

**UNIVERZITA PALACKÉHO V OLMOUCI  
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA  
KATEDRA GEOLOGIE**



**Fluidní inkluze**

**v kontaktně-metamorfních skarnech  
žulovského masivu**

**BAKALÁŘSKÁ PRÁCE**

**Martin Schreier**

**Environmentální geologie (B1201)**

**Prezenční studium**

**Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.**

**Olomouc 2013**

## **Bibliografická identifikace**

**Jméno a příjmení autora:** Martin Schreier

**Název práce:** Fluidní inkluze v kontaktně-metamorfních skarnech žulovského masivu

**Typ práce:** bakalářská práce

**Pracoviště:** Katedra geologie PřF UP

**Vedoucí práce:** RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

**Rok obhajoby:** 2013

### **Abstrakt:**

Tato práce pojednává o fluidních inkluzích vyskytujících se v kontaktně metamorfovaných horninách žulovského plutonu. Rešeršní část se zaměřuje na geologickou charakteristiku žulovského plutonu a výskyt taktitů. Vlastní práce se zabývá petrografickým a mikrotermometrickým studiem fluidních inkluzí na lokalitách Vycpálkův lom, Boží hora a Borový vrch. Na formování studovaných kontaktních minerálů (grosulár, vesuvián, diopsid, epidot, křemen) se na všech lokalitách podílela nízko-salinní fluida (1,2-5,5 hmot. % NaCl ekv.). Teploty homogenizací se u primárních inkluzí pohybovaly v rozmezí 139-362°C. V některých fluidních inkluzích byl v plynné fázi zjištěn metan, jehož obsah se v celkovém fluidu pohybuje mezi 0,3-10,0 mol. %. Pozice izochor primárních fluidních inkluzí v P-T prostoru naznačuje, že složení a hustota fluid jsou v souladu s dříve publikovanými odhady P-T podmínek pro periplutonickou metamorfózu žulovského masivu.

**Klíčová slova:** žulovský masiv, taktity, fluidní inkluze, mikrotermometrie, izochory, granát

**Počet stran:** 48

**Počet příloh:** 3

**Jazyk:** Český jazyk

## **Bibliographical identification**

**Author's first name and surname:** Martin Schreier

**Title:** Fluid inclusions in contact-metamorphic skarns of the Žulová Pluton

**Type of thesis:** bachelor's thesis

**Institution:** Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University in Olomouc

**Supervisor:** RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

**The year of presentation:** 2013

### **Abstract:**

This thesis deals with fluid inclusions occurring in the contact-metamorphic skarns of the Žulová Pluton. The first part is focused on geological characteristics of the Žulová Pluton and the occurrence of tactites. The practical part concerns with microthermometry and petrographic study of the fluid inclusions from Vycpálkův lom, Boží hora, and Borový vrch localities. The contact minerals (grossularite, vesuvianite, diopside, epidote, quartz) formed from low-salinity aqueous fluids (1.2-5.5 wt. % NaCl eq.). Homogenization temperatures for primary inclusions range between 139 and 362°C. In addition, methane was detected in vapour phase of certain fluid inclusions in concentrations ranging 0.3-10.0 mol. % in the bulk fluid. The position of isochores of primary fluid inclusions in P-T space suggests that the composition and densities of the fluids are consistent with previously published estimates of P-T conditions for periplutonic metamorphism of the Žulová Pluton.

**Key words:** Žulová Pluton, tactite, fluid inclusions, microthermometry, isochores, garnet

**Number of pages:** 48

**Number of appendices:** 3

**Language:** Czech

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že všechna literatura v ní použitá je citována.

.....  
podpis

V Olomouci dne 10. května 2013

### **Poděkování**

Děkuji všem, kteří se jakýmkoliv způsobem podíleli na řešení této bakalářské práce. Především však RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D. za odborné vedení, cenné rady a v neposlední řadě také za vstřícný přístup, který projevil při tvorbě mé práce.

# Obsah:

<b>1. Úvod .....</b>	<b>7</b>
<b>2. Geologická charakteristika .....</b>	<b>8</b>
2.1 Silezikum.....	8
2.2 Žulovský masiv .....	10
2.3 Horniny pláště žulovského masivu .....	11
2.4 Pegmatity.....	12
<b>3. Kontaktně-metamorfované skarny .....</b>	<b>13</b>
3.1 Terminologie .....	13
3.2 Klasifikace skarnů .....	13
3.3 Skarny žulovského masivu.....	15
<b>4. Přehled dosavadních mineralogických poznatků o zájmových lokalitách skarnů v žulovském masivu .....</b>	<b>16</b>
4.1 Vycpávkův lom .....	16
4.2 Boží hora .....	17
4.3 Borový vrch.....	19
<b>5. Metodika práce .....</b>	<b>20</b>
<b>6. Výsledky.....</b>	<b>21</b>
6.1 Vycpávkův lom .....	21
6.1.1 Výskyt fluidních inkluzí .....	22
6.1.2 Mikrotermometrie.....	23
6.1.3 Chemické složení plynné fáze .....	25
6.2 Boží hora .....	26
6.2.1 Výskyt fluidních inkluzí .....	27
6.2.2 Mikrotermometrie.....	28
6.3 Borový vrch.....	30
6.3.1 Výskyt fluidních inkluzí .....	31

6.3.2 Mikrotermometrie.....	32
<b>7. Diskuze.....</b>	<b>35</b>
<b>8. Závěr.....</b>	<b>40</b>
<b>9. Seznam literatury.....</b>	<b>41</b>
<b>10. Přílohy.....</b>	<b>44</b>

## 1. Úvod

Bakalářská práce na téma: „Fluidní inkluze v kontaktně-metamorfních skarnech žulovského masivu“ si klade za cíl pokusit se dešifrovat „fluidní“ historii daných hornin, to znamená podat podrobnější charakteristiku fluidních inkluzí přítomných v minerálech kontaktně-metamorfních skarnů (taktitů) vybraných lokalit žulovského masivu (Žulová - Boží hora, Žulová - Borový vrch, Vápenná - Vycpálkův lom). Přestože byly tyto lokality detailně studovány mineralogicky, petrologicky i chemicky, dosud nebyly zkoumány z pohledu fluidních inkluzí. Studium fluidních inkluzí může významně přispět k odhalení geneze těchto zajímavých hornin. Bakalářská práce bude mít za úkol přinést prvotní petrografické a mikrotermometrické údaje o fluidních inkluzích v granátu, vesuvianu, křemenu, event. dalších minerálech.

Rešeršní část práce obsáhne geologickou charakteristiku zájmového území a přehled dosavadních mineralogických výzkumů taktitů v téže oblasti. Terénní etapa bude zaměřena zejména na odběr reprezentativních vzorků pro laboratorní zpracování. V laboratorní části práce budou zhotoveny oboustranně leštěné destičky z typických vzorků, v nichž bude následně provedena petrografická charakteristika přítomných fluidních inkluzí a jejich mikrotermometrie. Získaná data budou porovnána s publikovanými údaji o FI z taktitů ve světě a interpretována směrem ke stanovení chemického složení a event. (v případě vhodných systémů) i P-T podmínek zachycení fluid.

## 2. Geologická charakteristika

### 2.1 Silezikum

Žulovský masiv je součástí silezika (obr. 1) moravskoslezské oblasti Českého masivu. Moravskoslezská oblast reprezentuje východní část Českého masivu, k níž patří brunovistulikum, moravikum, silezikum a moravskoslezské paleozoikum. Silezikum buduje podstatnou část pohoří Hrubého Jeseníku a při hranicích s Polskem také Vidnavskou pahorkatinu (Chlupáč et al. 2002).

Silezikum je na západě omezeno nýznerovským a ramzovským nasunutím, na východě hraničí s kulmem Nížkého Jeseníku. Jižní hranici tvoří systém zlomů, z nichž nejvýznamnější jsou zlom bušínský a zlomové pásmo Hané. Na severu se silezikum noří pod terciérní a kvartérní formace na jih od oderského hlubinného zlomu (Cháb et al. 2008). Silezikum je tvořeno od východu k západu strukturními klenbami desenskou, keprnickou a velkovrbenskou, vrbenskou skupinou a zónou Branné.

Silezikum bylo intenzivně deformováno a regionálně metamorfováno. Intenzita prevariské regionální metamorfózy odpovídá převážně amfibolitové facii, ale na jihovýchodě keprnické skupiny klesá až do facie zelených břidlic. Variská metamorfóza byla v celém rozsahu pravděpodobně velmi intenzivní a stará tektonická stavba byla přepracovaná natolik, že došlo k jejímu ztotožnění s mladší stavbou (Cháb et al. 2008). Intenzita variské regionální metamorfózy klesá od západu k východu (Mísař et al. 1983). V sileziku je vyvinuta barrovienská metamorfní inverzní zonálnost od chloritové zóny na východě až po kyanitovou zónu na západě při hranici s lugikem (Souček 1978).

Tektonicky nejnižší paraautochtonní jednotkou silezika je desenská klenba, rozdělená příčným bělským zlomem směru SZ-JV na dvě dílčí kry (kru Orlíku a kru Pradědu). Devonský obal vystupuje především v podobě vrbenské skupiny a jejích ekvivalentů. V nadloží této zóny vystupuje klenba keprnická. Další významnou jednotkou silezika představuje zóna Branné, která je tvořena kvarcity, konglomeráty, grafitickými fylity až svory, mramory a erlany. Strukturně nejvyšší jednotkou, omezenou na Z nýznerovským a na V ramzovským nasunutím, je pestrý komplex hornin velkovrbenské klenby. Ta je tvořena kadomským basementem a silně metamorfovaným patrně devonským obalem, který je tvořen metapelity s hojnými vložkami karbonátů a kvarcitů, kyselých i bazických metavulkanitů (Kröner et al. 2000). Obě jednotky byly během devonské subdukce brunovistulika subdukovány až do



hloubek přes 50 km, což odpovídá minerálním paragenezím v granát-kyanitických svorech a eklogitech (Žáček 1996).

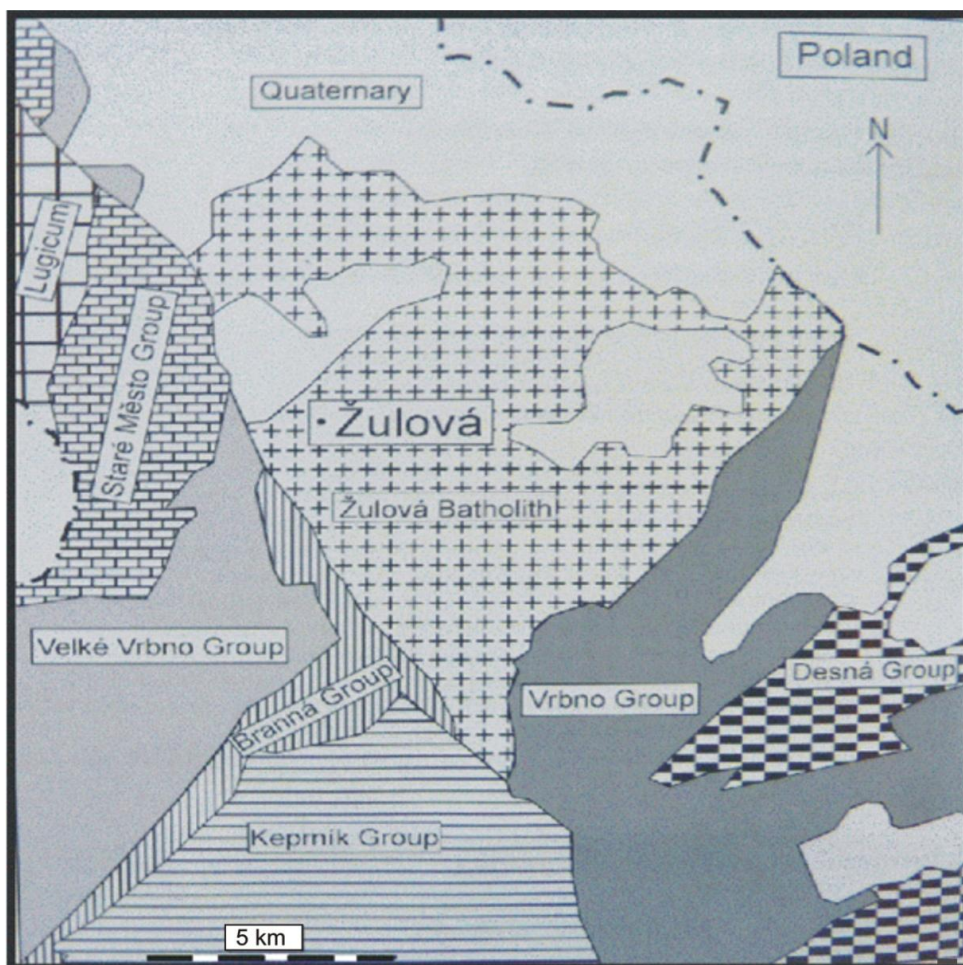
Větší ztluštění variské kůry mělo za následek natavení spodních částí kůry a průnik variských granitoidních těles reprezentovaných především žulovským plutonem, šumperským masivem a několika drobnějšími masivky, jejichž stáří se pohybuje kolem 340 Ma (Jedlička 1995; Kröner et al. 2000).



Obr. 1: Geologická pozice silezika v severovýchodní části Českého masivu; 1 kenozoikum, 2 permokarbon, 3 okraj karpatské předhlubně, 4 moravskoslezský devon a karbon, 5 brněnský masiv, 6 metamorfity silezika, 7 lugická oblast, 8 žulovský masiv, 9 zlomy, 10 státní hranice. Upraveno a zjednodušeno podle Mísaře et al. (1983).

## 2.2 Žulovský masiv

Žulovský masiv (ŽM) vystupuje v s. části silezika (obr. 1 a 2) a zaujímá na našem území plochu asi 80 km<sup>2</sup>. Od skupiny Branné a staroměstské skupiny je na jihu oddělen okrajovým sudetským zlomem (Zachovalová et al. 2002), k S pokračuje na polské území (obr. 2), kde se noří pod terciérní a kvartérní uloženiny (Chlupáč et al. 2002). Východní okraj na kontaktu s devonem velkovrbenské skupiny je intruzivní. Podle Chába a Žáčka (1994) jde pouze o vrcholovou část velkého tělesa, které v hloubce pokračuje dále k JV. Masiv tvoří převážně biotitické granodiority, granity, až křemenné diority a granitoidy bohaté na xenolity (Chlupáč et al. 2002).



Obr. 2: Zjednodušená geologická mapa žulovského masivu podle Chába a Žáčka (1994); upraveno

Jedlička (1997) v ŽM vyčleňuje následující typy hornin: alkalicko-živcový granit, syenogranity a monzogranity (dříve Randgranit, typy Steinberg a Hauptgranit), granodiority, tonality a dioritické horniny (dříve křemenné diority typu „Hutberg“).

Alkalicko-živcový granit je v ŽM zastoupen nejméně ze všech uvedených horninových typů. Syenogranity a monzogranity jsou hlavní horninové typy dané oblasti, avšak monzogranity převažují. Granodiority jsou roztroušené v celé dané oblasti, nejhojněji se ale vyskytují v jižní a střední části, kde tvoří i rozměrnější enklávy. Tonality jsou v ŽM zastoupeny zřídka, většinou společně s granodiority nebo dioritickými horninami. Dioritické horniny se svým minerálním složením značně liší, hojně jsou zastoupeny amfibol-biotitickými křemennými monzodiority, méně monzodiority a křemennými diority.

Stáří žulovského plutonu stanovil Jedlička (1997), na vzorcích z hlavní intruze (Hauptgranit a Steinberg) a vzorcích granodioritu typu "Sorge" radiometrickým datováním metodou K/Ar na  $341 \pm 20$  Ma (pro typ Steinberg  $335 \pm 7,5$  Ma), stáří granodioritu typu "Sorge" bylo stanoveno na  $349 \pm 10$  Ma. Postorogenní původ masivu dokládá minimální míra usměrnění, dokonalá odlučnost granitoidů a absence pásem mylonitizace (Zachovalová et al. 2002).

Jedlička (1997) předpokládá vznik granitoidů v hlubších oblastech zemské kůry. Granitoidy ŽM je možno, podle tohoto autora, na základě širokého rozsahu obsahu  $\text{SiO}_2$  (53 do 78 hm. %) a poměrně vysokého obsahu  $\text{Na}_2\text{O}$  (více než 3,2% u felzických i mafických variet) přiřadit k I-typu kaledonského typu, Cu-typům nebo k magnetitové sérii. Avšak podle Hroudy et al. (2001) tyto granity patří k S-typu, díky typické přítomnosti ilmenitu. Podle Zachovalové et al. (2002) geochemická a mineralogická data naznačují, že žulovský batolit představuje frakcionovaný ilmenit-allanitový I-typový granit.

### **2.3 Horniny pláště žulovského masivu**

Mísař et al. (1983) se o plášti zmiňuje jako o významně vyvinuté okrajové facii masivu, představující složitý vnitřní kontakt. Výrazný je dle autora i vnější kontakt plutonu s okolními krystalinickými horninami náležejících k velkovrbenské a keprnické skupině i skupině Branné. Horniny pláště, zvláště velké xenolity krystalických vápenců s granáty, jsou zachovány na mnoha místech i uprostřed masivu. Rozkošný a Souček (1989) charakterizovali horniny pláště jako:

*Sillimanit-biotitové ruly*, které jsou světle až tmavě šedé barvy, jemně až středně zrnité, tvořené křemenem, plagioklasem (oligoklas-andezin), biotitem, sillimanitem, granátem, K-živcem a muskovitem. Biotitické ruly podléhají migmatitizaci.

*Živcové kvarcity* s hlavním výskytem v JV části pláště ŽM. Živcové kvarcity mají šedobílou barvu. Minerální složení je tvořeno křemenem, K-živcem, andezinem a slídami.

*Amfibolity* jsou nejčastěji jemnozrnné, tmavě šedé barvy, tvoří je amfibol, plagioklas (andezin-anortit), pyroxen, kalcit a biotit.

*Erlany* jsou jemně až středně zrnité, šedobílé, šedé až šedohnědé barvy. Obsahují plagioklas (andezin-bytownit), pyroxen, křemen, K-živec, kalcit, biotit, klinozoisit, vesuvian a granát.

*Krystalické vápence* jsou šedobílé až namodralé, často páskované, jemně až středně zrnité.

Hranice mezi jednotlivými typy plášťových metamorfítů není ostrá (Rozkošný a Souček 1989). Plášť ŽM netvoří ze stratigrafického ani tektonického hlediska samostatnou jednotku, horniny jsou původem ze staroměstské skupiny, skupiny Branné i jaderných částí desenské a keprnické klenby. Losos a Hladíková (1988) uvádí teplotu poslední významné metamorfózy pláště na 560-730 °C a tlak na 300-500 MPa, lze ji přiřadit k účinkům intrudujícího žulovského masivu (periplutonická metamorfóza). Žáček (2003) odhadl P-T podmínky periplutonické metamorfózy v plášti tvořeném metasedimenty a metavulkanity na 650-800 °C při tlaku 400-500 MPa.

## **2.4 Pegmatity**

V ŽM jsou pegmatity poměrně hojné. Nejčastěji mají podobu deskovitých těles, které vyplňují různě orientované pukliny v hlubinných horninách. Jejich mocnost se pohybuje od 4 do 25 cm. Stavba pegmatitů je poměrně nekomplikovaná. Je u nich vyvinuta úzká, středně zrnitá zóna z mikroklinperthitu, albit-oligoklasu a křemene, s akcesorickým výskytem lištovitého biotitu. Střed pegmatitových žil je zpravidla vyplněn hrubšími zrny až bloky draselného živce a křemene, někdy s písmenkovými srůsty těchto dvou minerálů. Vzácně bývá vyvinuto úzké křemenné jádro (Bernard et al. 1981). Zcela odlišný pegmatit se nachází ve Velké Kraši u Vidnavy. Vyskytuje se zde několik desítek metrů mocná pegmatitová žila s objemově výrazně převládajícím křemenným jádrem. Tento pegmatit má ostrý kontakt s okolním granitem, následuje bloková zóna K-živce s krystaly monazitu a mohutné křemenné jádro. Metodou Sm/Nd určil Novák (2005) stáří pegmatitů na 320-290 Ma.

### 3. Kontaktně-metamorfované skarny

Termín „skarn“ byl poprvé použit Tornerbohemem v roce 1875 ve Švédsku a znamená "chaos". Vznik skarnů je přisuzován jak kontaktní, tak i regionální metamorfóze, ale může vznikat i při různých typech metasomatických procesů, na nichž se stejně dobře jako magmatická fluida mohou podílet i fluida metamorfní, meteorická, či marinní (v případě rodingitů). Tyto z genetického hlediska naprosto rozdílné typy prostředí spojuje jejich mineralogie. Obsahují celou řadu vápenatých či hořečnatých silikátů, vznikajících za relativně vysoké teploty, z nichž nejběžněji a v nejhojnější míře jsou zastoupeny různé typy pyroxenů a granátů (Meinert 1992).

#### 3.1 Terminologie

Termínem vápenato-silikátové rohovce jsou označovány velmi jemnozrnné horniny vzniklé metamorfózou nečistých vápenců nebo metasomaticky alterované jemnozrnné alumosilikátové horniny (Meinert 1992).

Naproti tomu skarny jsou metasomatického původu s přínosem cizorodých komponent ve fluidech, zodpovědných za metasomatózu. Jiné názvy pro skarn jsou např. rudní skarn (= skarnové ložisko v případě výskytu rudy), taktit, atd. V případě, že fluida způsobí vzájemnou reakci dvou rozdílných typů hornin, ležících v jednom souvrství, vznikne podél jejich vrstevních ploch lem nazývaný „reakční skarn“ (Meinert 1992).

„Skarnoid“ je označení pro vápenato-silikátovou horninu chudou na železo, která představuje mezistupeň mezi vápenatosilikátovými rohovci a skarny (Meinert 1992). Jiná možná pojmenování pro skarnoid jsou „local exchange skarn“ či „bimetasomatická zóna“.

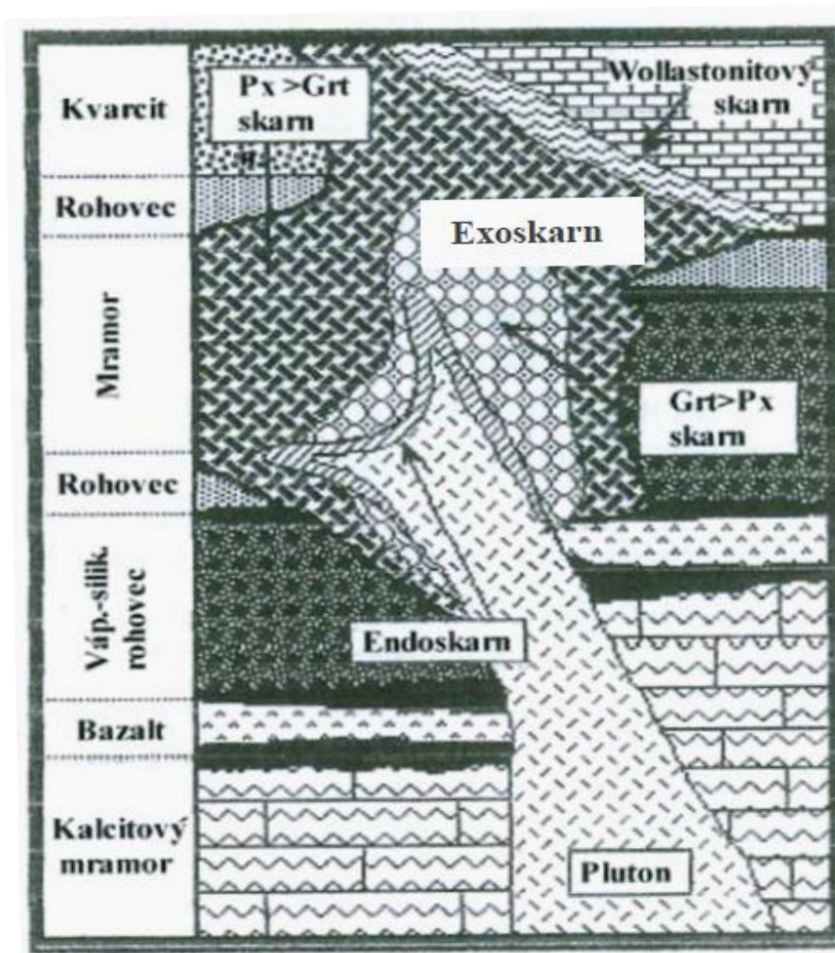
#### 3.2 Klasifikace skarnů

Skarny jsou v současnosti klasifikovány několika různými způsoby. Jednotná klasifikace není dána, dokonce i označení „skarn“ není jednotné (Meinert 1992). První způsob dělení je na exoskarn a endoskarn (Meinert 1992), podle povahy nahrazované původní horniny. Za endoskarn se označuje ten skarn (či ta část skarnu), která vznikala na úkor především magmatické horniny (obr. 3). Někteří autoři prosazovali použití termínu „endoskarn“ pro jakoukoliv horninu obsahující v hojné míře alumosilikáty s



Ca, jiní pro tyto případy vyčlenili pojem „silikátový skarn“ (Einaudi a Burt 1982 in Talla 2007). Endoskarn je nejlépe vyvinut v zónách, kde je hornina porézni. K rozpukání hornin a vzniku „pórů“ dochází v malých hloubkách, zatímco ve větších tvoří endoskarn pouze úzký lem na hranici podél magmatické horniny. Nad granitovými dómy obvykle nebývá vyvinut. Ve složení endoskarnu dominují především plagioklasy + pyroxen, v oxidačních podmínkách epidot + křemen (Einaudi a Burt 1982 in Talla 2007).

Termínem „exoskarn“ je označována původně karbonátová hornina, přeměněná fluidy z rozličných zdrojů (obr. 3). V závislosti na mineralogii silikátů byla vytvořena klasifikace exoskarnů. Hlavní dva typy jsou Ca-skarny a Mg-skarny. Exoskarny ve většině případů obsahují ekonomicky významné rudní akumulace. Hranice mezi typy skarnů je většinou jen těžko postižitelná (Einaudi a Burt 1982 in Talla 2007).



Obr. 3: Idealizovaný řez kontaktním Ca-skarnem mezi magmatickou intruzí a sedimentárním sledem (Meinert 1992; upraveno Talla 2007).

Jiná dnes upřednostňovaná možnost rozdělení skarnů, je podle obsahu užitkových kovů, které jsou v nich obsaženy. Převážná většina skarnů spadá do pěti tříd – Fe, W, Cu, Zn-Pb, Sn. Jiné typy jsou např. Au, Mo či U (Meinert 1992). Obsahují-li skarny užitkové kovy v ekonomicky využitelné akumulaci, označují se jako skarnová ložiska. Každý z těchto typů skarnů se dále dělí na dva podtypy – oxidovaný a redukovaný. Ty se od sebe liší oxidačním stavem Fe (Meinert 1992).

### **3.3 Skarny žulovského masivu**

Variabilita skarnů v rámci ŽM je ohromná. Jedním z pravděpodobných důvodů je odlišné složení xenolitů, které s granitoidy reagovaly (Mísař et al. 1983). Lze konstatovat, že situace je odlišná téměř v rámci každého individuálního skarnu a to již co se zonálnosti týče (Rybák 1972). Rybák (1972) ve své práci popisuje kontaktní zóny z Vycpálkova lomu, tři nedaleko Starého Podhradí, několik lokalit z Boží hory u Žulové, malý výskyt u osady Bergov, lokalitu Borový vrch (487 m n. m.), a dále lokality méně významné nebo již zaniklé: lom Huttung, lom Nietzsche, Nová Červená Voda, Saalberg (475 m n. m.), Stará Červená Voda, lom Starost, Zelený vrch (676 m n. m.), Žulový vrch (718 m n. m.), Schneiderkoppe, údolí potoka Šlipy, ústí Stříbrného potoka do Vidnavky a také tzv. “Korálové jámy“.

Chemickou různorodost zdejších skarnů, způsobenou odlišným protolitem, který s granodioritovou taveninou reagoval, názorně dokumentuje výrazná odlišnost chemismu granátů z mramoru s "plovoucími granáty" a z Ca-skarnu, vázaného na erlanový xenolit, kdy celkový obsah Fe v granátech, vázaných na mramor, je téměř dvakrát nižší, ač vzdálenost obou skarnů nečiní více než 20 metrů. V žulovské oblasti tedy nelze formulovat jednotný model geneze pro všechny skarny (Talla 2007).

## 4. Přehled dosavadních mineralogických poznatků o zájmových lokalitách skarnů v žulovském masivu

### 4.1 Vycpálkův lom

Vycpálkův lom leží cca 1,5 km vsv. od kostela v obci Vápenná. Jde o opuštěný (od r. 1959), částečně zatopený lom na jz. svahu dnes bezejmenné kóty 500,2 m, dříve zvané Haspelberk. Rybák (1972) vyčleňuje ve Vycpálkově lomu dvě místa s kontaktními minerály. V horní části lomu na severní straně je odkryt středně zrnitý krystalický vápenec a dále v západní části lomu je situován odkryv kontaktních minerálů v šířce asi deseti metrů a výšce tří metrů.

Krut'a (1973) popisuje ve Vycpálkově lomu následující minerály:

*Diopsid* šedozelené barvy se vyskytuje se v podobě shluků krátce sloupcovitých krystalů.

*Epidot* tvoří drúzy tmavozelených sloupcovitých krystalů spolu s vesuvianem, wollastonitem a diopsidem.

*Hesonit* se vyskytuje v mocné mramorové kře, v nadloží granodioritu. V hrubozrnném krystalickém vápenci jsou zde zarostlé dvanáctistěny kosočtverečné, které zvětráním vypadávají. Dosahují pozoruhodné velikosti (až 1 dm), běžné jsou náhodné srůsty několika jedinců. Tento granát je nazývaný „plovoucí hesonit“.

*Klinozoisit* narůstá jako nejmladší minerál na krystaly epidotu, hesonitu a na záhnědy. Tvoří žlutohnědé a narůžovělé jehlice a stébla.

*Vesuvian* tvořící drúzy hnědých, sloupcovitých krystalů, anebo se vyskytuje se zeleným nebo nahnědlým epidotem, se kterým se často zaměňuje.

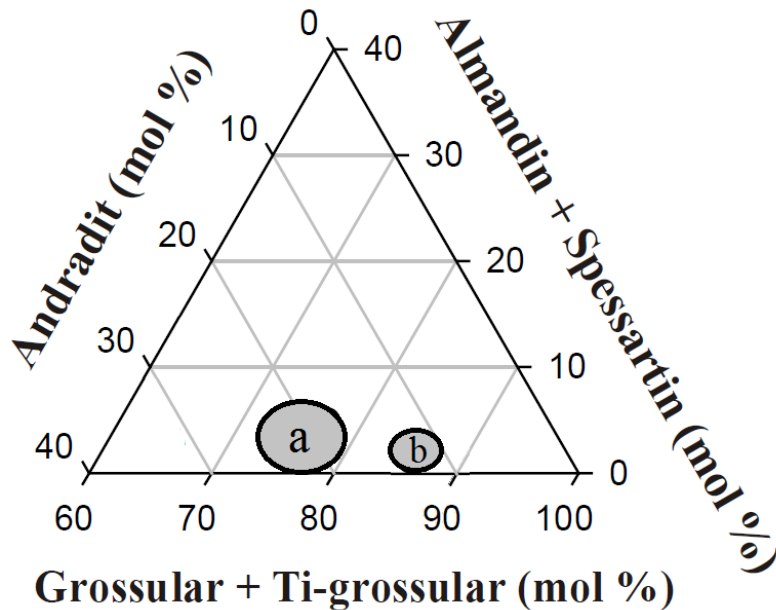
*Wollastonit* je šedobílé, místy slabě narůžovělé barvy. Tvoří jehlicovité až stébelnaté agregáty s epidotem, hesonitem a vesuvianem. Uzavírá v sobě zrnité a lupenité shluky diopsidu.

*Záhněda* tvoří sloupcovité nahnědlé krystaly na stěnách puklin v kontaktních horninách.

Krausová a Zimák (1998) provedli analýzu wollastonitu na rentgenovém difraktometru a identifikovali dva polytypy, a to monoklinický a triklinický; jejich poměr zjištěn nebyl. Oba polytypy jsou pro taktity typické. Plovoucími granáty z Vycpálkova lomu se z mineralogického pohledu zabývali ve svých pracích např. Rybák (1972) a Talla (2007). Chemické složení „plovoucích granátů“ odpovídá grosuláru a je velmi málo proměnlivé (Zimák et al. 2003). Obsahy uranu a thoria ve vzorcích skarnů změřil Zimák (2012). Maximum uranu dosahovalo 50,8 ppm eU



(přičemž medián z 8 vzorků činí 2,4 eU) a u thoria max. 43,1 ppm eTh (přičemž medián z 8 vzorků činí 7,8 eTh). Talla (2007) zkoumal genezi granátů ve Vycpálkově lomu. Zjistil, že nelze předpokládat jednotnou genezi pro všechny skarny, největší vliv na jejich zonálnost a chemické složení minerálů má především typ protolitu, který s granodiority a granity reagoval. I granáty z pozicičně blízkých skarnů jsou chemicky a velmi odlišné (obr. 4).



Obr. 4: Rozdíl v zastoupení koncových členů v granátech z dutin Ca-skarnu vázaného na erlanový xenolit (a) a "plovoucích granátů" z mramoru (b) ve Vycpálkově lomu. Stěžejní vliv na chemismus a vzhled skarnu má zjevně povaha xenolitu, se kterým granitická tavenina přišla do kontaktu. Obě tělesa jsou vzdáleny jen cca. 20 m (Talla 2007; upraveno).

#### 4.2 Boží hora

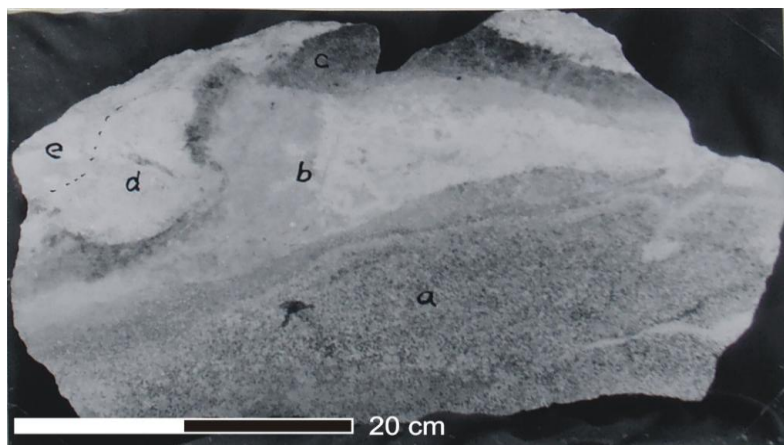
Lokalitou Boží hora (BH), je opuštěný lom situovaný cca 300 m jv. od vrcholu Boží hory (460 m n.m.). Z mineralogického hlediska studoval zdejší výskyt kontaktních minerálů Kruťa (1972). Dle jeho poznatků se mocnost a minerální složení taktitů mění místo od místa, jeden z kontaktů zobrazuje obr. 5. Bimetasomatickou kontaktní zónu studovali na Boží hoře Losos a Brož (2002), vyvinutou mezi mramory a pararulami v bezprostřední blízkosti granitoidů. Jde o zonální kontakt o mocnosti kolem 20 cm mezi tmavou biotitickou pararulou a hrubozrnným kalcitickým mramorem. V bimetasomatické zóně vyčlenili čtyři subzóny, které se výrazně liší svým nerostným složením. Ve směru od biotitické pararuly k mramoru jsou to tyto:

- biotitické pararuly s relativně vysokým obsahem biotitu a klinopyroxenu diopsid-hedenbergitové řady.
- plagioklas-hedenbergitová subzóna (s podstatným množstvím křemene, jako vedlejší složka je přítomen grosulár; plagioklas bývá nahrazen mladším zoisitem a prehnitem).
- grosulár-hedenbergitová subzóna (grosulár a hedenbergit v různých poměrech, vždy však jako hlavní složky, v podstatném množství přítomen křemen).
- wollastonitová subzóna (ve variabilním množství přítomen také vesuvian, akcesoricky klinopyroxen diopsid-hedenbergitové řady).
- hrubozrnný kalcitický mramor.

Granáty z grosulár-hedenbergitové subzóny mají vyšší obsahy andraditové složky (20-22 mol. %) a zvýšený podíl spessartinu (1-2 mol. %). Ve srovnání s lokalitou Vycpálkův lom a „plovoucími granáty“ z mramorů mají 6-7 mol. % pyropové složky a 7-9 mol. % Ti-grosulárové komponenty (Losos a Brož 2002).

Teploty formování kontaktů na Boží hoře lze odhadnout na 600 až 620 °C, a to na základě grafit-karbonátového izotopického termometru (Losos a Hladíková 1988). Tlakové podmínky přibližně 300-500 MPa (Losos et al. 1986) lze přijmout z údajů známých pro periplutonickou metamorfózu v oblasti pláště.

Blažková (2002) ve své diplomové práci detailně popisuje chemismus a složení granátu ze vzorků z Boží hory (dominuje Grs složka, s podstatným množstvím And a malým podílem Alm a Sps složky), klinopyroxenu (38-58 mol. % Di, 38-59 mol. % Hd a 2-5 mol. % johannsenitové složky), epidotu (Ps = 18 až 23 mol. %) a wollastonitu.



Obr. 5: Kontaktní zóna na Boží hoře; "a" granit, "b" partie s převládajícím diopsidem, "c" hesonit, "d" wollastonit, "e" krystalický vápenec (Rybák 1972; upraveno).

Na formování zdejších taktitů měla podle Losose a Brože (2002) zřetelný vliv magmatogenní fluida, pronikající podél litologického rozhraní ruly a mramoru. Jejich působení je doloženo vyšším podílem Fe v některých subzónách bimetasomatické zóny ve srovnání s okolními horninami, silicifikací centrálních subzón, nízkým tlakem CO<sub>2</sub>, a vysokým tlakem H<sub>2</sub>O (indikovaných přítomností vesuviánu a wollastonitu).

### **4.3 Borový vrch**

Borový vrch u Žulové (487 m n.m.) patří k dalším neméně významným nalezištím kontaktních minerálů v prostoru ŽM. Lokalita se nachází sv. od Žulové, taktity leží jz. od vrcholu kopce. Jedná se o výkop v lese, délka výkopu je přibližně 25 m a šířka 5 m. Kontaktní minerály lze nalézt na okolních haldách. Kruťa (1973) a Rybák (1972) uvádí z tohoto naleziště kontaktní minerály: hesonit, diopsid, epidot, vesuvian a wollastonit; dále je běžný křemen a kalcit, který se vyskytuje v nepravidelných polohách, žilkách nebo tvoří výplň dutin v rozpukaných a korodovaných krystalech starších kontaktních minerálů. Blažková (2002) zkoumala vzájemné vztahy kontaktních minerálů a jejich chemismus pomocí metody EDA. Na základě těchto analýz vyvodila závěr, že taktity na Borovém vrchu zpravidla vykazují klasickou zonálnost, která se projevuje ve směru od krystalického vápence ke granitoidu přítomností wollastonitové zóny, po níž následuje zóna s dominantním grosulárem a dalšími typickými Ca-Al silikáty (vesuvian, epidot) Obsah uranu ve skarnu změřil Zimák (2012) na max. 44,5 ppm eU (příčemž medián ze 44 vzorků činí 7,8 eU) a thoria max. 31,4 ppm eTh (příčemž medián ze 44 vzorků činí 2,2 eTh).

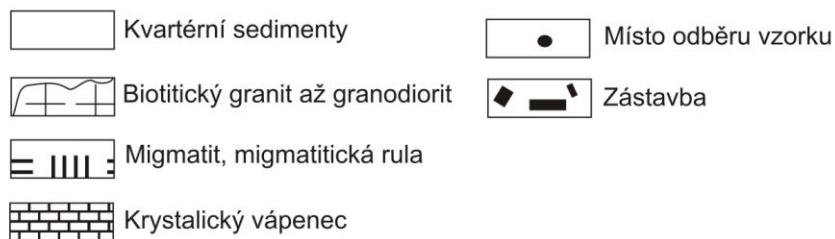
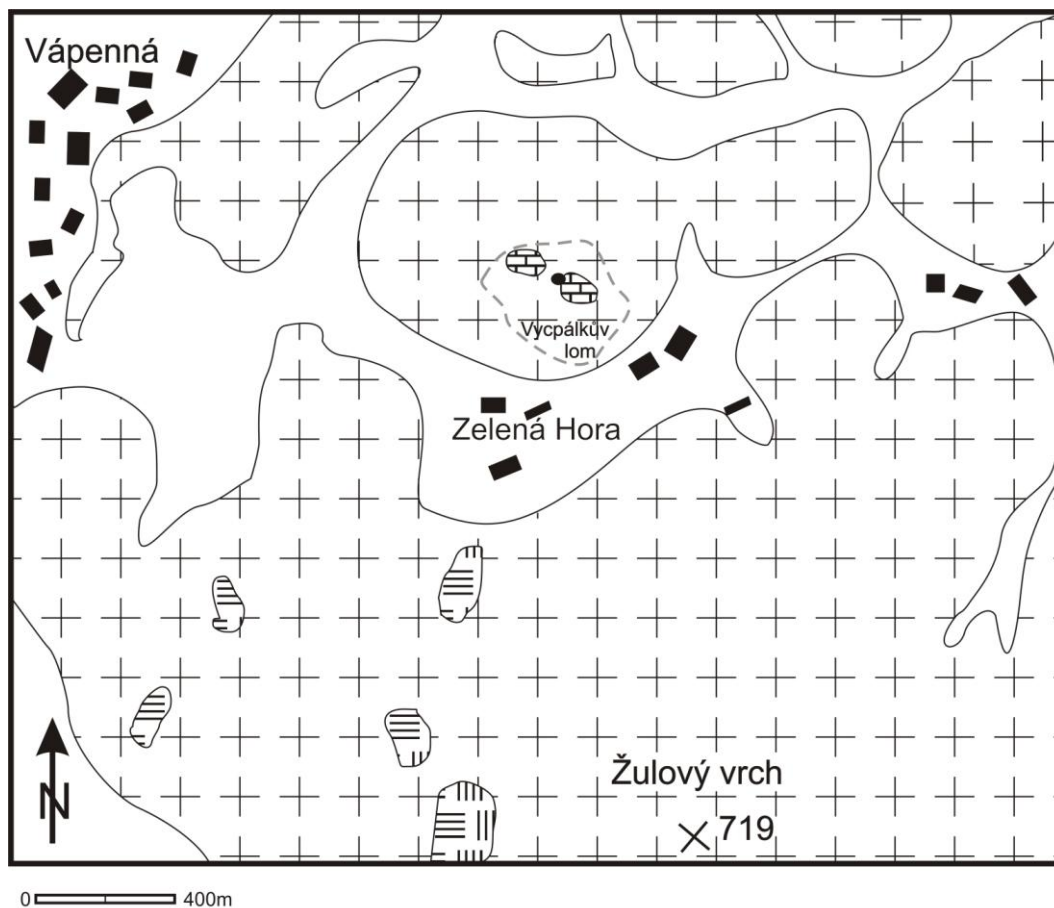
## 5. Metodika práce

Vzorky pro studium inkluzí byly odebrány autorem z materiálu z výkopů, které sběratelé minerálů udělali na výskytech taktitů z lokalit Vycpálkův lom, Boží hora a Borový vrch. Ze vzorků byly vyhotoveny standardní oboustranně leštěné destičky, lepené za studena vteřinovým lepidlem. Fluidní inkluze byly studovány petrograficky a poté podrobeny mikrotermometrii a některé i Ramanovské analýze. Mikrometrické údaje byly měřeny na aparatuře Linkam THMSG 600 instalované na polarizačním mikroskopu Olympus BX-51 (Katedra geologie PřF UP v Olomouci). V inkluzích byly měřeny následující parametry: homogenizační teplota ( $T_h$ ), teplota zamrznutí ( $T_f$ ), eutektická teplota ( $T_e$ ), teploty tání ledu ( $T_m$  ledu) a klatrátu ( $T_m$  cla). Složení a hustoty inkluzí s obsahem klatrátotvorného plynu byly počítány pomocí programu ICE s kalibrací podle Duana et al. (1996) a izochory pak přepočteny v programu ISOC (Bakker 2003). Složení, hustoty a izochory vodných inkluzí bez klatrátotvorného plynu byly vypočteny pomocí programu FLINCOR s kalibrací izochory podle Zhanga a Frantze (1987). Izochory pak byly vizualizovány v programu EXCEL. Ramanovská analýza byla pořízena na Ramanově spektrometru WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+ s excitací o vlnové délce 532 nm (25 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv 50x/NA 0.8, doba načítání spektra 1 minuta). Analýzu prováděl Dr. V. Mašek na Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP.

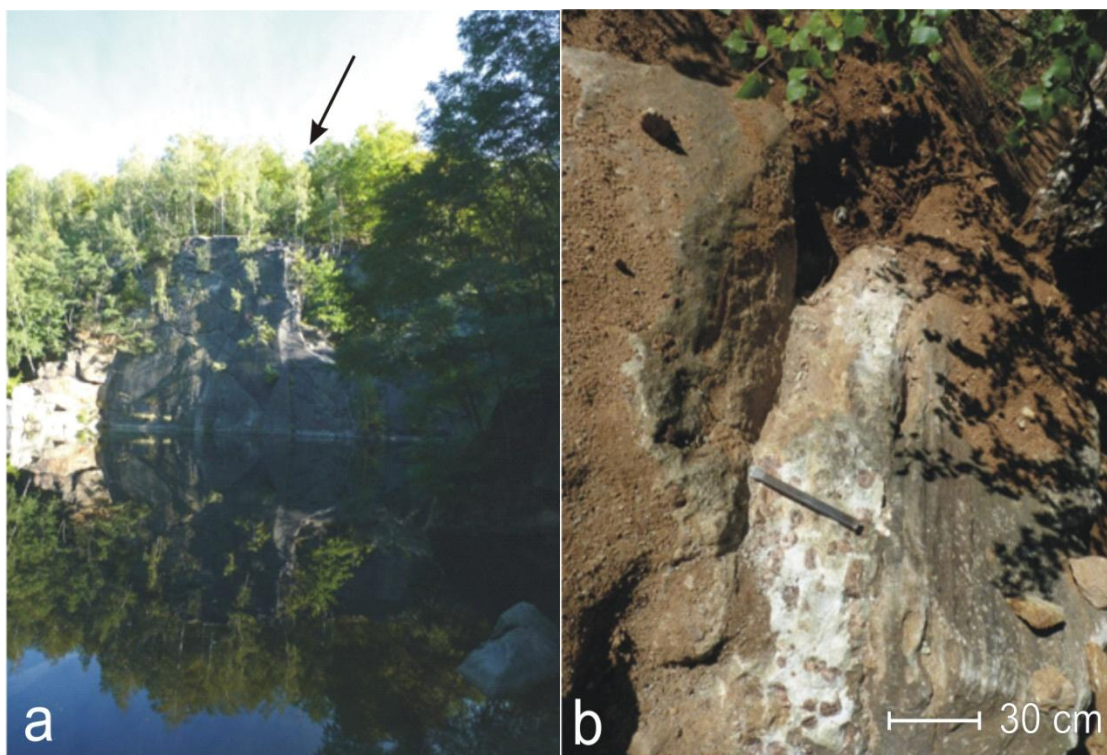
## 6. Výsledky

### 6.1 Vycpálkův lom

Nad horním okrajem Vycpálkova lomu (obr. 6, 7 a 8), v částečně navětralém krystalickém vápenci, se nacházejí až 10 cm velké krystaly hesonitu, tzv. “plovoucí“ granáty. Pro účely studia byl odebrán volný vyvětralý krystal hesonitu o velikosti 5 cm (obr. 8), který má tvar dvanáctistěnu kosočtverečného se silně korodovaným povrchem. Při vyhotovení oboustranně leštěné destičky ze vzorku bylo dbáno na to, aby byly zachyceny obě růstové zóny, které byly makroskopicky odlišitelné různým zbarvením (ve středu krystalu tmavé, na okraji světlé).



Obr. 6: Geologická mapa Vycpálkova lomu a okolí (upraveno podle Žáčka et al. 2005).

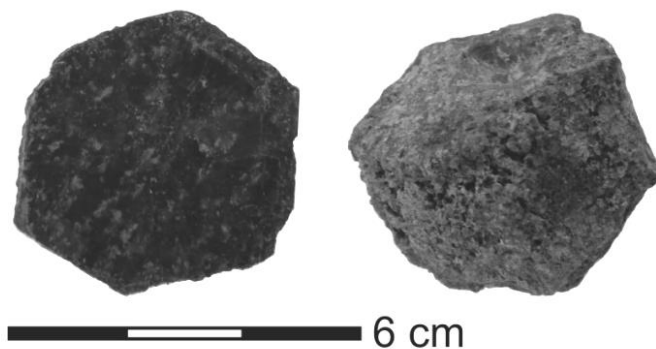


Obr. 7: a - Pohled na Vycpálkův lom z přístupové cesty k lomu; kontaktní zóna, ze které byl odebrán studovaný vzorek, se nachází nad horní hranou lomu přibližně v místě vyznačeném šipkou; b – kra krystalického vápence s "plovoucími hesonity"; stav 25.9.2012.

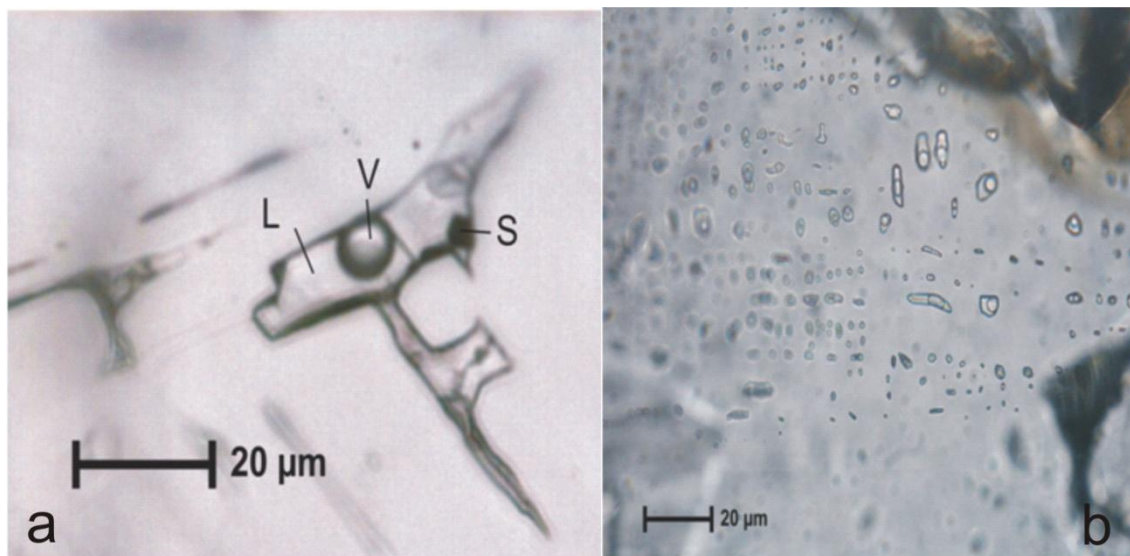
### 6.1.1 Výskyt fluidních inkluzí

V granátu byly nalezeny dva genetické typy fluidních inkluzí a to primární (obr. 9a) a primárně sekundární či sekundární (PS-S; obr. 9b). Primární inkluze jsou dále rozlišeny podle umístění, buď na okraji vzorku (Prim. – okraj) nebo uprostřed (Prim. – střed). Primární inkluze se na okraji i uprostřed vzorku vyskytují soliterně nebo v malých skupinách, jsou typu L+V+S, méně často typu L+V (plynná fáze zaujímá 5–25 obj. %). Pevné fáze jsou dvou typů - část je opakní (obr. 9a), část průhledná, bezbarvá, tvarem blízká klenci, s interferenční barvou bílou vyššího řádu (v tomto případě by mohlo jít o karbonát). Soliterní fluidní inkluze mají často nepravidelný tvar. Velikost primárních inkluzí se pohybuje okolo 40  $\mu\text{m}$ , největší mají až 90  $\mu\text{m}$ . Primárně sekundární či sekundární inkluze mají pravidelnější oválný tvar a vyskytují se na vyhojených trhlinách (obr. 9b). Fázové složení těchto fluidních inkluzí je výhradně L+V (plynná fáze zaujímá až 10-50 obj. %). Velikost primárně sekundárních či sekundárních inkluzí je okolo 15  $\mu\text{m}$ .





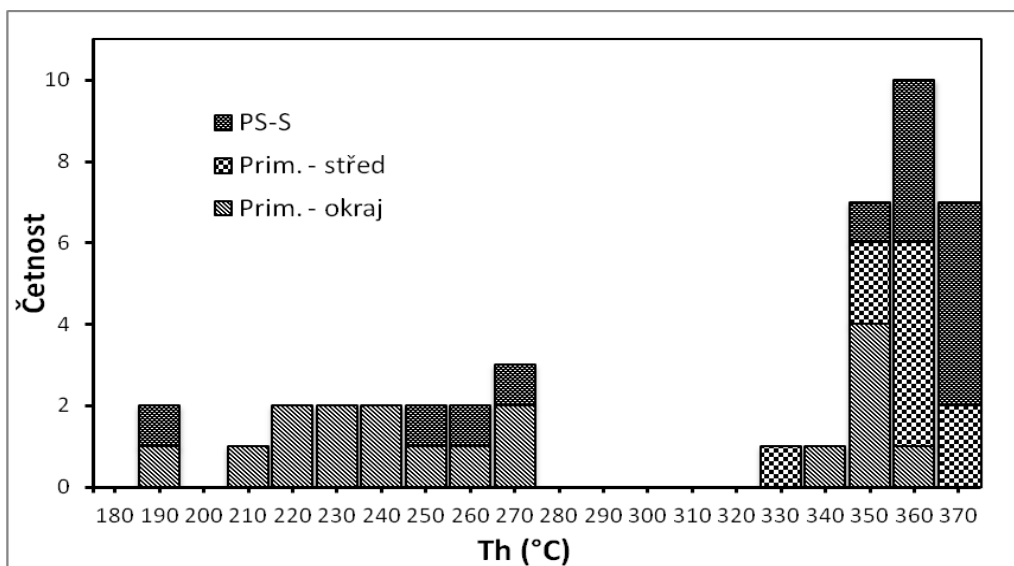
Obr. 8: Krystal hesonitu z Vycpálkova lomu použitý ke studiu fluidních inkluzí (vzorek VL 2).



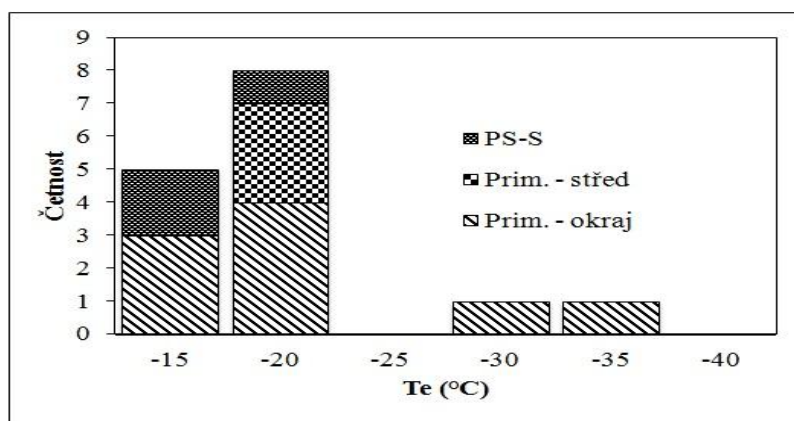
Obr. 9: Fluidní inkluze ve vzorku VL 2; a – primární inkluze obsahující pevnou, plynou i pevnou fázi; b – skupina sekundárních plynokapalných inkluzí na vyhojené trhlině.

### 6.1.2 Mikrotermometrie

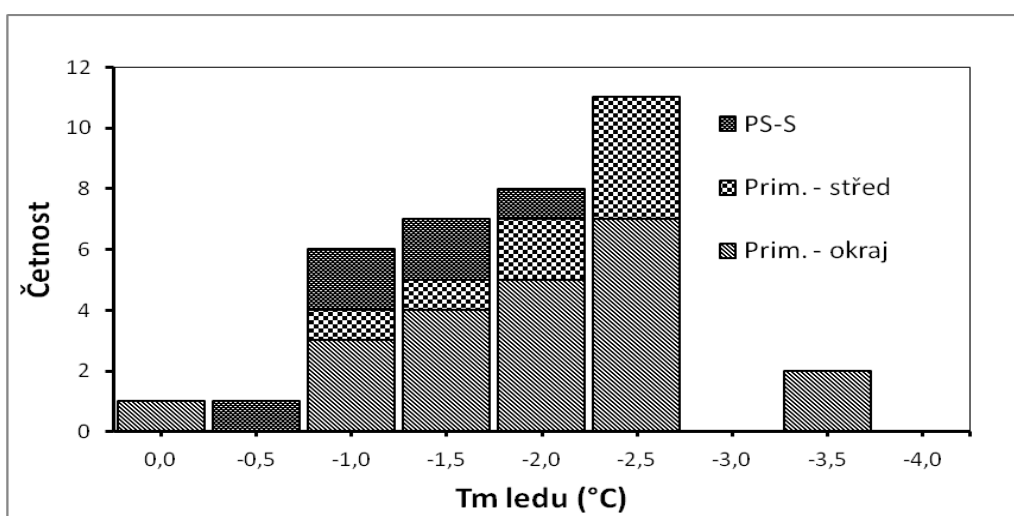
Mikrotermometrickému měření bylo podrobena 24 primárních inkluzí z okraje krystalu, 10 ze středu krystalu a 14 primárně sekundárních či sekundárních inkluzí. Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu (příl. 1). Primární inkluze ze středu krystalu homogenizují za teplot 321–362 °C, z okraje za teplot 181–353 °C (viz obr. 10). Teplota zamrznutí ( $T_f$ ) se pohybovala od -51 do -18 °C. Eutektická teplota ( $T_e$ , obr. 11), kterou nebylo možné vždy měřit, nejčastěji dosahovala hodnot -37 až -11 °C. Histogram teplot tání ledu zobrazuje obr. 12. U primárních inkluzí ze středu krystalu se pohybují hodnoty  $T_m$  ledu mezi -2,8 až -1,1 °C, u inkluzí z okraje granátu od -3,8 do -0,4 °C (obr. 12). U osmi primárních inkluzí byla změřena teplota tání klatrátu ( $T_m$  cla) v rozmezí 8,7–18,8 °C; u zbývajících inkluzí přítomnost klatrátu nebyla pozorována. Primárně sekundární či sekundární inkluze vykazovaly hodnoty  $T_h$  186–368 °C (obr. 10) a  $T_m$  ledu -1,9 až -0,7 °C (obr. 12, 13).



Obr. 10: Histogram teplot homogenizací u jednotlivých skupin inkluzí. Vzorek VL 2.

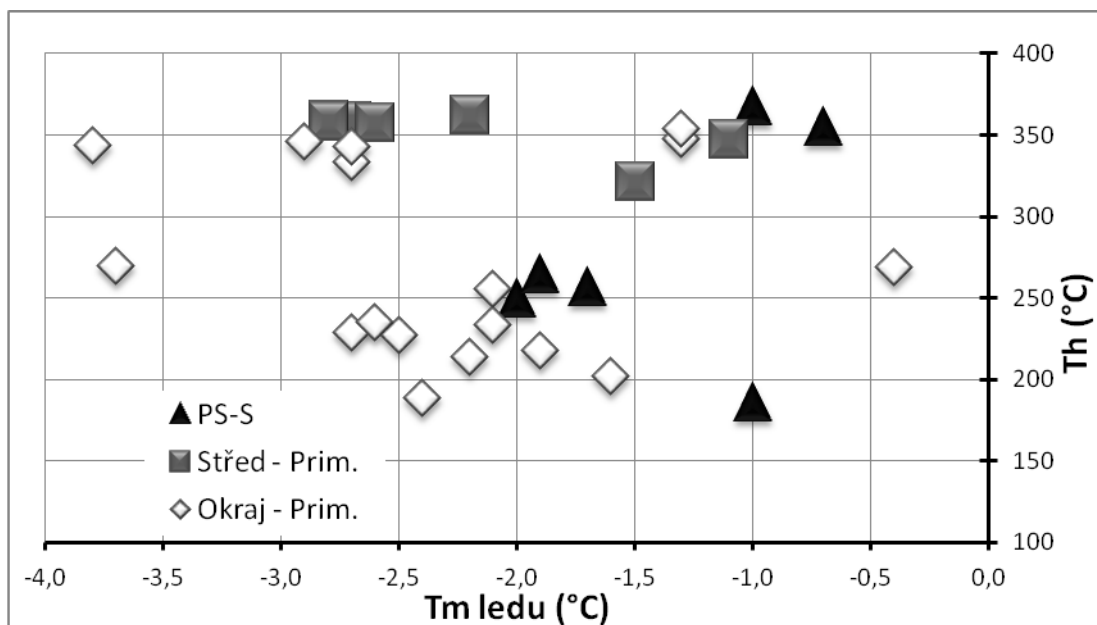


Obr. 11: Histogram naměřených eutektických teplot ve fluidních inkluzích ze vzorku VL 2.



Obr. 12: Histogram teplot tání ledu u jednotlivých skupin inkluzí. Vzorek VL 2.

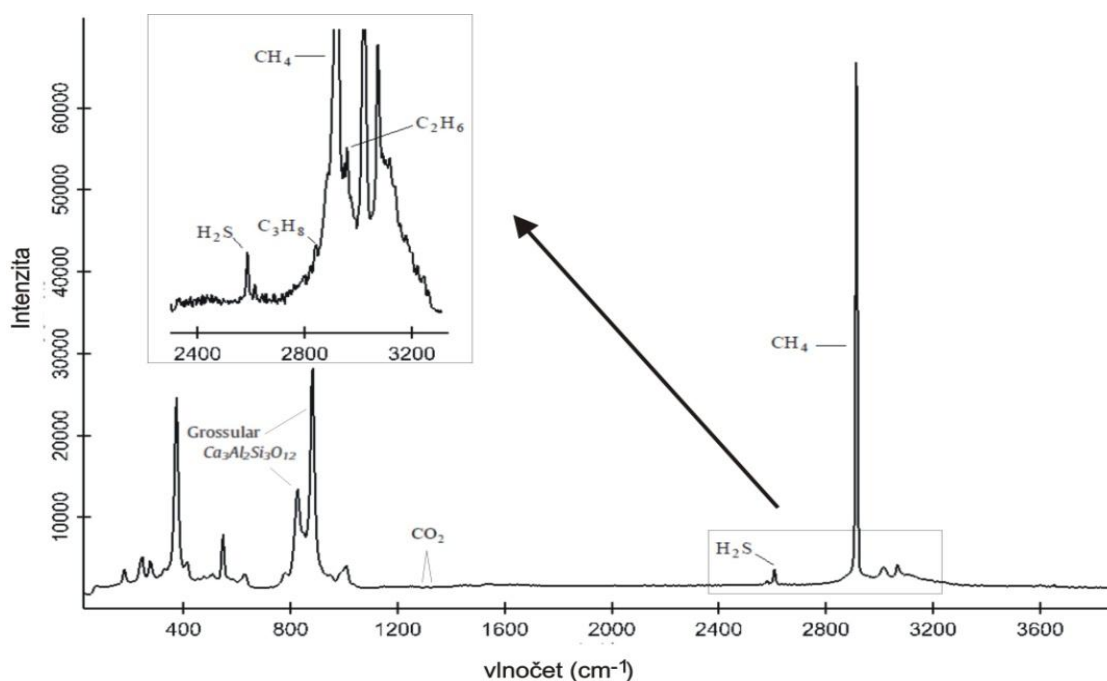




Obr. 13: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze v granátu z Vycpálkova lomu. Vzorek VL 2.

### 6.1.3 Chemické složení plyné fáze

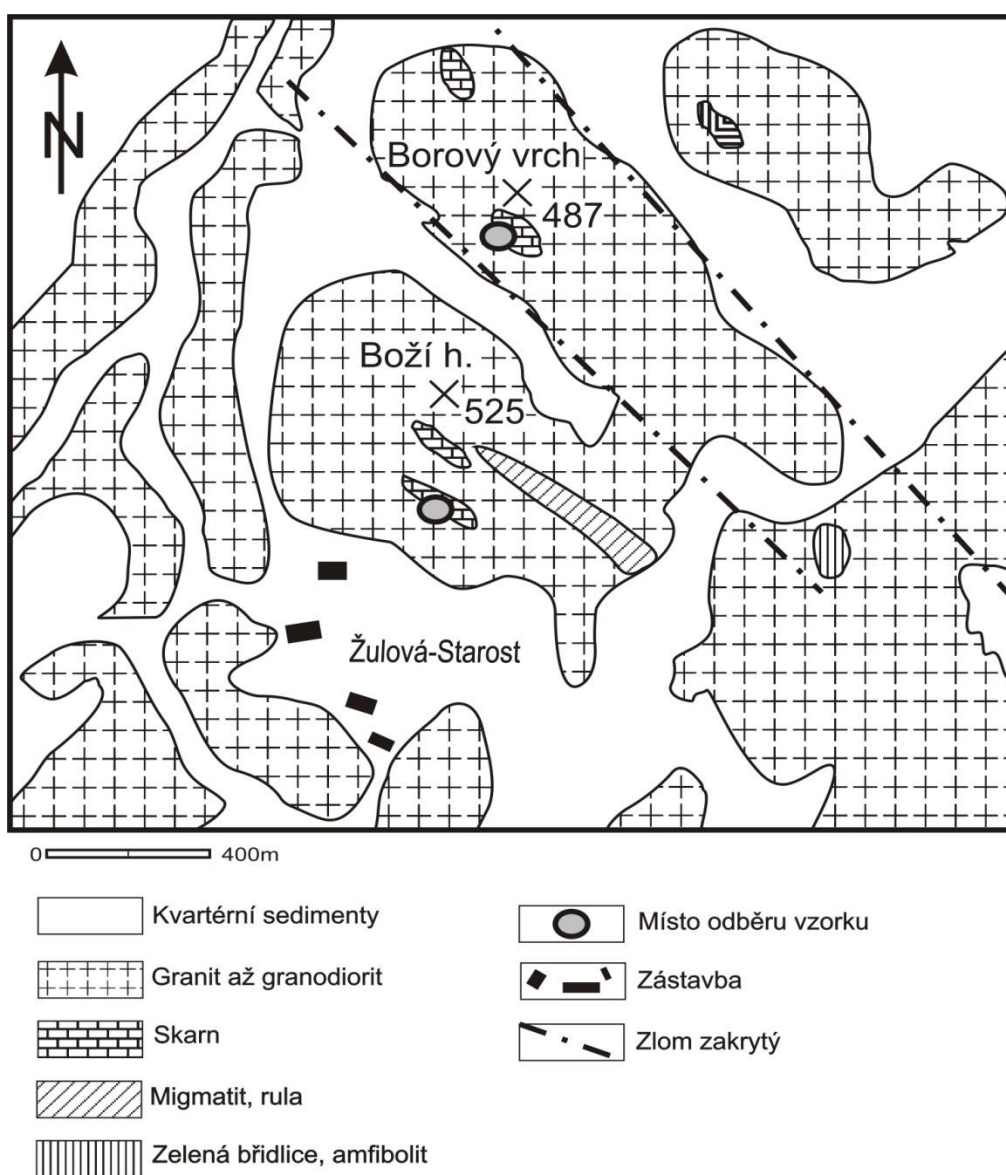
Plynové bubliny ve dvou vybraných fluidních inkluzích byly podrobeny Ramanově spektrometrii. V první byl v plyné fázi přítomen pouze metan. Ve druhé (obr. 14) bylo obsaženo 93,5 % metanu, 6,5% sirovodíku a stopové množství etanu a propanu. Oxid uhličitý nebyl identifikován (obr. 14).



Obr. 14: Ramanovské spektrum plyné fáze z fluidní inkluze s klatrátem. Vzorek VL 2.

## 6.2 Boží hora

V oblasti Boží hory (obr. 15) lze vyčlenit šest lokalit s výskytem kontaktních minerálů (Blažková 2002). Vzorek byl odebrán na lokalitě označené, shodně v této práci i v práci zmíněné autorky, Boží hora 3 (BH 3). Jedná se o výkop v lese (obr. 16) přibližně 40 m západně od okraje lomu, vzniklý činností sběratelů minerálů. Okolo tohoto místa se nacházejí haldy s kontaktními minerály. Vzorek byl odebrán na jedné z těchto hald. V oboustranně leštěné destičce byl identifikován epidot, granát, vesuvian a diopsid.



Obr. 15: Geologická mapa Boží hory, Borového vrchu a přilehlého okolí (upraveno podle Žáček et al. 2005).

Granát tvoří drúzy hnědočervených až masově hnědých krystalků do velikosti 0,5 cm. Diopsid tvoří zrnité agregáty, jež jsou o něco méně hojné než granát, má šedozelenou až tmavě zelenou barvu, velikost je obdobná jako u granátu. Vesuvian se vyskytuje v podobě stébelnatých až krátce sloupcovitých krystalů, je šedozelené či olivově zelené barvy. Epidot má krátce sloupcovitý habitus s nedokonalým vývinem a je zbarven tmavě zeleně, velikost dosahuje 0,1-0,3 cm.

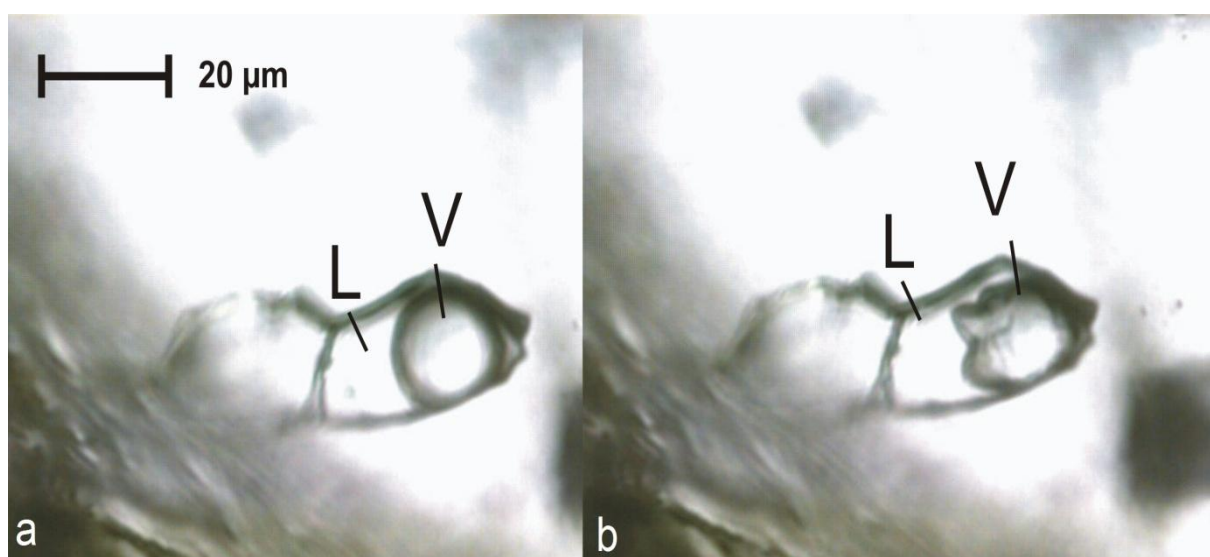


Obr 16 : Výkop s kontaktními minerály na lokalitě Boží hora 3; stav k 25.9.2012.

### 6.2.1 Výskyt fluidních inkluzí

Fluidní inkluze byly nalezeny v epidotu, granátu, vesuvianu a diopsidu. Ve vzorku BH 3 byly nalezeny inkluze primární (obr. 17), primárně sekundární a sekundární. Primární fluidní inkluze v granátu a vesuvianu sledují linie růstových zón, v případě epidotu a diopsidu se jedná spíše o solitérní fluidní inkluze. Primárně sekundární fluidní inkluze jsou na vyhojených puklinách. Typ L+V+S je přítomen především v granátu a vesuvianu, u ostatních minerálů je frekventovanější složení L+V (plynná fáze zaujímá 5–30 obj. %). Méně hojně jsou viditelné jednofázové kapalně fluidní inkluze. Pevné fáze v inkluzích jsou dvojího typu. První typ má v procházejícím světle bílou barvu, mnohdy je průhledná, bývá nepravidelného tvaru a při pozorování

při zkřížených nikolech je izotropní. Druhý typ, pravidelněji omezený je v procházejícím světle bezbarvý, při zkřížených nikolech má vysoký dvojlom (pravděpodobně se jedná o karbonát). Primární fluidní inkluze jsou nepravidelného variabilního tvaru. Nejbizarnější tvary inkluzí jsou v granátu, s jednoduššími typy se setkáváme u vesuvianu, kde mají protáhlejší oválný tvar. Velikost primárních fluidních inkluzí se pohybuje kolem 25  $\mu\text{m}$ , největší mají až 80  $\mu\text{m}$ . Sekundární fluidní inkluze mají pravidelnější oválný tvar a vyskytují se na vyhojených trhlinách. Fázové složení těchto fluidních inkluzí je výhradně L+V (plynná fáze zaujímá objem 5-50 %). Velikost sekundárních inkluzí se pohybuje okolo 10  $\mu\text{m}$ .



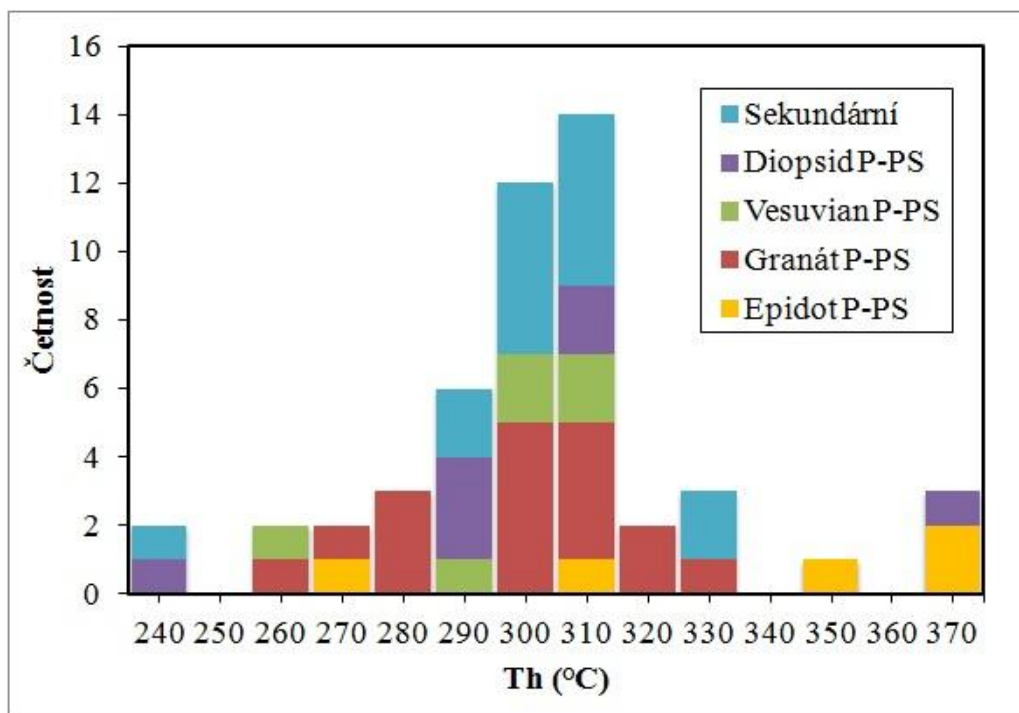
Obr. 17: Primární fluidní inkluze v granátu ze vzorku BH 3; a – při pokojové teplotě, b – po zmrznutí klatrátu (-41°C).

### 6.2.2 Mikrotermometrie

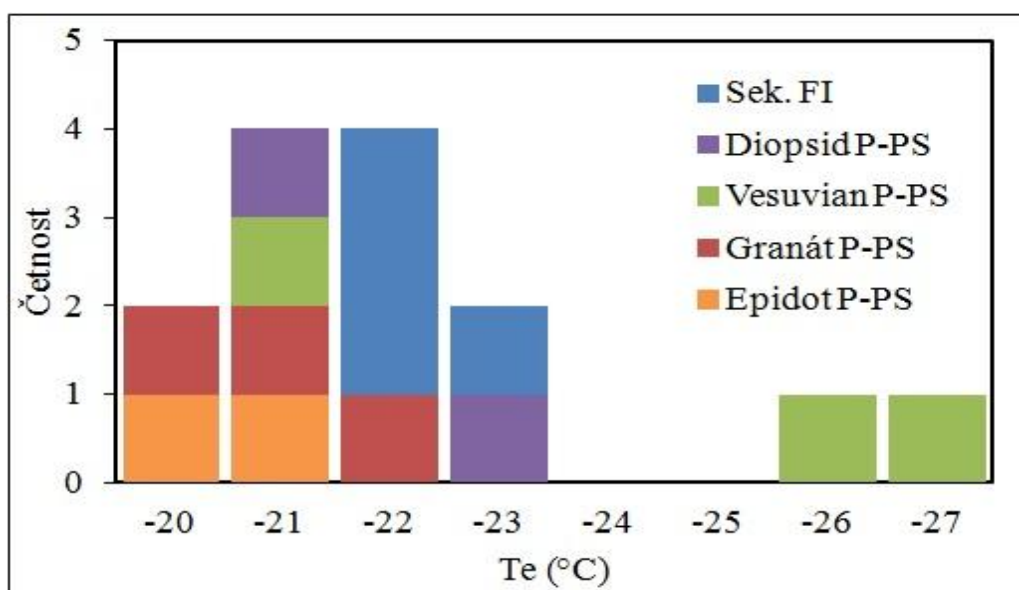
Mikrotermometrickému měření bylo podrobena 52 inkluzí, z toho 37 primárních a primárně sekundárních (přičemž 5 bylo v epidotu, 19 v granátu, 6 ve vesuvianu a 7 v diopsidu) a 15 jich bylo klasifikováno jako sekundárních. Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu (příl. 2). Primární inkluze homogenizují za teplot 240–362 °C (viz obr. 18). Několik inkluzí s pevnou fází bylo podrobena zahřívání nad teploty homogenizace (do 500 °C) - inkluze při vyšších teplotách dekrepitovaly a na pevné fázi nebyly pozorovány žádné změny (např. rozpouštění). Teplota zamrznutí ( $T_f$ ) se pohybovala od -49 do -35 °C. Eutektická teplota (obr. 19), kolísá mezi -20 až -27°C. Histogram teplot tání ledu zobrazuje obr. 20. U primárních inkluzí se pohybují hodnoty



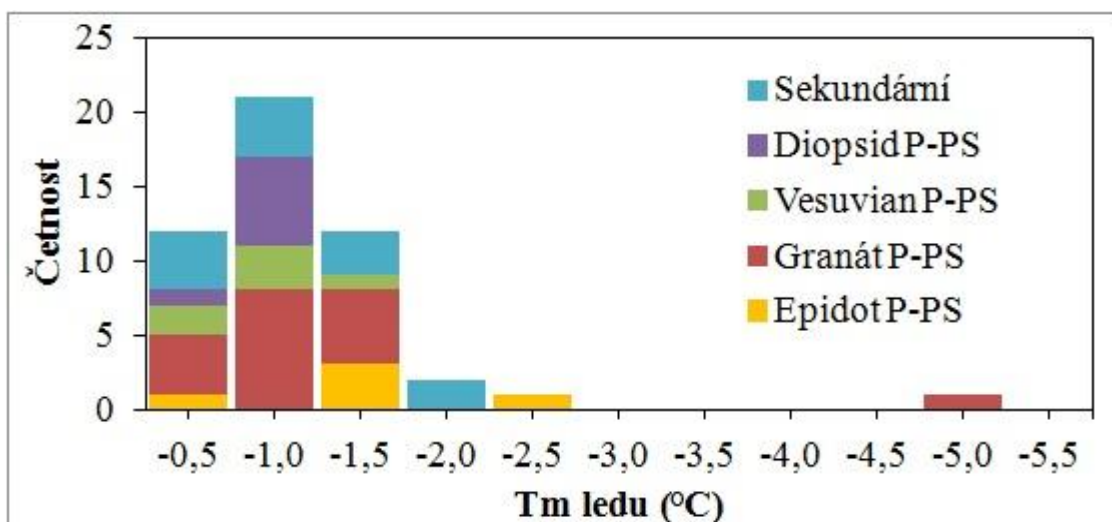
$T_m$  ledu mezi  $-2,7$  až  $-0,5$  °C, u jedné inkluze byla naměřena nižší hodnota  $-5,2$  °C (obr. 20). V deseti primárních inkluzích (v granátu, epidotu a vesuvianu) byla změřena teplota tání klatrátu ( $T_m$  cla) v rozmezí  $9,8$ – $19,3$  °C; u zbývajících inkluzí přítomnost klatrátu nebyla pozorována. Sekundární inkluze vykazovaly hodnoty  $T_h$   $182$ – $327$  °C (obr. 18) a  $T_m$  ledu  $-2,1$  až  $-0,7$  °C (obr. 20, 21).



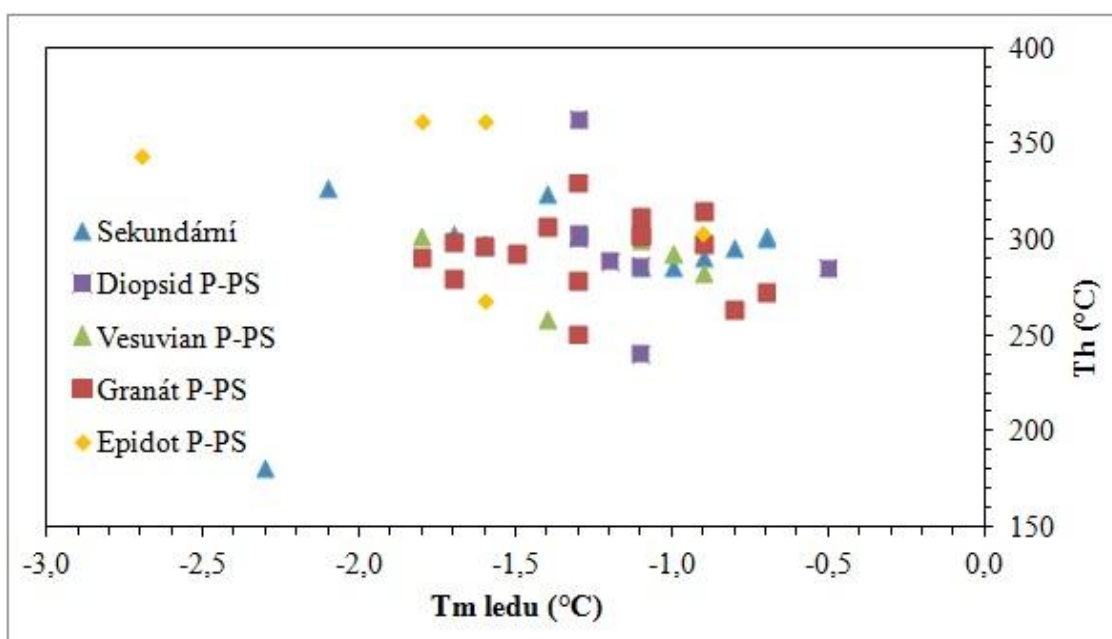
Obr. 18: Histogram teplot homogenizací u jednotlivých skupin inkluzí ze vzorku BH 3.



Obr. 19: Histogram naměřených eutektických teplot v inkluzích ze vzorku BH 3.



Obr. 19: Histogram teplot tání ledu u jednotlivých skupin inkluzí ze vzorku BH 3.



Obr. 20: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze ve vzorku BH 3.

### 6.3 Borový vrch

Lokalita se nachází sv. od Žulové, taktity leží jz. od vrcholu kopce (obr. 15). Jedná se o výkop v lese, jehož délka je přibližně 25 m a šířka 5 m. Vzorek s kontaktními minerály byl odebrán na haldě vykopaného materiálu (obr. 21). Makroskopicky byla určena minerální asociace ve vzorku: křemen, granát, vesuvian a epidot. Všechny tyto

minerály byly zjištěny i při mikroskopickém studiu. Vzhledem k větší tloušťce preparátu nebylo možné studium fluidních inkluzí v silně zakaleném vesuvianu.

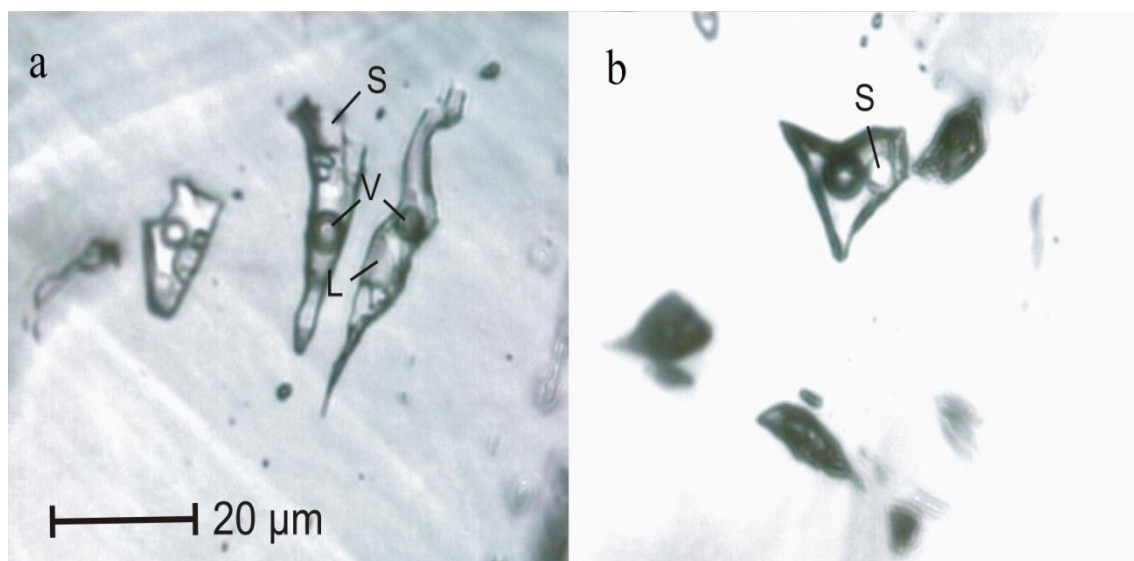


Obr. 21: Výkop v lese na Borovém vrchu, z něhož byl odebrán vzorek BV 1; 25.9.2012.

### 6.3.1 Výskyt fluidních inkluzí

Fluidní inkluze byly studovány v křemenu, granátu a epidotu. Vzorek z Borového vrchu (BV 1) obsahuje tři genetické typy fluidních inkluzí a to primární (obr. 22), pseudosekundární a sekundární. Poslední dvě jmenované kategorie jsou dále souhrnně označovány jako sekundární inkluze, protože od primárních inkluzí se odlišovaly absencí pevné fáze a zřetelně jinými fázovými poměry a určit genezi na základě jejich prostorové pozice v nepravidelně omezených zrnech nebylo vždy možné. Primární fluidní inkluze se vyskytují izolovaně v malých prostorových skupinkách, to platí napříč všemi minerály. Primární fluidní inkluze jsou nepravidelného tvaru. Velikost inkluzí se pohybuje kolem 30  $\mu\text{m}$ , největší mají až 75  $\mu\text{m}$ . Primární inkluze v granátu a epidotu jsou typu L+V+S, často také L+V (plynná fáze zaujímá 5–20 obj. %), zatímco v křemenu převládají spíše inkluze typu L+V. Pevná fáze má při pozorování v procházejícím světle bílou barvu nebo je průhledná, při zkřížených nikolech má interferenční barvy vyššího řádu. Jedná se pravděpodobně o karbonát, čemuž nasvědčuje i tvar blízký klenci. Jiné pevné fáze jsou izotropní. Úměra mezi velikostí pevné fáze a velikostí inkluze není vždy patrná, obecně lze říci, že pevná fáze není větší než plynná bublina. Sekundární fluidní inkluze mají pravidelnější tvar a vyskytují se na vyhojených trhlinách, někdy i v podobě negativních krystalů. Fázové

složení těchto fluidních inkluzí je výhradně L+V (plynná fáze zaujímá objem až do 40 %). Velikost sekundárních inkluzí se pohybuje okolo 5  $\mu\text{m}$ .

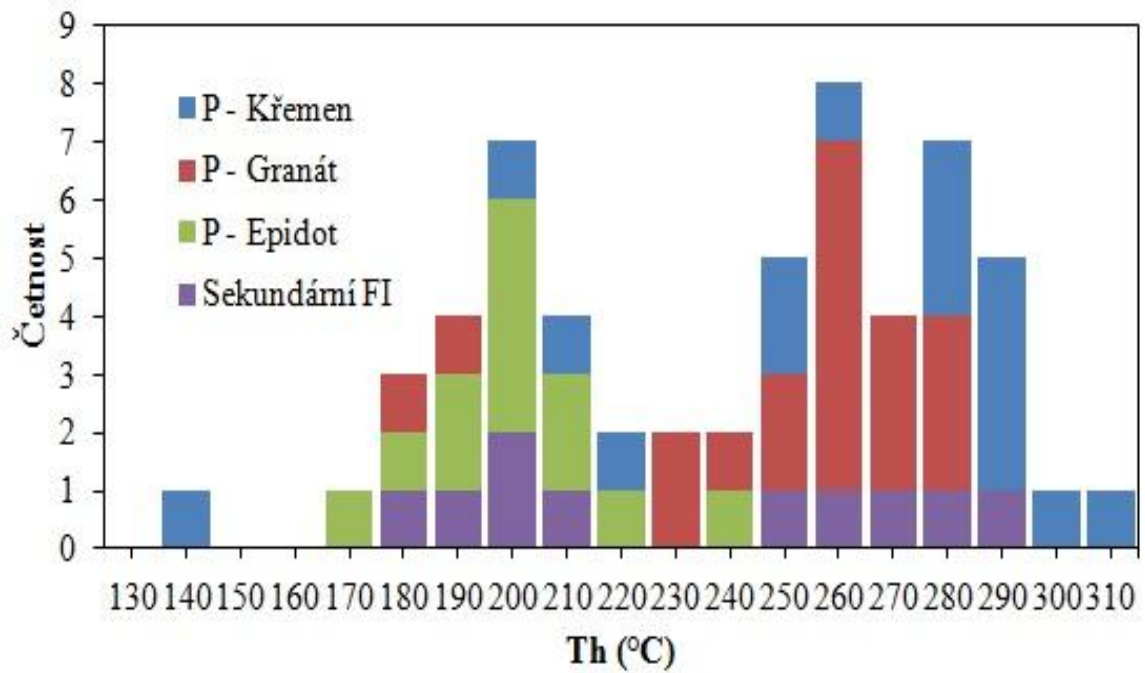


Obr. 22: Primární fluidní inkluze ve vzorku BV 1; a – vícefázové primární inkluze v granátu, b – třífázová inkluze v granátu, pevnou fází tvoří pravděpodobně karbonát.

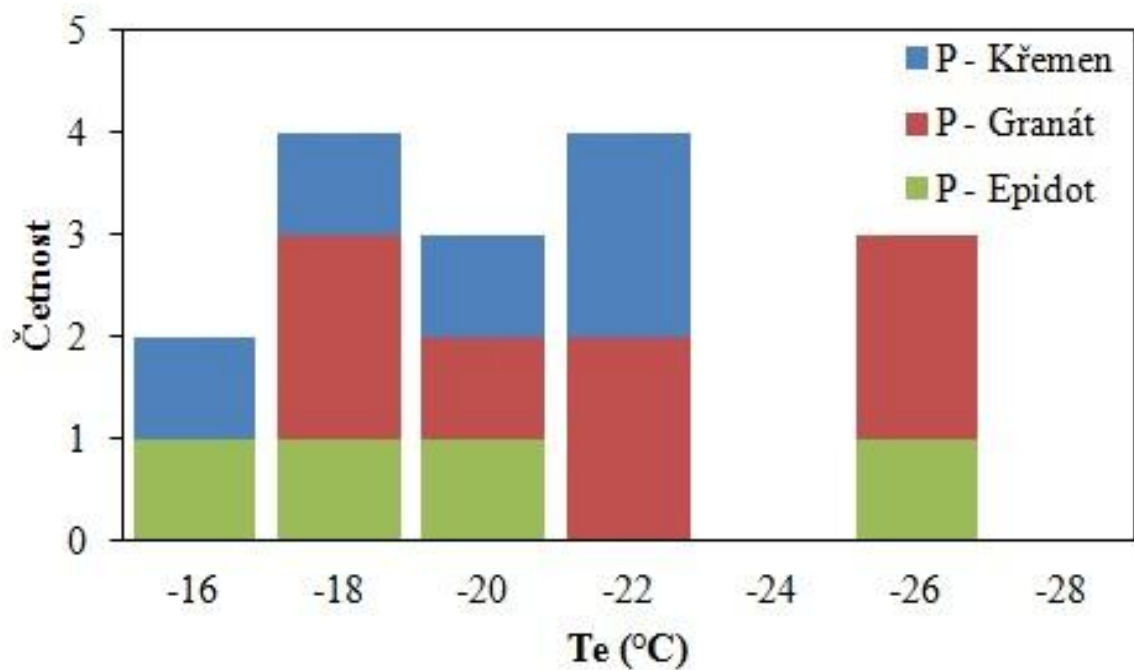
### 6.3.2 Mikrotermometrie

V tomto vzorku bylo mikrotermometricky měřeno 59 inkluzí, z toho 49 primárních (přičemž 16 bylo v křemenu, 21 v granátu a 12 v epidotu) a 10 inkluzí bylo klasifikováno jako sekundárních. Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu (příl. 3). Primární inkluze homogenizují při teplotách 139–303  $^{\circ}\text{C}$  (obr. 23). Při zahřívání nad teploty homogenizací, s cílem zjistit teplotu rozpuštění pevné fáze v inkluzích v granátu a epidotu, docházelo k dekrepitaci inkluzí, přesto na pevné fázi nebyly pozorovány žádné známky rozpouštění (dosaženo teploty 500  $^{\circ}\text{C}$ ). Teplota zamrznutí ( $T_f$ ) se pohybovala od -45 do -25  $^{\circ}\text{C}$ . Eutektická teplota (obr. 24), se pohybuje mezi -16 a -26  $^{\circ}\text{C}$ ; nejčastěji dosahovala hodnot -18 až -22  $^{\circ}\text{C}$ . Byla měřena pouze u primárních inkluzí. Histogram teplot tání ledu zobrazuje obr. 25. U primárních inkluzí se pohybují hodnoty  $T_m$  ledu mezi -1,8 až -0,1  $^{\circ}\text{C}$  (obr. 25). Přítomnost klatrátu nebyla pozorována. Sekundární inkluze vykazovaly hodnoty  $T_h$  179–285  $^{\circ}\text{C}$  (obr. 23) a  $T_m$  ledu -1,6 až -0,2  $^{\circ}\text{C}$  (obr. 25, 26).

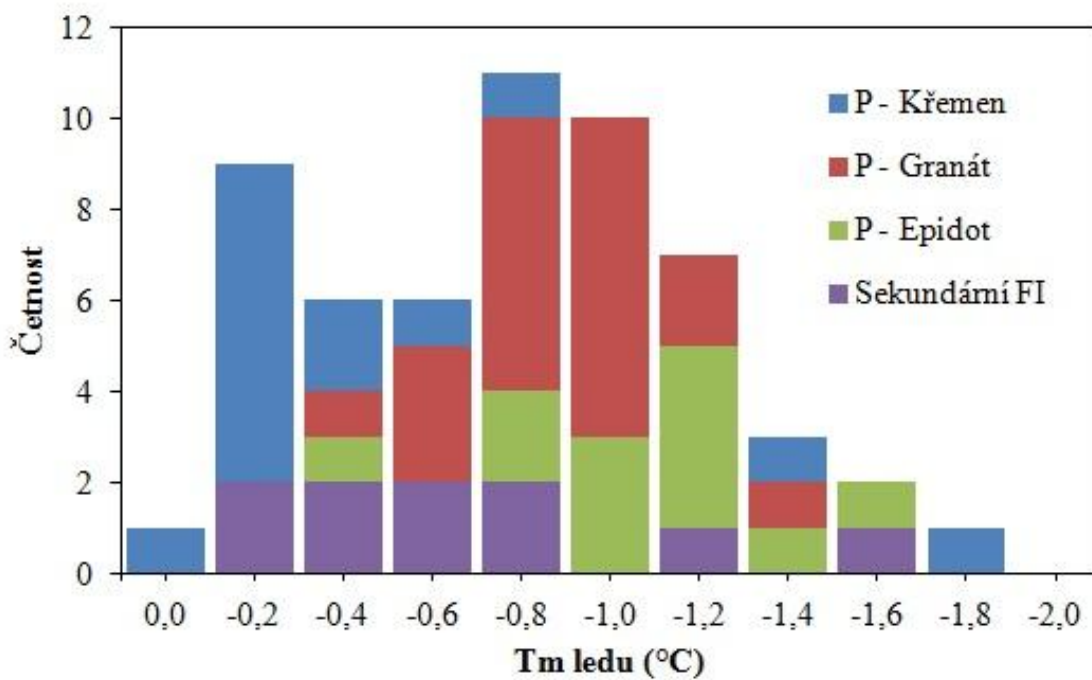




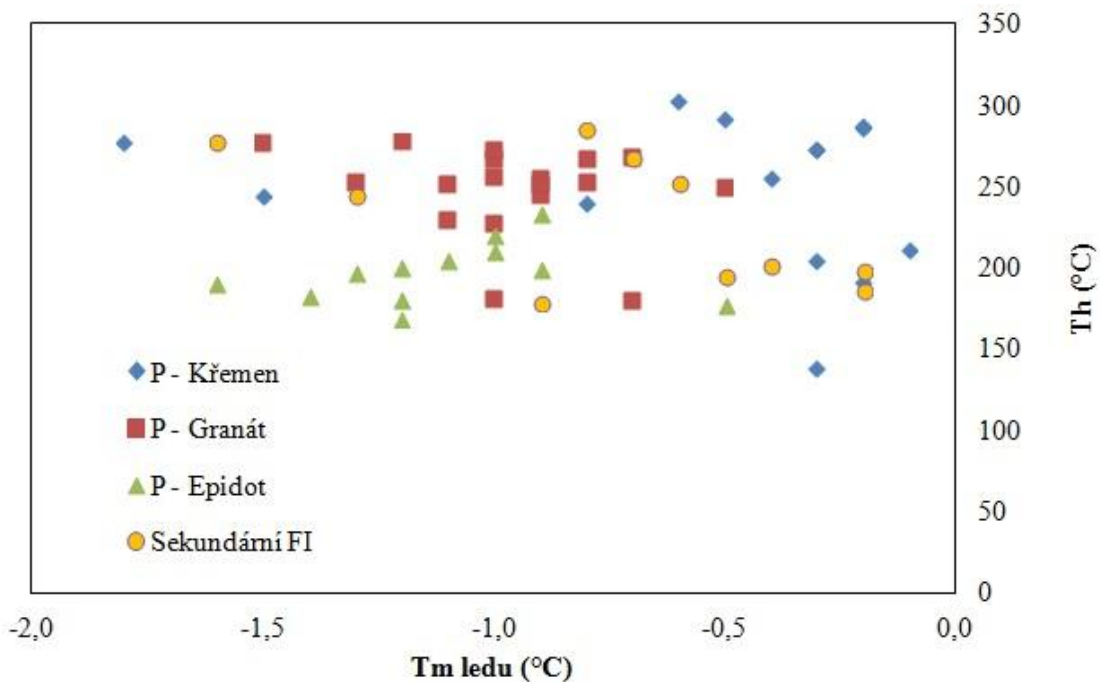
Obr. 23: Histogram teplot homogenizací u jednotlivých skupin inkluzí ve vzorku BV 1.



Obr. 24: Histogram naměřených eutektických teplot v primárních inkluzích ve vzorku BV 1.



Obr. 25: Histogram teplot tání ledu u jednotlivých skupin inkluzí ve vzorku BV 1.



Obr. 26: Diagram Th - Tm pro fluidní inkluze ve vzorku BV 1.

## 7. Diskuze

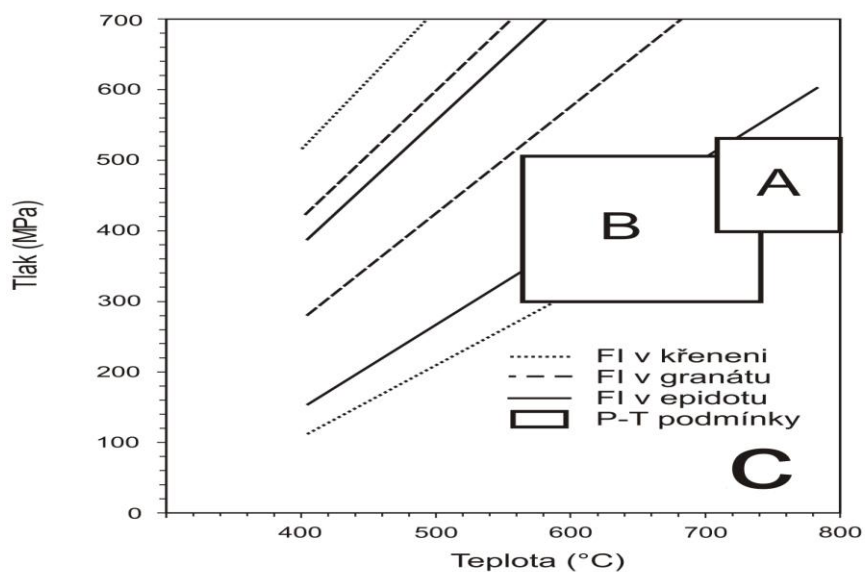
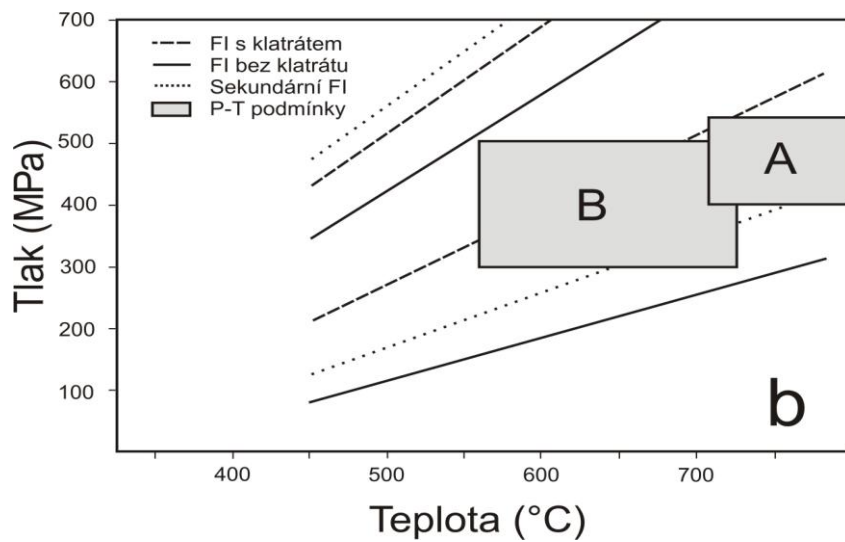
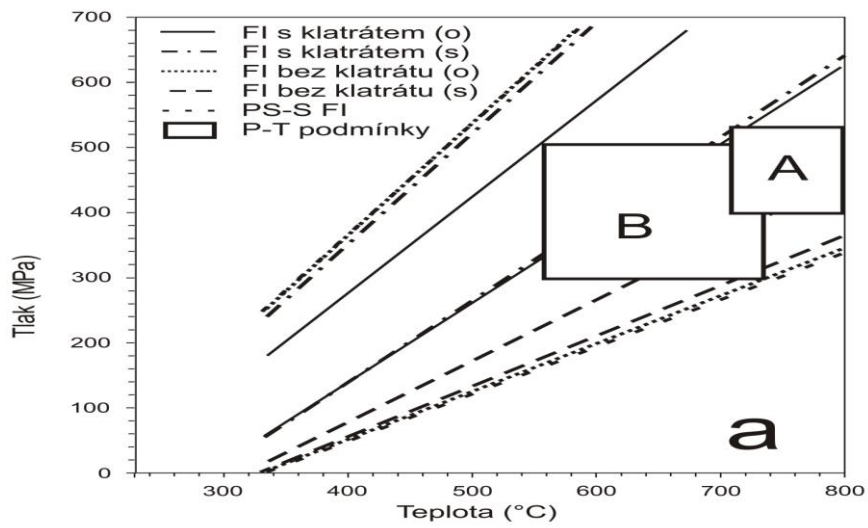
Eutektická teplota ve vzorku VL 2 (obr. 10) pohybující se nejčastěji od -25 do -20 °C poukazuje, že solný obsah inkluzí je tvořen hlavně NaCl. Ve dvou případech se  $T_e$  pohybovala okolo -37 °C, což odpovídá solným systémům  $MgCl_2$ -NaCl nebo NaCl- $FeCl_2$ . V některých primárních inkluzích se vyskytuje klatrát. Pomocí Ramanovy spektrometrie byl v plynné fázi inkluzí zjištěn metan, někdy s malou příměsí sirovodíku. Modelujeme-li složení fluida systémem  $CH_4$ - $H_2O$ -NaCl, pak mikrotermometrické údaje jsou kompatibilní s 88,8-97,8 mol. % vody, 0,3-10,0 mol. % metanu a 1,2-2,8 mol. % NaCl. Salinita vodného roztoku se pohybuje mezi 2,1 a 4,7 hmot. % NaCl ekv. Molární objem fluida je 22,2-24,8  $cm^3/mol$ . Pro primární fluidní inkluze bez klatrátotvorného plynu (systém  $H_2O$ -NaCl) byly vypočítány hodnoty molárního objemu fluida 20,3–33,5  $cm^3/mol$ . Salinita vodného roztoku v tomto případě byla 1,2–3,9 hmot. % NaCl ekv.

Rozsah eutektických teplot naměřených ve vzorku BH 3 pohybující se od -23 do -21 °C (obr. 18) poukazuje, stejně jako v případě Vycpálkova lomu, že solný obsah inkluzí je tvořen zejména NaCl. V některých primárních inkluzích se vyskytuje klatrát s vysokými hodnotami  $T_m$  cla (většinou nad 10 °C); na základě toho lze tedy opět předpokládat přítomnost fluid systému  $CH_4$ - $H_2O$ -NaCl. Naměřené mikrotermometrické údaje odpovídají 91,5-95,8 mol. % vody, 0,7-6,4 mol. % metanu a 1,1-1,7 mol. % NaCl. Salinita vodného roztoku se pohybuje mezi 3,6 a 5,5 hmot. % NaCl ekv. Molární objem fluida je 21,5-24,7  $cm^3/mol$ . Pro primární fluidní inkluze bez klatrátu (systém  $H_2O$ -NaCl) byly vypočítány hodnoty molárního objemu fluida 20,2-32,2  $cm^3/mol$ . Salinita vodného roztoku v tomto případě byla 1,2-3,8 hmot. % NaCl ekv.

Situace ve vzorku BV 1 je podobná, solný obsah inkluzí je tvořen převážně NaCl, čemuž nasvědčuje eutektická teplota (obr. 23) pohybující se nejčastěji od -22 do -18 °C. Molární objem fluida pro systém  $H_2O$ -NaCl je 19,3-26,0  $cm^3/mol$ . Salinita vodného roztoku v tomto případě byla 0,3-3,0 hmot. % NaCl ekv.

Vzhledem ke skutečnosti, že fluidní inkluze ve všech vzorcích vykazují stálé fázové poměry, lze předpokládat zachycení inkluzí z homogenního fluida. Stanovení reálných P-T podmínek je v takovém případě možné s použitím kombinace izochor a nezávislých termometrů či barometrů. Srovnání námi získaných dat je možné s publikovanými údaji o P-T podmínkách periplutonické metamorfózy žulovského plutonu (obr. 26). Publikované P-T podmínky metamorfózy jsou ve shodě s možným

rozsahem P-T podmínek ve vzorcích VL 2 a BH 3, zatímco ve vzorku BV 1 korespondují s izochorami, zkonstruovaných na základě studia fluidních inkluzí, jen částečně.



Obr. 26: P-T diagramy s vynesnými krajními izochorami fluidních inkluzí ze vzorku VL 2 (a), BH 3 (b) a BV 1 (c). Oblast A znázorňuje P-T podmínky vypočtené z migmatitů pláště žulovského plutonu podle Žáčka (2003). Oblast B reprezentuje vypočtené teplotní podmínky kontaktní metamorfózy podle Losose a Hladíkové (1988) a tlakové podmínky periplutonické metamorfózy v práci Losose et al. (1986). O - okraj krystalu, s - střed krystalu.

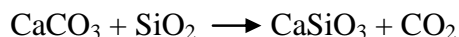
Hustoty ani chemické složení fluid (zejména absence CO<sub>2</sub>, srov. Losos et al. 1986) nejsou v rozporu s představou metamorfogenního původu daných fluid. Za vznikem metanu může stát reakce grafitu, který je hojně obsažen v krystalických vápencích (Rybák 1972, Losos a Hladíková 1988), a vodných roztoků v redukčních podmínkách podle rovnice  $2C + 2H_2O = CH_4 + CO_2$  (Crespo et al. 2004).

Z histogramu teplot homogenizací (obr. 10) vzorku VL 2 vyplývá, že fluida působila (a zároveň granát rostl) ve dvou různých etapách, které se lišily buď teplotou a/nebo tlakem. Je možné, že níže temperované roztoky (zachycené v mladší růstové zóně granátu) reprezentují fázi chladnutí intruze.

U vzorku BH 3 lze z diagramu teplot homogenizací a teplot tání ledu (obr. 20) a při zjištěné nízké salinitě předpokládat, že na růstu kontaktních minerálů se podílela fluida, která postupně ztrácela na své teplotě či tlaku.

Při formování taktitů na Borovém vrchu působila fluida (a zároveň minerály rostly) ve dvou různých etapách, které se lišily buď teplotou a/nebo tlakem. To vyplývá z histogramu teplot homogenizací (obr. 23). Obdobnou tendenci pozorujeme také v Th-Tm diagramu (obr. 26).

Z práce některých autorů (Braitsch a Chatterjee 1963 in Rybák 1972) zabývajících se experimentální syntézou některých silikátů vyplývá, že wollastonit, k jehož syntéze je zapotřebí relativně nejvyšší teploty, vznikl jako první minerál kontaktních asociací.

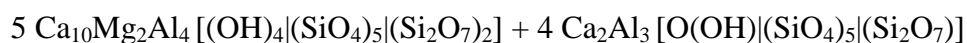


*Wollastonit*

Tomu odpovídá jeho pozice na vnějších okrajích kontaktních zón na styku s krystalickým vápencem. Při nižší teplotě vznikají epidot a granát, které mohou dalším snižováním teploty přecházet ve vesuvian, epidot a křemen:



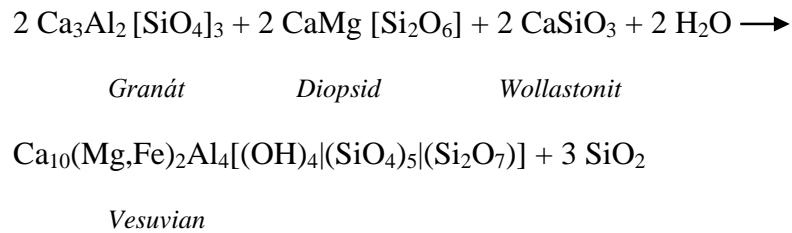
*Granát*                      *Diopsid*



*Vesuvian*

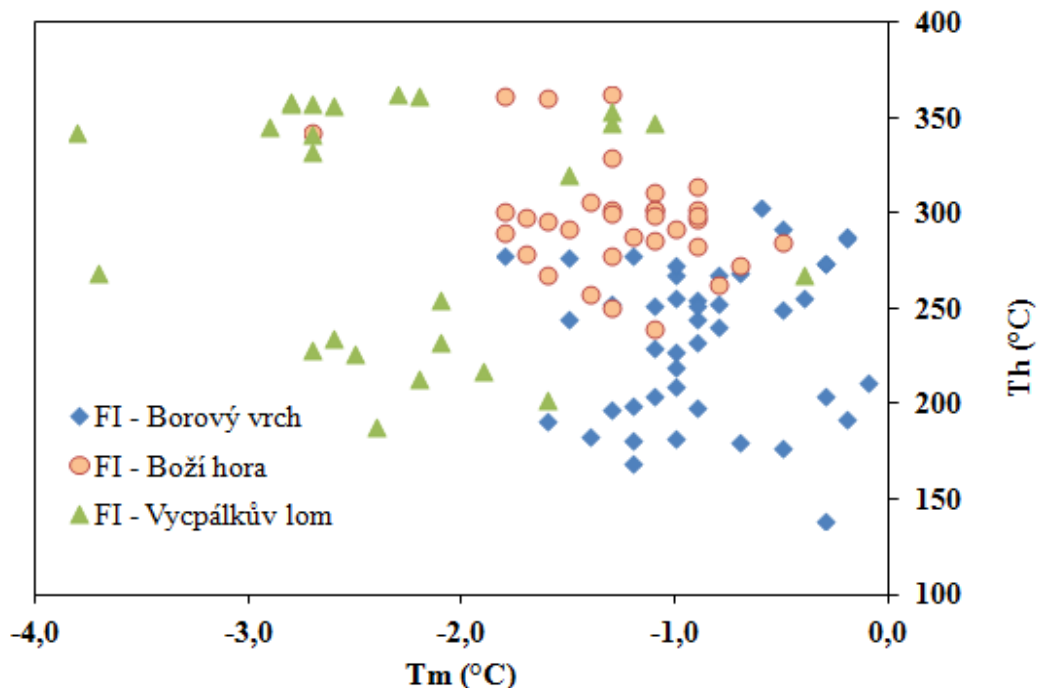
*Epidot*

Vesuvian se může tvořit při poklesu teploty ze směsi wollastonitu, diopsidu a granátu také při následující reakci:



Rybák (1972) usuzuje, že hlavní kontaktní minerály (wollastonit, diopsid, hesonit, vesuvian a epidot) vznikly v jednom stadiu bez postupného přínosu dalších složek, pouze v závislosti na teplotě, tlaku a poměru hlavních reagujících komponent (CaO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O), a že tedy všechny tyto minerály patří k jedné paragenezi. Toto tvrzení nelze na základě Th-Tm diagramů (obr. 13, 20 a 26) a histogramů Th (obr. 12, 19 a 25) akceptovat. Údaje získané studiem fluidních inkluzí spíše svědčí o epizodickém působení fluid/růstu minerálů.

Závěr Tally (2007), že v žulovské oblasti nelze formulovat jednotný model geneze pro všechny skarny, podporuje souhrnný Th-Tm diagram (obr. 27). Z tohoto diagramu je jasně zřetelná různorodost jednotlivých kontaktních míst zjištěná pomocí studia fluidních inkluzí.



Obr. 27: Diagram Th – Tm pro primární fluidní inkluze ze všech zkoumaných lokalit.

Je zajímavé, že velice podobné složení „kontaktně-metamorfních“ fluid bylo popsáno z kontaktních zón i odjinud. Buriánek a Dolníček (2011) zkoumali kontaktní aureoly kolem křídového batolitu v Nikaragui (Střední Amerika). Jimi zjištěné údaje o složení primárních fluidních inkluzí ve vesuvianu (88,9-93,8 mol. % vody, 3,4-9,9 mol. % metanu a 1,2-2,8 mol. % NaCl) a jejich teplotách homogenizací (225-355 °C) jsou takřka totožné s hodnotami naměřenými v této práci. Taktéž práce Koděry et al. (1998) a Markowského et al. (2006) popisují podobné hodnoty  $T_h$  pro fluidní inkluze zachycené v granátech. Obdobné údaje o složení fluidních inkluzí v granátech zmiňuje též Donahue (2002), zásadní rozdíl je ovšem ve zjištění vysokých obsahů  $CO_2$  na místo metanu. Srovnání ukazuje tabulka 1.

	voda (mol. %)	metan (mol. %)	$CO_2$ (mol. %)	NaCl (hmot. % ekv)	$T_h$ (°C)
Vycpálkův lom - tato práce	88,8-97,8	0,3-10	-	1,2-4,7	181-362
Boží Hora 3 - tato práce	91,5-95,8	0,7-6,4	-	1,2 -5,5	240-362
Borový vrch - tato práce	-	-	-	0,3-3,0	139-303
Nikaragua - Buriánek a Dolníček (2011)	88,9-93,8	3,4-9,9	-	3,0-4,7	225-355
Nové Mexiko - Donahue (2002)	-	-	1,5-20,0	2,0-5,0	171-360
Vyhne-Klokoč (Slovensko) - Koděra et al. (1998)	-	-	+	0,3-10,4	218-371
Fortuna skarn (Ekvádor) - Markowski et al. (2006)	-	-	-	1,0-20,2	335-475

Tab. 1: Srovnání teplot homogenizací a chemického složení fluidních inkluzí z různých lokalit s kontaktními minerály. Značka „-“ udává nepřítomnost dané látky, „+“ přítomnost bez uvedení konkrétních hodnot.

## 8. Závěr

Na formování „plovoucích hesonitů“ ve Vycpálkově lomu se podílela nízko-salinní fluida (1,2-4,7 hmot. % NaCl ekv.). Zachycení fluid spojené s růstem granátů probíhalo ve dvou etapách, charakterizovaných rozdílnými teplotami  $T_h$ . Pomocí Ramanovy spektrometrie se u některých inkluzí podařilo zjistit v plynné fázi metan, jehož koncentrace ve fluidu dosahovala 0,3-10,0 mol. %. Porovnáním průběhu izochor s publikovanými údaji lze konstatovat, že složení a hustoty fluid rámcově odpovídají dříve zjištěným P-T podmínkám pro periplutonickou metamorfózu v plášti žulovského plutonu.

Na vzniku zkoumané kontaktní zóny na Boží hoře měly podíl taktéž fluida o nízké salinitě (1,2-5,5 hmot. % NaCl ekv.). V některých inkluzích byl zjištěn ve fluidní fázi metan (0,7-6,4 mol. %). Mikrotermometrické údaje ukazují, že zachycení fluid a vznik minerálů v tomto případě probíhaly v jedné teplotní periodě. Publikované P-T podmínky pro plášť žulovského masivu i Boží horu jsou ve shodě s průběhem zkonstruovaných izochor.

Situace na Borovém vrchu se diametrálně neliší od výše popsaných lokalit, přesto lze zmínit malé difference v salinitě (0,3-3,0 hmot. % NaCl ekv.) i v hodnotách teplot homogenizací (139-303 °C). Mezi další odchylky patří absence klatrátotvorného plynu v plynné fázi i fakt, že sestrojené izochory jen částečně korelují s P-T podmínkami prezentovanými pro periplutonickou metamorfózu v plášti žulovského plutonu. Z histogramu teplot homogenizací vyplývá, že fluida působila (a zároveň minerály rostly) ve dvou různých etapách, které se lišily buď teplotou a/nebo tlakem. Z  $T_h$ - $T_m$  diagramu lze konstatovat míšení dvou fluid o rozdílné teplotě a/nebo tlaku.



## 9. Seznam literatury

- Bakker, R. J. (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chemical Geology*, 194, 3–23.
- Bernard, J. H. – Čech, F. – Dávidová, Š. – Dudek, A. – Fediuk, F. – Hovorka, D. – Kettner, R. – Koděra, M. – Kopecný, L. – Němec, D. – Paděra, K. – Petránek, J. – Sekanina, J. – Staněk, J. – Šímová, M. (1981): *Mineralogie Československa*. – Academia Praha.
- Blažková, I. (2002): Kontaktní minerály na Borovém vrchu a Boží hoře u Žulové. – MS, dipl. práce. UP Olomouc.
- Buriánek, D. – Dolníček, Z. (2011): Metamorphic evolution of the contact aureole of the Dipilto Batholith, Eastern Chortis Terrane, Nicaragua. – *Journal of Geosciences*, 56, 9–26.
- Burke, E.A.J. (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. – *Lithos*, 55, 139–158.
- Crespo, E. – Luque, J. – Fernandez-Rodriguez, C. – Rodas, M. – Diaz-Azpiroz, M. – Fernandez-Caliani, J. C. – Barrenechea, J. F. (2004): Significance of graphite occurrences in the Aracena Metamorphic Belt, Iberian Massif. – *Geology Magazine* 7, 141, 687–697.
- Donahue, K. M. (2002): Geochemistry, geology and geochronology of the Victorio mining district, Luna County, New Mexico: Linking skarn and porphyry systems to carbonate-hosted lead-zinc replacement deposits. – MS, diplomová práce New Mexico Institute of Mining and Technology.
- Duan, Z. – Moller, R. N. – Weare, J. H. (1996): A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, 7, 1209–1216.
- Einaudi, M. T. – Burt, D. M. (1982): Introduction – terminology, classification, and composition of skarn deposits. – *Econ. Geol.*, 77, 4, 745–753. Lancaster.
- Hrouda, F. – Aichler, J. – Chlupáčová, M. – Chadima, M. (2001): The magnetic fabric in the Žulová Pluton and its tectonic implications. – *Geolines*, 13, 62–63. Praha.
- Cháb, J. – Breitr, K. – Fatka, O. – Hladil, J. – Kalvoda, J. – Šimůnek, Z. – Štorch, P. – Vašíček, Z. – Zajíc, J. – Zapletal, J. (2008): *Stručná geologie základu Českého*

- masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. – Vydavatelství České geologické služby Praha.
- Cháb, J. – Žáček, V. (1994): Geology of the Žulová pluton mantle (Bohemian Massif, Central Europe). – Věstník Českého geologického ústavu, 69, 1-12. Praha.
- Chlupáč, I. – Brzobohatý, R. – Kovanda, J. – Stráník, Z. (2002): Geologická minulost České republiky. – Nakladatelství Academia. Praha.
- Jedlička, J. (1997): Žulovský masiv ve Slezsku – přehled dosavadních znalostí. – Zprávy o geologických výzkumech v roce 1996, 121-123. Brno.
- Jedlička, J. (1995): Přehled mineralogie žulovského masivu ve Slezsku. – Severní Morava, 70, 35-50. Šumperk.
- Koděra, P. – Rankin, A. H. – Lexa, J. (1998): Evolution of fluids responsible for iron skarn mineralisation: an example from the Vyhne-Klokoč deposit, Western Carpathians, Slovakia. – Mineralogy and Petrology 64, 119-147.
- Krausová, D. – Zimák, J. (1998): Krystalová struktura a chemismus wollastonitu z vybraných moravských a slezských lokalit. – Geologický výzkum na Moravě a ve Slezsku v r. 1997, 82–84. Brno.
- Kröner, A. – O'Brien, P. J. – Nemchin, A. A. – Pidgeon, R. T. (2000): Zircon ages for high pressure granulites from South Bohemia, Czech Republic, and their connection to Carboniferous high temperature processes. - Contributions to Mineralogy and Petrology, 138, 127–142.
- Kruťa, T. (1973): Slezské minerály a jejich literatura. – MZM Brno.
- Losos, Z. – Brož, M. (2002): Parageneze a chemismus bimetasomatických kontaktních zón žulovského masivu. – Sborník Mineralogie Českého masivu a Západních Karpat 2002, 59-62. UP Olomouc.
- Losos, Z. – Fojt, B. – Hladíková, J. (1986): Mineralogická charakteristika sulfidického zrudnění u České Vsi u Jeseníku. – Scripta UJEP, Geology, 16, 3, 143–70, Brno.
- Losos, Z. – Hladíková, J. (1988): Izotopické složení grafitů a karbonátů z pláště žulovského masivu a jeho využití pro výpočet teplot metamorfózy. – Scripta UJEP, Geology, 18, 7, 261–272 Brno.
- Markowski, A. – Vallance, J. – Chiaradia, M. – Fontboté, L. (2006): Mineral zoning and gold occurrence in the Fortuna skarn mine, Nambija district, Ecuador. Mineralium Deposita, 41, 301-321.
- Meinert, L. (1992): Skarns and skarn deposits. - Skarn Web Page, [www.wsu.edu:8080/~meinert/skarnHP.html](http://www.wsu.edu:8080/~meinert/skarnHP.html)

- Mísař, Z. – Dudek, A. – Havlena, V. – Weiss, J. (1983): Geologie ČSSR I Český masív. – SPN, Praha.
- Novák, M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – Acta Musei Moraviae, Scientiae geologica, 3-74. Brno.
- Rozkošný, I. – Souček, J. (1989): Contribution to the petrology of the Žulová massif mantle. – Acta Universitatis Carolinae, Geologica, 15, 2, 165-197. Praha.
- Rybák, J. (1972): Asociace minerálů z kontaktních výskytů v okolí Žulové. – MS, dipl. práce, PřF UJEP Brno.
- Souček, J. (1978): Metamorphic zones of the Vrbno and Rejvíz Series, the Hrubý Jeseník Mts., Czechoslovakia. – Mineral. Petr. Mitt., 25, 195-217.
- Talla, D. (2007): Mineralogie granátů z kontaktních skarnů žulovského, šumperského a brněnského masivu se zaměřením na anomální optické jevy. – MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Zachovalová, K. – Leichmann, J. – Švancara, J. (2002): Žulová Batholith: a post-orogenic, fractionated ilmenite-allanite I-type granite. – Journal of the Czech Geological Society, 47, 35-44. Praha.
- Zhang, Y.G. – Frantz, J.D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O using synthetic fluid inclusions. – Chemical Geology, 64, 335–350.
- Zimák, J. (2012): Anomálně vysoké obsahy uranu v taktitech a reakčních skarnech pláště žulovského masivu. – Geologické výzkumy na Moravě a ve Slezsku, 166–188. Brno.
- Zimák, J. – Novotný, P. – Fojt, B. – Večeřa, J. – Losos, Z. – Vávra, V. – Večeřová, V. – Skácel, J. – Kopa, D. (2003): Exkurzní průvodce po mineralogických lokalitách v okolí Javorníku, Jeseníku a Zlatých Hor. – Vydavatelství UP Olomouc.
- Žáček, V. (2003): Thermal effects of the Žulová Granite Pluton, Silesicum, eastern Variscan front. – Polskie Towarzystwo Mineralogiczne Prace Specjalne, 23, 1, 185–188.
- Žáček, V. – Nývlt, D. – Mixa, P. (2005): Základní geologická mapa České republiky 1:25 000, list 14-223 Lipová Lázně. – Archiv České geologické služby. Praha.

## 10. Přílohy

Příl. 1: Tabulka naměřených mikrotermometrických hodnot u fluidních inkluzí ve vzorku VL 2 z Vycpálkova lomu.

Okraj	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Tm cla (°C)	Th (°C)
1	-46,0	-37,5	-3,8	17,5	343,1
2	-37,0	-33,0	-1,9		
3			-2,2		213,8
4	-37,0	-22,5	-2,1		233,0
5	-29,0		-2,1		
6	-55,0	-13,0	-8,0		
7	-47,0	-23,0	-0,4	10,0	268,5
8	-31,5		-3,7		269,3
9	-50,0		-2,5		226,7
10	-50,0		-2,7		228,3
11	-51,0		-2,6		235,1
12	-45,0	-23,0	-2,9		346,0
13	-44,0		-2,4		188,1
14	-50,0	-22,5	-2,6		
15	-44,0	-19,0	-2,7		333,2
16	-42,0		-1,3		347,5
17	-26,6	-19,0	-1,9		217,6
18	-27,0		-1,6		202,0
19	-26,0		-1,2		
20	-18,0		-1,9		
21	-24,5		-2,1		255,0
22	-22,0	-10,5			248,5
23	-27,5	-11,0	-2,7	8,7	342,3
24	-38,0	-16,0	-1,3		353,5
Střed					
25	-48,0		-1,1		347,5
26	-40,0		-1,5		321,0
27					348,3
28					356,0
29	-40,0	-20,0	-2,2		362,3
30	-44,0	-22,0	-2,8	18,5	358,9
31	-42,0		-2,7	18,8	358,2
32	-44,0		-2,6	18,0	357,3
33	-46,0		-2,8	18,3	358,0
34	-28,0	-20,0	-2,3	11,7	362,5
Sekundární	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Tm cla (°C)	Th (°C)
35	-34,0	-19,0	-0,7		354,7
36	-33,0	-15,0	-1,0		186,0
37					357,0

38	-48,0	-23,0			348,0
39	-35,0		-2,0		250,0
40	-37,0		-1,7		257,0
41	-35,0		-1,9		264,3
42					368,2
43					360,4
44					361,2
45					359,3
46	-48,0		-1,0		367,3
47					364,1
48					358,5

Příl.. 2: Tabulka naměřených mikrotermometrických hodnot u fluidních inkluzí ve vzorku BH 3 z Boží hory.

Epidot P-PS	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Tm cla (°C)	Th (°C)
1	-35,0	-21,0	-2,7	14,5	343,5
2	-40,0		-1,6	15,3	268,0
3	-45,0		-1,6		361,5
4	-46,0	-20,5	-1,8	13,8	362,5
5	-48,0		-0,9	12,3	303,2
<b>Granát P-PS</b>					
6	-48,0		-5,2		
7	-42,0		-1,3		279,0
8	-43,0		-0,7	11,5	273,1
9	-42,0		-1,1		
10	-43,0		-0,8		263,8
11	-43,0			19,3	302,0
12	-37,0	-21,0	-1,1		312,3
13			-1,1		302,3
14	-45,0		-1,4		307,0
15	-35,0		-1,3		251,0
16	-37,0		-0,9		298,0
17	-49,0		-1,7		299,0
18	-40,0		-0,9		315,0
19	-42,0		-1,6		297,0
20	-42,0		-1,1		303,0
21	-43,0	20,5	-1,3	19,2	330,0
22	-39,0	-22,0	-1,7		280,0
23	-45,0		-1,5		293,0
24			-1,8		291,0

Vesuvian P-PS	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Tm cla (°C)	Th (°C)
25	-45,0	-27,0	-1,4	9,8	258,2
26	-39,0	-21,0	-0,9	15,6	300,1
27	-35,0	-26,0	-1,8		301,5
28	-39,0		-1,1		299,8
29	-42,0		-1,0		292,7
30	-39,0		-0,9	9,8	283,1
Diopsid P-PS					
31	-48,0		-0,5		285,2
32	-39,0		-1,2		288,3
33			-1,3		362,8
34	-41,0	-21,0	-1,3		303,0
35	-40,0		-1,1		240,0
36		-23,0	-1,3		301,0
37			-1,1		286,2
Sekundární	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Tm cla (°C)	Th (°C)
1 granát	-38,0	-22,0	-2,1		327,3
2 granát	-33,0		-1,4		324,5
3 granát			-2,3		181,7
4 granát	-35,0				296,5
5 granát					301,7
6 granát	-31,0		-1,3		302,5
7 granát	-40,0		-1,7		303,5
8 vesuvian			-1,1		286,3
9 vesuvian	-43,0		-1,6		298,8
10 vesuvian	-38,0	-22,0	-1,0		286,0
11 vesuvian	-50,0	-22,0	-1,6		298,0
12 diopsid	-37,0		-0,7		303,0
13 diopsid	-37,0	-23,0	-0,9		292,0
14 diopsid	-40,0		-0,7		301,2
15 diopsid	-36,0		-0,8		297,0

Příl. 3: Tabulka naměřených mikrotermometrických hodnot u fluidních inkluzí ve vzorku BH 1 z Borového vrchu.

Křemen P	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Th (°C)
1	-38,0	-19,0	-0,3	274,0
2	-36,0		-0,2	288,0
3	-25,0		-0,2	192,0
4	-26,0	-17,0	-0,3	205,0
5	-30,0		-0,1	212,0
6		-23,0	-1,8	278,0
7			-0,2	287,0
8			-0,6	303,0

	Tf(°C)	Te(°C)	Tm ledu(°C)	Th(°C)
9			-0,3	274,0
10				284,0
11			-0,5	292,0
12	-45,0	-20,0	-0,3	139,0
13	-43,0		-1,5	245,0
14			-0,4	256,0
15	-42,0	-23,0		288,0
16	-45,0		-0,8	241,0
Granát P				
17	-34,0	-27,0	-0,7	180,0
18			-0,8	
19	-32,0		-0,9	245,0
20	-32,0		-1,0	182,0
21	-32,0		-0,7	
22				240,0
23			-0,5	250,0
24	-38,0	-18,0	-0,7	269,0
25	-31,0		-1,0	268,0
26	-32,0	-20,0	-1,5	277,0
27	-32,0		-1,2	278,0
28	-33,0	-22,0	-1,1	230,0
29	-33,0	-26,0	-1,3	253,0
30	-38,0		-1,1	252,0
31	-35,0	-19,0	-1,0	256,0
32	-35,0		-0,8	253,0
33	-34,0		-0,9	255,0
34	-36,0	-22,0	-1,0	228,0
35	-41,0		-1,0	273,0
36	-32,0		-0,9	252,0
37			-0,8	268,0
Epidot P				
38	-36,0	-26,0	-0,9	233,0
39	-40,0	-18,0	-1,2	200,0
40	-40,0		-1,2	169,0
41			-1,0	210,0
42			-1,3	197,0
43	-38,0	-21,0	-1,6	191,0
44	-42,0		-1,4	183,0
45	-30,0		-0,9	199,0
46			-1,0	220,0
47	-33,0	-17,0	-0,5	177,0
48			-1,1	205,0
49	-35,0		-1,2	181,0

Sekundární	Tf (°C)	Te (°C)	Tm ledu (°C)	Th (°C)
1 křemen	-38,0		-0,4	202,0
2 křemen	-33,0		-0,5	195,0
3 křemen	-32,0		-0,2	186,0
4 křemen	-32,0		-0,2	198,0
5 křemen	-33,0		-1,6	278,0
6 křemen	-40,0		-0,8	285,0
7 granát	-38,0		-0,6	252,0
8 granát	-32,0		-0,9	179,0
9 granát	-39,0		-0,7	268,0
10 granát	-36,0		-1,3	245,0