

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

Studijní program: Geologie

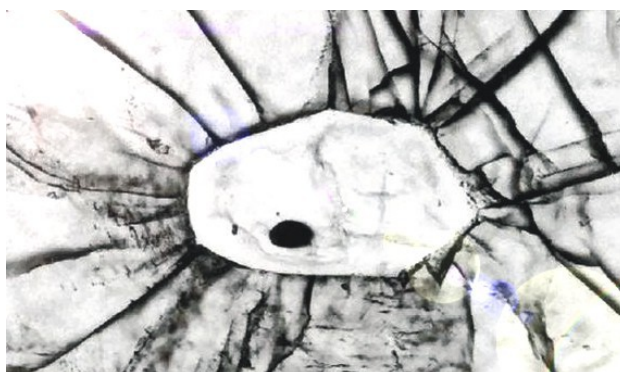


**Radim Jedlička**

## **Studium pevných inkluzí vybraných minerálů eklogitů, peridotitů a granulitů**

Solid phase inclusions in minerals from eclogites, peridotites and granulites

Bakalářská práce



Školitel: prof. Ing. Shah Wali Faryad CSc.

Praha 2011

### ***Poděkování***

Touto formou bych rád vyjádřil své poděkování lidem, kteří se menší nebo větší mírou podíleli na tvorbě této bakalářské práce. Obrovský dík patří profesoru Walimu Faryadovi za jeho odborné rady, za to, že si na mé dotazy vždy našel čas a byl se mnou trpělivý a hlavně za to, že mě dokázal nasměrovat k mnohem vyšším cílům, než jsem původně sám zamýšlel. Dále bych chtěl poděkovat doktorce Heleně Klápkové za její ochotu při pomoci s praktickou částí práce a za objektivní rady při závěrečné korektuře. Největší poděkování však patří mé mamince, bez jejíž všestranné pomoci po celý život bych nebyl schopen studovat.

---

Obrázek na titulní straně: inkluze coesitu v granátu (foto z [www.webmineral.com](http://www.webmineral.com))

**Prohlášení:**

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

V Praze, 11. 05. 2011

Podpis

## **Obsah**

<b>1. Úvod</b> .....	<b>- 7 -</b>
<b>2. Mikroinkluzie v minerálech</b> .....	<b>- 8 -</b>
<b>2.1. Definice a klasifikace</b> .....	<b>- 8 -</b>
<b>2.1.1. Pevné inkluze minerálů</b> .....	<b>- 8 -</b>
<b>2.1.2. Fluidní inkluze</b> .....	<b>- 8 -</b>
<b>2.1.3. Taveninové inkluze</b> .....	<b>- 9 -</b>
<b>2.1.4. Exsoluce minerálů</b> .....	<b>- 9 -</b>
<b>2.2. Minerální inkluze z vysokotlakých a ultravysokotlakých hornin</b> .....	<b>- 10 -</b>
<b>2.2.1. Granulity</b> .....	<b>- 11 -</b>
<b>2.2.2. Eklogity a granátické peridotity</b> .....	<b>- 12 -</b>
<b>2.2.3. Ortoruly</b> .....	<b>- 13 -</b>
<b>2.2.4. Pararuly</b> .....	<b>- 15 -</b>
<b>2.3. Význam inkluzí ve vysokotlakých horninách</b> .....	<b>- 15 -</b>
<b>3. Metody studia pevných inkluzí</b> .....	<b>- 17 -</b>
<b>3.1. Zpracování vzorků</b> .....	<b>- 17 -</b>
<b>3.1.1. Odběr vzorků</b> .....	<b>- 17 -</b>
<b>3.1.2. Příprava výbrusů</b> .....	<b>- 17 -</b>
<b>3.2. Analytické metody</b> .....	<b>- 18 -</b>
<b>3.2.1. Optická mikroskopie</b> .....	<b>- 18 -</b>
<b>3.2.2. Elektronový skenovací mikroskop</b> .....	<b>- 18 -</b>
<b>3.2.3. Elektronová mikrosonda</b> .....	<b>- 20 -</b>
<b>3.2.4. Ramanova spektroskopie</b> .....	<b>- 21 -</b>

<b>4. Regionálně geologické vymezení studované oblasti .....</b>	<b>- 22 -</b>
<b>4.1. Moldanubická zóna a její rozdělení.....</b>	<b>- 22 -</b>
<b>4.2. Kutnohorský komplex.....</b>	<b>- 26 -</b>
<b>5. Výsledky vlastního studia .....</b>	<b>- 28 -</b>
<b>5.1. Petrografická charakteristika studovaných hornin .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>5.1.1. Felsické granulity .....</b>	<b>- 29 -</b>
<b>5.1.2. Eklogity .....</b>	<b>- 30 -</b>
<b>5.1.3. Serpentinizované granátické peridotity .....</b>	<b>- 31 -</b>
<b>5.1.4. Garnetity .....</b>	<b>- 32 -</b>
<b>5.1.5. Pyroxenity .....</b>	<b>- 32 -</b>
<b>5.2. Popis a složení minerálních inkluzí.....</b>	<b>- 33 -</b>
<b>5.2.1. Felsické granulity .....</b>	<b>- 33 -</b>
<b>5.2.2. Eklogity .....</b>	<b>- 35 -</b>
<b>5.2.3. Peridotity .....</b>	<b>- 37 -</b>
<b>6. Diskuse a závěr .....</b>	<b>- 39 -</b>
<b>7. Literatura:.....</b>	<b>- 41 -</b>
<b>8. Přílohy: .....</b>	<b>- 46 -</b>

## **Český abstrakt**

Felsické granulity v Českém masívu jsou často doprovázeny čočkami a budinami granátických peridotitů a vysokoteplotních eklogitů s rozměry od decimetrů po několik set metrů. Tlakové podmínky a počátek spojení dráhy granulitů s peridotity a eklogity jsou předmětem diskuse. Pro účel studia nejstarších minerálů a texturních znaků byly zkoumány výbrusy a minerální koncentráty těchto hornin z oblasti Kutnohorského krystalinika. Jelikož všechny horniny prodělaly metamorfózu v granulitové facii a pozdější proces zchlazení, většina inkluzí je přeměněna na nízkotlaké a nízkoteplotní fáze.

Granáty z granátických peridotitů často obsahují spinel s vysokým obsahem chromu, dále pak olivíny, ortopyroxeny a klinopyroxeny. Hostující granát vykazuje kolem inkluzí domény bohaté chromem jako výsledek difuze ze spinelu do granátu. V granátech byly také nalezeny vzácné inkluze ilmenitu s vysokým obsahem MgO a pentlandit. Ortopyroxen v matrix nebo na okraji velikých zrn má nízké obsahy hliníku a koexistující klinopyroxeny mají relativně vysoký podíl jadeitové komponenty. V granulitu jsou přítomny dva druhy eklogitů: eklogit s pyroxenitami a garnetity se vyskytuje uprostřed nebo v kontaktu s granátickými peridotity. Granáty těchto eklogitů obsahují orientované rutilové jehlice. Apatit, často přítomný v garnetitu, je typický svými odmišřenými monazitovými lamelami. Eklogity bez peridotitu mají prográdně zonální granát, který obsahuje inkluze omfacitu, kyanitu, křemene a rutilu. Inkluze titanem bohatého fengitu byly nalezeny v granátech z několika vzorků felsických granulitů. Většinou je nahrazen Ti-bohatým biotitem, křemenem a dalšími Al-Si fázemi. Navíc zde byl nalezen i grafit, který tvoří inkluze v granátu s křemenem, K-živcem a kalcitem. Lokálně se zde vyskytují polyfázové inkluze s radiálními prasklinami v okolním granátu.

Přítomnost inkluzí spinelu a pokles obsahu hliníku v ortopyroxenech asociovaných s olivíny, stejně jako nárůst jadeitové komponenty v klinopyroxenu v granátických peridotitech z Kutné Hory, naznačují nárůst tlaku a pokles teploty během jejich metamorfni historie. Stejně tak zonálnost granátů v eklogitech s inkluzemi fengitů v granátech ukazuje na prográdní PT dráhu hostujících granulitů. Kromě detailnější identifikace budou předmětem budoucího studia inkluze grafitu, zdali mají fosilní původ, nebo jestli vznikly precipitací fluid  $\text{CO}_2$ .

### ***English abstract***

Felsic granulites in the Bohemian Massif are characterized by the presence of small (from decimetres to several hundred metres in size) boudins and lenses of garnet peridotites and high-pressure eclogites. Pressure conditions of the granulites and their mutual metamorphic history with garnet peridotites and eclogites are subject of long discussion. For this purpose, minerals and textures formed at peak pressure conditions were investigated using thin-sections and mineral separates of these rocks from the Kutná Hora complex. As all these rocks underwent granulite facies reequilibrium and subsequent cooling, most inclusions are transformed to lower pressure and temperature phases. In addition to olivine, orthopyroxene and clinopyroxene, garnet from garnet peridotites contains frequent chromium spinel. The host garnet around inclusions shows Cr-rich domains as result of diffusion from spinel to garnet. Rare ilmenite inclusions with high MgO content and pentlandite were also observed in garnet. Orthopyroxene in matrix and rims of large grains have low amounts of Al and the associated clinopyroxene has relatively high jadeite content. Two varieties of eclogites are present in the granulite: eclogites with pyroxenites and garnetites occur within or adjacent to garnet peridotites. Garnets of these eclogites contain oriented rutile needles. Apatite, often present in garnetite, is typical for the monazite exsolution lamellae. Eclogites without peridotites has prograde zoning garnet which contains inclusions of omphacite, kyanite, quartz and rutile. Inclusions of Ti-rich phengite were found in garnet from several samples of felsic granulites. It is mostly replaced by Ti-rich biotite with quartz and other Al-Si phases. In addition the inclusions of graphite with quartz, K-feldspar and calcite in garnets were found. Several polyphase inclusions and radial cracks around these inclusions in garnets were discovered.

The presence of spinel inclusions and the decrease of Al in orthopyroxene, associated with olivine, as well as increase of jadeite content in clinopyroxene in garnet peridotite from the Kutná Hora suggest increase of pressure and decrease of temperature during their metamorphic history. In addition to eclogite with prograde zoning garnet, a prograde PT path for the host granulite is considered for the presence of phengite inclusions in garnet. Graphite inclusions in garnets will be subject of further study to decipher, if the graphite is of fossil organic origin or it was formed by precipitation from CO<sub>2</sub> fluid.

## **1. Úvod**

Metamorfované horniny, které vznikly ve spodní kůře nebo v hlubší části subdukční zóny, podléhají složitému vývoji, který je výsledkem poklesu teplot a tlaků během jejich exhumace. Tyto změny často vedou k rozpadu minerálních asociací, které vznikly v hloubce nebo během jejich subdukce. Rekonstrukce tlakově-teplotní (PT) dráhy těchto hornin a transformace minerálních asociací je prvořadou úlohou metamorfní petrologie. Při výstupu na povrch jsou tyto horniny kromě změny tlaku a teploty často vystaveny infiltraci fluid, která urychlují reakce mezi minerály a způsobují rekrystalizaci nebo změnu rovnováhy minerální asociace (reekvilibraci) horniny za nižších PT podmínek. Naše znalosti o složení pláště a petrochemických procesech byly doposud získávány ze studií xenolitů a fenokrytů v kimberlitech, vulkanických hornin derivovaných z pláště, z experimentů o stabilitě vysokotlakých asociací a z interpretací seizmických tomografických obrazů. Jednou z metod, jak stanovit stopy po maximální hloubce, ze které jsou tyto horniny vynořeny, je studium inkluzí pevných fází v minerálech (Liou et al., 2007). Díky těmto inkluzím byl v posledních letech modifikován nebo upřesněn metamorfní vývoj vysokotlakých až ultravysokotlakých hornin v mnoha orogenních pásmech.

Český masív je znám přítomností vysokotlakých a vysokoteplotních hornin. V moldanubické zóně byly popsány vysokotlaké až ultravysokotlaké peridotity a eklogity. Odhady teplot a tlaků, za kterých tyto horniny vznikly, jsou však založeny na termobarometrických výpočtech z minerálů, které jsou často reekvilibrovány za nižších tlaků. Cílem této práce je potvrdit nebo upřesnit ultravysokotlaké (UHP) metamorfní podmínky těchto hornin. Za tímto účelem mi byla zadána bakalářská práce studia pevných inkluzí v minerálech z eklogitů, peridotitů a sousedních granulitů z kutnohorského krystalického komplexu. Práce je rozdělena do dvou oddílů: teoretické kapitoly a části věnované vlastnímu výzkumu. Teoretická část zahrnuje metodiku studia pevných inkluzí s příklady z různých terénů ve světě a geologickou charakteristiku studované oblasti. Praktickou část tvoří petrografický popis studovaných vzorků, složení minerálů a interpretace výsledků.



## **2. Mikroinkluzie v minerálech**

### **2.1. Definice a klasifikace**

Inkluze (uzavřenina) reprezentuje část krystalu, která z hlediska látkového neodpovídá jeho zákonité struktuře, je během růstu či rekrystalizace krystalu hermeticky izolována a vytváří s ním fázovou hranici (Zachariáš, 2000). Jde zpravidla o chemicky nebo fázově jinou látku, jež existovala za podmínek, při kterých byla stabilní spolu se svým hostitelským minerálem. Z hlediska geneze a složení je možné rozdělit inkluze na několik druhů. V závislosti na metamorfních podmínkách může uzavřeninu tvořit dříve vykrystalizovaný minerál, fluidní fáze, nebo dokonce tavenina. Vnitrokrystalické pevné nebo fluidní mikroinkluzie (velikosti mezi 1 až 30  $\mu\text{m}$ ) jsou jedinečným svědectvím P-T-t podmínek vzniku horniny. Podle skupenství látky lze inkluze rozdělit na pevné (solid inclusions) a plynokapalné (fluid inclusions) (De Vivo & Frezzotti, 1995; Goldstein & Reynolds, 1994; Parnell, 1994; Roedder, 1984; Shepherd et al., 1985).

#### **2.1.1. Pevné inkluzie minerálů**

Jedná se o nejobvyklejší typ inkluzí v metamorfovaných horninách. Pevné inkluzie v minerálech představují reliktní nebo metastabilní fáze, které byly uzavřeny během určitého stádia vývoje horniny. Kromě progradní etapy mohou tyto inkluze dokumentovat vrcholné podmínky metamorfózy. Mohou se vyskytovat jako jednotlivé minerály nebo jako shluk zrn více minerálů stejného či různého složení. Představují určité stádium vývoje hornin, kde minerál nebo asociace minerálů se v důsledku změny PT podmínek stává nestabilní a vzniká nový minerál, jež následně obklopí a zcela uzavře minerál původní. Inkluze se nadále může přizpůsobovat novým teplotně-tlakovým podmínkám, a to zvětšováním objemu, důsledkem čehož dochází k praskání okolního minerálu.

#### **2.1.2. Fluidní inkluze**

Fluidní inkluze v HP-UHP horninách odpovídají 3 hlavním typům: 1) plynné, 2) mírně salinní vodné a 3) vícefázové inkluze, obsahující různé silikáty  $\pm$  soli a možná také velmi podmíněné

množství kapalin stálých za pokojové teploty. Třetí typ poprvé popsal Philippot & Selverstone (1991) v omfacitech z eklogitových žil ofiolitového komplexu Monviso. Ačkoli není vždy jasné, zda všechna fluida reprezentují pravé „dceřiné fáze“, byly pozorovány určité trendy:

1. nejhojnější sekundární minerály jsou silikáty, zahrnující hlavní i vedlejší složky,
2. voda je dominantní, často jedinou vodnatou fází,
3. je přítomno podřízené množství fosfátů, karbonátů, sulfátů a chloridů.

Všechny vícefázové inkluze mají polygonální až negativní krystalový tvar a velikost kolísající od méně než 5 po 100  $\mu\text{m}$ . Typicky obsahují početné množství různých pevných látek (obvykle 5 až 10) a nedostatek viditelných fluidních fází (tj.  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{CO}_2$ ). Dřívější přítomnost fluidních fází může být zavádějící, protože nynější přítomnost jedné nebo více fází deformuje dutiny (póry) v každé inkluzi, což postihuje až 20% celkového obsahu. Některé inkluze mají hvězdčovitě tvary a jsou ohraničeny krátkými stopami malinkých fluidních inkluzí.

### ***2.1.3. Taveninové inkluze***

Jako další samostatnou skupinu někteří autoři vyčleňují inkluze tavenin (melt inclusions), které jsou zachyceny (uzavřeny v krystalu) ve stavu kapalném - tavenina, ale za normální teploty se s nimi setkáme ve stavu pevném - vykrytalizovaná tavenina nebo sklo (Zachariáš, 2000). Nejčastější jsou ve vysokoteplotních horninách, kde je překročena hranice minimálního tavení, nebo pokud se do vysokoteplotních hornin infiltrují fluida a způsobí částečné tavení.

### ***2.1.4. Exsoluce minerálů***

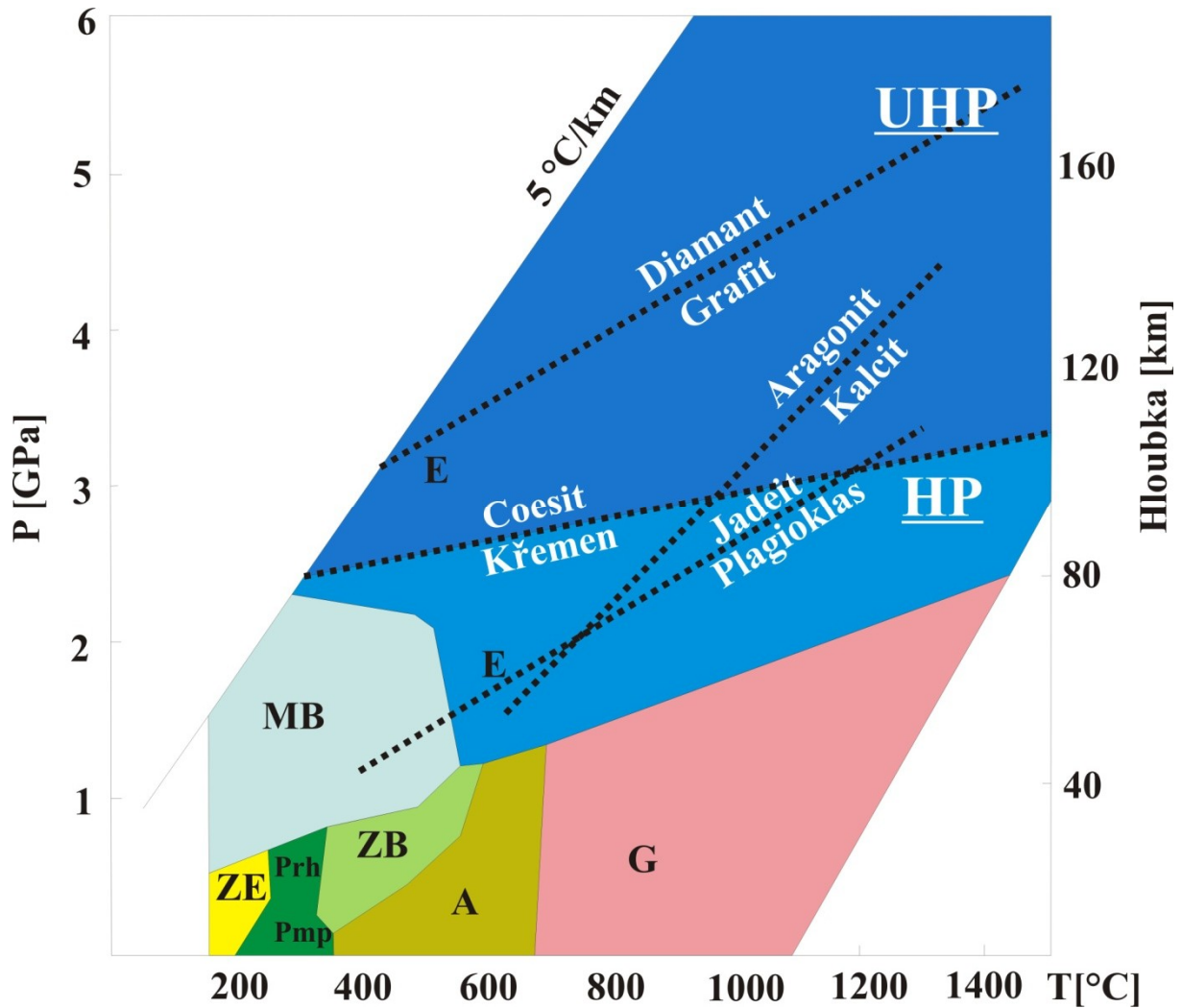
Exsoluce je proces, kdy se původně homogenní pevný roztok rozpadá na dvě (nebo více) rozdílné krystalické fáze bez úbytku nebo nabytí hmoty v systému. Celkové složení systému zůstává beze změny. K exsoluci dochází především u pevných roztoků, které vznikly za vyšších teplot a vzájemně se v nich zastupují atomy nebo ionty, jejichž poloměry se liší o více než 25% (Hwang et al., 2007). V neživé přírodě se s exsolucí setkáváme nejčastěji při ochlazování materiálů. Exsoluční lamely, které

se oddělují z původně homogenní hmoty, bývají různé velikosti (od mikroskopických po viditelné) a často jsou krystalograficky orientovány.

Někdy bývá tento termín zaměňován s precipitací, což je rozpad, kdy se z jedné fáze začíná vylučovat fáze druhá následkem přesycení roztoku. Precipitace se projevuje, stejně jako exsoluce, formováním mikrostruktur inkluzí a tvorbou lamel o stejné struktuře, jež vykazuje hostitelský minerál.

## **2.2. Minerální inkluze z vysokotlakých a ultravysokotlakých hornin**

Pevné inkluze byly popsány v minerálech z vysokotlakých až ultravysokotlakých hornin o různých litologiích, a to především z oblastí HP/UHP hornin v Sulu (Zhang et al., 2005; Hwang et al., 2007), Dabie Shan (Zhang et al., 2005), skandinávských kaledonid (Smith, 1984), Krušných hor (Massonne, 2001; Schmädicke & Evans, 1997) a dalších oblastí, např. z masívu Kokchetav v Kazachstánu (Shatsky et al., 1995; Sobolev et al., 2003; Dobrzhinetskaya et al., 2003; Chu et al., 2004). Převážně se jedná o inkluze coesitu a mikrodiamantu. Jejich pole stability jsou znázorněna na *obr. 1*. Coesit vzniká za tlaků a teplot vyšších než 2,5 GPa a 500 °C až 3 GPa a 1000 °C. K transformaci grafitu na diamant dochází při tlacích a teplotách vyšších než 3 GPa a 400 °C až 5 GPa a 1200 °C. V této části práce udávám několik příkladů výskytů těchto minerálů v granulitech, eklogitech, granátických peridotitech, ortorulách a pararulách.



**Obr. 1.** Teplotně tlakový diagram metamorfních facií a pole stability minerálů typických pro vysokotlaké až ultravysokotlaké horniny (podle Liou et al., 1998). ZE = zeolitová facie, Prh Pmp = prehnit-pumpellyitová facie, ZB = facie zelených břidlic, A = amfibolitová facie, G = granulitová facie, MB = facie modrých břidlic, E = eklogitová facie

### 2.2.1. Granulity

Některé granáty z UHP diamantonosných křemen-živcových hornin ze saských Krušných hor a HP felsického granulitu z moldanubické zóny obsahují orientované rutilové jehlice. Massonne (1999) identifikoval přítomnost mikrodiamantu a orientované jehličky rutilu v granulitových horninách poblíž východního okraje rezervoáru Saidenbach, asi 1,5 km severovýchodně od vesnice Forchheim v Krušných horách v Německu. Horniny obsahují granát (Prp<sub>28-39</sub>, Grs<sub>8-10</sub>, Alm<sub>53-65</sub>), křemen, fengit, biotit, kyanit, albitický plagioklas, draselný živec, zirkon, rutil a grafit. Pokud jsou v zrnech přítomny jehlice rutilu, vyskytují se většinou ve středu nebo na okrajích minerálů, a v oblastech pokrytých

těmito jehlicemi bývají inkluze mikrodiamantu. Granáty z granulitů gřohlské jednotky obvykle obsahují monominerální nebo vícefázové inkluze. Felsický granulit z Blanského lesa s granátem (Prp<sub>20</sub>, Grs<sub>10</sub>, Alm<sub>70</sub>) obsahuje inkluze křemene, plagioklasu, K-živce, biotitu, spinelu, apatitu, rutilu, ilmenitu a zirkonu (Faryad et al., 2010).

Perraki et al. (2005) identifikovali pomocí mikro-Ramanova spektrometru v granátu v metapelitech komplexu Kimi (Rodopy, Řecko) dva typy inkluzí mikrodiamantu. Mikrodiamant s jasným vrcholem při 1332 cm<sup>-1</sup>, FWHM (šířka v polovině maxima) od 3,5 do 5 cm<sup>-1</sup> a diamant se širokým vrcholem při 1333 cm<sup>-1</sup> s FWHM od 21 do 29 cm<sup>-1</sup>. Nanodiamanty jsou přítomny v podobě vícefázových inkluzí CO<sub>2</sub>+nanodiamant, CO<sub>2</sub>+nanodiamant+karbonát, CO<sub>2</sub>+nanodiamant+karbonát+slída (pravděpodobně fengit) a nanodiamant+karbonát+fengit. Mikrosondové analýzy ukázaly, že se jedná o Fe-Mg karbonát a siderit. Koexistence sideritu s mikro- a/nebo nanodiamantem, CO<sub>2</sub> a fengitem v granátu svědčí o tom, že diamant krystalizoval z C-O-H + superkritického silikátového fluida nebo z taveniny bohaté na železo, hliník a hořčík s nižším obsahem draslíku, vápníku a manganu. Takovéto fluidum může vznikat při dehydratačním tavení při vrcholných PT podmínkách (Stöckhert et al., 2001; Dobrzhinetskaya et al., 2003).

### ***2.2.2. Eklogity a granátické peridotity***

Zhang et al. (2005) studovali vzorky eklogitu z vrstevnatého ultramafického komplexu Yangkou (Sulu UHP terén). Inkluze coesitů se vyskytují v granátech (Prp<sub>29-41</sub>, Grs<sub>19-36</sub>, Alm<sub>33-45</sub>, Sps<sub>1</sub>) a v omfacitech. Vrcholné PT podmínky pro tyto eklogity stanovili na 825-880 °C a 4,2-4,5 GPa, odpovídající hloubkám okolo 140 km, přičemž v tomto eklogitu byla popsána přítomnost granátu majoritického složení (více než tři atomy křemíku na vzorcovou jednotku - Mg<sub>3</sub>(Fe,Al,Si)<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)), což by poukazovalo na hloubku rekrystalizace více než 200 km. V okrajích porfyroblastů granátů a v jemnozrnném granátu v matrix se vyskytuje hodně orientovaných rutilových jehlic a málo inkluzí apatitu (Ye et al., 2000).

Rutil obvykle vytváří pravidelná zrna o velikostech několika málo desítek mikrometrů. V ultramafických horninách se rutil vyskytuje buď jako samostatný minerál, nebo jako odmišlenina

jiné fáze, často z granátu (pyropu) nebo ilmenitu (Vrána, 2008). Některé HP/UHP granáty mívají jehličkovité inkluze rutilu. Existují tři modely pro vysvětlení tvorby orientovaných rutilových jehlic: 1) rutilové jehlice mohou být primární, tedy původně uzavřeny granátem, 2) produkt odmišení Ti-granátu (Hwang et al., 2007), 3) výskyt  $\text{TiO}_2$  fáze může také indikovat vysokotlaký  $\text{TiO}_2$  polymorf, izostrukturně podobný s  $\alpha\text{-PbO}_2$  stabilní za tlaků v rozmezí 5-9 GPa (Hwang et al., 2000).

Ferrando et al. (2005) se zabýval studiem vícefázových pevných inkluzí. Jsou to většinou primární inkluze, které vykazují přednostní orientace paralelní s krystalografickým tvarem minerálu. Vícefázové pevné primární inkluze z eklogitů jsou nacházeny jak v granátu, tak v kyanitu. Dřívější fáze jsou distribuovány nahodile, zatímco v pozdější fázi vykazují preferovanou distribuci paralelní s prodloužením hostitelského minerálu.

Fulai et al. (2001) identifikovali mikrocoesity, společně s granáty a omfacity (jako inkluzemi) v zirkonech progradních i retrogradních eklogitů oblasti provincie severní Jiangsu (Čína). Tento fakt naznačuje, že zde proběhla retrogradní metamorfóza z eklogitové facie do amfibolitové, kde lze horniny petrograficky popsat jako retrogradní eklogity. Na základě těchto znaků Fulai et al. (2001) dospěli k závěru, že sousední pararuly a ortoruly překonaly spolu s eklogity progradní metamorfózu a dosáhly UHP podmínek.

V granátu z eklogitu Dulan v UHP terénu Qaidam v západní Číně byly objeveny inkluze polykrystalického K-živce po K-cymritu ( $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ ) (Zhang et al., 2009). Tento eklogit je složen z granátu ( $\text{Alm}_{56}\text{Grs}_{23}\text{Prp}_{20}\text{Sps}_{01}$ ), omfacitu ( $\text{Jd}_{35}\text{Aeg}_6\text{Aug}_{59}$ ), a akcesorického rutilu a apatitu. Hostující granát má radiální praskliny podobné těm, jež obklopují pseudomorfózy křemene po coesitu. Ramanovo spektrum K-živce lehce kolísá v důsledku různých stupňů uspořádání Si-Al, a ukazuje vrchol  $\sim 390\text{--}395\text{ cm}^{-1}$ , což je typické pro strukturu cymritu (Zhang et al., 2009).

### **2.2.3. Ortoruly**

Zirkon je běžným akcesorickým minerálem v metamorfních rulách. Je extrémně stabilní a odolný přes širokou škálu teplot a tlaků a je obecně považován jako nejlepší „kontejner“ pro UHP metamorfní minerály. Ye et al. (2000) studovali minerální inkluze v zirkonech z granitických rul čínské provincie

Jiangsu. Nejvíce zirkonů bylo zakalených s velkým množstvím inkluzí a s puklinami. Avšak část zrn (5-10%) byla čistá s málo inkluzemi a bez puklin. Celkově studovali 15 vzorků zirkonů z ortorul a ty rozdělili do dvou skupin – na čisté a zakalené. Coesit spolu s omfacitem, fengitem a sfaleritem byl nalezen jako inkluze v jednom vzorku čistého zirkonu. Hojné minerální inkluze, jež byly zjištěny v jádru a plášti zirkonu, byly křemen, albit, karbonát, fengit a muskovit. Coesit a fengit byly objeveny v úzkém pásu okraje nebo na hranici mezi okrajem a pláštěm zakaleného zirkonu. Tento druh inkluze coesitu měl oválný tvar o velikosti v průměru od 5 do 10 mikrometrů. Navíc, v ortorulových typech horniny a v zirkonech s coesitem byly pozorovány minerální inkluze jadeitu a fengitu. Tyto nálezy naznačují, že tato jednotka s eklogity a rulami byla metamorfovaná během hluboké subdukce. Zirkony, vykrystalizované z magmatu, zahrnovaly velké množství minerálních inkluzí, poté byly rekrystalizovány a zachytily ultravysokotlaký coesit jako inkluzi během hluboké subdukce. Tyto znaky dokazují, že ortoruly společně s pararulami zažily souběžnou UHP metamorfózu.

Inkluze coesitu a dalších minerálů byly zjištěny v zirkonových separátech z granát-epidotických svorů pomocí Ramanovy spektroskopie a katodové luminiscence z oblasti Sulu (Zhang, 2006). Inkluze se nachází v různých doménách zrn zirkonů. Inkluze křemene a apatitu jsou v úzkém středu, zatímco coesit a fengit jsou v širším okraji. To znamená, že ruly prošly UHP metamorfózou současně s eklogitem s coesitem, což je podpořeno vývojem spojité struktury v různých jednotkách tohoto profilu.

Fulai et al. (2001) našli inkluze coesitu, společně s omfacitem, granátem a fengitem v zirkonech z vrtných jader rul z CCSD-PP2 provincie Jiangsu. Studium prováděli pomocí laserového Ramanova spektroskopu a katodovou luminiscenční metodou. Tato data indikují, že rulové horniny, skládající se z pararul a ortorul, zažily UHP metamorfózu. Tento výzkum ukázal rozšíření UHP hornin v této oblasti a umožnil objasnit mechanismus subdukce-exhumace. Navíc v ostatních typech ortorulových hornin byly pozorovány minerální inkluze granátu, jadeitu, apatitu, fengitu, sfaleritu a omfacitu.

#### **2.2.4. Pararuly**

Fulai et al. (2001) identifikovali hojné inkluze mikrocoesitu v pararulách. Stejně jako v granátové epidotové rule, minerální inkluze v zirkonech tvoří obvyklé distribuční rysy od jádra směrem k okraji. Je zde evidentní odpovídající vztah mezi rysy rozmístění minerálních inkluzí a katodoluminiscenčními obrazy zirkonů. V těchto obrazech jeví jádra zirkonů zřejmou zonálnost a jsou v nich rozpoznány křemeny, titanity a apatity s jemnozrnnými příměsmi granátů. V plášti zirkonů jsou minerální inkluze podobné těm v jádru, ale jemnozrnná granátová příměs klesá v plášti zirkonů, zatímco coesit společně s granátem a titanitem se vyskytují na okrajích zirkonů. Tento druh coesitu je oválný a má v průměru 5-10 mikrometrů. Data z LRS (laserové Ramanovy spektroskopie) naznačují, že primární zirkony v pararulových horninách mohly být rekrystalizovány během hluboké subdukce a obsahují typické inkluze coesitu. Tyto rysy indikují, že pararuly v této lokalitě prošly UHP metamorfózou.

#### **2.3. Význam inkluzí ve vysokotlakých horninách**

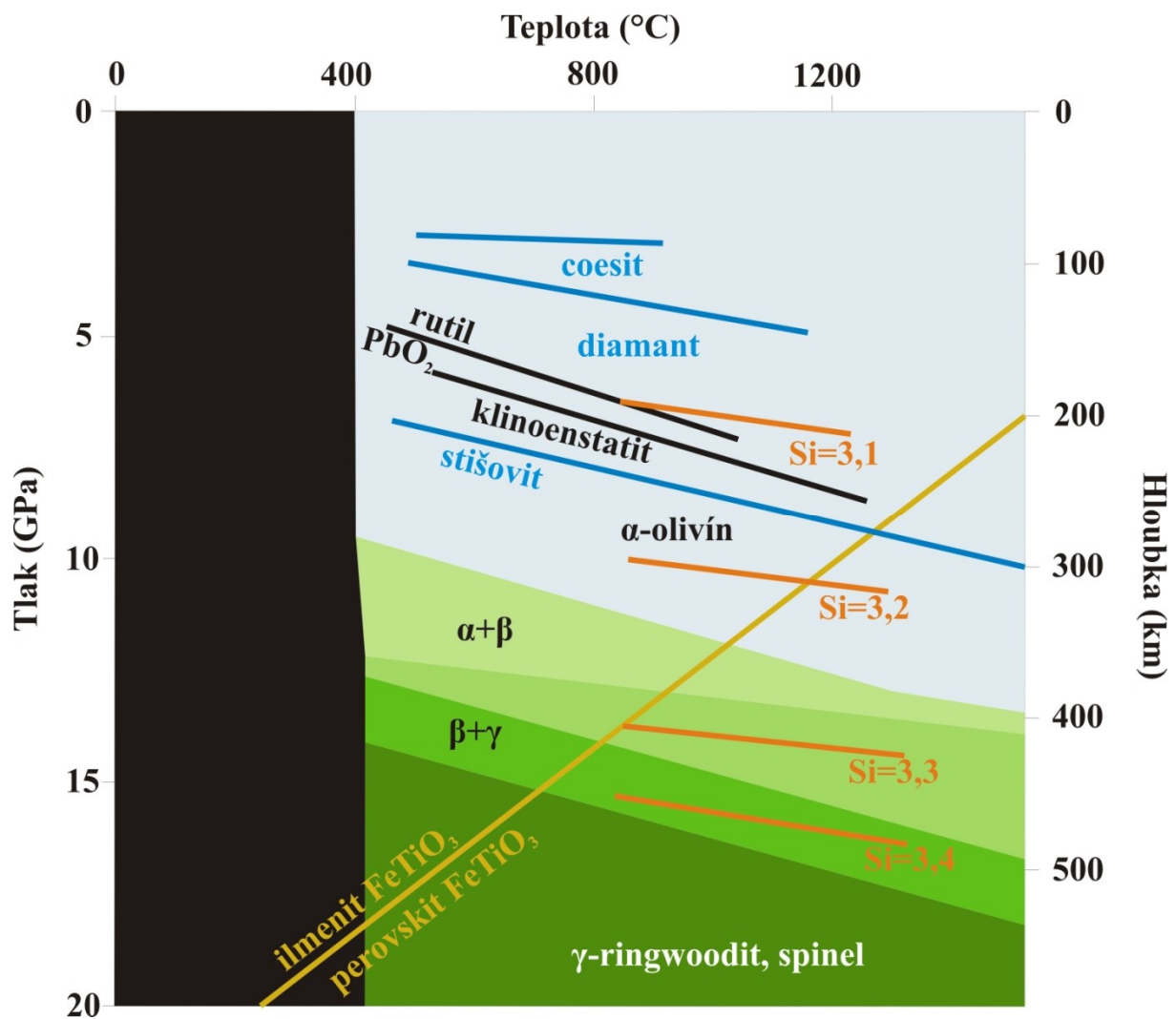
Dekomprese hornin vede k rozpadu minerálů stabilních za vysokých tlaků a v nich uzavřené inkluze jsou jediné stopy, které mohou poskytnout informace o hloubce, které horniny dosáhly. Metamorfované horniny, které zažily vysokotlakou až ultravysokotlakou metamorfózu, představují unikátní materiál ke studiu vývoje subdukční zóny a exhumace plášťových hornin nebo krustálních hornin ponořených do velkých hloubek.

Mnoho těchto hornin obsahuje minerály s inkluzemi fluidních fází (epidot, zoisit, fengit, magnezit, mastek, atd. (Liou et al., 1998). Jejich přítomnost indikuje fakt, že minerály jako granáty a pyroxeny mohou být dobrými nositeli vody v plášťových hloubkách. U hornin, pocházejících z hlubokého pláště, dochází k transformaci minerálů během dekomprese nebo k odmíšení a precipitaci nových fází. K jejich identifikaci se používá Ramanova spektroskopie, mikrosonda, SEM-EDS a jiné metody. *Obr. 2* ukazuje složení některých indexových minerálů, které jsou stabilní při velmi vysokých tlacích. Kromě coesitu a mikrodiamantu, které byly objeveny ve více UHP terénech, jsou významné odmíšeniny v minerálech. Pomocí reintegrace je možné vypočítat složení vysokotlaké fáze. Může jít o rozpadové struktury obsahující odmíšeniny pyroxenu v granátu nebo naopak odmíšeniny granátu v



pyroxenu. Například granát má za velmi vysokých tlaků zvýšenou majoritovou komponentu ( $\text{Mg}_3\text{MgSiSi}_3\text{O}_{12} = \text{Mg}_4\text{Si}_4\text{O}_{12}$ ). Ta se projevuje vysokým obsahem Si (více než 3 atomy ve vzorci) v granátu a je dobrým indikátorem tlaku. Dále jsou důležité polymorfní fáze, které je možné identifikovat pomocí Ramanovy spektroskopie. Kromě přechodové fáze křemen-coesit sem patří řada příkladů, jako je  $\text{PbO}_2$  struktura rutilu, různé typy olivínu, které však v korových podmínkách nejsou stabilní.

Výskyt K-cymritu v UHP eklogitech je velice významný, jelikož je potenciálně důležitým nositelem draslíku a vody v prostředí svrchního pláště.



**Obr. 2.** PT diagram minerálních fází stabilních v plášťových podmínkách a v tranzitní zóně mezi pláštěm a nejsvrchnější kůrou (podle Hacker, 2001). Obsah Si znázorňuje majoritovou složku v granátu.

### **3. Metody studia pevných inkluzí**

#### **3.1. Zpracování vzorků**

##### **3.1.1. Odběr vzorků**

Nejdůležitější pro úspěšné studium inkluzí v HP/UHP horninách je jejich správný výběr. Pomocí dostupných geologických informací a analytických dat je potřeba zvolit vhodný terén, kde se díky geologickým podmínkám mohou tyto horniny vyskytovat. Studium HP/UHP hornin je velmi pracná a nákladná záležitost. Většina úspěšných autorů uvádí, že z několika stovek výbrusů měli štěstí najít coesit nebo mikrodiamant v jednom nebo dvou vzorcích. Na začátku studia je potřeba prověřit, jestli existuje indikace HP/UHP podmínek, např. v podobě rozpadových struktur. Vzorky pro studium HP/UHP podmínek musí být, pokud je to možné, co nejčerstvější a co nejméně postiženy retrogresními pochody a křehkými deformacemi. V případě čoček eklogitů nebo granátických peridotitů je možné najít zachovalejší partie v středních částech těles, neboť ty nejsou tolik postiženy tlakem, kterému jsou v horninovém prostředí vystaveny. Co se týče vysokotlakých rul a granulitů, jež uzavírají granátické peridotity nebo eklogity, nejzachovalejší části se většinou nachází v tlakových stínech.

##### **3.1.2. Příprava výbrusů**

Pro studium inkluzí je potřeba připravit speciální výbrusy a nábrusy. Kromě leštěných výbrusů z kusových vzorků se běžně připravují výbrusy/nábrusy z již předem vyseparovaných zrn minerálů. Pro výbrus z horniny se vzorek musí vyčistit od organické hmoty pomocí oxidačních činidel. Vzorky se viditelně označí svým číslem, aby nedošlo k záměně výbrusu a vzorku původní horniny, a to nejméně na dvou viditelných místech. Pro studium na elektronovém mikroskopu, případně na elektronové mikrosondě, musí být výbrus dokonale vyleštěn.

Pro studium inkluzí v minerálech se nejčastěji používají separáty granátů, zirkonů a dalších minerálů, které jsou dobrými kolektory a uchovávají inkluze i v případě retrogrese. Separace minerálů

se provádí z flotace v těžkých kapalinách a následně se používá vibrační stůl nebo elektromagnetický separátor. Protože separovaný koncentrát mívá nečistoty, minerály, které nás zajímají, separujeme pomocí binokuláru a tenké jehlice. Takovýto separát se následně zalije do epoxidu a jeho plochá hrana se leští, až dojde k probroušení zrn zhruba do poloviny jejich objemu. Pro studium na mikrosondě nebo na Ramanově spektroskopu je vhodné ze separátů udělat výbrus.

### ***3.2. Analytické metody***

#### ***3.2.1. Optická mikroskopie***

Optická mikroskopie patří mezi nezbytné metody studia hornin a minerálů. Slouží jako vodítko k volbě analytických metod, potřebných pro identifikaci minerálů a jejich složení. Minerální inkluze nám pomáhají identifikovat znaky dřívějších etap nebo stádia vývoje hornin, kterými hornina procházela a dokážeme pomocí nich přibližně určit, jaké stupně metamorfózy zažila. Většina inkluzí je však tak malých rozměrů, že polarizační mikroskopie k jejich identifikaci nestačí. V takovém případě musíme výbrusy analyzovat pomocí mikrosondy nebo skenovacího elektronového mikroskopu a Ramanovy spektroskopie. Na polarizačním mikroskopu ještě provedeme zmapování výbrusu a vhodně si určíme místa, která by mohla být potenciálně zajímavá pro naši práci, a která by měla být podrobena dalšímu studiu na mikrosondě. Pomocí přídavného fotoaparátu pořídíme snímky horniny a minerálů pro dokumentaci a pro možnost porovnání s BSE (zpět odražené elektrony) či SE (sekundární elektrony) snímky.

#### ***3.2.2. Elektronový skenovací mikroskop***

Před analýzou na mikrosondě nebo na elektronovém mikroskopu se výbrus musí pokovit vrstvou uhlíku.

Analýzy pomocí elektronového skenovacího mikroskopu (SEM) jsou nedestruktivní, paprsky tvořené interakcí nevedou ke změně objemu vzorku, takže je možné opakované měření. SEM používá proud elektronů o vysoké energii, který generuje různé druhy signálů na povrchu pevného materiálu (vzorku). Signály, které vznikají při interakci elektronů s povrchem, poskytují informace o vzorku,

jako je např. vnější morfologie (textura), chemické složení, krystalová struktura nebo orientace materiálu tvořících studovaný vzorek. Ve většině aplikací se data sbírají z plochy vybrané oblasti vzorku, ze kterého se dá pořídit 2D obraz. Ve skenovacím módu může být vykreslena plocha o délce od 5 mikrometrů až do 1 centimetru. SEM je také schopen poskytovat analýzy vybraného místa na povrchu. Tato funkce je užitečná zejména pro kvalitativní a semi-kvantitativní chemické analýzy, krystalové struktury a orientace krystalů. Konstrukce a funkčnost SEM je velmi podobná elektronové mikroskopii (EPMA).

Princip skenovacího elektronového mikroskopu je zhruba následovný: urychlené elektrony ze SEM mají významný podíl kinetické energie. Tato energie se při interakci těchto elektronů a povrchu vzorku a při zpomalení dopadajících elektronů na tento povrch rozloží na různé signály. Ty zahrnují sekundární elektrony (jež produkují SE obrazy), zpětně odražené elektrony (BSE), lomené zpětně odražené elektrony (EBSD), fotony, viditelné světlo (katodová luminiscence – CL) a teplo. Sekundární a zpětně odražené elektrony se nejčastěji používají pro vyobrazování vzorku. To se nejvíce využívá pro zdůraznění morfologie a topografie. Zpětně odražené elektrony jsou využívány pro ilustraci kontrastu ve složení vícefázových vzorků. Vybuzení rentgenových paprsků (fotonů) je způsobeno neelastickou srážkou dopadajících elektronů s elektrony v jednotlivých orbitalech atomů ve vzorku. Jakmile se vybuzené elektrony vrátí do nízkoenergetického stavu, vydávají rentgenové záření o určité vlnové délce. Toto záření je charakteristické pro každý prvek minerálu. Elektronový paprsek katodoluminiscenčního detektoru rastruje větší oblast vzorku a reakce viditelného světla je zaznamenána a vyhodnocena ve formě digitálních obrazů. CL obrázky lze získat v rozsahu zvětšení 10-10 000 x, ale nejnižší zvětšení je limitováno konkrétní konfigurací systému.

Energiově disperzní spektrometr (EDS) funguje na principu interakce proudu elektronů s povrchem vzorku, což emituje různá záření, včetně rentgenových. EDS rozděluje charakteristické záření každého prvku na energetické spektrum a software toto spektrum analyzuje a přiřazuje jej prvkům. Používá se k určování chemického složení materiálů menších než pár mikronů a pro tvorbu kompozičních map široké oblasti. V bodovém módu si uživatel může nechat načíst spektrum všech prvků během pár vteřin. Software následně určí

peaky prvků, což z EDS dělá spolehlivý nástroj pro rychlou identifikaci neznámých fází ještě před kvantitativní analýzou. Naproti tomu WDS (vlnově disperzní spektrometr) pracuje na stejném principu, ale poskytuje nám kvantitativní analýzu, přepočítanou na oxidy ve formě hmotnostních procent. Tato analýza je časově náročná, avšak nezbytná pro přesné určení neznámých minerálů.

Aplikace: SEM se tradičně používá pro zhotovování obrazů objektů a tvarů ve vysokém rozlišení a k zobrazení prostorových změn v chemickém složení. Dále pak k:

- 1) získávání map rozložení prvků a chemické analýzy pomocí EDS,
- 2) rozlišování fází o rozdílných atomových číslech pomocí BSE,
- 3) kompoziční mapy založené na rozdílech stopových prvků pomocí CL.

SEM je dále široce používán pro identifikaci fází na základě kvalitativní chemické analýzy a/nebo krystalové struktury. Pomocí SEM může být také prováděno přesné měření velice malých objektů o rozměrech méně než 50 nanometrů.

### ***3.2.3. Elektronová mikrosonda***

Mikrosonda je v podstatě stejný nástroj jako skenovací elektronový mikroskop. Na rozdíl od něj je vybaven dalšími spektrometry, které umožňují kvantitativní chemické analýzy o vysoké citlivosti, zvláště díky vlnově disperznímu spektrometru (WDS). Pracuje na stejném principu: vzorek je bombardován proudem elektronů, což emituje rentgenové záření o vlnových délkách charakteristických pro každý prvek. Je to nástroj určený primárně pro chemické analýzy pevných materiálů velice malých objemových rozměrů; proto můžeme bodově analyzovat dokonce nepatrné minerální fáze. Mikrosonda je schopna identifikovat téměř všechny známé prvky, kromě těch nejlehčích – vodíku, helia a lithia. Z toho důvodu nemůže být například analyzována voda ve vodnatých minerálech. Spodní limit detekce je méně než 100 ppm. V některých případech je možné stanovit věk minerálů jako u monazitu pomocí U-Th bez měření poměru izotopů.

### **3.2.4. Ramanova spektroskopie**

Ramanova spektroskopie je přímá, nedestruktivní spektroskopická metoda nevyžadující preparaci vzorku. Je vhodná pro identifikaci velkého množství látek pomocí vibračních, rotačních a dalších nízkofrekvenčních módů v systému zkoumaného vzorku (Gardiner, 1989). Ramanova spektroskopie nabízí několik dalších možností pro mikroskopickou analýzu. Spektra mohou být získána z velmi malého množství vzorku (méně než 1  $\mu\text{m}$  v průměru). Voda obecně nenarušuje Ramanovu spektrální analýzu, proto je tato technika vhodná pro výzkum minerálů. Ramanův mikroskop se skládá ze standardního optického mikroskopu, excitačních laserů, monochromátoru a citlivých detektorů (CCD, PMT). Princip je založen na fenoménu, jenž je popisován jako neelastický nebo Ramanův rozptyl monochromatického světla z laseru o vlnových délkách záření viditelného světla, blízkého infračervenému či blízkého ultrafialovému světlu. Světlo laseru interferuje s vibracemi molekul, fonony nebo jinými vzruchy ve hmotě. Světlo z bodu, na který je paprsek zaměřen, je shromažďováno čočkami a posíláno skrz monochromátor, kde jsou vlnové délky blízké vlnám laseru filtrovány, zatímco zbytek světla je usměřován do detektoru. Ramanův efekt se projevuje při změně v polarizačním potenciálu molekul, nebo ve velikosti deformace elektronového obalu.

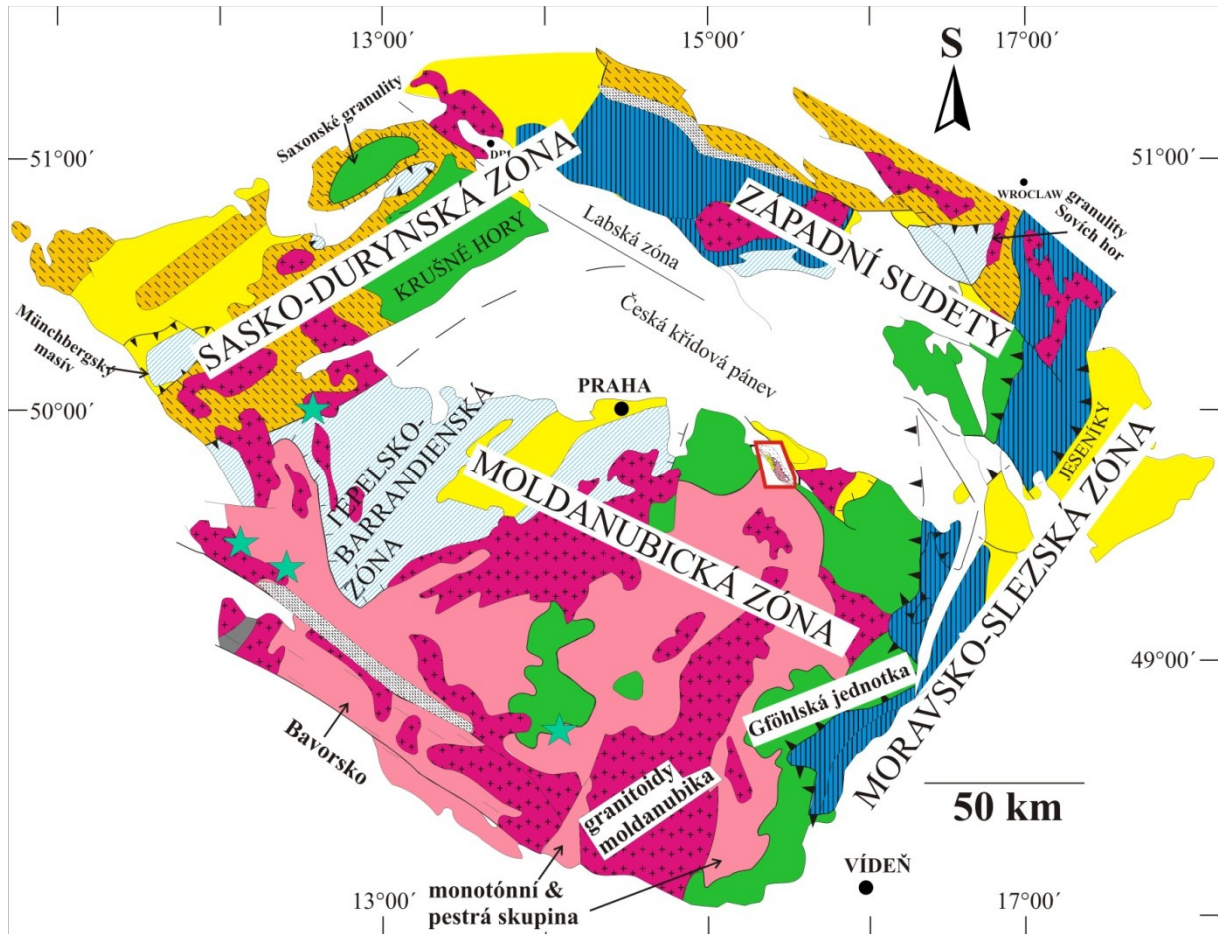
Ramanova spektroskopie je běžně užívána v chemii, protože nám poskytuje informace o vibracích chemických vazeb, které jsou specifické pro dané molekuly a jejich symetrie. Díky tomu můžeme molekuly identifikovat. Pro příklad, vibrační frekvence  $\text{SiO}$ ,  $\text{Si}_2\text{O}_2$ , a  $\text{Si}_3\text{O}_3$  jsou identifikovány a stanoveny na základě koordinací užitím infračerveného a Ramanova spektra (Khanna, 1981). Ve fyzice pevných látek je spontánní Ramanova spektroskopie používána k charakterizaci materiálů, měření teploty a hledání krystalografické orientace vzorku. Každá molekula nebo pevný materiál má charakteristický mód fononů, který nám pomáhá při jejich určování. Ramanův rozptyl na anizotropním krystalu dává informaci o orientaci krystalu.

## **4. Regionálně geologické vymezení studované oblasti**

### **4.1. Moldanubická zóna a její rozdělení**

Zkoumaná oblast kutnohorského krystalinika je součástí moldanubické zóny Českého masívu, která je situována mezi tepelsko-barrandienskou jednotkou na severozápadě a jednotkou moravika na východě (*obr. 3*). Moldanubická zóna představuje nejvíce ztluštěnou a posléze hluboce erodovanou partii kůry, která je často označovaná jako kořenová část orogénu (Schulmann et al., 2009). Suprakrustální horniny, jež se geotektonickými pochody dostaly do velkých hloubek pod zemský povrch, v ní byly při následném vyzdvižení intenzivně metamorfovány v podmínkách vyšší amfibolitové až granulitové facie. Dále se zde nachází horniny, které mají svůj původ ve svrchním plášti nebo byly subdukovány do plášťových hloubek. V průběhu exhumace byly horniny moldanubika v rozsáhlých areálech intenzivně migmatizovány a prostoupeny velkými tělesy variských, pozdně kinematických a postkinematických plutonických těles. Moldanubikum je velmi heterogenní a polymetamorfní jednotkou. Stáří protolitů metamorfitů se pohybují v rozmezí od paleoproterozoika po spodní karbon (van Breemen 1982; Wendt et al., 1993; Kröner et al., 2000; Kröner et al., 1988). Pro řadu typů hornin však spolehlivá radiometrická data chybí. Detritické zirkony v pararulách pestré skupiny ukazují na heterogenní oblast snosu, v níž byly přítomny zirkony o stáří v rozmezí 2,6 – 0,6 miliard let (Gebauer et al., 1989), z čehož nepřímo vyplývá maximálně neoproterozoické stáří sedimentace pestré skupiny.





Obr. 3. Regionálně-geologická pozice zkoumané lokality (podle Frankeho, 2000)

Moldanubikum je v dnešním nejvíce rozšířeném tektonostratigrafickém pojetí představováno v sukcesi od strukturního podloží do nadloží třemi litotektonickými jednotkami *ostronskou*, *drosendorfskou* a *gföhlskou* (Vrána et al., 1995; Franke 1989). První dvě jednotky v litostratigrafickém pojetí českých autorů odpovídají *monotonní* (*ostronská skupina*) a *pestré skupině* (*drosendorfská*) moldanubika (Kodym, 1946; Zoubek, 1988b). Granulitové komplexy, migmatity a ortoruly *gföhlské jednotky* byly považovány buď za součást pestré skupiny, nebo za samostatnou litostratigrafickou jednotku (klet'skou skupinu – podrobnosti v Zoubek, 1988). Rozlišení těchto jednotek v terénu je velmi obtížné, v řadě případů téměř nemožné. Proto se rozsahy výše uvedených jednotek v různých mapách mohou velmi výrazně lišit (srovnej např. Tollmann, 1982; Franke 1989; Fiala & Patočka, 1994; Mísař, 1994).



Strukturně nejnižší *ostrongská (monotónní) skupina* se vyznačuje relativně monotónní litologií. Základním horninovým typem jsou biotit-cordieritické pararuly a migmatity, které vznikly metamorfózou převážně rytmicky střídajících se drob a břidlic. Akcesoricky obsahují též sillimanit uzavřený v cordieritu a zřídka též granát a uzavřeniny staurolitu a kyanitu v plagioklasu. V případě slaběji metamorfovaných „svorových komplexů“, jako jsou např. kaplická jednotka, chýnovské svory a svory Královského hvozdu u Nýrska na Šumavě, jsou zastoupeny i dvojslídne pararuly. Nehojné vložkové horniny tvoří kvarcité a erlány, které vznikly metamorfózou patrně vápnitých poloh nebo kongregací. Součástí monotónní skupiny bývají zřídka i tělesa ortorul a eklogitů (O'Brien & Vrána, 1995; Medaris, et al., 1994). Vrcholné metamorfní podmínky pro biotit – cordieritické migmatity bez granátu jsou odhadovány na 720 °C při tlaku větším než 0,45 GPa (Linner, 1994; Linner, 1996; Petrakakis, 1997). Pro pararuly s reliktami granátu a staurolitu jsou odhady poněkud nižší (kolem 600 °C). Eklogity monotónní a pestré skupiny (Vrána & O'Brien, 1995) se vyznačují nižšími teplotami i tlaky ekvilibrace (615–850 °C, 1,3–2,0 GPa) v porovnání s eklogity gföhlské jednotky.

V tektonickém nadloží této jednotky spočívá *pestrá (drosendorfská) skupina*, která se od svého podloží liší mnohem pestřejší litologií i rozdílnou PT dráhou. Horniny *drosendorfské jednotky* ukazují metamorfózu v amfibolitové facii, ale také obsahují eklogity, které na rozdíl od gföhlské jednotky vykazují nízké teploty metamorfózy. Základním horninovým typem jsou biotit-sillimanitické pararuly, které představují v porovnání s předchozí jednotkou petrograficky i geochemicky zralejší sedimenty. Pestré vložky v nich tvoří hojná tělesa kvarcítů, grafitických hornin, mramorů, kyselých a zejména bazických metavulkanitů tholeiitického nebo intradeskového charakteru. Reliktní minerální asociace zachované v poikilblastických granátech dokládají, že starší parageneze krystalovaly v poli stability kyanitu za teplot 700–800 °C a tlaků 0,7–1,1 GPa (Petrakakis, 1997). Pak následovala téměř izotermální dekomprese v poli stability sillimanitu spjatá s částečnou migmatitizací. Vrcholné metamorfní teploty a tlaky byly vyšší než u hornin monotónní skupiny a dosahovaly hodnot srovnatelných s granulity gföhlské jednotky (Petrakakis, 1997). Mezi oběma jednotkami lze tedy předpokládat existenci duktilní násunové linie, která byla rozpoznána např. na kontaktu českokrumlovské pestré skupiny s kaplickou jednotkou (Vrána, 1979). Podél tektonických kontaktů

těchto jednotek vystupují šupiny ortorul (světlická ortorula v jižních Čechách a doberská ortorula v moldanubiku Waldviertelu, které vykazují paleoproterozoická (2,1 miliard let) resp. mezoproterozoická (1,3 miliard let) stáří protolitu. Jejich vztah k pestré skupině je však interpretován rozdílně.

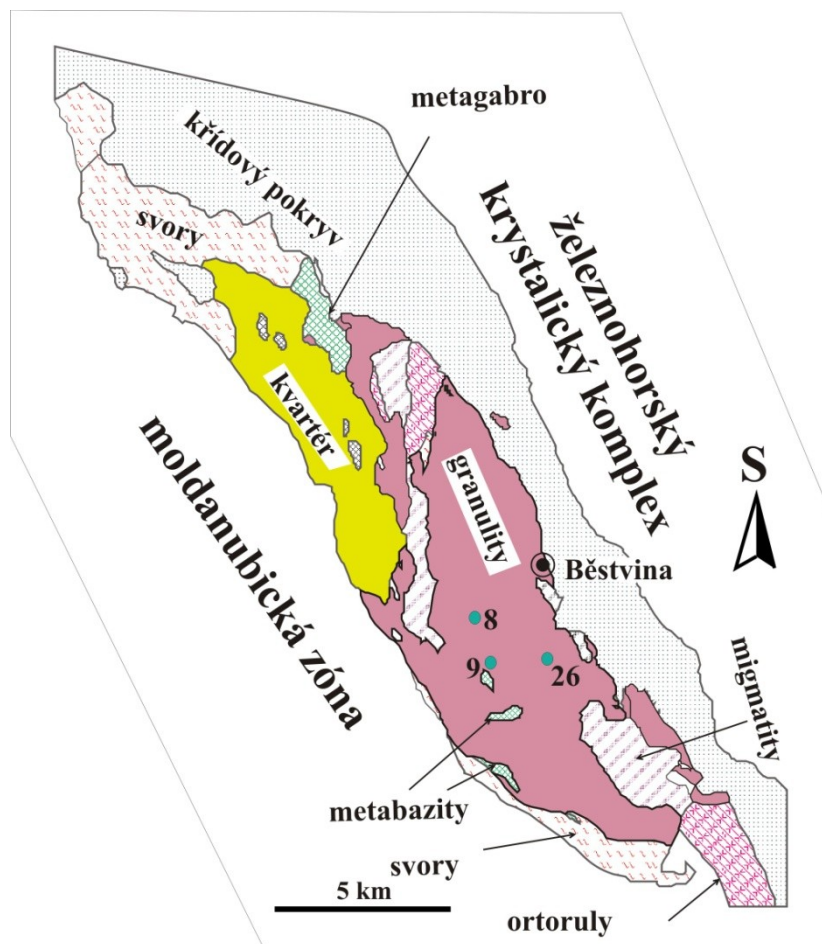
Gföhlskou jednotku lze charakterizovat jako soubor hornin postižených variskou vysokotlakou a vysokoteplotní metamorfózou. Je to strukturně nejvyšší jednotka moldanubika. Strukturní pozice gföhlské jednotky je obecně interpretována jako výsledek natlačení se přes středně korové horniny monotónní a pestré skupiny pod nízkým úhlem a na dlouhou vzdálenost (Tollmann, 1982; Matte, 1986; Franke, 1989). Novější modely od Štípské et al. (2006), Schulmanna et al. (2005; 2008), a Racka et al. (2006) přesto tvrdí, že porovnání vedle sebe ležících středně a spodně korových hornin tak, jak jsou umístěny dnes, bylo dosaženo vertikální transformací hmoty způsobenou východozápadní kompresí. Tyto horninové komplexy byly značnou měrou denudovány. Míra denudace dosahovala podle některých prací až 20 km. Vyznačuje se velkou litologickou heterogenitou a přítomností těles HP-HT plášťových hornin (granátických a spinelových peridotitů), eklogitů a skarnů, které jsou uzavírány jako budiny nebo větší tělesa uvnitř různých typů korových hornin – migmatitů, migmatitických gföhlských rul, ortorul a granulitů, které jsou převažujícími horninovými typy této jednotky. Granulitové komplexy s hojnými ultrabazity jsou zde zastoupeny leukokrátními granulity, charakterizovanými základní mineralizací tvořenou granátem, kyanitem, ternárním živcem a křemenem. Ty jsou interpretovány jako retrogresní granulity (Dudek & Fediuková, 1974). Dále jsou zde přítomny biotitem bohaté migmatitické pararuly. Hojně rozšířeny jsou zejména v jižních Čechách a v moravské části moldanubika, kde má gföhlská jednotka největší plošné rozšíření.

Gföhlský příkrov s tělesy granulitů a migmatitů ukazuje všeobecně výseteplotní metamorfní podmínky ve srovnání s pestrá a monotónní skupinou. Všechny tři jednotky obsahují tělesa eklogitů a peridotitů, z nichž však pouze peridotity gföhlské jednotky obsahují granáty. Na gföhlských eklogitech a peridotitech byly spočteny teplotně tlakové podmínky, které vykazují hodnoty tlaku 4-5 GPa a teplot 1000-1200°C (Medaris et al., 1995, 2006; Faryad, 2009; Faryad et al., 2009).

#### **4.2. Kutnohorský komplex**

Kutnohorský komplex, obsahující vysokotlance metamorfované horniny, tvoří asi 50 km dlouhý, severozápadno-jihovýchodně orientovaný pás umístěný v centrální části moldanubické zóny poblíž města Kutná Hora. Na základě litologie a výskytu vysokého stupně metamorfózy je porovnáván s gföhlskou jednotkou ve východní části moldanubika (Synek a Oliveriová, 1993). Horniny vykazují rozdílné stupně migmatitizace a následnou retrogresi s rostoucí tendencí od jihovýchodu k severozápadu. Dobře zachované granulity (běstvinské granulitové těleso) ve východní části obsahuje čočky granátických peridotitů a eklogitů. Navíc se v centrální části kutnohorského komplexu nachází granátické a kyanitické migmatity malínského tělesa, nejzápadnější výskyt je reprezentován miškovickým granulitovým tělesem. Leukokrání migmatity a ruly jižně a západně od malínského migmatitového tělesa jsou i přes nedostatek nálezů serpentinitů a amfibolitů interpretovány jako doplňková část gföhlské jednotky pod názvem kouřimský příkrov. Vztah k ostatním horninám kutnohorského komplexu však není jasný (Synek a Oliveriová, 1993). Nejspodnější část kutnohorského komplexu je tvořena slídovými břidlicemi s čočkami amfibolitů (vnější svorová zóna), které oddělují horniny metamorfózy vysokého stupně od podložních hornin středního stupně monotónní a pestré jednotky moldanubika. Svory (vnitřní svorová zóna) jsou odkryty pod granulity a migmatity na několika místech kutnohorského komplexu a obsahují migmatity s hojnými amfibolizovanými a serpentinizovanými ultramafickými horninami se skarny.

Běstvinské granulitové těleso, které je předmětem mého studia, má čočkovitý tvar délky cca 17 km. Je tvořeno felsickými granulity, pro které jsou odhadovány tlaky 1,8-2,2 GPa a teploty 800-920 °C (Vrána et al., 2005). Obsahuje početná tělesa mafických a ultramafických hornin. Mnou studované horniny jsou granátické peridotity s eklogity a pyroxenity na lokalitách Úhrov a Doubrava (*obr. 4*). Eklogity bez ultramafických hornin jsou studovány na lokalitě Spačice.



**Obr. 4.** Pozice běstvinského granulitového tělesa a výskyty granátických peridotitů a eklogitů; Detail kosodélníku na obr 3: 8 = granátický peridotit (lokalita Úhrov), 9 = peridotit s budinami eklogitů (lokalita Doubrava), 26 = granulit s eklogity (lokalita Spačice); zpracováno podle základní geologické mapy, vydané ČGS, Štěpánek et al., 1996

## 5. Výsledky vlastního studia

Vzorky pro petrologické studium jsem odebral z granulitu běstvinského tělesa (obr. 4). Převážná část vzorků pochází ze zářezu řeky Doubravy a výchozů v okolí vesnice Spačice. Těleso granátických peridotitů se spolu s budinami eklogitů nachází na kontaktu mezi felsickými granulity a tvoří protáhlé vrstvy o rozměru kolem deseti metrů. Dalšími přítomnými horninami jsou pásy pyroxenitů a garnetitů o šířce až několika cm. Pár vzorků pochází z nedalekého zaniklého lomu Granátka, kde jsem našel pár větších balvanů silně zvětralých granátických peridotitů a eklogitů. Na lokalitě Spačice se nachází tělesa eklogitů uložená mezi felsickými granulity, jež jsou navíc prostupovány pegmatitovými žilami. Pro terénní studium a odběr vzorků jsem použil geologickou mapu České geologické služby (Štěpánek & Fišera, 1996).

Na základě podrobného petrografického studia jsem vybral několik výbrusů na mikrosondové analýzy. K dispozici jsem měl i výbrusy z vyseparovaných zrn granátů z lokality Doubrava. Minerály byly analyzovány na skenovacím elektronovém mikroskopu Tescan Vega s EDS detektorem XMax 50 od výrobce Oxford Instruments při analytických podmínkách: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 800 pA, na ÚPSG Univerzity Karlovy v Praze. Většina minerálů byla analyzována na mikrosondě JEOL 6310 na Institutu Mineralogie a Petrologie v Grazu vybavené vlnově a energiově disperzními spektrometry. Použité standardy byly pyrop (Mg, Al), adulár (K), rutil (Ti), tefroit (Mn), jadeit (Na, Si), a andradit (Fe, Ca). Sodík byl měřen pomocí WDS za operačních podmínek 15 kV a 10 až 15 nA. Analýzy minerálů jsou přiloženy v *tabulce 1*.

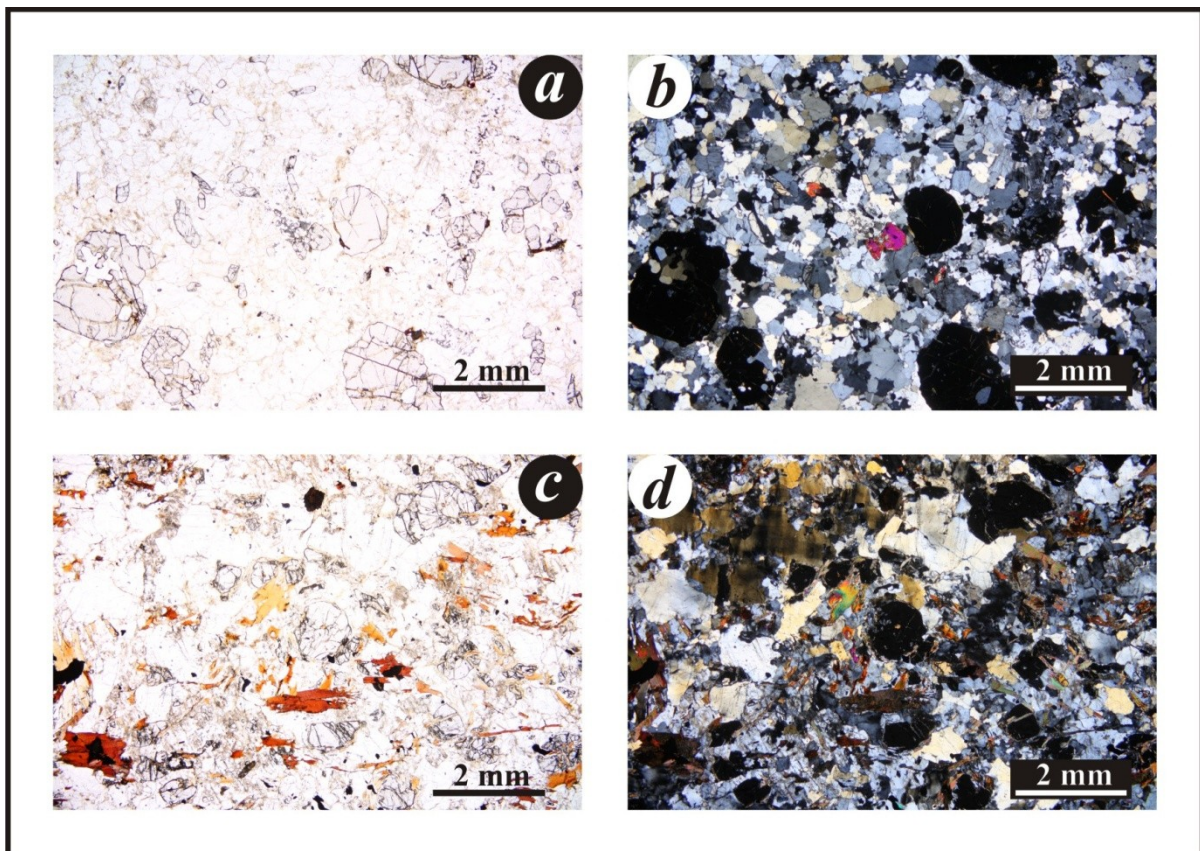
Strukturní vzorce minerálů byly zpracovány použitím programu Norm. Poměr  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$  byl vypočítán ze stechiometrie.



## 5.1. Petrografická charakteristika studovaných hornin

### 5.1.1. Felsické granulity

Jedná se o drobné až středně jemnozrnné horniny. Na jejich složení se podílejí živce, křemen, granát, biotit, kyanit a akcesoricky rutil. Pertitické a antipertitické živce jsou rekrystalovány na drobná zrna K-živce a plagioklasu. Granát tvoří až 1,5 mm velká zrna (*obr. 5a, b*), která obsahují inkluze křemene, živce, kyanitu, rutilu a zřídka fengitu. U většiny fengitů dochází po okrajích zrn k jejich biotitizaci (*obr. 5c*). Plagioklas se vyskytuje v několika formách. Tvoří porfyroblasty, koróny kolem kyanitu, drobná zrna v matrix a inkluze v granátu a kyanitu. Zrna křemene vykazují typické undulózní zhášení (*obr. 5d*). Často sousedí s plagioklasy a draselnými živci, někdy obsahuje inkluze biotitu. Rutil je zde hojně zastoupen, místy je již nahrazován ilmenitem. V matrix se vyskytuje velké množství dvojčatných srůstů kyanitu, jsou nejčastěji ve tvaru tyčinek, ale občas se nachází jako poměrně dobře zaoblená zrna.

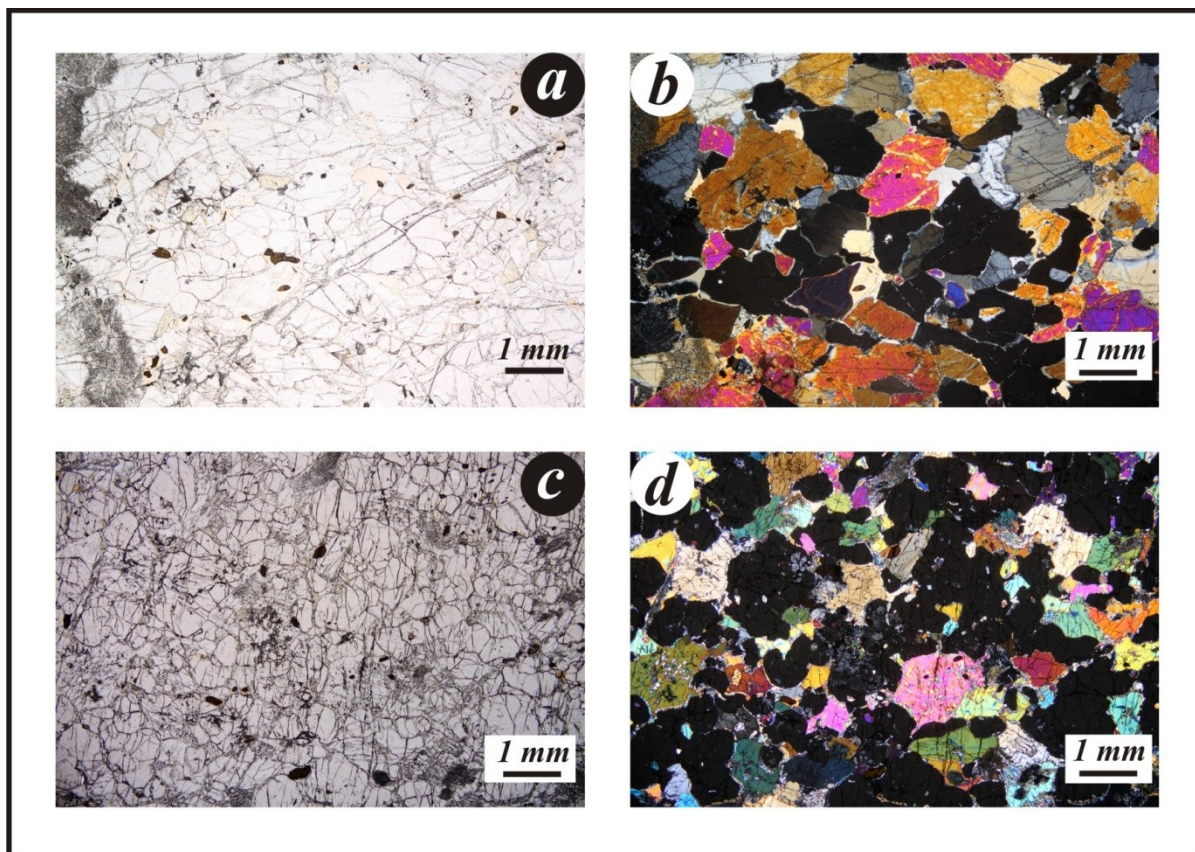


**Obr. 5.** Mikrofotografie textur felsických granulitů: a, b – Porfyroblasty granátu v drobnozrnné základní hmotě s kyanitem. Biotitizovaný granulit s relikty granátu; a+c (//N), b+d (XN)

### **5.1.2. Eklogity**

Podle minerálního složení můžeme eklogity rozdělit na dva typy: 1) eklogit bez kyanitu pochází hlavně z lokality Doubrava a vyskytuje se v peridotitu, 2) eklogit s kyanitem je z lokality Spačice a je přímo spjat s granulity. Kyanitový eklogit se vyskytuje i na lokalitě Úhrov, zde se však nalézá ve formě velikých balvanů vedle peridotitů. Eklogit bez kyanitu je středně zrnitá až hrubozrná hornina, převážně masivní textury. Má granoblastickou strukturu s granoblasty granátu s omfacitem a akcesorické množství kyanitu, minerálů skupiny epidotu, rutilu a amfibolu. Některé eklogity místy vykazují slabou foliaci, jež je definovaná prodloužením zrn granátů a pyroxenů (*obr. 6b*). Tak vzniká lineárně slabě usměrněná textura. Granáty jsou nepravidelně omezeny, silně rozpraskány a jsou identifikovatelné již makroskopicky. Má hojné množství exsolucí, především rutilu, jenž se vyskytuje jako drobné, pravidelně orientované jehlice (*obr. 10f*) a nachází se jak ve středech granátů, tak u některých vzorků (KHC 9-05g) i v celém zrně. U některých granátů mohou zcela chybět (KHC 9-05i). Dalšími inkluzemi jsou klinopyroxeny. Klinopyroxen podléhá přeměně, kdy vzniká symplektit diopsid ± amfibol s plagioklasem a amfibol. V granátu, ale hlavně v základní hmotě, se také nachází relativně větší zrna rutilů. V matrix jsou tyto rutily částečně lemovány ilmenitem.

Některá zrna granátů jsou po okrajích amfibolizovaná. Amfibol je pleochroický, kdy se barva mění od světle žluté při otáčení stolku až po hnědo-oranžovou. V některých vzorcích (KHC 9c-1) amfiboly spolu s klinopyroxenem a plagioklasem tvoří symplektit.



**Obr. 6.** Mikrofotografie textur eklogitů: a, b – jemnozrnný až drobnozrnný eklogit s omfacitem; c, d částečně retrográdně postižený eklogit s plagioklasem a diopsidem; a+c (IIN), b+d (XN)

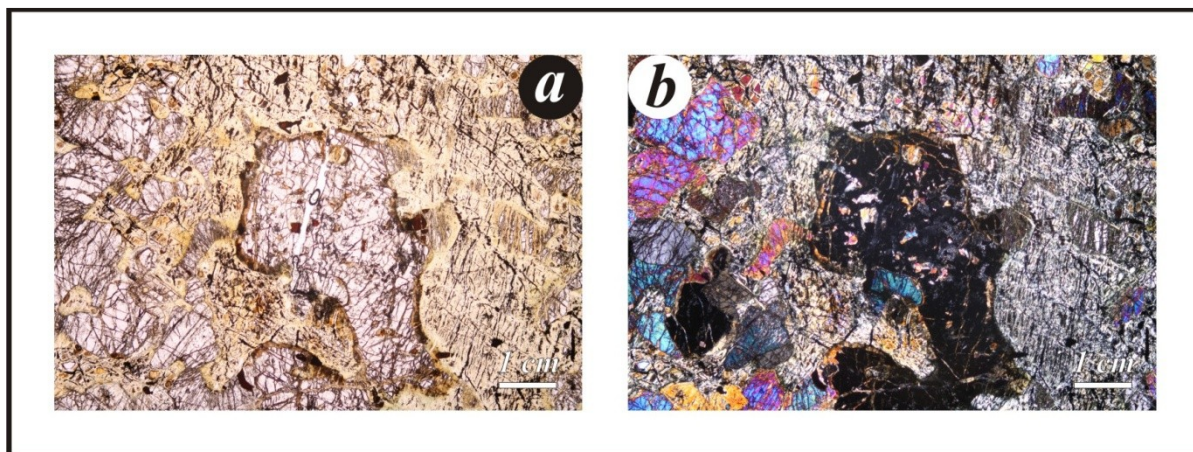
Eklogit s kyanitem z lokality Úhrov (KHC 9c) je středně zrnitá až hrubozrnná hornina, která obsahuje 2-5 % kyanitu a zbytek je granát a omfacit nebo symplektit diopsidu+plagioklasu+amfibolu. Kyanit je často nahrazen jemným symplektitem spinelu a plagioklasu. V závislosti na stupni retrogrese v této hornině přibývá plagioklas a amfibol. Podobně jako v běžných eklogitech obsahuje dva typy rutilu – jehlicovitý, uzavíraný v granátech a rutil volně se vyskytující v základní hmotě.

### 5.1.3. Serpentinizované granátické peridotity

Obvykle masivní hornina, avšak místy obsahuje velké (až 1 cm) porfyroblasty granátu s kelyfickým lemem (obr. 7). Kromě serpentinu a amfibolu obsahuje reliktů olivínu, klinopyroxenu, ortopyroxenu a spinelu. Struktura horniny se dá označit jako síťová (mřížová, mesh), neboť reliktní zrna olivínu a pyroxenu vystupují v téměř kompaktní hmotě minerálů serpentínové skupiny s magnetitem. Hornina má masivní texturu; místy je patrná foliace definovaná usměrněním zrn



magnetitů. Granáty jsou velice rozpraskané a po okrajích podléhají přeměnám. V matrix můžeme dále najít reliktů původních zrn pyroxenů a pseudomorfóz po olivínu, ojedinělé jsou inkluze spinelu v granátu (obr. 7).



**Obr. 7.** Mikrofotografie granátu s inkluzemi spinelu z granátického peridotitu a s kelyfitickým lemem kolem granátu: a (IIX), b XN)

#### **5.1.4. Garnetity**

Tato hornina obsahuje především granát, jehož množství se pohybuje přes 90% celkového obsahu a klinopyroxen – omfacit, neboť se vyskytuje na styku s eklogitem. Akcesorickými minerály jsou apatit, ve kterém můžeme rozpoznat odmišžené inkluze monazitu, dále může být přítomen amfibol, rutil, ilmenit a chlorit. Na rozdíl od eklogitu obsahuje větší množství ilmenitu v základní hmotě. Granáty jsou silně rozpraskané, ve vzorku KHC 8 – 05k dokonce obsahuje inkluze rutilů.

#### **5.1.5. Pyroxenity**

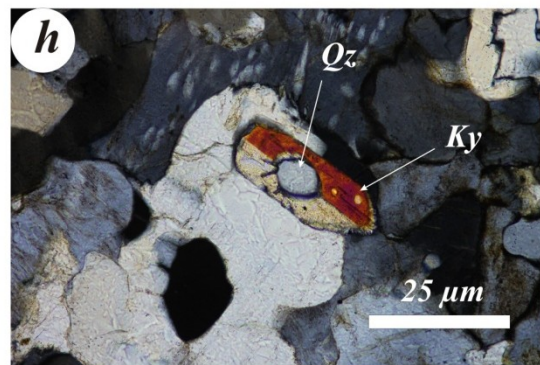
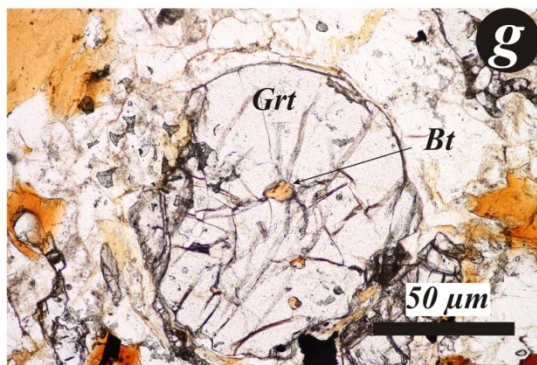
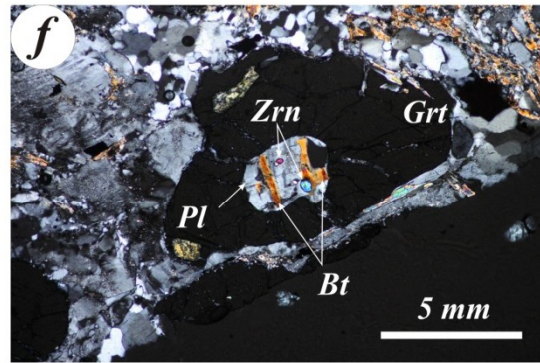
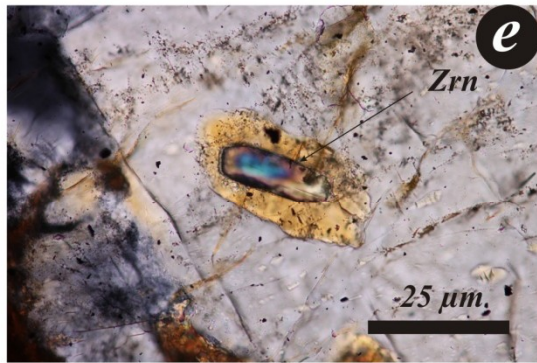
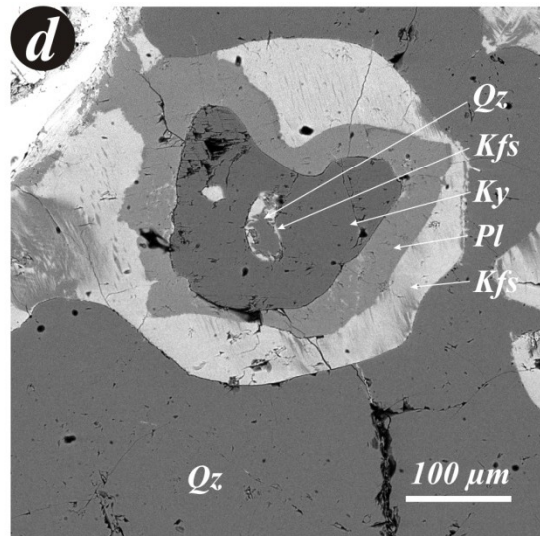
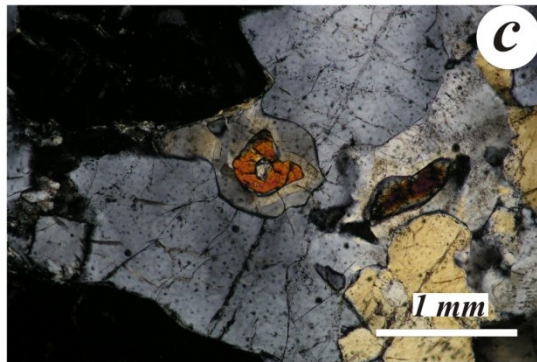
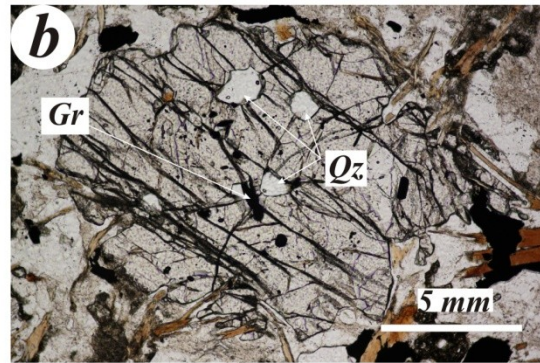
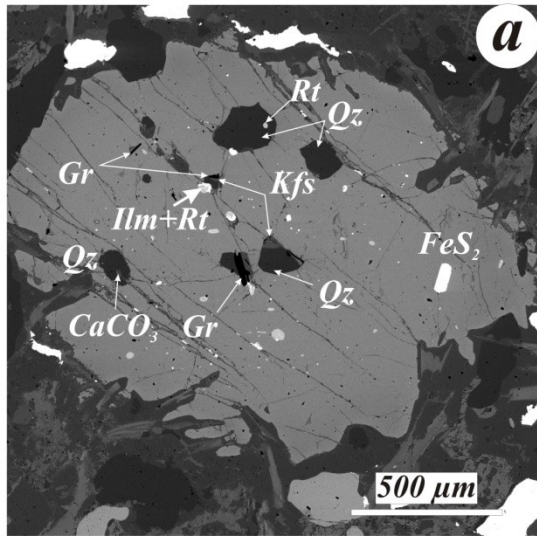
Tento druh horniny tvoří pásy nebo vrstvy v peridotitu. Hlavními minerály jsou klinopyroxen, jenž je zastoupen 75 procenty, olivín nebo jeho pseudomorfózy okolo (15%), zrna granátu (10%) a v podřízeném množství rutil. Zrna pyroxenů dosahují velkých rozměrů (až 1 mm), často v sobě také uzavírají inkluze olivínu. Jejich struktura je dlaždicovitá. V mezizrné hmotě se vyskytují pseudomorfózy po olivínech. Granáty stejně jako pyroxeny jsou intenzivně rozpraskané, a to převážně v jednom směru. Granáty také obsahují inkluze pyroxenů.

## 5.2. Popis a složení minerálních inkluzí

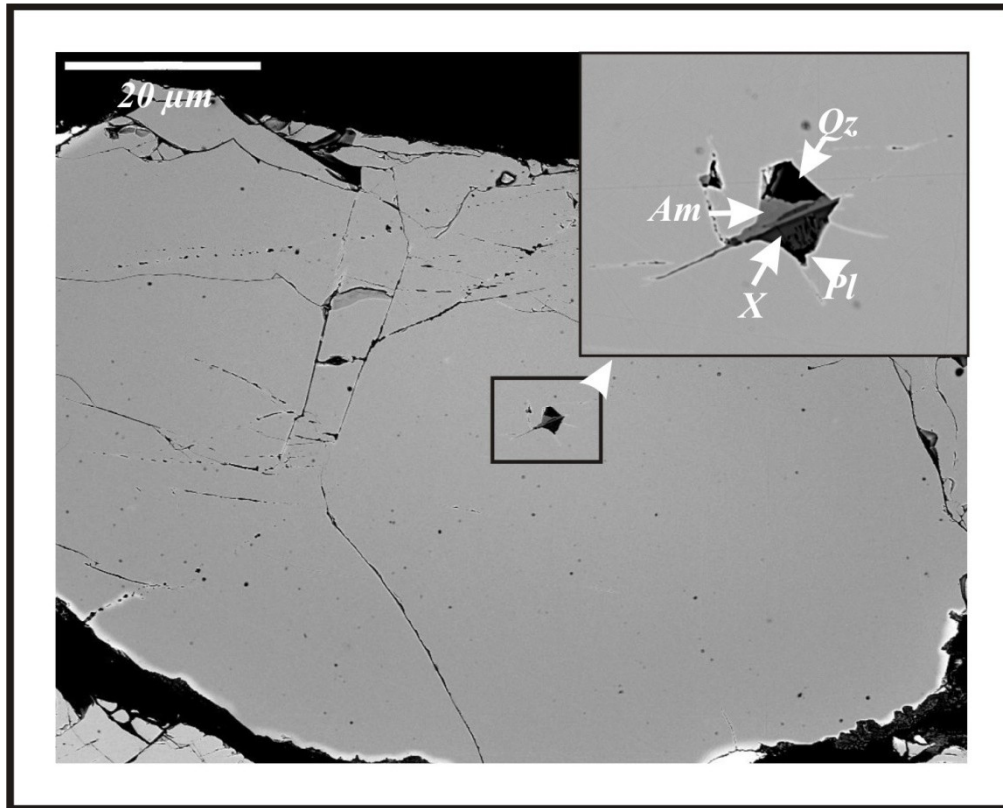
### 5.2.1. Felsické granulity

Většina inkluzí byla sledována a analyzována v granátech z dvou vzorků z granulitu (Tab. 1) z lokality Doubrava. Granáty mají složení  $\text{Alm}_{35}$ ,  $\text{Prp}_{34}$ ,  $\text{Grs}_{24}$ ,  $\text{Sps}_7$  a vykazují zonálnost, jež se projevuje růstem pyropové a almandinové komponenty a poklesem grosulárové komponenty směrem od středu k okraji. Běžné jsou inkluze živce a rutilu v granátu, dále pak jsou časté inkluze křemene a draselného živce v kyanitech (*obr. 8 c, d, h*). K významným inkluzím v granátech patří fengit, který je bohatý titanem s podílem  $\text{TiO}_2 = 2.52$  hm. % a  $\text{Si} = 3.724$  apfu (atomů ve vzorci). Z větší části je však nahrazen Ti-bohatým biotitem s křemenem a dalšími Al-Si fázemi (*obr. 8 g*). Další zajímavostí je inkluze s neidentifikovaným složením ( $\text{SiO}_2 = 48$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 34$  hm %) a nízkým obsahem  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$  a  $\text{MgO}$ . Radiální praskliny, jež se vyskytují na kontaktu s hostitelským minerálem (granátem), napovídají, že jde o nahrazení jednoho nebo více původních minerálů. V jednom případě (vzorek S-03) jsem našel vícefázovou inkluzi pargasitického hornblendu, křemene, plagioklasu a neidentifikovatelné fáze X ( $\text{SiO}_2 = 42$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3 = 28$  hm %,  $\text{CaO} = 15$  hm %) - *obr. 9*. Dále se podařilo najít inkluze grafitu v granátu ve vzorku F 95/10 (*obr. 8 a, b*). Tvoří destičkovité krystaly, které vystupují buď samostatně, nebo v asociaci s křemenem a draselným živcem. Také se podařilo identifikovat kalcit v granátu (*obr. 8 a*). Je však propojen s matrix prasklinami, proto se původ jeho formování přisuzuje pozdější metamorfní reekvilibraci.





**Obr. 8.** (na předchozí straně) Mikrofotografie vybraných inkluzí z felsických granulitů: a – zobrazení zrna granátu ve zpětně odražených elektronech; b – totéž zrna v polarizačním mikroskopu; c – inkluze draselného živce a křemene v kyanitu (XN); d – stejné zrna ve zpětně odražených elektronech; e – zirkon s pleochroickým dvůrkem v plagioklasu (XN); f – zirkon s biotitem v plagioklasu v granátu (zkřížené nikoly); g – sekundární biotit v granátu (IIN); h – inkluze křemene v kyanitu (XN)



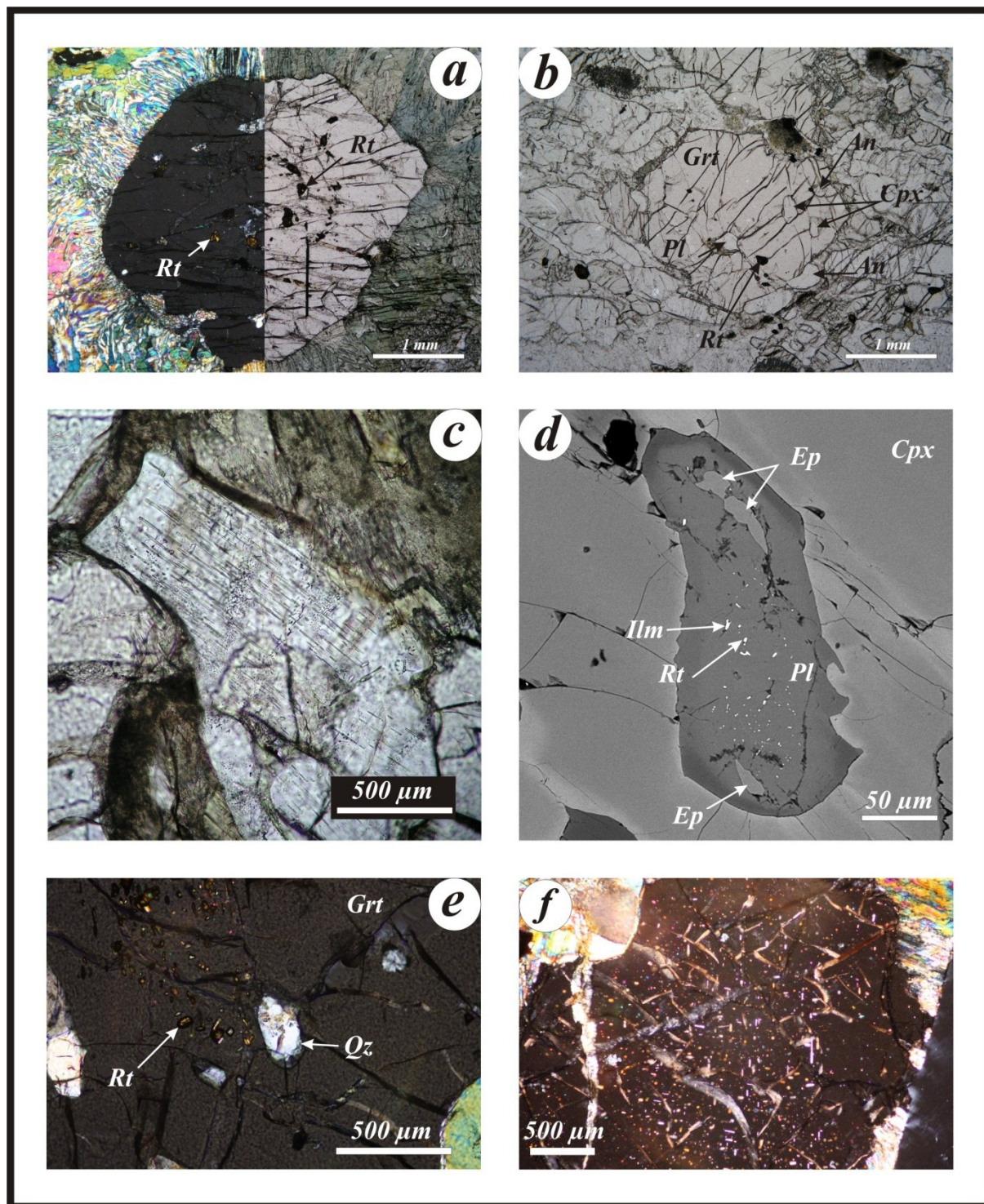
**Obr. 9.** EBSD snímek polyfázové inkluze (plagioklasu, amfibolu, křemene a fáze x, viz text) v granátu ze vzorku S-03 felsického granulitu

### 5.2.2. Eklogity

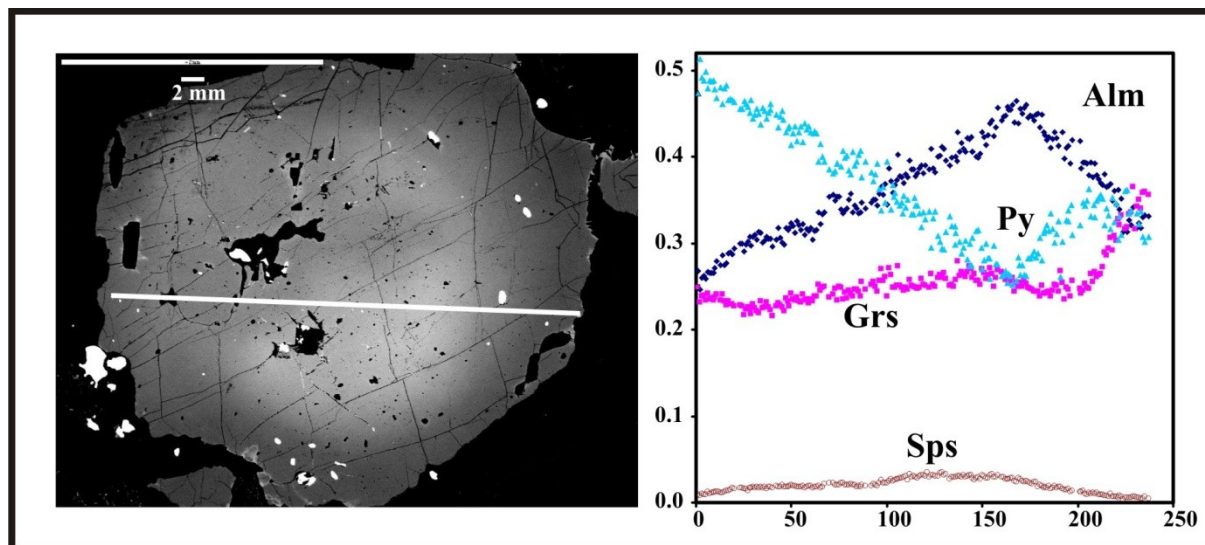
Eklogity přítomné spolu s granulity obsahují progradně zonální granát (*obr 11*). Granáty z eklogitů asociovaných s peridotity jsou ve středech homogenní, směrem k okraji pak ztrácí hořčík a vápník. Eklogit v granulitu z lokality Spačice obsahuje granát, jenž uzavírá inkluze omfacitu, kyanitu, polykrystalického křemene a rutilu (*obr. 10 a, b, e*). Eklogit v peridotitu (Doubrava) uzavírá ve svých granátech omfacit, apatit a rutil. Rutil je zde přítomen ve dvou formách: jednak jako relativně velká zrna, jež se vyskytují jak v granátech, tak v matrix, navíc ve formě orientovaných jehlic (*obr. 10 f*). Apatit z garnetitu je charakteristický tím, že se v něm tvoří monazitové exsoluční lamely paralelní



s vertikální osou apatitu (obr. 10 c). Plagioklas v pyroxenu uzavírá rutil, ilmenit a minerály skupiny epidotu (obr. 10 d).



**Obr. 10.** Snímky vybraných inkluzí v eklogitech: a – granát (vlevo XN, vpravo //N); b – zrno granátu s inkluzemi v Hbl; c – apatit s odmišeninami monazitu; d – vícefázová inkluze v pyroxenu (EBSD snímek); e – polykrystalický křemen s rutilem v granátu (XN); f – exsoluce rutilu v granátu (XN)

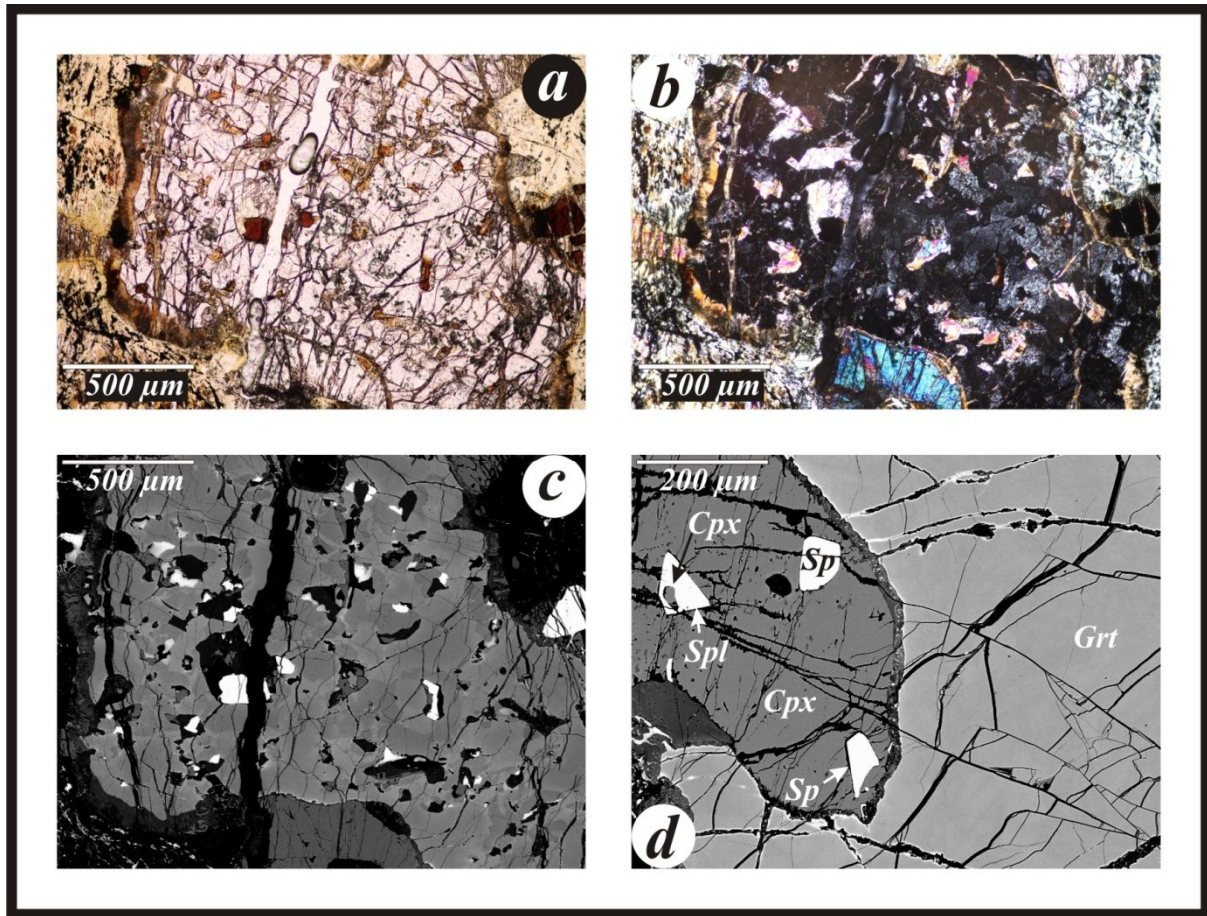


Obr. 11. EBSD obraz granátu z eklogitu a jeho kompoziční profil

### 5.2.3. Peridotity

Granát v peridotitech je bohatý na pyropovou složku ( $\text{Prp}_{66-78}$ ,  $\text{Alm}_{16-23}$ ,  $\text{Grs}_{12-17}$ ). Ortopyroxeny vykazují pokles hliníku od středů směrem k okrajům. Klinopyroxeny v matrix mají nad 10 mol % jadeitové komponenty. Granát z granátických peridotitů obsahuje inkluze chromitého spinelu (obr. 12 a, b, c). Granát na kontaktu se spinelem vykazuje zóny obohacení chromem (obr. 12 c), což nám indikuje difúzi chromu ze spinelu do granátu. Inkluze Cr-spinelu jsou přítomny i v klinopyroxenu, který je částečně uzavřen granátem (obr. 12 d). V granátech a klinopyroxenech jsou také vzácné inkluze ilmenitu s vysokým obsahem MgO (nad 27 % geikelitového koncového členu).





**Obr. 12.** Fotografie minerálních inkluzí v peridotitech: a – zrno granátu v rovnoběžných nikolech; spinel má hnědou barvu; b – ve zkřížených nikolech; c – ve zpětně odražených elektronech; d – inkluze v klinopyroxenu uzavřeného granátem.

## **6. Diskuse a závěr**

Přítomnost kyanitu a fakt, že ve felsických granulitech chybí sillimanit nebo andalusit, svědčí o tom, že k reekvilibraci v granulitové facii došlo za středních až vysokých tlaků. Proto mohou studované granulity, spolu s čočkami a budinami granátických peridotitů a eklogitů, tvořit dobrý východiskový materiál pro studium reliktního vysokotlakého stádia. Nejlepší indikátor před-granulitového stádia metamorfózy je přítomnost inkluzí Ti-fengitu, které se běžně vyskytují jako inkluze v granátu z felsických granulitů. Bilance modálních obsahů a chemického složení neidentifikovaných fází může indikovat přítomnost inkluzí vysokotlakého amfibolu taramitu nebo omfacitu s křemenem a malého množství fengitu. Odmíšeniny jehliček rutilu v granátech z eklogitů mohou znamenat buď rekrystalizaci biotitu, nebo exsoluční lamely rutilu, jež sledují krystalografické směry hostujícího granátu. Druhá možnost by znamenala, že k exsolucím došlo za velmi vysokých tlaků. Je však diskutabilní soudit, která možnost je správná, poněvadž je obtížné ve 2D řezu výbrusu určit, zda jehlice opravdu kopírují krystalografické směry granátu. Další indikací HP/UHP stádia je přítomnost vápenatého karbonátu. Avšak díky prasklinám v granátu se spíše usuzuje, že tato fáze vznikla během pozdější nízkotlaké reekvilibrace. Polykrystalický křemen spolu s inkluzemi rutilu v granátu z eklogitu také napovídá, že tyto horniny prošly vysokotlakým vývojem.

Přítomnost inkluzí spinelu v kutnohorských granátických peridotitech, pokles hliníku v ortopyroxenech asociovaných s olivíny a nárůst jadeitové komponenty v klinopyroxenech nasvědčuje tomu, že během metamorfní historie došlo k nárůstu tlaku a poklesu teploty. V eklogitech je dobře zachována progradní zonálnost granátů. Přítomnost fengitu a polyfázových inkluzí, pravděpodobně po sodném klinopyroxenu nám naznačují metamorfní dráhu felsických granulitů, jež se nacházely v podmínkách eklogitové facie dříve, než prošly reekvilibrací v granulitové facii. Inkluze grafitu musí být podrobeny dalším studiím, aby se upřesnilo, zda mají fosilní organický původ, nebo jestli vznikly precipitací fluid  $\text{CO}_2$ .



I přes dosavadní neúspěch při hledání přímých důkazů ultravysokotlaké metamorfózy, jež by byly inkluze coesitu či diamantu, zůstávají horniny námi studované lokality středem zájmu a budou předmětem budoucího detailnějšího výzkumu.

## **7. Literatura**

- Beard, B. L. (1995) Geochronology and geochemistry of eclogites from the Mariánské Lázně Complex, Czech Republic: Implications for Variscan orogenesis. *Geol. Rundsch.*, 84: 552–567.
- Dallmeyer, R. D., Franke, W. & Weber, K. (Eds.) (1995) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 1–593.
- De Vivo, B., & Frezzotti, M. L., (1995) *Fluid inclusions in minerals: Methods and applications: Blacksburg, Virginia Polytechnic Institute and State University*, 377 pp.
- Dobrzhinetskaya, L. F., Green, H. W., Bozhilov, N. K., Mitchell, T. E. & Dickerson, R. M. (2003) Crystallization environment of Kazakhstan microdiamond: evidence from nanometric inclusions and mineral associations. *J. Metamorph. Geol.* 21, 425–437.
- Dudek, A. & Fediuková, E. (1974) Eclogites of the Bohemian Moldanubicum. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abh* 121, 127–159.
- Goldstein, R. H., & Reynolds, T. J. (1994) *Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals*, 199 pp.
- Faryad, S. W. (2009) The Kutná Hora Complex (Moldanubian zone, Bohemian Massif): A composite of crustal and mantle rocks subducted to HP/UHP conditions. *Lithos*, 109, 193–208.
- Faryad, S. W., Dolejš, D. & Machek, M. (2009) Garnet exsolution in pyroxene from clinopyroxenites in the Moldanubian zone: constraining the early pre-convergence history of ultramafic rocks in the Variscan orogen. *J. Metamorphic Geol.*, 27, 655–671.
- Faryad, S. W., Nahodilová, R. & Dolejš, D. (2010) Incipient eclogite facies metamorphism in the Moldanubian granulites revealed by mineral inclusions in garnet. *Lithos* 114, 1-2, 54-69. ISSN 0024-4937
- Ferrando, S., Frezzotti, M. L., Dallai, L. & Compagnoni, R. (2005) Multiphase solid inclusions in UHP rocks (Su-Lu, China): Remnants of supercritical silicate-rich aqueous fluids released during continental subduction. *Elsevier, Chemical Geology* 223, 68–81.
- Fiala, J., Fuchs, G. & Wendt, J. I. (1995) Stratigraphy of the Moldanubian zone. In: R. D. Dallmeyer, W. Franke & K. Weber (eds) *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Berlin: Springer, pp. 417-428.
- Fiala, J. & Patočka, F. (1994) The evolution of Variscan terranes of the Moldanubicum Region, Bohemian Massif. *Beitrage zur Geologie und Petrologie der KTB-Location und Ihres Umfeldes*. Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Hannover, 1–8 pp.
- Finger, F., Gerdes, A., Janoušek, V., Rene, M. & Riegler, G. (2007) Resolving the Variscan evolution of the Moldanubian sector of the Bohemian Massif: the significance of the Bavarian and the Moravo – Moldanubian tectonometamorphic phases. *Journal of Geoscience* 52, 9–28.
- Franke, W. (1989) Tectonostratigraphic units in the Variscan Belt of Central Europe. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 230: 67–90.

- Franke, W. (2000) The mid-European segment of the Variscides: Tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In "Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt" (W. Franke, V. Haak, O. Oncken, and D. Tanner, Eds.), Geological Society London Special Publications, 179, 35-61.
- Fulai, L., Zhiqin, X., Jingsui, Y., Maruyama, S., Liou, J. G., Katayama, I. & Masago, H. (2001) Mineral inclusions of zircon and UHP metamorphic evidence from paragneiss and orthogneiss of pre-pilot drillhole CCSD-PP2 in north Jiangsu Province, China. Chinese Science Bulletin, Vol. 46, No. 1.
- Gardiner, D. J., (1989) Practical Raman spectroscopy. Springer-Verlag. ISBN 978-0387502540.
- Gebauer, D., Williams, I. S., Compston, S. & Grunefelder, M. (1989) The development of the Central European continental crust since the Early Archean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. Tectonophysics, 157: 81–96.
- Hacker, B. R. (2001) <http://www.geol.ucsb.edu/faculty/hacker/geo102C/lectures/part14.html>
- Hwang, S. L., Shen, P., Chu, H. T. & Yui, T. F. (2000) Nanometer-size a-PbO<sub>2</sub>-type TiO<sub>2</sub> in garnet: a thermobarometer for ultrahigh-pressure metamorphism. Science, 288, 321–324.
- Hwang, S. L., Yui, T. F., Chu, H. T., Shen, P., Schertl, H. P., Zhang, R. Y. & Liou, J. G. (2007) On the origin of oriented rutile needles in garnet from UHP eclogites. J. metamorphic Geol., 25, 349–362.
- Chu, H. T., Hwang, S. L., Shen, P., Yui, T. F., Liou, J. G. & Sobolev, N. V., 2004 Morphology of kokchetavite inclusions in cleaved diopside from the Kokchetav UHP terrain: implications for cleaving–healing/deposition event. Abstract in T36.01 – UHPM: Minerals and Microstructures 32nd IGC, Florence (<http://www.32igc.info/igc32/search/index.html>).
- Kodym, O. (1946) Moldanubická zóna variská v Čechách (La zone varisque moldanubienne de la Bohème). Sborník SGÚ, 13: 69–125.
- Khanna, R. K. (1981) "Raman-spectroscopy of oligomeric SiO species isolated in solid methane". Journal of Chemical Physics 74 (4): 2108.
- Kröner, A., O'Brien, P., Nemchin, A. & Pidgeon, R. T., (2000) Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to carboniferous high temperature processes. Contributions to Mineralogy and Petrology, 138: 127–142.
- Kröner, A., Wendt, I., Liew, T. C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vaňková, V. & Vaněk, J. (1988) U-Pb zircon and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99: 257–266.
- Linner, M. (1994) Metamorphism and migmatitization of the paragneisse of the Monotonous group, SE Moldanubicum. Mitt. Osterr. Mineral. Ges., 139: S47 - GEO, 83–84.
- Linner, M. (1996) Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). Mineralogy and Petrology, 58(3–4): 215–234.

- Liou, J. G., Zhang, R. Y., Ernst, W. G., Rumble III, D. & Maruyama, S. (1998) High pressure minerals from deeply subducted metamorphic rocks. Hemley, R. J., Mao, H. K. (Eds.), *Ultrahigh-Pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior 37*, Review in Mineralogy, Mineralogical Society of America, pp. 33-96.
- Liou, J. G., Zhang, R. Y., & Ernst, W. G. (2007) Very high-pressure orogenic garnet peridotites. 9116–9121, *PNAS*, vol. 104, no. 22
- Massonne, H. J. (1999) A new occurrence of microdiamonds in quartzofeldspathic rocks of the Saxonian Erzgebirge, Germany, and their metamorphic evolution. In: *Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, P. H. Nixon Volume, Vol. 2* (eds Gurney, J. J., Gurney, J. L., Pascoe, M. D. & Richardson, S. H.), pp. 533–539. University of Cape Town, South Africa.
- Massonne, H. J., (2001) First find of coesite in the ultrahigh-pressure metamorphic area of the central Erzgebirge, Germany. *European Journal of Mineralogy* 13, 565–570.
- Matte, P. (1986) Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126: 329–374.
- Medaris, L. G., Beard, B. L., Johnson, C. M., Valley, J. W., Spicuzza, M. J., Jelínek, E. & Mísař, Z. (1994) Geochemistry of peridotites, pyroxenites, and eclogites in the Gföhl Nappe: constraints on Variscan evolution of lithosphere and asthenosphere in the Bohemian Massif. *Journ. Czech. Geol. Soc.*, 39: 69–70.
- Medaris, G., Jelínek, E. & Mísař, Z. (1995) Czech eclogites - terrane settings and implications for Variscan tectonic evolution of the Bohemian Massif. *European Journal of Mineralogy* 7, 7–28.
- Medaris, L. G., Ghent, E. D., Wang, H. F., Fournelle, J. H. & Jelínek, E. (2006) The Spacice eclogite: constraints on the P–T–t history of the Gföhl granulite terrane, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *Mineralogy and Petrology* 86: 203–220.
- Mísař, Z. (1994) Terranes of eastern Bohemian Massif: Tectonostratigraphic and lithological units of the Moravicum and Moldanubicum. *J. Czech. Geol. Soc.*, 39(1): 71–73.
- O'Brien, P. & Vrána, S. (1995) Eclogites with a short-lived granulite-facies overprint in the moldanubian zone, Czech Republic – petrology, geochemistry and diffusion modelling of garnet zoning. *Geol. Rundsch.*, 84(3): 473–488.
- Parnell, J. (1994) Geofluids: Origin, migration and evolution of fluids in sedimentary basins, *Geol. Soc. London. Geological Society, London, Special Publications 1994*; v. 78; p. NP
- Perraki, M., Proyer, A., Mposkos, E., Kaindl, R. & Hoinkes, G. (2005) Microspectroscopy study on diamonds, graphite and other carbon polymorphs from the ultrahigh-pressure metamorphic Kimiccomplex of the Rodope metamorphic province, NE Greece. *Earth Planet. Sciences Letters*, submitted.
- Petrakakis, K. (1997) Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. *Journal of Metamorphic Geology*, 15, 203–222.

- Philippot, P. & Selverstone, J. (1991) Trace-element-rich brines in eclogitic veins: implications for fluid composition and transport during subduction. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, 417–430.
- Racek, M., Štípská, P., Pitra, P., Schulmann, K. & Lexa, O. (2006) Metamorphic record of burial and exhumation of orogenic lower and middle crust: a new tectonothermal model for the Drosendorf window (Bohemian Massif, Austria). *Mineralogy and Petrology* 86, 221–251.
- Roedder, E. (1984) *Fluid inclusions*, Mineralogical Society of America, 646 pp.
- Shatsky, V. S., Sobolev, N. V. & Vavilov, M. A. (1995) Diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav massif (northern Kazakhstan). In: Coleman, R. G., Wang, X. (eds) *Ultrahigh-pressure metamorphism*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 427–455
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., & Alderton, D. H. M. (1985) *A practical guide to fluid inclusion studies*: Glasgow and London, Blackie, 239 pp.
- Schmädicke, E. & Evans, B. W. (1997) Garnet-bearing ultramafic rocks from the Erzgebirge, and their relation to other settings in the Bohemian Massif. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 127, 57–74.
- Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J. M., Edel, J. B., Štípská, P. & Ulrich, S. (2009) An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geoscience*; 341, 266–286.
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O. & Štípská, P. (2005) Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Sciences* 305, 407–448.
- Schulmann, K., Lexa, O., Štípská, P., Racek, M., Tajčmanová, L., Konopásek, J., Edel, J. B., Peschler & A., Lehmann, J. (2008) Vertical extrusion and horizontal channel flow of orogenic lower crust: key exhumation mechanisms in large hot orogens? *Journal of Metamorphic Geology* 26, 273–297.
- Smith, D. C. (1984) Coesite in clinopyroxene in the Caledonides and its implications for geodynamics. *Nature*, 310, 641–644.
- Sobolev, N. V., Shatsky, V. S., Liou, J. G., Zhang, R. Y., Hwang, S. L., Shen, P., Chu, H. T., Yui, T. F., Zayachkovsky, A. A. & Kasymov, M. A. (2003) US-Russian civilian Research and Development Fund Project: an origin of microdiamonds in metamorphic rocks of the Kokchetav massif, northern Kazakhstan. *Episodes* 26:290–294.
- Štěpánek, P. & Fišera, M. (1996) *Geologická mapa ČR List 13 – 43 Golčův Jeníkov, měřítko 1:50 000*, sestavil a vydal Český geologický ústav Praha
- Štípská, P., Pitra, P. & Powell, R. (2006) Separate or shared metamorphic histories of eclogites and surrounding rocks? An example from the Bohemian Massif. *Journal of Metamorphic Geology* 24, 219–240.
- Stöckhert, B., Duyster, J., Trepmann, C. & Massone, H. J. (2001) Microdiamond daughter crystals precipitated from supercritical CO<sub>2</sub> plus silica fluid included in garnet, Erzgebirge, Germany. *Geology*, 29, 391–394.

- Synek, J. & Oliveriová, D. (1993) Terrane character of the northeast margin of the Moldanubian Zone-the Kutná Hora crystalline complex, Bohemian Massif. *Geologische Rundschau* 82, 566–582.
- Tollmann, A. (1982) Grosraumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. *Geotektonische Forschungen*, 64: 1–91.
- van Breemen, O. (1982) Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73: 89–108.
- Vrána, S. (1979) Polyphase shear folding and thrusting in the Moldanubicum of southern Bohemia. *Věstník ÚÚG*, 51(2): 75–86.
- Vrána, S., Blümel, P. & Petrakakis, K. (1995) Metamorphic evolution (Moldanubian region: Moldanubian zone, ch. VII.C.4). In: R. D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber (Editors), *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp. 403–410.
- Vrána, S. (2008) Mineral inclusions in pyrope from garnet peridotites, Kolín area, central Czech Republic. *Journal of Geosciences*, 53, 17–30.
- Wendt, J. I., Kroner, A., Fiala, J. & Todt, W. (1993) Evidence From Zircon Dating For Existence of Approximately 2.1 Ga Old Crystalline Basement in Southern Bohemia, Czech Republic. *Geologische Rundschau*, 82(1): 42–50.
- Whitney D. L. & Evans B. W. (2010) Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, Volume 95, pages 185–187, 2010.
- Ye, K., Cong, B. & Ye, D. (2000) The possible subduction of continental material to depths greater than 200 km. *Nature*, 407, 734–736.
- Zachariáš, J. (2000) Úvod do studia plynokapalných inkluzí; <http://web.natur.cuni.cz/ugmnmz/mineral/inkl/FI-Wnew.pdf>
- Zhang, Z., Shen, K., Xiao, Y., Hoefs, J. & Liou, J. G. (2006) Mineral and fluid inclusions in zircon of UHP metamorphic rocks from the CCSD-main drill hole: A record of metamorphism and fluid activity. *Elsevier, Lithos* 92, 378–398.
- Zhang, Z., Xiao, Y., Fulai, L., Liou, J. G. & Hoefs, J. (2005) Petrogenesis of UHP metamorphic rocks from Qinglongshan, southern Sulu, east-central China. *Elsevier, Lithos* 81, 189–207.
- Zhang, R. Y., Liou, J. G., Iizuka, Y., & Yang, J. S. (2009) First record of K-cymrite in North Qaidam UHP eclogite, Western China, *American Mineralogist*, Volume 94, pp. 222–228.
- Zoubek, V. (1988) *Precambrian in younger fold belts*. Willey Interscience Publication, 866 pp.

## **8. Přílohy:**

*Použité zkratky minerálů podle Whitney & Evans (2010):*

Alm	almandin
Amp	amfibol
An	anortit
Ap	apatit
Bt	biotit
Chl	chlorit
Cpx	klinopyroxen
Ep	epidot
Grt	granát
Gr	grafit
Grs	grosulár
Ilm	ilmenit
Kfs	K-živec
Ky	kyanit
Ol	olivín
Omp	omfacit
Opx	ortopyroxen
Or	ortoklas
Pn	pentlandit
Ph	fengit
Pl	plagioklas
Prp	pyrop
Qz	křemen
Rt	rutil
Sps	spesartin
Spl	spinel
Zrn	zirkon

Tab. 1. Mikrosondové analýzy a vzorce vybraných minerálů a inkluzí

Lokalita	Doubrava									
Vzorek	Eklogit F-93/10									
Minerál	Grt					Cpx	Amp	Grt c2	Grt c1	
Inkluze	Amp	Cpx	Ilm 1	x s Ilm	Ilm 2	Pn	Ilm			
SiO <sub>2</sub>	43,793	53,869	0,29	32,786	0,228	0,632	0,142	43,584	40,216	39,701
TiO <sub>2</sub>	1,138	0,151	55,721	0,609	55,59		54,001	1,515	0,211	0,159
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,232	16,283	0,206	0,095	0,161		0,687	0,615
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,298	2,08		4,581		0,135		13,544	22,356	22,683
FeO	4,117	4,152	36,115	10,421	35,524	38,802	36,125	5,584	15,196	15,225
MnO	0,051	0,053	0,278	0,082	0,146		0,25	0,113	0,557	0,414
NiO						36,947				
MgO	19,545	17,505	7,668	5,398	7,392	0,457	7,037	18,224	15,79	15,75
CaO	10,904	20,653	0,091	15,394	0,04	0,168	0,038	10,467	4,978	5,165
Na <sub>2</sub> O	3,167	0,701		0,589			1,718	3,156		
K <sub>2</sub> O		0,014						0,257		
ZnO	0,302	0,061		0,176		S=22,764		0,059		
Total	98,315	99,24	100,395	86,319	99,126	100	99,471	96,504	99,991	99,713
výpočet	na 23 (O)	na 6 (O)	na 3 (O)	Na 100 (O)	na 3 (O)	na 9 (kat)	na 3 (O)	na 23 (O)	na 12 (O)	
Si	6,14	1,967	0,007	5,895	0,005	0,089	0,003	6,296	2,943	2,91
Ti	0,12	0,004	0,994	0,082	0,967		0,954	0,165	0,012	0,009
Cr			0,004	2,315	0,004	0,005	0,003		0,04	0,036
Al	2,528	0,09		0,971		0,011		2,306	1,929	1,96
Fe <sup>2+</sup>	0,392	0,108	0,716	1,567	0,555	4,579	0,548	0,675	0,808	0,767
Fe <sup>3+</sup>	0,09	0,018			0,132		0,161		0,122	0,166
Mn	0,006	0,002	0,006	0,013	0,003		0,005	0,014	0,035	0,026
Ni						4,194				
Mg	4,085	0,953	0,271	1,447	0,255	0,096	0,246	3,924	1,722	1,721
Ca	1,638	0,808	0,002	2,966	0,001	0,025	0,001	1,62	0,39	0,406
Na	0,861	0,05		0,205	0,079		0,078	0,884		
K		0,001						0,047		
Zn	0,031	0,003		0,023				0,006		
Prp									0,523	0,511
Alm									0,245	0,228
Grs									0,119	0,121



Lokaíta	Doubrava											
Vzorek	Granulit F-97/10					Peridotit F-99/10						
Minerál	Grt					Grt	Grt			Ol	Cpx	
Inkluze	produkt	Bt 1	Bt 2	X 1	X 2		Cpx	Cpx 2	Amp		Spl	
SiO <sub>2</sub>	53,639	38,282	37,414	46,993	54,564	41,125	54,493	52,994	48,137	39,549	0,383	
TiO <sub>2</sub>	0,033	3,852	3,87	0,032	0,074	0,149	0,255	0,269	0,657		1,643	
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			0,003	0,018	0,062	2,624	0,32	0,635	1,12		37,438	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	39,113	15,049	15,676	34,372	34,351	20,08	1,038	1,524	10,256		22,185	
FeO	1,003	10,579	12,827	1,987	3,091	11,732	2,538	3,188	3,443	13,201	26,69	
MnO	0,052	0,021		0,049	0,045	0,695	0,122	0,075	0,077	0,168	0,305	
NiO									0,023	0,105	0,075	
MgO	0,731	17,501	14,954	0,907	1,672	16,588	18,246	17,916	19,484	46,948	8,764	
CaO	0,185	0,006	0,228	0,16	0,243	6,628	22,748	22,679	11,989		0,111	
Na <sub>2</sub> O	0,005	0,489	0,928	0,241	0,288		0,312	0,174	1,237			
K <sub>2</sub> O	1,238	9,042	7,941	0,567	5,457	0,021		0,028	0,05	0,023		
ZnO												
Total výpočet	95,998 na 100 (O)	94,822 na 11 (O)	93,84	85,325 Na 100 (O)	99,846	99,643 na 12 (O)	100,071 na 6 (O)	99,481	96,474 na 23 (O)	99,994 na 4 (O)	97,594	
Si	3,587	3,059	3,042	1,777	1,827	3,012	1,972	1,934	6,783	0,982	0,012	
Ti	0,002	0,231	0,237	0,001	0,002	0,008	0,007	0,007	0,07		0,04	
Cr			0	0,001	0,002	0,152	0,009	0,018	0,125		0,953	
Al	3,083	1,417	1,502	1,532	1,356	1,733	0,044	0,066	1,703		0,842	
Fe <sup>2+</sup>	0,056	0,707	0,872	0,063	0,087	0,642	0,065	0,051	0,286	0,274	0,101	
Fe <sup>3+</sup>			0			0,076	0,011	0,047	0,12		0,617	
Mn	0,003	0,001	0	0,002	0,001	0,043	0,004	0,002	0,009	0,004	0,008	
Ni									0,003	0,002	0,002	
Mg	0,073	2,085	1,812	0,051	0,083	1,811	0,984	0,975	4,092	1,737	0,421	
Ca	0,013	0,001	0,02	0,006	0,009	0,52	0,882	0,887	1,81		0,004	
Na	0,001	0,076	0,146	0,018	0,019		0,022	0,012	0,338			
K	0,106	0,922	0,824	0,027	0,233	0,002		0,001	0,009	0,001		
Zn												
Prp						0,520						
Alm						0,184						
Grs						0,149						

Lokalita	Doubrava				Úhrov			
	Eklogit F-100/10				Eklogit F104/10			
Vzorek								
Minerál	Grt 1-C	Grt 2-M	Grt 3-R	Grt	Grt 1-C	Grt 2-M	Grt 3-R	Omp
Inkluze	Ph							
SiO <sub>2</sub>	38,925	38,865	39,221	48,155	38,717	38,936	39,637	51,947
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,127	0,152	2,524		0,049	0,071	0,443
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>					0,019		0,102	0,125
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,72	20,87	21,324	28,82	21,323	21,24	21,37	7,376
FeO	21,476	20,946	18,903	1,348	19,446	19,048	18,871	5,835
MnO	0,565	0,553	0,494		1,231	1,025	0,471	0,053
NiO								
MgO	5,636	5,989	9,124	2,287	8,954	8,856	9,234	12,127
CaO	11,551	10,99	9,735	0,106	8,241	9,078	9,636	18,564
Na <sub>2</sub> O	0,533	0,298	0,19	0,391				2,539
K <sub>2</sub> O	0,015	0,059	0,005	10,299				
ZnO								
Total	99,491	98,696	99,151	93,93	97,932	98,232	99,392	99,008
výpočet		na 12 (O)				na 12 (O)		na 6 (O)
Si	3,027	3,033	3,001	3,724	3,005	3,014	3,022	1,908
Ti	0,004	0,007	0,009	0,147		0,003	0,004	0,012
Cr					0,001		0,006	0,004
Al	1,899	1,92	1,923	2,627	1,95	1,938	1,92	0,319
Fe <sup>2+</sup>	1,205	1,282	1,076	0,087	1,2	1,171	1,156	0,163
Fe <sup>3+</sup>	0,18	0,08	0,127		0,059	0,058	0,044	0,017
Mn	0,037	0,037	0,032		0,081	0,067	0,03	0,002
Ni								
Mg	0,653	0,697	1,041	0,264	1,036	1,022	1,049	0,664
Ca	0,962	0,919	0,798	0,009	0,685	0,753	0,787	0,731
Na	0,08	0,045	0,028	0,059				0,181
K	0,002	0,006	0,001	1,016				
Zn	8,05	8,025	8,036					
Prp	0,194	0,214	0,321		0,334	0,327	0,332	
Alm	0,36	0,395	0,333		0,388	0,376	0,367	
Grs	0,285	0,282	0,246		0,221	0,241	0,249	

Lokalita	Spačice				Úhrov				
	Eklogit 26-HR				Eklogit KHC 9c 1				
Vzorek									
Minerál	Grt		Grt C	Grt R	Grt 1	Grt 2	Grt 3	Grt 4	Grt 5
Inkluze	Omp	Omp							
SiO <sub>2</sub>	52,023	52,674	39,149	40,287	39,656	39,438	38,992	38,977	38,22
TiO <sub>2</sub>	0,496	0,465	0,085	0,061	0,178	0,157			
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,055		0,133	0,036					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,025	12,123	21,565	21,653	22,694	22,51	22,494	22,34	21,823
FeO	2,909	3,092	19,781	17,135	13,166	13,393	13,361	14,762	17,511
MnO			1,325	0,337	0,255	0,275	0,184	0,236	0,373
NiO									
MgO	10,959	10,769	7,473	9,734	10,024	10,067	9,739	9,042	8,716
CaO	18,139	17,262	10,461	10,841	14,055	14,286	14,319	13,922	11,717
Na <sub>2</sub> O	3,466	3,559							
K <sub>2</sub> O									
ZnO									
Total	100,072	99,944	99,972	100,084	100,029	100,126	99,089	99,279	98,359
výpočet	na 6 (O)		na 12 (O)		na 12 (O)				
Si	1,866	1,892	2,99	3,023	2,944	2,926	2,924	2,935	2,928
Ti	0,013	0,013	0,005	0,003	0,01	0,009			
Cr	0,002		0,008	0,002					
Al	0,508	0,513	1,941	1,915	1,985	1,968	1,987	1,982	1,969
Fe <sup>2+</sup>			1,203	1,045	0,817	0,831	0,838	0,93	1,122
Fe <sup>3+</sup>	0,087	0,093	0,061	0,03		0,015	0,013	0,018	0,031
Mn			0,086	0,021	0,016	0,017	0,012	0,015	0,024
Ni									
Mg	0,586	0,577	0,851	1,089	1,109	1,114	1,089	1,015	0,995
Ca	0,697	0,664	0,856	0,871	1,118	1,136	1,15	1,123	0,962
Na	0,241	0,248							
K									
Zn									
Prp			0,273	0,344	0,348	0,339	0,332	0,313	0,302
Alm			0,386	0,331	0,223	0,203	0,206	0,241	0,287
Grs			0,275	0,276	0,351	0,345	0,351	0,346	0,292

Lokalita	Doubrava					
Vzorek	Granulit S-03					
Minerál	Chl	Grt	Grt	Grt	Grt-C	Grt-R
Inkluze		Amp	Pl	lamela		
SiO <sub>2</sub>	26,64	41,709	53,51	42,128	39,206	39,389
TiO <sub>2</sub>	0,063	0,227	0,398	0,318	0,229	0,027
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0					
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,006	17,432	26,815	28,243	20,707	21,363
FeO	26,573	12,549	1,061	3,185	19,08	20,624
MnO	0,322	0,116	0	0	0,724	0,677
NiO	0					
MgO	11,295	11,273	1,079	3,565	8,235	9,689
CaO	0,176	10,474	9,554	15,843	10,206	7,327
Na <sub>2</sub> O	0,076	2,708	4,565	0,003	0,03	0,003
K <sub>2</sub> O	0,086	0,253	1,47	0,371	0,052	0,037
ZnO						
Total	87,236	96,741	98,452	93,655	98,469	99,135
výpočet	na 28 (O)	na 23 (O)	na 13 (O)	na 100 (O)	na 12 (O)	
Si	8,09	6,15	2,457	3,163	3,033	3,016
Ti	0,014	0,025	0,014	0,018	0,013	0,002
Cr			0			
Al	5,904	3,029	1,452	2,499	1,888	1,928
Fe <sup>2+</sup>	2,794	0,67	0	0,2	1,181	1,256
Fe <sup>3+</sup>		0,849	0,041		0,05	0,062
Mn	3,417	0,014	0	0	0,047	0,044
Ni	0,073		0			
Mg	0,029	2,478	0,074	0,399	0,949	1,106
Ca	1,662	1,655	0,47	1,274	0,846	0,601
Na	0,017	0,774	0,406	0	0,004	0
K	0,017	0,048	0,086	0,036	0,005	0,004
Zn						
		Ab	0,422	Prp	0,294	0,352
		An	0,488	Alm	0,367	0,401
		Or	0,089	Grs	0,262	0,191

Vysvětlivky: C – jádro; M – střed; R – okraj zrna

Tab. 2. Seznam lokalit

číslo vzorku	lokalita	hornina	číslo vzorku	lokalita	hornina
F90/10	Doubrava	eklogit	KHC 26-05f	Spačice	eklogit
F91/10	Doubrava	peridotit	KHC 28 d	Běstvina	granulit
F92/10	Doubrava	eklogit	KHC 8 a	Úhrov	peridotit
F93/10	Doubrava	eklogit	KHC 8 b	Úhrov	pyroxenit/peridotit
F94/10	Doubrava	peridotit	KHC 8 c	Úhrov	grt. peridotit
F95/10	Doubrava	eklogit	KHC 8-05 B	Úhrov	eklogit
F96/10	Doubrava	eklogit	KHC 8-05 i	Úhrov	serp. pyroxenit
F97/10	Doubrava	granulit	KHC 8-05d	Úhrov	pyroxenit
F99/10	Doubrava	peridotit	KHC 8-05e	Úhrov	granulit
F100/10	Doubrava	granulit	KHC 8-05g	Úhrov	granulit
F101/10	Doubrava	eklogit	KHC 8-05G	Úhrov	eklogit
F102/10	Doubrava	granulit	KHC 8-05k	Úhrov	garnetit
F103/10	Doubrava	granulit	KHC 8-5h	Úhrov	pyroxenit/garnetit
F104/10	Úhrov	eklogit	KHC 8B	Úhrov	peridotit/pyroxenit
F105/10	Spačice	eklogit	KHC 9-05 c	Doubrava	pyroxenit/eklogit
F106/10	Spačice	granulit	KHC 9-05 h	Doubrava	pyroxenit/eklogit
F107/10	Spačice	eklogit	KHC 9-05 i a	Doubrava	eklogit
KHC 26 b	Spačice	eklogit	KHC 9-05 i b	Doubrava	eklogit
KHC 26 c	Spačice	eklogit	KHC 9-05 l	Doubrava	grt. peridotit
KHC 26 c	Spačice	eklogit	KHC 9-05e	Doubrava	eklogit
KHC 26 d	Spačice	eklogit	KHC 9-05f	Doubrava	eklogit
KHC 26 E	Spačice	eklogit	KHC 9-05g	Doubrava	eklogit
KHC 26 F	Spačice	eklogit	KHC 9-05k	Doubrava	grt. peridotit
KHC 26 G	Spačice	eklogit	KHC 9B	Doubrava	grt. peridotit
KHC 26-05a	Spačice	pyroxenit	KHC 9B II	Doubrava	grt. peridotit
KHC 26-05c	Spačice	eklogit	KHC 9c	Doubrava	eklogit
KHC 26-05d	Spačice	eklogit	KHC 9c-1	Doubrava	eklogit

Pozn.: přesné zaměření lokalit nebylo popsáno z důvodu zájmu o pozdější další výzkum na těchto lokalitách.

V rámci zpracování bakalářské práce byly výsledky formou posteru prezentovány na 9. mezinárodní konferenci CTeG ve Skalském Dvoře, Česká republika dne 13. - 17. 4. 2011:

**Solid inclusions in garnets from felsic granulites, eclogites and peridotites from the Kutná Hora Complex (Moldanubian zone, the Bohemian Massif)**

**Radim Jedlička, Shah Wali Faryad, Helena Klápová**