cz/foto/16528>, 7. 5. 2012

<http://www.geology.cz/foto/18088>, 7.5.2012

<http://www.geology.cz/foto/9999>, 9. 4. 2012

<http://cs.wikipedia.org/wiki/Brtniky>, 30. 4. 2012

http://cs.wikipedia.org/wiki/Venušina_sopka, 4. 6. 2012

http://www.czecot.cz/turisticky-objekt/10479_venusina-sopka-mezina, 4. 6. 2012

<http://kurz.geologie.sci.muni.cz/kapitola7.htm>, 4. 6. 2012

<http://www.geology.cz/foto/620>, 9. 4. 2012

http://cs.wikipedia.org/wiki/Krušné_hory, 17. 7. 2012

<http://www.gweb.cz/dotazy/d-101>, 17. 7. 2012

<http://www.hory12.cz/krusne-hory>, 18. 7. 2012

<http://podzemi.myotis.info/geologie/geologie.htm>, 18. 7. 2012

http://cs.wikipedia.org/wiki/Šluknovský_výběžek, 20. 7. 2012

<http://www.velkysenov.cz>, 20. 7. 2012

http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/regionalni_geol/luzicky_pluton.htm, 20. 7. 2012

http://cs.wikipedia.org/wiki/Nízký_Jeseník, 19. 7. 2012

<http://www.turistika.cz/nizky-jesenik>, 19. 7. 2012

<http://www.jeseniky.net>, 19. 7. 2012

Software:

Janoušek V., Farrow C. M., Erban V., 2003. *GCDkit: new PC software for interpretation of whole - rock geochemical data from igneous rocks using R language*. Glasgow, United Kingdom.