

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE



FLUIDNÍ SYSTÉMY VE VYBRANÝCH
HORNINÁCH LOMU BORY U VELKÉHO
MEZIŘÍČÍ (STRÁŽECKÉ MOLDANUBIKUM)

DIPLOMOVÁ PRÁCE

Alena Fuksová
Magisterský, Bi-GeO
Prezenční

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

Olomouc 2014

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne

.....
podpis

Ráda bych poděkovala především svému vedoucímu práce RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D., za cenné rady, pomoc při terénním i laboratorním výzkumu a za obrovskou trpělivost, kterou projevil při řešení problémů spojených se vznikem této práce. Dále bych chtěla poděkovat dr. V. Maškovi (LF UP) za provedení Ramanovy spektroskopie inkluzí. Velký dík patří také Mgr. T. Potočkové a Bc. R. Fišerové za rady a pomoc při zpracování dat. V neposlední řadě bych ráda poděkovala Mgr. K. Janíčkové a všem, kteří mi byli po celou dobu studia oporou. Tato práce byla finančně podpořena grantem IGA UP PrF/2011/010 „Fluidní systémy moldanubika“.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Bc. Alena Fuksová

Název práce: Fluidní systémy ve vybraných horninách lomu Bory u Velkého Meziříčí (strážecké moldanubikum)

Typ práce: Diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie PřF UP

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

Rok obhajoby: 2014

Abstrakt: Práce se zabývá studiem fluidních inkluzí v pegmatitech, granulitech a v erlanu z lomu Bory. V těchto horninách bylo stanoveno celkem 5 různých typů fluid: $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ (pegmatity a erlan), $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (granulity), $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Fe}/\text{MgCl}_2$ (pegmatity i granulity), $\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$ (pegmatity i granulity) a systém $\text{N}_2-\text{CH}_4\pm\text{C}_2\text{H}_6\pm\text{C}_3\text{H}_8$ (cordieritický pegmatit a tmavý granulit). Pegmatity obsahovaly vodné systémy se směsí chloridových solí ($\text{Fe}-\text{Mg}-\text{Cl}_2\pm\text{Na}-\text{Cl}$) se střední až vysokou salinitou. Plynné systémy vykazovaly variabilní poměr zastoupení plynů (CH_4 , CO_2 , N_2). Ojedinele byla určena inkluze v cordieritickém pegmatitu obsahující N_2 (60,4 mol. %) a uhlovodíky – CH_4 (37,3 mol. %), C_2H_6 (2,1 mol. %) a C_3H_8 (0,1 mol. %). Pro inkluze z turmalinického pegmatitu byly stanoveny podmínky vzniku na 250-290 °C a 200-350 MPa. Vodný systém v tmavém granulitu byl tvořen $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2\pm\text{NaCl}$ s nízkou salinitou (3,2 až 4,7 hm. % NaCl ekv.). Inkluze v tmavých granulitech vznikly za teplot 365-370 °C a tlaku 375-531 MPa. Světlé granulity obsahovaly systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ s vysokou salinitou (21,3-22,9 hm. % NaCl ekv.). Jejich teplota homogenizace na kapalinu je vysoká (321-405 °C). Plynné systémy obsahovaly převážně CO_2 s nižší teplotou tání pevné fáze (-58,1 až -57,1 °C), což poukazuje na malou příměs dalšího plynu. V erlanu byl na základě teploty eutektika stanoven systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{MgCl}_2\pm\text{FeCl}_2$ se střední salinitou (6,3-10,1 hm. % NaCl ekv.). Homogenizace probíhala na kapalinu při 255-281 °C. Fluidní inkluze v erlanu vznikaly mísením středně teplotních fluid s různým obsahem solí. Všechny tyto systémy byly do inkluzí zachyceny během retrogradní fáze metamorfózy a následné cirkulaci postmetamorfních fluid v moldanubiku, během kterých došlo k vzájemnému míchání fluid, sekundárnímu znovuvyplnění a reekvilibraci fluidních inkluzí.

Klíčová slova: Fluidní inkluze, lom Bory, moldanubikum, pegmatit, granulit, erlan, Ramanova spektroskopie

Počet stran: 93

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Author's first name and surname: Bc. Alena Fuksová

Title: Fluid systems in the selected rock types from the quarry Bory near Velké Meziříčí (Strážek Moldanubicum)

Type of thesis: Diploma's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2014

Abstract: This thesis is focused on study of fluid inclusions in pegmatites, granulites and also in erlans from quarry Bory. There were found 5 types of fluids: $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ (pegmatites, erlan), $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (granulites), $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Fe}/\text{MgCl}_2$ (pegmatites, granulites), $\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$ (pegmatites, granulites), and system $\text{N}_2-\text{CH}_4\pm\text{C}_2\text{H}_6\pm\text{C}_3\text{H}_8$ (cordieritic pegmatite and melanocratic granulite). Both pegmatites contain aqueous systems with Fe, Mg, Na, Cl chlorides with medium to high salinity. Gaseous inclusions from dark granulites show a variety of abundances of CH_4 , CO_2 and N_2 . Rare gas inclusion which contains predominantly N_2 (60,4 mol. %) and hydrocarbons CH_4 (37.3 mol. %), C_2H_6 (2.1 mol. %) and C_3H_8 (0.1 mol. %) was detected. Fluid inclusions in tourmalinic pegmatites were formed under temperature 250-290 °C and pressure 200-350 MPa. Melanocratic granulite contains $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2 \pm\text{NaCl}$ inclusions with low salinity (3.2-4.7 wt. % NaCl eq.), which were formed under temperature 365-370 °C and pressure 375-531 MPa. Felsic granulites contains aqueous systems $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ with high salinity (21.3-22.9 wt. % NaCl eq.). Homogenisation (to liquid) occurred in a range of 321-405 °C. Gaseous inclusions (felsic granulites) contain lower melting temperature of clathrate (from -58.1 to -57.1 °C) which indicate a small admixture of other gas. Erlan included aqueous systems with Fe, Mg, Na, Cl chlorides with salinities between 6.3 and 10.1 wt. % NaCl eq. Homogenisation occurred to liquid phase at temperatures of 255-281 °C. The fluids that are connected with formation of erlan are characterized by stable temperature and by variable content of salts. All of these systems were trapped during retrograde phase of metamorphism as well as during post-metamorphic fluid circulation. Fluid mixing, secondary refilling, and reequilibration occurred during these events.

Key words: Fluid inclusion, quarry Bory, moldanubicum, pegmatite, granulite, erlan, Raman spectroscopy

Number of pages: 93

Language: Czech

OBSAH

1	Úvod	7
2	Geologická charakteristika	9
2.1	Geologická stavba moldanubika	9
2.2	Borský granulitový masiv	13
2.2.1.	Granulity, granulitové ruly a migmatity	14
2.2.2.	Pegmatity a hydrotermální žíly	17
2.2.3.	Ultrabazické, opálové a erlanové uzavřeniny	19
3	Fluidní systémy v lomu Bory a okolí v dosavadní literatuře	22
4	Metodika.....	25
5	Výsledky.....	27
5.1	Turmalinický pegmatit	27
5.1.1.	Petrografie inkluzí	28
5.1.2.	Mikrotermometrie	31
5.1.3.	Ramanova spektroskopie.....	38
5.2	Cordieritický pegmatit	38
5.2.1.	Výskyt inkluzí.....	39
5.2.2.	Mikrotermometrie	42
5.2.3.	Ramanova spektroskopie.....	47
5.3	Světlý granulit.....	48
5.3.1.	Petrografie inkluzí	49
5.3.2.	Mikrotermometrie	52
5.4	Tmavý granulit.....	54
5.4.1.	Popis inkluzí	56
5.4.2.	Mikrotermometrie	57
5.4.3.	Ramanova spektroskopie.....	60
5.5	Erlan.....	61
5.5.1.	Petrografie inkluzí	62
5.5.2.	Mikrotermometrie	64
6	Diskuze.....	66

6.1	Přehled fluidních systémů	66
6.1.1.	Vodné roztoky obsahující Na-Fe±Mg chloridy (Typ 1.A)	66
6.1.2.	Vodné systémy obsahující Ca-Na chloridy (Typ 1.B)	69
6.1.3.	Vodné roztoky s obsahem plynů (Typ 2)	71
6.1.4.	Plynné systémy s CO ₂ (Typ 3.A)	73
6.1.5.	Plynné systémy s převahou N ₂ a uhlovodíků (Typ 3.B)	76
6.2	P-T podmínky zachycení fluid	76
6.3	Srovnání s dosavadními poznatky v okolí	81
7	Závěr	85
8.	Použitá literatura	86

1 ÚVOD

Lokalita Bory patří k předním mineralogickým lokalitám České republiky. Nachází se v oblasti Českomoravské vrchoviny, 0,5 km jihovýchodně od středu stejnojmenné obce Bory (dříve známy jako Horní Bory), která je vzdálená 8 km severně od Velkého Meziříčí. Obec Bory získala svůj název až v roce 1972, kdy došlo ke sjednocení obcí Dolní Bory a Horní Bory, ke kterým náleží i osada Cyrilov. Dolní Bory a Cyrilov patří mezi věhlasné geologické lokality, hlavně díky těžbě pegmatitů, jejichž minerály tvoří součást nejedné soukromé či muzejní sbírky. Lokalita Dolní Bory – Hatě je zároveň i typovou lokalitou poprvé objeveného minerálu sekaninaitu, podobně v Cyrilově byl popsán nový minerál cyrilovit.

Samotný kamenolom Bory byl založen roku 1929 pro těžbu kamene k výrobě šterku. Dodnes se jedná o činný třítážový lom (obr. 1), jehož majitelem je firma Colas CZ, a.s. Lom je dobře přístupný, většinou jsou přístupné všechny tři etáže, případně může být spodní etáž mírně zatopena. Aktuálně se těží horní etáž při roční produkci cca 100 000 tun drtí, šterkodrtí a stavebního kamene. Nedávno došlo k odkoupení dalších pozemků, a tím i k rozšíření budoucího dobývacího prostoru. Díky tomu se odhaduje doba těžby na 15-20 let při stávající produkci.

Lom Bory je charakterizován pozoruhodnou horninovou asociací - granulity, granulitové ruly, migmatity, pegmatitové a křemenné žíly, ultrabazické, opálové a erlanové uzavřeniny. V těsné asociaci se tak vyskytují horniny prokazatelně odlišné geneze či metamorfního vývoje. Názory na interpretaci geologického vývoje pozorované stavby jsou nejednotné a často vysloveně protichůdné. Cílem této diplomové práce je přispět na základě studia fluidních inkluzí k rekonstrukci termálního, tektonického a fluidního vývoje borského horninového komplexu během variské a povariské epochy.



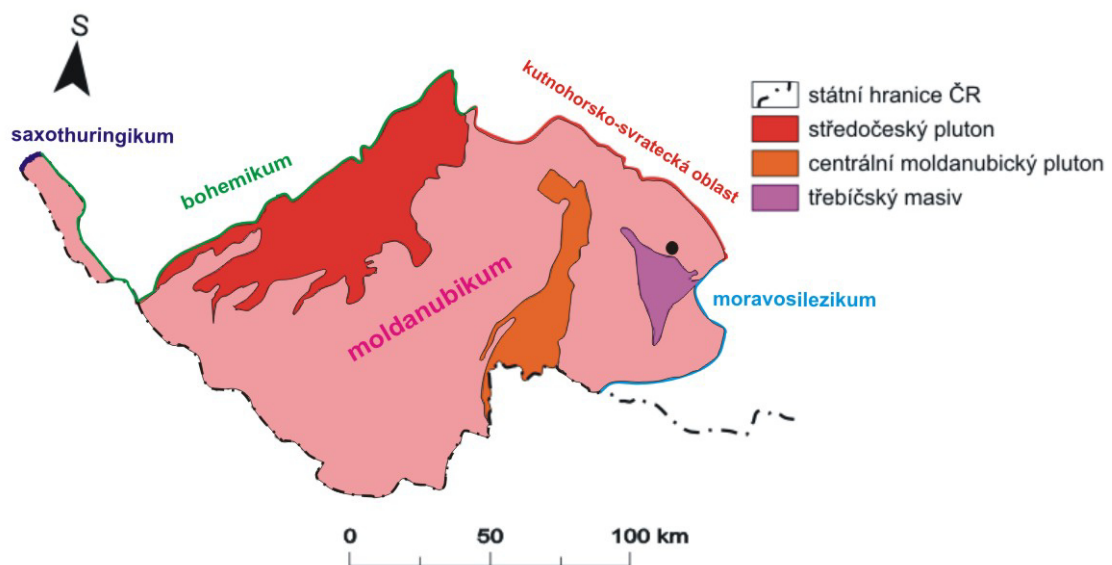
Obr. 1 Celkový pohled na lom Bory (situace duben 2012).

2 GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA

Zájmová lokalita Bory nacházející se ve východní části Českomoravské vrchoviny náleží dle regionálně-geologické klasifikace Chlupáče a Štorcha (1992) do oblasti moldanubika.

2.1 GEOLOGICKÁ STAVBA MOLDANUBIKA

Moldanubikum představuje hlavní krystalický segment ve východní části paleozoických variscid, který sousedí se saxothuringikem na SZ, s bohemikem na S, s moravosilezikem na V (obr. 2). Dále moldanubická zóna pokračuje na J a JZ do oblasti dnešního Rakouska, kde je překryta povariskými platformními sedimenty (Fiala 1995). Styk s okolními jednotkami Českého masivu je převážně tektonický (Chlupáč et al. 2002).



Obr. 2 Přehledná mapa hranic moldanubika na území ČR, lokalita Bory označena černou tečkou. Upraveno dle Dudka et al. (1992).

Členění moldanubika je v literatuře v podání různých autorů nejednotné Mísař et al. (1983) a Chlupáč et al. (2002) rozčleňují oblast moldanubika do několika dílčích podoblastí, jsou to: moldanubikum Českého lesa, šumavské moldanubikum, české moldanubikum, moravské moldanubikum, strážecké moldanubikum, moldanubikum

Waldviertelu, moldanubikum Bavorského lesa, moldanubikum Mühlviertelu (bavarikum), moldanubický pluton, středočeský pluton a ostrovní zóna. Mísař et al. (1983) vyčleňují v moldanubiku pouze dvě jednotky – jednotvárnou (monotónní) a pestrou. Nově jsou vymezovány 4 základní terány (Dallmeyer et al. 1995), a to gföhlský, drosendorfský, ostrongský terán a bavarikum. Někdy bývá kutnohorskosvratecká oblast označována jako další, tedy 5. terán.

Gföhlský terán, poprvé popsán na území Rakouska (Fuchs a Matura 1976), tvoří vysokotlaké granulity spojené hlavně s granátickými a spinelovými peridotity, pyroxenity, dunity, méně pak s eklogity, ortorulami, pararulami, amfibolity a metagabry (Fiala 1995). Terán je rozdělen do několika oddělených částí založených na mylonitové bázi, které často prochází napříč nižšími jednotkami (Urban a Synek 1995).

Drosendorfský terán, nazývaný také jako pestrá skupina moldanubika, je tvořen plagioklasovými pararulami s více či méně častými pestrými vložkami (Tollman 1982). Pestré vložky hornin sedimentárního původu představují kvarcické ruly, kvarcicity, grafitické kvarcicity, erlany, skarny, krystalické vápence, dolomitické mramory až dolomity, grafitické ruly a grafity. Kromě vložek sedimentárního původu obsahuje i vložky vulkanického původu – amfibolity či amfibolické ruly. Na oblasti pestré skupiny, nikoliv však výhradně, jsou vázány výskyty eklogitů a ortorul. Pararuly drosendorfského teránu se liší od pararul ostrongského teránu vyšším obsahem granátu a výskytem menšího množství draselného živce (Zikmund 1971, Mísař et al. 1983). Metamorfismus tohoto teránu je středního až vysokého stupně, bez intruzí vysokotlaké granulitové facie (Fiala 1995).

Ostrongský terán zahrnuje dřívější jednotvárnou skupinu moldanubika, je tvořen plagioklasovými biotitickými, biotiticko-muskovitickými, sillimaniticko-biotitickými a cordieriticko-biotitickými pararulami, které tvoří převážnou část moldanubika a jsou v rozsáhlých areálech migmatitizovány. Vzácněji mohou obsahovat vložky ortorul, amfibolitů nebo vápenato-silikátových hornin (Fuchs a Matura 1976, Mísař et al. 1983, Fiala 1995).

Bavarikum představuje intenzivně přepracovanou okrajovou část moldanubika, ve které jsou ovšem stále rozeznatelné pozůstatky ostrongského, drosendorfského, místy

i gföhlského teránu (Fuchs 1976, Fuchs 1990). Hranice s ostatními částmi moldanubika je dána změnou foliace ze SV-JZ v moldanubiku na SZ-JV v bavariku (Urban a Synek 1995). Petrograficky je tvořeno migmatity a perlovým rulami, na jejichž vzniku se podílela variská vysokoteplotní a nízkotlaká metamorfóza a anatexe (Fuchs 1976, Fiala 1995).

Stavba moldanubika je víceméně symetrická vzhledem k ose moldanubického plutonu, kde ostronský terán (jednotvárná jednotka) zaujímá jeho nejbližší okolí a zároveň má geologicky nejnížší pozici, zatímco gföhlský terán je geologicky nejsvrchnější jednotkou a vyskytuje se ve dvou synformách - v oblasti Waldviertelu a v jižních Čechách (Fuchs 1976, 1990, Urban a Synek 1995).

Stáří protolitu metamorfitů moldanubika se odhaduje přibližně od spodnoproterozoického po kambrické až devonské (Cháb et al. 2008). Datováním zirkonů z pararul se zabývali například Kröner et al. (1988) v oblasti bavarika. Zirkony vykazovaly široké rozpětí stáří od 3,8 mld. let až po 0,7 mld. let, což svědčí o velké heterogenitě. Jedná se tak patrně o jedny z nejstarších datovaných hornin v moldanubiku, do kterých následně pronikly intruze kadomského magmatismu staré 550-540 milionů let, datované U-Pb metodou na zirkonech z metaryolitů (Teipel et al. 2004). Za jedny z nejstarších součástí moldanubika bývají také považovány tělesa ortorul nacházející se na bázi drosendorfského a gföhlského teránu (jednotky). Příkladem a zároveň největším tělesem je ortorula z Dobré, představující bázi drosendorfského teránu, datovaná na zirkonech na 1,38 Ga (U-Pb, Gebauer, Friedl 1994). Bázi gföhlského teránu charakterizuje ortorula z lokality Světlík, náležící stářím 2,1–2,06 Ga (U-Pb, zirkon) ke spodnímu proterozoiku (Wendt et al. 1993).

Horní hranice stáří sedimentace protolitu bavarika, ostronského a drosendorfského teránu byla zatím stanovena na základě datování zirkonů (U-Pb, Pb/Pb) na 727 ± 106 Ma (Kröner et al. 1988). Pro ortoruly gföhlského teránu bylo datováno stáří protolitu na 488 ± 6 Ma (U-Pb, zirkon), které odpovídá stáří ortorul napříč celým variským obloukem (Friedl et al. 2004).

Obecně bývá moldanubikum charakterizováno silně metamorfovanými horninami, kterými pronikly intruzivní tělesa granitoidních hornin, a téměř chybějícím

sedimentárním pokryvem (Chlupáč et al. 2002). Dle Chába a Suka (1977) jsou horniny moldanubika v naprosté většině metamorfovány v amfibolitové facii. V jednotlivých oblastech se však v rámci této facie projevuje různá intenzita přeměny, na jejímž základě lze rozlišit jednotlivé zóny metamorfózy, konkrétně se jedná o:

- Zónu muskoviticko-biotitických pararul – typický je pro ně výskyt biotitu, muskovitu, plagioklasu, křemene, méně pak granátu, staurolitu, kyanitu, někdy i sillimanitu; vyskytují se v menším rozsahu (např. kaplická oblast).
- Zónu biotitických a biotiticko-sillimanitických pararul – které jsou charakteristické jednoduchou minerální asociací: biotit, plagioklas, křemen, méně i sillimanit; tvoří největší část moldanubické oblasti.
- Zónu cordieritických migmatitů – které jsou tvořeny asociací: biotit, sillimanit, plagioklas, křemen, cordierit a draselný živec; převažují v oblasti moldanubika na Šumavě, v Bavorském lese, Mühlviertelu, také lemují centrální moldanubický pluton a třebíčský masiv.

Průběh hranic metamorfních zón není závislý na stratigrafii, tzn. na průběhu jednotlivých teránů.

Jednotlivé metamorfní zóny vznikly na základě několikanásobné přeměny, Dudek a Suk (1965) a Linner (1996) zde popisují starší nízkoteplotní (do 600 °C) a vysokotlakou metamorfózu (LT/HP) dalradského typu, která je charakterizována výskytem staurolitu, kyanitu, granátu a rutilu. Intenzita metamorfózy roste ve směru SZ–JV a může dosahovat až granulitové facie. Mladší variská metamorfóza, probíhala za vyšších teplot a nižších tlaků (HT/LP, typ Abukuma), vrcholné podmínky byly stanoveny na 720 ± 30 °C a $4,4 \pm 0,4$ kbar (jednotvárná skupina, Rakousko; Linner 1996). Je charakterizována výskytem minerální asociace - sillimanit, cordierit, K-živec a rozsáhlou migmatitizací. Stáří této přeměny (323 ± 7 Ma) bylo datováno jako stáří krystalizace syenitové intruze, nacházející se podél tektonické hranice se střední kůrou (Cháb a Suk 1977, Schulmann et al. 2005). Sérii přeměn uzavírá retrográdní metamorfóza, dokumentovaná například krystalizací muskovitu v cordieritickém

migmatitu za teplot 650-700 °C a tlaků 3-5 kbar. Retrográdní přeměna se projevila také přeměnou granulitů na gřöhlské ortoruly (Matějovská 1967, Linner 1996).

Lokalita Bory geologicky náleží do oblasti strážeckého moldanubika. Název strážecké moldanubikum je používán od roku 1976 dle Návrhu regionálně geologické klasifikace Českého masivu a odpovídá dříve používanému názvu žďársko-strážecké brachysynklinorium. Tato oblast se rozkládá severně od třebíčského masívu (Mísař et al. 1983).

Strážecké moldanubikum je budováno variskými horninami vysokého metamorfního stupně, jako jsou migmatizované pararuly a migmatity s uzavřeními amfibolitů, skarnů, vysokotlakých světlých granulitů a ultramafických hornin, majících původ ve svrchním plášti (Medaris et al. 1995). Vrcholné podmínky metamorfózy lze doložit z vývoje světlých granulitů, které vznikly před 340 miliony let za podmínek 850 °C a 1,8 GPa, následně došlo k dekompresi až na 700 °C a 0,4 GPa (Pertoldová et al. 2010).

Horniny strážeckého moldanubika jsou tak řazeny do monotónní (ostrongské), pestré (drosendorfské, Mísař et al. 1983) a gřöhlské skupiny (Tollmann 1982).

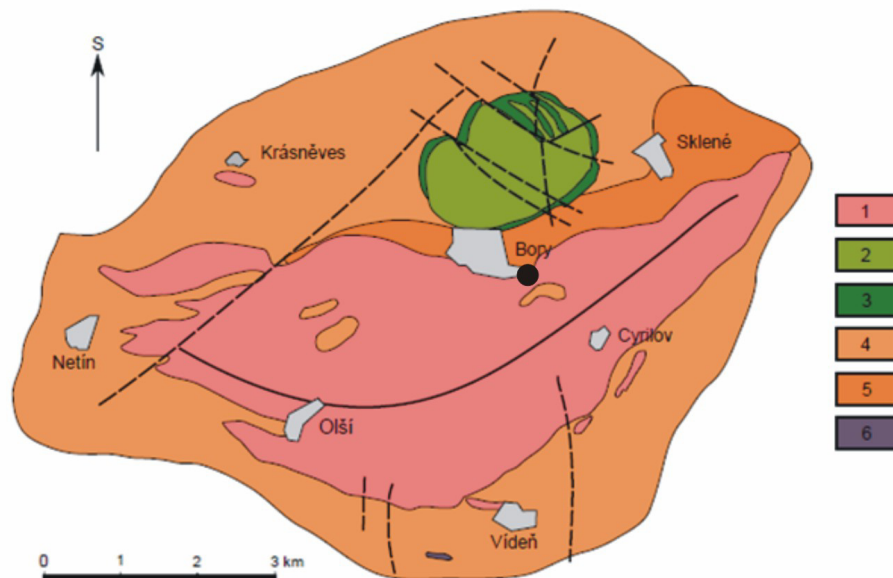
2.2 BORSKÝ GRANULITOVÝ MASIV

Borský granulitový masiv se nachází v JZ části strážeckého moldanubika, tvoří jej těleso protáhle čočkovitého tvaru (směru VSV-ZJZ), uložené konformně v biotitických, místy cordieritických rulách (Špinar 1995), rozdílného stupně migmatitizace.

Hlavní vrásovou strukturou je antiforma tzv. křižanovského oblouku (obr. 3) o délce několika km, která probíhá paralelně (VSV-ZJZ) s borským granulitovým masivem (Duda 1983). Severně se nachází těleso borského ultrabazického masívu, které je pruhem perlových rul a migmatitů odděleno od borského granulitového tělesa.

Masiv je tvořen horninami formovanými v podmínkách granulitové facie. Kromě granulitů se zde vyskytují bazické a ultrabazické horniny, které v podobě budin o velikosti několika decimetrů až metrů hojně prorážejí granulity. Složení vysokotlakých granulitů a ultrabazických hornin je charakteristické pro gřöhlskou skupinu hornin

moldanubika. Na rozdíl od ostatních granulitových těles v Českém masivu lze v borských granulitových horninách pozorovat rozsáhlé přechody z vysokoteplotních a vysokotlakých do středně až nízkotlakých podmínek vzniku. Místy granulity prorážejí sekundární žíly granitoidů a pegmatitů. Objevují se i méně častá nepravidelná tělesa biotit-cordieritových leukosomů, které přepisují pozdní biotitovou foliaci a místy obsahují reliktů původních biotitických granulitů (Kotková a Melichar 2003).



Obr. 3 Geologická mapa borského granulitového masívu a okolí. Lom Bory je označen černou tečkou (upraveno dle Weisse 1977). Vysvětlivky: 1. granulity, 2. serpentinizované peridotity, 3. amfibolity, 4. biotitické a cordierit-sillimanit-biotitické migmatity, 5. migmatity s vysokým obsahem metatektu, 6. erlany

2.2.1. Granulity, granulitové ruly a migmatity

Borský masiv je poměrně dobře zpracován a prostudován. První výzkumy zde prováděl Suess (1901 in Duda 1983), který popsal zdejší granulity. Podrobnější popis podal Fiala et al. (1987), který na základě silikátových analýz, studia distribuce radioaktivních (K, Th, U) a stopových (Rb, Sr, Ba, Y, Zr, V, Cr, Ni) prvků rozdělili zdejší granulity do dvou skupin:

- Acidní granulity neobsahující pyroxen – představují metamorfované magmatické horniny granitového/ryolitového složení, které obsahují více než 69% SiO₂ a více než 2,5 % K₂O, naopak nižší obsahy Th, Ba a Zr.
- Subacidní granulity bez pyroxenu – představují metamorfované sedimenty arenitického složení, které obsahují SiO₂ < 69 % a K₂O < 2,5 % a mají vyšší obsahy Th, Ba a Zr.

Geochemické srovnání granulitů s odpovídajícími ekvivalenty ve svrchní kůře ukazuje, že granulity nebyly výrazně ochuzeny o litofilní prvky K a Rb, což indikuje, že se při jejich vzniku výrazně neuplatnila anatexe, spojená s podstatným odnosem natavené části materiálu. Snížení obsahů Th, U, Zr a Sr lze vysvětlit selektivním odnosem těchto prvků fluidní fází, vznikající při dehydrataci v průběhu granulitové metamorfózy vysokotlakého typu (Fiala et al. 1987).

Vrcholné podmínky metamorfózy acidních granulitů byly Tajčmanovou et al. (2006) stanoveny na 850 °C a 18 kbar. Následné metamorfnní procesy vytvořily v granulitech nápadné reakční textury – přeměny kyanitu v sillimanit, hercynit-plagioklasové symplektity okolo alumosilikátů, cordierit-křemenné a ortopyroxen-plagioklasové symplektity okolo granátu. Složení granátu je proměnlivé, mění se podíl almandinové a grossularové složky. Tyto zonálnosti značí pokles tlaku v granulitech až na podmínky amfibolitové facie, rozsah vysokoteplotních a středně až nízkotlakých procesů přetiskl původní vysokotlaké procesy, které již nemohou být blíže specifikované (Kotková a Melichar 2003). Foliace granulitů se uklání k severozápadu a je narušena množstvím prorážejících pegmatitových žil. Stáří granulitů určili Kotková a Melichar (2003) datováním zirkonů metodou U-Pb metodou na 347±9/10 Ma.

Petrografií granulitů se v borském lomu zabývala Staňková (1978), která popsala několik jejich typů. Nejrozšířenějšími jsou granulity se zvýšeným obsahem biotitu, tyto granulity mají šedou barvu a je pro ně typické nepravidelné střídání světlých a tmavých pruhů v mocnostech od několika mm až po dm, vytváří páskovanou texturu. Hornina je jemnozrnná s lepidoblastickou až granoblastickou strukturou. Mineralogicky ji tvoří: křemen, živec, biotit, granát, sillimanit, kyanit; poměr plagioklasu a K-živce bývá srovnatelný. Mezi běžné akcesorie patří rutil, apatit, méně pak spinel, monazit, zirkon

a rudní minerály. Granulity se zvýšeným obsahem biotitu se vyskytují napříč celým borským masivem. V biotitickém granulitu se často vyskytují nepravidelná tělesa cordieritem bohatého leukosomu s přechodnými kontakty do okolních granulitů (Kotková et al. 2003).

Poměrně časté jsou světlé granulity s bělavou až našedlou barvou, jsou homogenní a vykazují plošně paralelní texturu, méně i lineárně paralelní texturu. Hornina je jemnozrnná, na jejím složení se podílí: křemen, K-živce převažující nad plagioklasem, granát, kyanit, sillimanit, "dist-sillimanit" (přeměna kyanitu na sillimanit), biotit, akcesoricky se vyskytuje opět rutil, apatit, zirkon, spinel, hercynit, opakní minerály a ojediněle rozptýlená drobná zrnka turmalínu (Staňková 1978). Tyto granulity tvoří strukturně nejvýše položenou a nejvíce erodovanou část masivu (Kotková et al. 2003).

Místy byly v průzkumných vrtech náhodně zjištěny plagioklasové granulity, které se makroskopicky téměř neliší od světlých granulitů a tudíž je jejich rozsah zastoupení v lomu nejasný. Hornina je jemnozrnná, světle šedé barvy, místy s tmavšími nesouvislými proužky. Má plošně paralelní texturu a granoblastickou strukturu. Mineralogicky je tvořena hlavně živci, a to výhradně plagioklasem, který výrazně převažuje nad křemenem. Z tmavých minerálů je to granát, biotit, kyanit, méně amfibol, akcesoricky se vyskytuje zirkon a ilmenit (Staňková 1978).

Biotit-kyanit-granátické granulitové ruly mají tmavě šedou až hnědošedou barvu s výraznou plošně paralelní texturou, která může být i jemně páskovaná. Hornina je jemnozrnná s heteroblastickou strukturou. Minerální složení tvoří K-živce převládající nad plagioklasem, křemen, granát, kyanit, "dist-sillimanit", sillimanit, biotit a cordierit. Z akcesorií se vyskytuje nejčastěji rutil, monazit, zirkon a opakní minerály. Hornina vykazuje velkou variabilitu modálního složení (Staňková 1978).

Rohovcové granulitové ruly se vyskytují pouze v malých mocnostech spolu s biotit-kyanit-granátickými granulitovými rulami, od kterých jsou téměř nerozeznatelné. Hornina má tmavě šedou barvu s nádechy do modra a paralelní texturu. Struktura horniny je nejčastěji diablastická, místy i dlažebná. Mineralogicky obsahuje

křemen, cordierit, K-živce, “dist-sillimanit“, kyanit, spinel, plagioklas, biotit, opakní minerály a granát, ovšem tmavé minerály tvoří převládající složku (Staňková 1978).

Staňková (1978) popisuje různé typy migmatitů vyčleněné v závislosti na charakteru původních hornin, které byly migmatitizovány. Migmatitizací jsou postiženy především horniny bohaté na hliník, železo a hořčík, a granulitové ruly, které jsou na změny podmínek nejcitlivější. Ostatní horniny nejsou postiženy tak silně a migmatitizace na nich není tak dobře patrná.

2.2.2. Pegmatity a hydrotermální žíly

O pegmatitech v Borech se zmiňuje již Weber (1944), který uvádí hlavní minerální složení: křemen, ortoklas, albit, muskovit a turmalín. Na trhlinách a puklinách dále popisuje šedozelenou chloritickou hmotu, také křišťál, záhnědu, ankerit a pyrit. Novák (2005) rozděluje zdejší pegmatity:

- Subabysální cordieritové pegmatity – vznikly natavením granulitových hornin a utuhnutím v menší hloubce za nižších tlaků než pegmatity abysální. Důkazem menších hloubek je přítomnost nízkotlakých minerálů (andalusit, cordierit-sekaninait, sillimanit). Odpovídají pegmatitům spjatým s metamorfními procesy dle Špinara (1995), které mají charakter křemen-živcového leukosomu. Vytváří menší nepravidelná tělesa, typickým minerálem je cordierit, křemen, K-živce, plagioklas, biotit a akcesoricky skoryl, pyrit a pyrhotin. Novák (2005) rozšiřuje složení o apatit, dumortierit a granát. Jako produkt přeměny biotitu se vyskytuje i chlorit, dále přeměnou živců vzniká muskovit. V pegmatitu byla objevena i sulfidická a arzenidová mineralizace, konkrétně se vyskytoval pyrit, arzenopyrit, löllingit a inkluze Ag_7Te_5 a Bi_5Te_3 (Fuksová et al. 2011).
- Primitivní turmalínové pegmatity – vykazují vyšší stupeň frakcionace, který se projevuje vyšším poměrem $Fe/(Fe+Mg)$ v turmalínu a $Mn/(Mn+Fe)$ v biotitu ve srovnání se subabysálními pegmatity. Odpovídají pegmatitům spjatým s magmatogenními procesy dle Špinarovy (1995) klasifikace, které tvoří žilná tělesa s ostrými kontakty s okolními horninami, často jsou zonální, mají jednoduché minerální složení (křemen, K-živce, skoryl, biotit,

muskovit), z méně běžných minerálů obsahují apatit, pyrit a arzenopyrit (s příměsí Sb a Bi). Novák (2005) rozšířil minerální složení o granát, rutil, ilmenit a löllingit.

- Primitivní fosfátové pegmatity – vytvářející zonální žíly, typickým znakem je přítomnost primárních Fe-Mn fosfátů (triplit, zweiselit, trifylín, sarkopsid, grafontit, wagnerit). Drobný výskyt primárních Fe-Mn fosfátů zmiňuje už Kotková et al. (2003). Obsahují také skoryl, andalusit, cordierit, apatit a granát, akcesoricky ilmenit, kasiterit, topaz a sekundární fosfáty. Charakteristická je vysoká aktivita B a P, naopak nízká aktivita F. Stáří těchto pegmatitů bylo radiometricky U-Pb metodou stanoveno na $335,8 \pm 2$ a $337,2 \pm 2$ Ma v monazitu pegmatitové žíly Oldřich v Dolních Borech (Novák et al. 1998).

Cempírek et al. (2010) nově popisují ve světlém granulitu drobnou pegmatitovou žilku tvořenou K-živcem, plagioklasem, křemenem a vzácnými borosilikáty. Byly nalezeny světle zelené krystalky grandidieritu-ominelitu obklopené a zatlačované turmalínem, nebo směsí turmalínu a korundu. Dále byly popsány paprscité agregáty boralsilitu v křemeni; boralsilit byl místy přeměněný na směs fylosilikátů, výjimečně na sekundární olenit. S přeměněným boralsiletem se v asociaci vyskytovala zonální zrna dumortieritu, také ferberit, rutil, Nb-rutil, W-ixiolit, ilmenit a monazit-(Ce). Grandidierit-ominelit a boralsilit byly zřídka prorůstány Fe-werdingitem. Autoři předpokládají, že pravděpodobně půjde o vůbec nejstarší pegmatitovou mineralizaci v dané oblasti. Zdroj taveniny předpokládají v okolních granulitech.

Poměrně časté jsou na této lokalitě křemenné žíly. Většinou neobsahují jiné minerály kromě křemene, na některých žilách se sporadicky nachází skoryl, živec, cordierit a pyrit. Na jedné žíle byly nalezeny karbonáty, rutil-sagenit a chlorit (Špinar 1995).

Minerální asociací na puklinách se zabýval Špinar (1995). Tato asociace je vázána na jeden puklinový systém se směrem sklonu $110-143^\circ$ a velikostí sklonu $68-73^\circ$. Puklinové asociace mají jednoduché minerální složení blížící se alpské paragenezi. Minerály vznikají z komponent, které byly vylouženy roztoky poměrně nízkých teplot

z okolních hornin. Na puklinách byl nalezen křemen, skoryl, muskovit, pyrit, anatas, chlorit a karbonáty (siderit, Fe-dolomit). Alpská a pegmatitová parageneze se často překrývají.

2.2.3. Ultrabazické, opálové a erlanové uzavřeniny

Borské granulity hojně obsahují bazické a ultrabazické uzavřeniny. Podrobně je studovali Mísař a Jelínek (1981), podle nichž je rozmístění uzavřenin v lomu do jisté míry zákonité. Zdejší uzavřeniny klasifikovali jako:

- Dunity – které tvoří jen drobná tělesa, složená z olivínu, spinelidů a akcesoricky z pyroxenů. Charakteristické jsou „uzlíky“ kelyfitů představující pseudomorfózy po granátech.
- Peridotity – jsou nejběžnějším typem uzavřenin, na základě minerálního složení je lze rozdělit na Mg-lherzolity a Fe-dunity až wehrlity. Peridotity tvoří samostatné homogenní budiny, výše uvedené typy se navzájem nemísí. Mg-lherzolity vystupují v samostatných uzavřeninách, na jejich složení se podílí olivín, ortopyroxen převažující nad klinopyroxenem, spinel, granát a akcesoricky flogopit. Podmínky jejich vzniku byly stanoveny geotermometrem (olivín-granát) a geobarometrem (Al v ortopyroxenu) na 905-910 °C a 38 kbar. P-T podmínky vykazují střední hodnoty a Mg-lherzolity se tak nacházejí na rozhraní Mg-Cr vysokotlakých peridotitů subkontinentálního původu a Mg-Cr nízkotlakých peridotitů suboceánského původu. Fe-dunity/wehrlity jsou nejčastějším typem uzavřenin v Borech, náleží k Fe bohatému typu peridotitů dle Medarise et al. (2005). Mineralogicky jsou tvořeny olivínem, klinopyroxen, vzácně přistupuje ortopyroxen, ilmenitem, spinelem, granátem a flogopitem. Vyskytují se jako homogenní ale místy i páskované uzavřeniny, v nichž se střídají pásy a čočky Fe-dunitů až wehrlitů spolu s dunity, wehrlity a pyroxenit, přičemž mocnost jednotlivých pásků značně kolísá. Podmínky vzniku homogenních uzavřenin byly stanoveny na 960-870 °C a 25-26 kbar, pro páskované Fe-dunity/wehrlity 960±11 °C a 36±5 kbar a pro čisté wehrlity pak 950±80 °C a 30 kbar (Mísař a Jelínek

1981, Medaris et al. 2005, Ackerman et al. 2009). Ackerman et al. (2009) předpokládají, že uzavřeniny lherzolit-dunit-wehrlitové série vznikly reakcí plášťového peridotitu s frakcionovanou SiO₂ nenasycenou bazaltovou taveninou. Tavenina, z níž vznikaly Fe-dunit/wehrlity, má na základě izotopů a obsahů stopových prvků charakteristiku taveniny, vázané svým vznikem na subdukční zóny.

- Pyroxenity – tvoří jen drobné uzavřeniny do velikosti několika decimetrů. Petrograficky je nejčastěji zastoupen klinopyroxenit a websterit, vzácně se vyskytuje také olivinický klinopyroxenit. Vyskytují se jako samostatné čočky nebo v kombinaci s Fe-dunit až wehrlity. Pyroxenity mineralogicky obsahují klinopyroxen, olivín, ortopyroxen, granát, ilmenit, rutil, méně amfibol a akcesoricky flogopit. Granát bývá koncentrován do pásků. Podmínky vzniku byly stanoveny pomocí geotermometru (ortopyroxen-granát) a geobarometru (Al v ortopyroxenu) na 900±12 °C a 32±3 kbar (Mísař a Jelínek 1981, Ackerman et al. 2009).
- Eklogity – obsahují granáty s kelyfitickými lemy a klinopyroxeny, které podléhají různě intenzivně symplektitizaci. Dále mohou eklogity obsahovat různé asociace se spinelidy, plagioklasem, amfibolem a křemenem.
- Opálové uzavřeniny – opál byl stanoven rentgenograficky jako CT-opál, který vzniká za relativně nízkých teplot v povrchových podmínkách. Jedná se o směs neuspořádaného cristobalitu a tridymitu, dále uzavřeniny obsahovaly siderit, reliktly klinopyroxenů a spinelidy. Přítomnost Cr, Co a Ni v chemickém složení opálů je důkazem vzniku opálů z ultrabazik (Mísař a Jelínek 1981).

Všechny uzavřeniny na styku s granulity mají kolem sebe vyvinuty biotitem a amfibolem bohatý reakční lem tvořený dále mastkem a antofylitem ve vnitřní zóně a flogopitem ve vnější zóně. Vznik reakčních zón vypovídá o chemické nekompatibilitě mezi fázemi v granulitech a v ultrabazických uzavřeninách během retrogradních podmínek. Složení reakčních lemů odpovídá podmínkám amfibolitové facie (Mísař a Jelínek 1981, Ackerman et al. 2009).

Erlan popisuje ve své práci Fuksová (2010) jako šedou, šedozelenou či narůžovělou masivní či výrazně páskovanou horninu s granoblastickou strukturou. Hornina tvoří menší uzavřeniny v granulitu, s ojedinělými přechody erlanu do mramoru. Přechod k okolní hornině je ostrý, místy se vyskytovaly „kontaktní lemy“ tvořené pyroxenickou rulou. Minerální složení erlanu tvoří plagioklas (anortit), křemen, méně K-živec, pyroxen (diopsid a hedenbergit), granát (grossular), karbonát (kalcit, siderit), titanit, biotit, muskovit, chlorit. Akcesoricky se vyskytuje wollastonit, vesuvián, minnesotait jako výsledek přeměny pyroxenu, zirkon a kobaltin.

3 FLUIDNÍ SYSTÉMY V LOMU BORY A OKOLÍ V DOSAVADNÍ LITERATUŘE

Studiem fluidních inkluzí v nejmladší (hydrotermální) fázi vývoje primitivního pegmatitu lomu Bory se zabývali Dolníček et al. (2003), kteří v primitivním pegmatitu objevili dutinu vyplněnou hrubozrnným Fe-dolomitom, krystaly křemene, pyritu a akcesoricky sideritem. V Fe-dolomitu byly nalezeny dva typy primárních a primárně-sekundárních fluidních inkluzí, první dvoufázové plynokapalné inkluze obsahovaly vodný roztok, který se při zmrazení zbarvil dohněda, což (spolu s naměřenými eutektickými teplotami) svědčí o přítomnosti Ca a Na chloridů. Druhý typ byly jednofázové plynné inkluze, které pravděpodobně obsahovaly směs CH₄ a N₂. Sekundární inkluze měly nízké teploty homogenizace a nízkou salinitu. Podmínky vzniku mineralizace autoři interpretovali za teploty 141-173 °C a za velmi nízkého tlaku (100-115 bar). Dle minerálního, chemického a izotopického (C, S, O) složení, teploty, tlaku, složení fluid a salinity usuzují, že se borská dolomitová mineralizace blíží povariským dolomitům východního okraje Českého masivu.

Ve fluidních inkluzích v křemenu z pegmatitu bohatého na bezvodé borosilikáty popsali Cempírek et al. (2010) tři typy fluid:

- Fluida s převahou CO₂, která jsou velmi hojná. Tyto fluidní inkluze v řádcích prorážejí celé zrno křemene, méně se pak vyskytují samostatně. Teplotu homogenizace vykazují 12,9-21,9 °C, teplota tání je nízká (-58,2 až -59,2 °C) což svědčí o přítomnosti malého množství CH₄ nebo N₂.
- Inkluze homogenně zachyceného vodného roztoku se vyskytují samostatně i v řádcích, které prorážejí celé zrno křemene. Fluidní inkluze jsou dvoufázové (L+V), jejich teplota homogenizace se pohybovala od 287 °C do 365 °C. Vodný roztok má nízkou salinitu v rozmezí 3,3-6,4 hm. % NaCl ekv.
- Inkluze s heterogenně zachyceným vodným roztokem vykazují variabilní poměry mezi vodnou a plynnou složkou. U inkluze s převažující kapalnou složkou vykazovaly teploty homogenizace od 148 °C do 164 °C, teplota

eutektika byla zachycena při -54 až -51 °C, což složením odpovídala systému Na-Ca-Cl se salinitou 12 hm. % NaCl ekv. V plynem bohatých inkluzích kondenzovala kapalná fáze pod teplotou -150 °C, jejíž vymražení nebylo pozorováno ani při -196 °C. Plynné inkluze obsahovaly metan o nízké hustotě a homogenizovaly při -143 °C.

Všechny inkluze byly označeny jako sekundární s výskytem na subparalelních řádcích. Izochory těchto inkluzí neodpovídají P-T podmínkám vzniku mineralizace, což může být způsobeno pozdním zachycením nebo reekvilibrací inkluzí. Inkluze obsahující CO₂ pravděpodobně obsahují fluidní fázi, která je spojená s primární krystalizací borosilikátové mineralizace, nebo jsou spojené s retrográdním metamorfismem a tektonickými procesy (Cempírek et al. 2010).

Fluidní inkluze v křišťálech z deluviálních sedimentů z okolí Skleného nad Oslavou a Rousměrova popsali Halavínová a Přichystal (2008). Ve Skleném nad Oslavou byly v křišťálech popsány dva typy inkluzí (L+V) a trojfázová (L₁+L₂+V). Jedná se o sekundární inkluze jdoucí po řádcích napříč krystaly. Místy se vyskytovaly i inkluze obsahující CO₂, ovšem mikrotermometrii byly podrobeny pouze inkluze s převahou kapalně složky. Teplota eutektika se pohybovala v rozmezí -52 až -32 °C což značí komplexní systém chloridů (H₂ONaCl±CaCl₂±KCl±FeCl₂±MgCl₂) se salinitou 7,4-16,3 hm. % NaCl ekv. a s teplotami homogenizace na kapalinu v rozsahu 117-221 °C. V Rousměrově byly popsány dvoufázové inkluze (L+V) zahrnující všechny generace. Inkluze obsahovaly variabilní množství CO₂, mikrotermometricky byly měřeny pouze kapalinou bohaté fáze, které vykazovaly podobné hodnoty jako ve Skelném nad Oslavou. Teploty homogenizace 185-220 °C odpovídají pseudosekundárním inkluzím, nižší teploty pak sekundárním inkluzím (Plch 1977). Primárním zdrojem těchto křišťálů jsou na základě mikrotermometrických měření pegmatity strážeckého moldanubika (Staněk a Plch 1981).

Studiem inkluzí z paleontologických artefaktů vyrobených z křišťálů a záhněd se zabývali Staněk a Plch (1981). Vzorky pochází z lokalit západní Moravy a také z jeskyně Žitný, jeskyně Kůlna nebo Nová Dědina. Byly popsány všechny genetické typy inkluzí, pro jeskyni Žitný a lokalitu Nová Dědina jsou typické inkluze s převahou plynné fáze. Plynná fáze je tvořena 24-60 mol. % H₂, 7,9-21,1 mol. % CO₂, 6,5-27 mol.

% CO a 5,1-19 mol. % N₂. Inkluze vykazovaly vysoké teploty homogenizace (185 až 354 °C), které nasvědčují původu křišťálů a záhněd z pegmatitů.

Navrátilová (2011) se zabývala studiem inkluzí v křemenech z křemenných žil z lokalit Horní Bory, Dolní Bory a Cyrilov. V odrůdách křemene (křišťál, záhněda, růženín i mléčný křemen) se vyskytovaly pravděpodobně pseudosekundární inkluze s různým fázovým složením, nejčastěji šlo o dvoufázové inkluze (L+V) a třífázové (L₁+L₂+V), méně se vyskytovaly inkluze obsahující pevné fáze, případně kombinace pevných fází, plynu a kapaliny. Pevné fáze byly tvořeny krystaly halitu a kalcitu. Na základě teplot eutektika (-21 až -22 °C) byl stanoven systém H₂O-NaCl±CO₂, jehož salinita se pohybovala v rozmezí 29-36 hm. % NaCl ekv. Obsah CO₂ dosahoval na základě výpočtů až 50 obj. %. Hodnoty celkové homogenizace se pohybovaly od 150 °C až do 565 °C. Autorka přisuzuje plynem bohatým inkluzím původ v homogenním prostředí, na základě vyšších teplot homogenizace usuzuje na pegmatitový původ zachycených fluid.

Fluidním inkluzím v záhnědách z dutinových pegmatitů z Krásněvsi se věnovala Fišerová (2013). V záhnědách byly popsány všechny genetické typy fluidních inkluzí, nejběžnější byly dvoufázové inkluze obsahující vodné systémy bez plynných složek. Ve vzorcích byly popsány dva typy sekundárních FI. Pro starší generaci sekundárních inkluzí je typický široký rozsah teplot homogenizace (89-191 °C) a nižší salinita, naopak u mladší generace je rozsah Th užší (147-181 °C) a salinita je poněkud vyšší (8,7 až 11,5 hm. % NaCl ekv). Na základě teplot eutektika lze v inkluzích nalézt systémy H₂O-NaCl, H₂O-NaCl-FeCl₂ či H₂O-NaCl-MgCl₂ se salinitou od 2,2 do 10,9 hm. % NaCl. Z rozsahu teplot homogenizace vodných primárních FI 163-374 °C a z Th-Tm diagramu je patrné, že na jejich vzniku se podílelo více typů fluid – vysokoteplotní a nízkosalinní spolu s nízkoteplotním a středněsalinním fluidem. Běžné byly i dvoufázové (L+V) vodné inkluze s malým obsahem plynných složek, v nichž byla Ramanovou spektroskopií potvrzena přítomnost CO₂ s příměsí N₂ a CH₄. Vyskytovaly se zde i trojfázové (L₁+L₂+V) FI s vodným roztokem, plynným i kapalným CO₂. Jejich celková teplota homogenizace byla 330-398 °C při salinitě 0,4-6,1 hm. % NaCl, což vypovídá, že na vzniku záhněd se podílela vysokoteplotní, nízkosalinní fluida.

4 METODIKA

Studium vzorků z lomu Bory probíhalo v letech 2010-2013. Nejprve probíhala terénní etapa, která zahrnovala odběr vhodných vzorků z jednotlivých horninových typů (světlý granulit, tmavý retrográdní granulit, cordieritický pegmatit, turmalinický pegmatit, erlan, mramor, ultrabazické uzavřeniny). Detailní petrografická a mineralogická charakteristika odebraných vzorků byla součástí bakalářské práce Fuksové (2010), z tohoto důvodu je popis jednotlivých horninových typů pouze stručný.

Následovala laboratorní etapa, během které byly z odebraných hornin vybrány vzorky pro studium fluidních inkluzí. Ze vzorků byly vyhotoveny oboustranně leštěné destičky, které byly broušeny a leštěny ručně, v konečné fázi doleštěny pomocí leštičky Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20. Pro nalepení destiček na podložní sklo bylo využito vteřinové lepidlo, pro jejich následné odlepení byl využit nitrometan. Tloušťka destiček byla variabilní dle transparentnosti minerálu.

Tyto destičky byly podrobně prozkoumány, popsány a případně i fotograficky zdokumentovány mikroskopem Olympus BX 50 pro pozorování v procházejícím světle, vybaveném digitálním fotoaparátem Olympus C-7070. Před samotným měřením byly destičky odlepeny od podložních skel a rozlámány na drobné úlomky. Úlomky byly využity pro studium fluidních inkluzí metodou optické mikrotermometrie v komoře LINKAM THMSG 600 nainstalované na mikroskopu Olympus BX 51 na Katedře geologie PŘF UP Olomouc. Aparatura umožňuje měření v teplotním intervalu -196 až +600 °C. Přesnost měření teploty je $\pm 0,1$ °C v intervalu -56 až +50 °C, ± 1 °C při teplotách nad 200 °C. Používaným obslužným softwarem byl program Linksys 32 DV.

Měřeny byly teploty eutektika (T_e), teploty homogenizace (T_h), teploty celkového zamrznutí (T_f) a teploty tání pevných fází - ledu (T_m ice) a klatrátu (T_m cla). Salinita byla vypočtena na základě teploty tání poslední pevné fáze, pro vodné systémy byla teplota tání dosazena do rovnice dle Bodnara (1993). Pro výpočet salinity, složení a hustoty inkluzí obsahující plyny byly využity programy ICE a BULK. Pro zjištění hustoty a složení vodných inkluzí byl použit program FLINCOR. Pro výpočet izochor bylo využito programu ISOC.

Plynná složka vybraných inkluzí byla analyzována pomocí konfokálního Ramanova 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). Operátorem provádějícím analýzu byl Dr. V. Mašek z Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP. Pro kvantitativní určení zastoupení jednotlivých plynů v inkluzích byla využita rovnice dle Burkeho (2001).

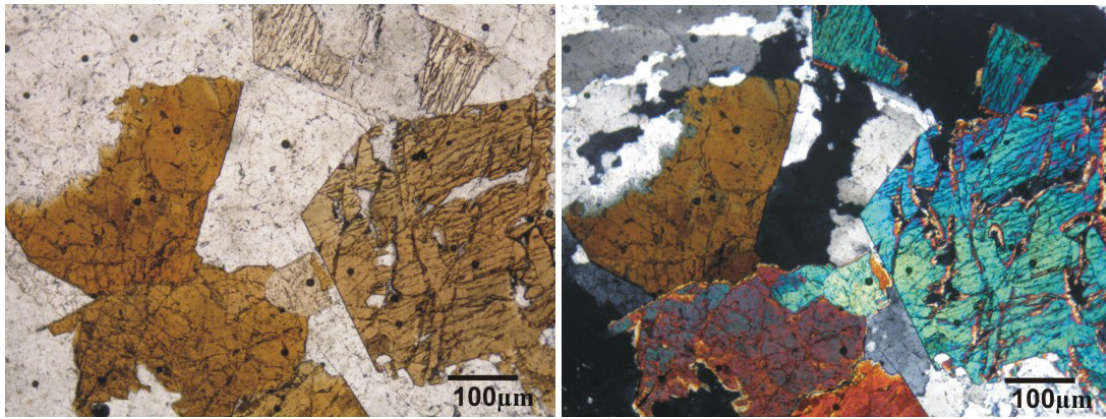
5 VÝSLEDKY

Fluidní inkluze byly studovány v několika horninových typech, konkrétně ve světlém granulitu, tmavém granulitu, turmalinickém pegmatitu, cordieritickém pegmatitu a erlanu.

5.1 TURMALINICKÝ PEGMATIT

Turmalinické pegmatity mají s okolní horninou ostré kontakty, často bývají zonální – výrazná bývá hlavně blokovaná zóna tvořená K-živcem, méně plagioklasem. Grafická zóna bývá nápadná prorůstáním K-živce, křemene a turmalínu, méně se vyskytuje granitická zóna, která je tvořena křemenem, K-živcem, plagioklasem a muskovitem.

Vzorek pro studium fluidních inkluzí pocházel z grafické zóny. Mineralogicky obsahuje studovaný vzorek pegmatitu křemen, K-živec, turmalín-skoryl, plagioklas, muskovit, akcesoricky apatit. Křemen byl hypautomorfně až xenomorfně omezený, tvořil zrna o velikosti do 1 cm, vykazoval undulózní zhášení. K-živec byl nejčastěji pertitický, často sericitizovaný, místy zdvojitý s hypautomorfním až xenomorfním omezením, jeho velikost dosahovala i 5 cm. Turmalín-skoryl se vyskytuje jako hypautomorfní až xenomorfní omezená pleochroická zrna hnědé až oranžové barvy (obr. 4), byl růstově a místy i sektorově zonální. Zonálnost se projevovala změnou barvy, kdy středy zrn byly béžové, žluté až žlutooranžové barvy a okraje byly oranžové až hnědé barvy, zrna byla místy rozpraskaná. Makroskopicky dosahovaly sloupce skorylu až 10 cm. Plagioklas se vyskytoval jen v podobě drobných xenomorfně omezených zrn o velikosti do 100 μm s průběžnými, ostrými polysyntetickými lamelami. Muskovit tvořil hypautomorfně, méně xenomorfně omezené šupinky a lišty se štěpnými trhlinami. Akcesoricky se vyskytoval ve formě nepravidelných zrn apatit s xenomorfním omezením, velikost těchto zrn byla do 100 μm .



Obr. 4 Hypautomorfně omezená zrna turmalínu v turmalinickém pegmatitu v PPL a XPL.

5.1.1. Petrografie inkluzí

Fluidní inkluze se vyskytovaly ve dvou minerálech – v křemeni a v turmalínu grafické zóny turmalinického pegmatitu.

Křemen byl velmi bohatý na fluidní inkluze. V křemeni se vyskytovaly všechny genetické typy fluidních inkluzí: primární fluidní inkluze (P-FI), pseudosekundární fluidní inkluze (PS-FI) a sekundární fluidní inkluze (S-FI).

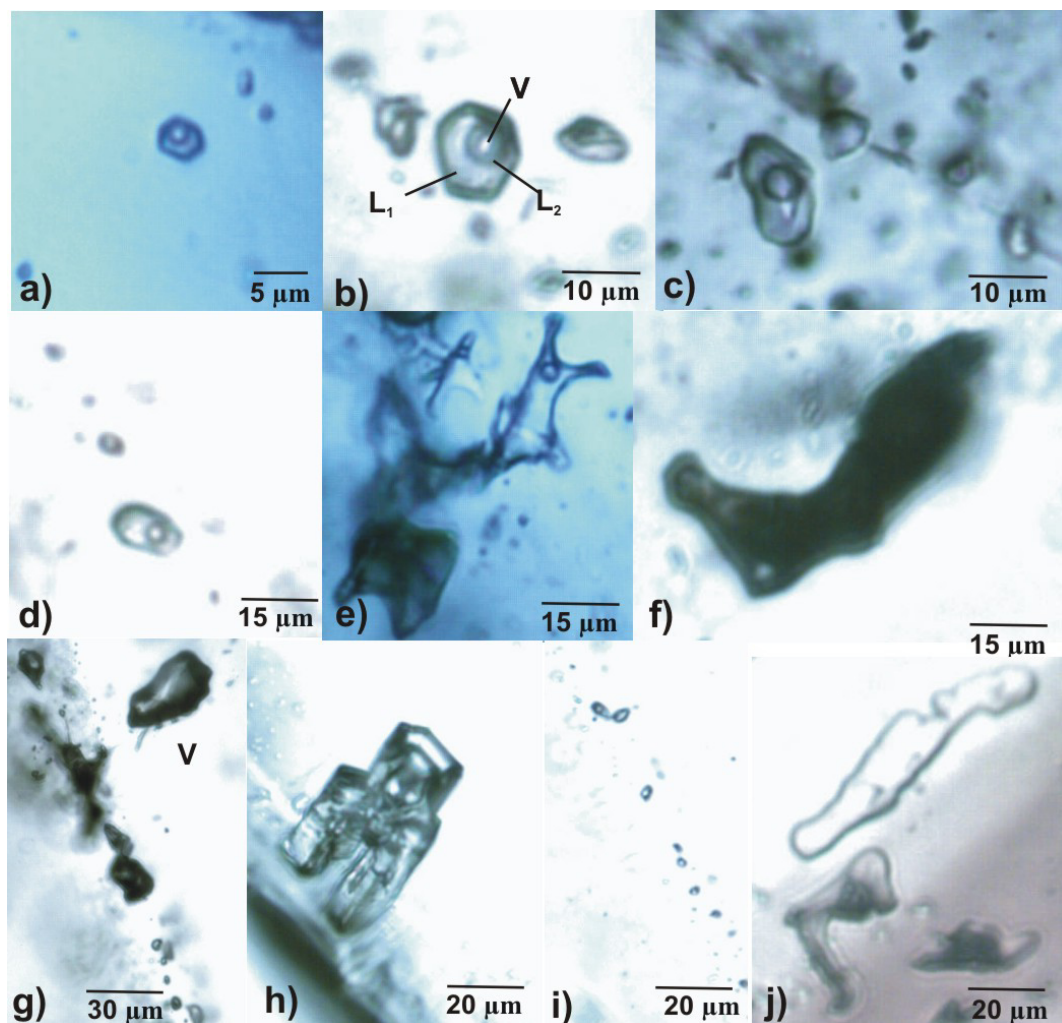
Nejčastěji se vyskytovaly sekundární inkluze (obr. 5e, f, i) uspořádané v řádcích, jež protínaly celá zrna. Velké inkluze (20-30 µm) měly nejčastěji nepravidelný, měňavkovitý tvar, menší inkluze byly oválné. Vzhled a fázové složení sekundárních inkluzí jsou různé, převládaly inkluze jednofázové (L) čiré, nebo černé (L či V) s obsahem CO₂ a dvoufázové (L+V), kde plynná složka zaujímalá od 5 do 30 % objemu inkluze. Místy se vyskytovaly společně s L+V i dvoufázové kapalné inkluze (L₁+L₂), které měly oválný, protažený tvar. Poměr vodné a nevodné fáze byl vyrovnaný, vzácně mírně převažovala nevodná fáze (60 obj. %), velikost těchto inkluzí byla 15-20 µm. Kromě vodných a plyných inkluzí se ve vzorku vyskytovaly i inkluze tavenin, jednalo se o velké (až 40 µm) nepravidelné inkluze nejčastěji černé barvy, ojediněle i bezbarvé (čiré), které nereagovaly na teplotní změny v rozsahu -196 až +550 °C. Jedná se pravděpodobně o inkluze skla, případně devitifikovaného skla. Výše zmíněné typy se vyskytují pospolu na stejných strukturách, pouze taveninové inkluze se většinou

nacházely na samostatných řádcích, či v izolovaných skupinách, ovšem místy se vyskytovaly i společně s plynnými inkluzemi.

Pseudosekundární fluidní inkluze hojně vytvářely drobné řádky uvnitř zrna, které nedosahovaly až na jeho okraj. Vyskytovaly je hlavně černé jednofázové (L/V) inkluze nepravidelného protáhlého, nebo izometrického tvaru o velikosti 10 až 20 μm . Společně s černými inkluzemi se nacházely na stejných trailech inkluze dvoufázové (L+V, V<15 obj. %; ojediněle se nacházely inkluze s převahou plynu až 70 obj. %), které mají protáhlý, oválný, místy nepravidelný tvar (obr. 5c), jenž se směrem k jednomu okraji ztenčoval, jejich velikost byla 20-25 μm , a inkluze třífázové se dvěma kapalnými složkami a jednou plynnou (L_1+L_2+V), kde plyn zaujímal do 10 % objemu inkluze, vodná fáze převažovala nad nevodnou fází, která tvořila 20 až 30 obj. %. Tvar těchto inkluzí byl nepravidelný nebo izometrický, celkově se třífázové inkluze objevovaly vzácně.

Primární inkluze byly obtížně rozeznatelné, nejčastěji se vyskytovaly dvoufázové inkluze (L+V, F<20 obj. %), které tvořily shluky drobných oválných inkluzí či inkluze pseudohexagonálního tvaru (obr. 5a; velikost 10-20 μm) uvnitř zrna, které byly v trojrozměrné distribuci nebo ojediněle se vyskytovaly samostatně při okraji zrna. Méně byly nalezeny třífázové fluidní inkluze (L_1+L_2+V ,) protáhlého tvaru či tvaru hexagonálních průřezů (obr. 5b), kde vodná fáze převažovala nad nevodnou fází (10-15 obj. % inkluze) a plynná složka tvořila 5-10 obj. %. Tyto inkluze se vyskytovaly s menších shlucích uprostřed zrna společně s dvoufázovými (L+V) inkluzemi uvedenými výše a dosahovaly rozměrů 10-15 μm . Ojediněle se spolu s třífázovými inkluzemi objevila i dvoufázová inkluze obsahující dvě kapalně složky (L_1+L_2) oválného tvaru, kde vodná fáze opět dominovala nad nevodnou, která zaujímal 20 obj. %. Velikost této inkluze byla 15 μm .

Kromě fluidních inkluzí se v křemeni turmalinického pegmatitu vyskytovaly i inkluze minerální, nejčastěji se jednalo o inkluze apatitu, rutilu, případně i zirkonu. Některé minerální inkluze tvořily v křemeni drobné krystaly – např. apatit (obr. 5h).



Obr. 5 Fotografie fluidních inkluzí v křemenu turmalinického pegmatitu: a) dvoufázová P-FI tvaru negativního krystalu ($F=0,9$), b) třífázová P-FI $L_1(H_2O)+L_2(CO_2)+V(CO_2)$, $F=0,9$ c) dvoufázové PS-FI ($F=0,9$), e) nepravidelné dvoufázové S-FI ($L+V$, $F=0,9$), f) S-inkluzie obsahující pravděpodobně rekrystalované sklo, g) plynné S-FI obsahující směs CO_2+CH_4 , h) minerální inkluze apatitu v křemenu, i) řádek S-FI, a v turmalínu: d) dvoufázová P-FI ($F=0,9$), j) nepravidelná taveninová S-inkluzie obsahující sklo.

Turmalín byl na inkluze také bohatý, ovšem převážně se jednalo o inkluze minerální, konkrétně se jednalo o inkluze rutilu, zirkonu, apatitu a monazitu.

Fluidní inkluze byly nejčastěji sekundární čiré inkluze vyplněné sklem (obr. 5j), či černé inkluze vyplněné devitifikovaným sklem, místy obsahovaly i malou bublinu plynu (do 10 obj. %), která byla ovšem neměřitelná. Tvar byl nepravidelný,

měňavkovitý, velikost do 60 μm . Inkluze byly tenké a vyskytovaly se v řádcích napříč celým zrnem. Méně se vyskytovaly měřitelné plynokapalné inkluze (L+V) nepravidelného, protáhlého či izometrického tvaru o velikosti do 20 μm , kde plynná složka zaujímal 5-10 % objemu, které vytvářely drobné řádky jdoucí napříč okrajovou částí zrna. Taveninové a plynokapalné inkluze se vyskytovaly v zcela odlišných a samostatných řádcích.

Pseudosekundární inkluze se objevovaly spíše výjimečně, tvořily nepravidelné řádky nedosahující okraje zrna, navíc směrem k okraji zrna se inkluze zmenšovaly (z 30 μm až na 10 μm). Inkluze měly protáhlý, nepravidelný místy až měňavkovitý tvar, převážně byly vyplněny devitifikovaným, méně i čirým sklem. Ojediněle se vyskytla třífázová inkluze (L_1+L_2+V), kde plyn zaujímal 30 obj. % a vodná fáze převyšovala nevodnou fázi (20 obj. %). Tvar inkluze byl nepravidelný, částečně pseudohexagonální, inkluze byla protažena kolmo na směr řádku, který se vyskytoval uvnitř zrna. Velikost této inkluze byla 10 μm , inkluze se vyskytovala na řádku společně s inkluzemi čirého skla.

Primární fluidní inkluze tvořily drobná (do 15 μm , obr. 5d) oválné až okrouhlé, místy protažené uzavřeniny uspořádané v malých shlucích, nebo vyskytující se zcela samostatně při okraji zrna. Obsah inkluzí tvořila vodná a plynná složka (inkluzi L+V), kde se obsah plynné fáze pohyboval od 5 do 10 % objemu. Primární čiré inkluze obsahovaly také sklo s menší i větší bublinou plynu ($F=0,95 - 0,6$), která byla ovšem neměřitelná. Taveninové inkluze byly nepravidelného izometrického a zaobleného tvaru, velikost těchto inkluzí byla do 20 μm a vyskytovaly se zcela samostatně při okrajích zrn.

5.1.2. Mikrotermometrie

Měřením inkluzí v křemenu byly prokázány vodné systémy bez plynných složek, vodné systémy s plynnými složkami a čistě plynné systémy. Měřením inkluzí v turmalínu byly určeny vodné systémy, vodné systémy s plynnými složkami.

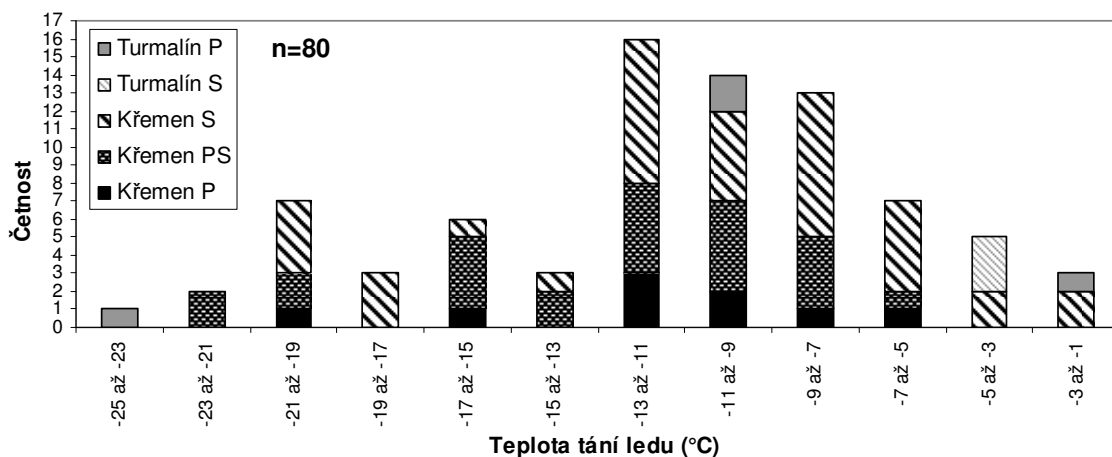
Vodné systémy bez plynných složek byly nejhojněji přítomny ve fluidních inkluzích v křemenu i v turmalínu. Zahrnovaly opět všechny generace inkluzí v křemenu,

v turmalínu byly zastoupeny pouze inkluze primární a pseudosekundární. Přehled výsledků mikrotermometrických měření je uveden v tabulce 1.

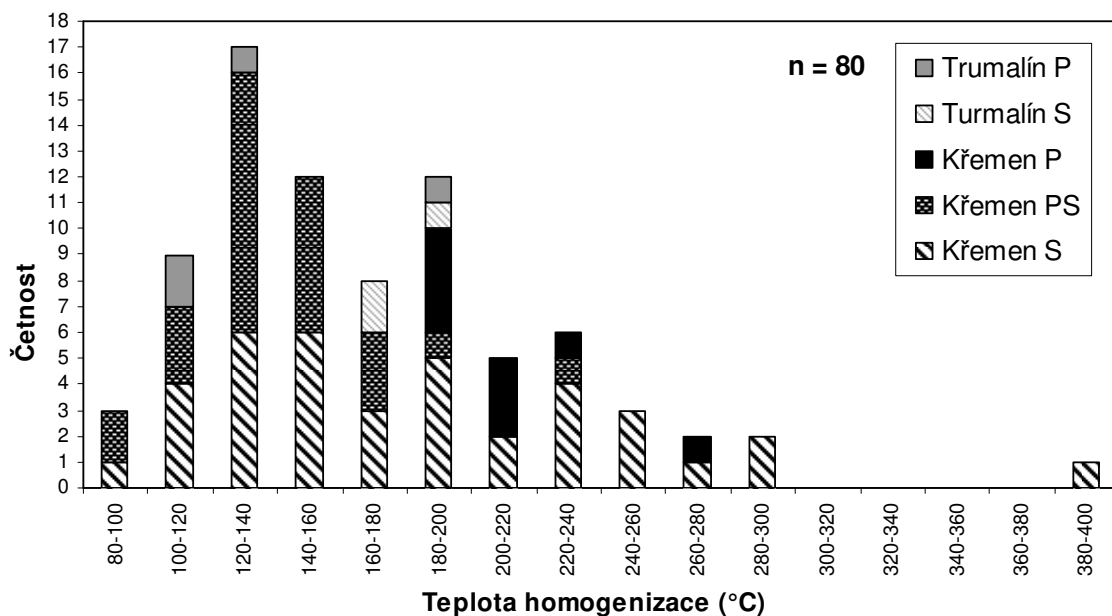
Výskyt	Křemen			Turmalín	
	P	PS	S	P	S
Geneze					
Fáz. Složení	L+V	L+V	L+V	L+V	L+V
Tf (°C)	-50,2 až -38,5	-66 až -31,5	-69,6 až -36,3	-55,7 až -48,9	-39,1
Te (°C)	-	-33,3 až -31,9	-34,1 až -31,8	-35,9	-36,8
Tm ice (°C)	-19,3 až -6,7	-22,1 až -6,1	-20,5 až -3,7	-22,1 až -1,1	-5,0 až -3,1
Th L (°C)	181- 270	83-235	100-383	103-211	168-190
Th V (°C)	-	151,5 a 160,4	-	-	-
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	10,1-21,9	9,3-22,6	3,6-22,7	1,9-13,8	5,1-7,9
Salinita (hm.% NaCl-KCl ekv.)	-	27,5 a 27,7	-	27,7	-

Tab. 1 Výsledky mikrotermometrie pro vodné systémy bez obsahu plynných složek v turmalinickém pegmatitu; S-sekundární FI, PS-pseudosekundární FI, P-primární FI; Tf-teplota zamrznutí, Te-teplota eutektika, Tm ice-teplota tání posledního ledu, Th L-teplota homogenizace na kapalinu, Th V-teplota homogenizace na plyn.

Inkluze v křemenu vykazují velký rozptyl teplot zamrznutí (-69,6 až -31,5 °C), zamrznutí se projevilo granulací ledu a často i deformací bubliny. Teploty eutektika se podařilo změřit pro sekundární a pseudosekundární inkluze v křemenu. U sekundárních inkluzí se rozsah teplot Te pohyboval od -31,8 až -34,1 °C. Také teplota tání posledního ledu vykazuje široké rozpětí -20,5 až -3,7 (obr. 6). Homogenizace probíhala pouze na kapalinu a to za teplot 100 až 383 °C, z histogramu četnosti (obr. 7) je však patrné, že nejčastěji se Th pohybovala v rozmezí 100-260 °C. Pseudosekundární inkluze dosahují podobných teplot jako inkluze sekundární, stejně jako teploty eutektika v rozsahu od -31,9 do -33,3. Teplota tání posledního ledu nejvíce hodnot dosahuje v intervalu od -17 po -7 °C (obr. 6). Teploty homogenizace byly nižší než u sekundárních FI, nejvíce byly zastoupeny v rozsahu 100-180 °C (obr. 7), inkluze homogenizovaly převážně na kapalinu, vzácně i na plyn. Homogenizace na plyn se uskutečnila při 151 a 160 °C. U primárních inkluzí se nepodařilo změřit teplotu eutektika. Inkluze homogenizovaly výlučně na kapalinu v užším rozsahu hodnot od 181 po 270 °C (obr. 7).



Obr. 6 Histogram teploty tání posledního ledu ve vodných inkluzích v turmalinickém pegmatitu.



Obr. 7 Histogram teplot homogenizace ve vodných inkluzích v turmalinickém pegmatitu.

Inkluze v turmalínu byly méně zastoupeny, u primárních inkluzí bylo naměřeno eutektikum $-35,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, jejich teplota tání se pohybovala v rozsahu $-22,1$ až $-1,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Homogenizace probíhala na kapalinu v rozsahu $100-130\text{ }^{\circ}\text{C}$, ojediněle při $210\text{ }^{\circ}\text{C}$ (obr. 7). U sekundárních inkluzí se podařilo změřit pouze jedno eutektikum při $-36,8\text{ }^{\circ}\text{C}$, led

tál při -5,0 až -3,1 °C. Homogenizace probíhala na kapalinu v rozmezí teplot 168 až 190 °C (tab. 1).

Vodné systémy s obsahem plynů

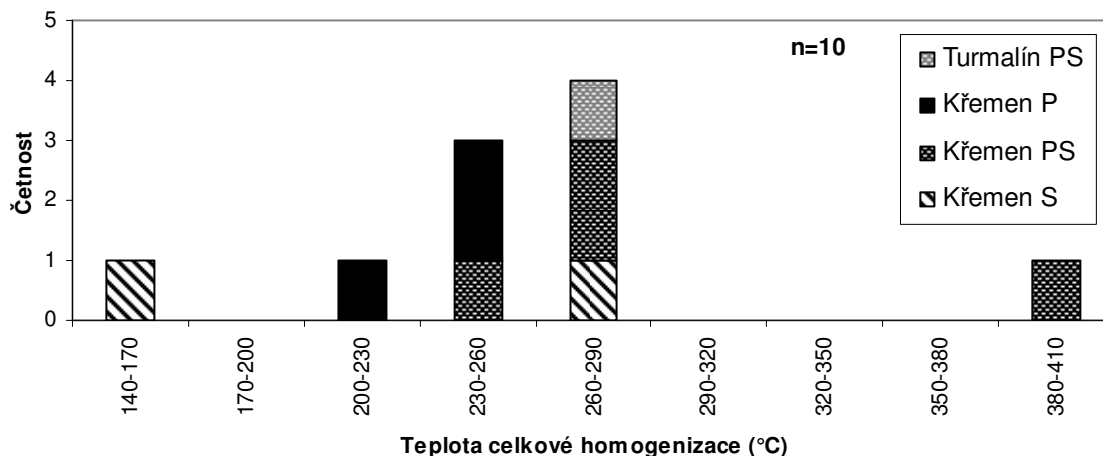
Zastoupení těchto inkluzí bylo v křemeni menší, ojediněle se vyskytly i v turmalínu.

Výskyt	Křemen				Turmalín
Geneze	P	PS	S		PS
Fáz. Složení	L1+L2+V/L1+L2	L1+L2+V	L1+L2+V/L1+L2	L+V	L1+L2+V
Th(V) CH ₄ /N ₂ (°C)	-	-	-	-150,4 a -134,6	-
Tf CO ₂ (°C)	-98,3	-100,2 až -94,9	-98,5	-105,3 a -104,1	-94,8
Tm CO ₂ (°C)	-59,9 až -57,7	-59,4 až -57,2	-58,1	-62,3 a -59,6	-57,7
Te (°C)	-35,5	-34,9 a -33,9	-34,7		
Tm ice (°C)	-9,9 až -7,3	-15,7	-13,1	-7,6 a -3,1	-10,5
Tm cla (°C)	3,1-9,4	4,5-11,3	6,7 a 7,1	8,6 a 8,9	-4,9
Th(L) CO ₂ (°C)	9,5-29,1	11,8 a 19,1	9,5 a 16,1	13,6 a 29,3	26,8
Th(L) tot (°C)	218,6-250,1	231,5-390,1	142,5 a 262,5	nad 550	-
Th(V) tot (°C)	-	-	-	-	289,5
Th(C) tot (°C)	247,5	-	-	-	-
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	1,2-11,8	8,6-9,4	5,6 a 6,3	5,0 a 5,1	5,4

Tab. 2 Výsledky mikrotermometrických měření pro vodné systémy s obsahem plynů v turmalinickém pegmatitu. Th(V)CH₄-teplota homogenizace metanu na plyn, Tm cla-teplota tání klatrátu, Th(C)tot-teplota celkové homogenizace kritickým způsobem.

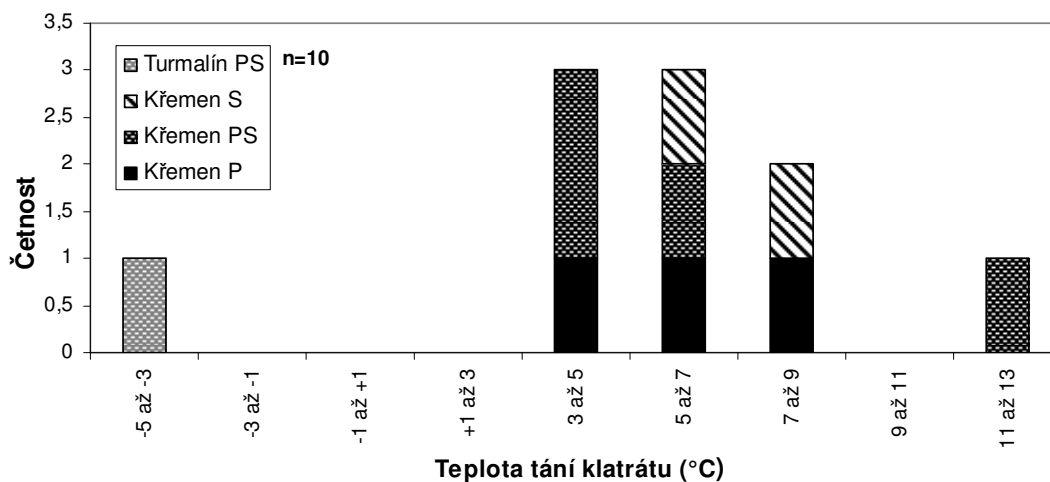
Primární inkluze v křemeni byly dvou- až třífázové, teplota tání CO₂ se pohybovala od -57,7 do -59,9 °C (tab. 2), v jednom případě se podařilo zachytit i teplotu eutektika -35,5 °C. Teplota tání klatrátu byla variabilní, 3,1 až 9,4 °C. Celková teplota homogenizace převažovala v intervalu 218,6 až 250,1 °C (obr. 8) na kapalinu, vzácně byla naměřena teplota 247,5 °C kritickým způsobem. Pseudosekundární inkluze měly širší rozsah teplot mražení CO₂ než inkluze primární (-100,2 až -94,9 °C) mírně vyšší teploty tání CO₂ -59,4 až -57,2 °C, což může poukazovat na obsah dalších plynů (CH₄, N₂). Byly změřeny i dvě teploty eutektika -34,9 a -33,9 °C. Teploty tání klatrátu měly široký rozsah 3,1 až 11,3 °C, ovšem z histogramu (obr. 9) je patrné, že převažovaly hodnoty od 3 do 7 °C a pouze jediná inkluze vykazovala vyšší teplotu. Teplota celkové homogenizace byla poměrně vysoká (231,5 až 390,1 °C), avšak teploty jsou nerovnoměrně rozložené, tři inkluze vykazují interval teplot homogenizace 206-

290 °C a jedna se značnou odchylkou v intervalu 380-410 °C (obr. 8). Sekundární FI byly zachyceny pouze ve dvou případech, jejich klatrát tál při 6,7 a 7,1 °C a teploty homogenizace byly naměřeny při 142,5 a 262,5 °C.



Obr. 8 Histogram teplot celkové homogenizace pro vodné inkluze s obsahem plynů v turmalinickém pegmatitu.

V turmalínu byla měřena pouze jedna inkluze, ve které CO₂ tál při -57,7 °C, jako u jediné se teplota tání klatrátu vyskytovala v záporných hodnotách (-4,9 °C; obr. 9). Teplota celkové homogenizace na plyn byla poměrně vysoká, dosáhla 289,5 °C.



Obr. 9 Histogram teplot tání klatrátu pro vodné inkluze s obsahem plynů v turmalinickém pegmatitu.

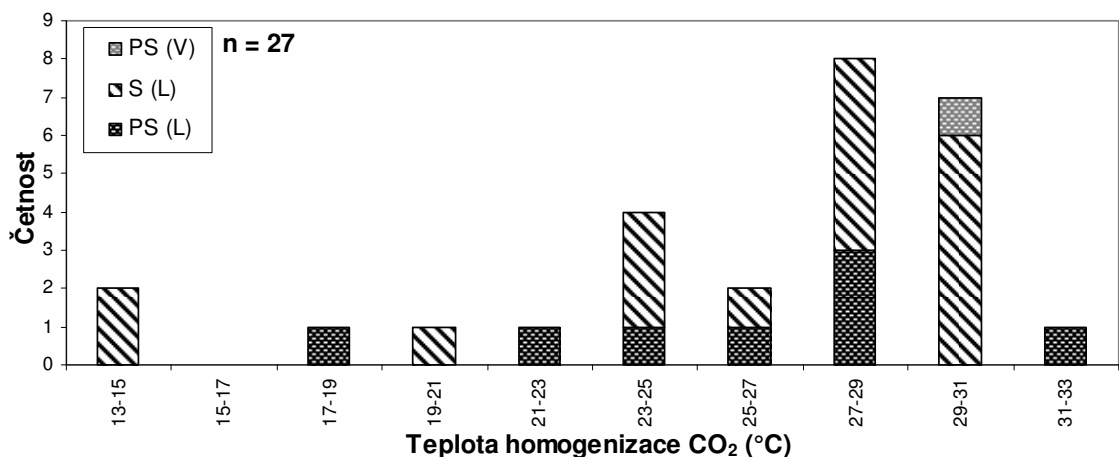
Vždy byly naměřeny nižší teploty tání CO₂ než -56,6 °C (tab. 2) což indikuje na příměs dalšího plynu (Zachariáš 2000), který se podařilo u dvou inkluzí prokázat naměřenými teplotami homogenizace CH₄ na plyn při -134,6 a pravděpodobně homogenizaci N₂ také na plyn při -150,4 °C. Tyto sekundární inkluze měly teploty tání CO₂ také nižší (-62,3 a -59,6 °C), což jen potvrzuje přítomnost dalších plynů. Klatrát tál při 8,6 až 8,9 °C, celkovou homogenizaci se nepodařilo zachytit ani při 550 °C.

Plynné systémy byly v křemenu hojně zastoupeny především sekundárními inkluzemi, které měly různé fázové složení (L+V, V+S, L/V). V inkluzích V+S se vyskytovala pevná nepravidelná opakní fáze, která nereagovala na teplotní změny.

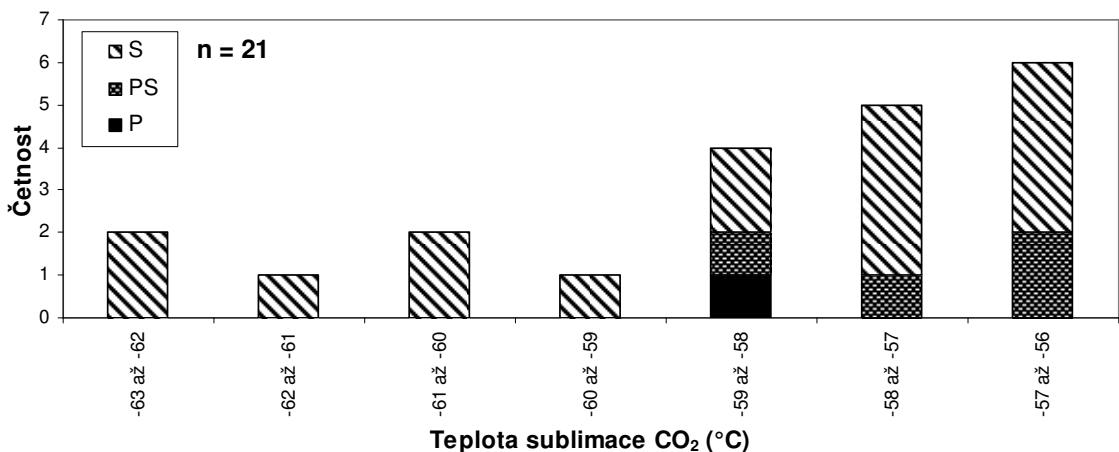
Výskyt	Křemen			
	P	PS	S	
Geneze	V	L+V/L/V	L+V	L/V/L+V/V+S
Fáz. složení	V	L+V/L/V	L+V	L/V/L+V/V+S
Th(V) CH ₄ (°C)	-	-	-138,3 a -136,1	-
Tf CO ₂ (°C)	-98,1	-101,5 až -96,0	-103,1 a -100,2	-102,6 až -70,1
Ts CO ₂ (°C)	-58,2	-58,4 až -56,4	-62,2	-62,1 až -56,5
Tm CO ₂ (°C)	-	-66,0 až -56,3	-57,1	-59,6 až -56,4
Th(V) CO ₂ (°C)	-	30,5	-	-
Th(L) CO ₂ (°C)	-	21,5-31,1	28,5	13,7-31,0

Tab. 3 Výsledky mikrotermometrických měření plyných systémů v turmalinickém pegmatitu. Ts CO₂- teplota sublimace CO₂.

Sekundární inkluze zamrzaly při širokém rozpětí teplot -102 až -70 °C, často obsahovaly po vymražení pouze malé množství pevné fáze, která přímo sublimovala na plynnou fázi při -62,1 až -56,5 °C (obr. 11). V kapalinou bohatých inkluzích tál CO₂ při -59,6 až -56,4 °C, teplota homogenizace na kapalinu se většinou pohybuje od 23 do 31 °C, ojediněle byla naměřena i nižší teplota 13,7 °C (obr. 10). V některých inkluzích byla zaznamenána i teplota homogenizace CH₄ na plyn při teplotách -138,3 a -136,1 °C (tab. 3), přítomnost dalšího plynu (CH₄ či N₂) vedle CO₂ potvrdila i nižší teplota tání CO₂ (až -59,4 °C). V inkluzi s metanem se podařila naměřit i homogenizace CO₂ na kapalinu při 28,5 °C.



Obr. 10 Histogram teplot homogenizace CO₂ v plynných systémech v turmalinickém pegmatitu.

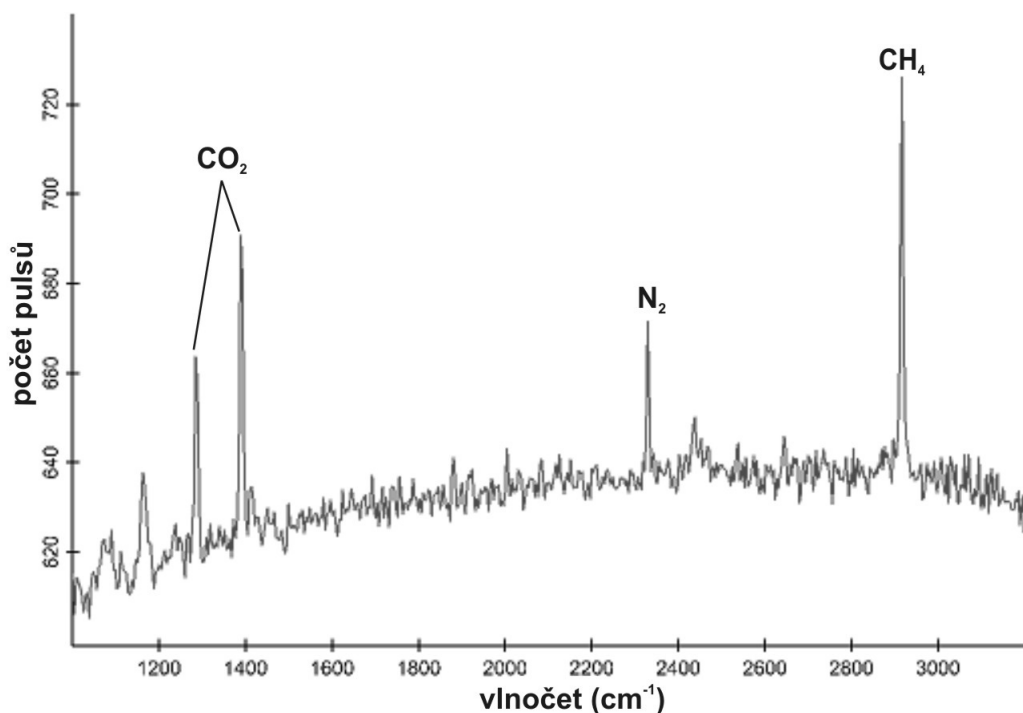


Obr. 11 Histogram teplot sublimace CO₂ v plynných systémech v turmalinickém pegmatitu.

Pseudosekundární inkluze částečně kopírují teploty sekundárních inkluzí, pouze jejich teploty sublimace pevného CO₂ jsou vyšší (-58,4 až -56,4 °C, obr. 11). Teploty tání CO₂ jsou opět nižší, což poukazuje na přítomnost dalšího plynu, či plynů. Kromě homogenizace na kapalinu, která probíhala při 21 až 31 °C, ojediněle při 17 °C (obr. 10), byla zachycena i homogenizace na plyn při 30,5 °C. Primární fluidní inkluze byla měřena pouze jedna - jednofázová plynná inkluze, která pouze zamrzala při 98,1 °C a při následném zahřívání rovnou sublimovala při -58,2 °C.

5.1.3. Ramanova spektroskopie

Chemické složení plynných inkluzí bylo stanoveno pomocí Ramanovy spektroskopie (obr. 12). Pro měření byla vybrána 1 černá plynná sekundární inkluze v křemeni, ve které převažoval CO_2 (67,2 mol. %) nad N_2 (23,5 mol. %) a CH_4 (9,3 mol. %).

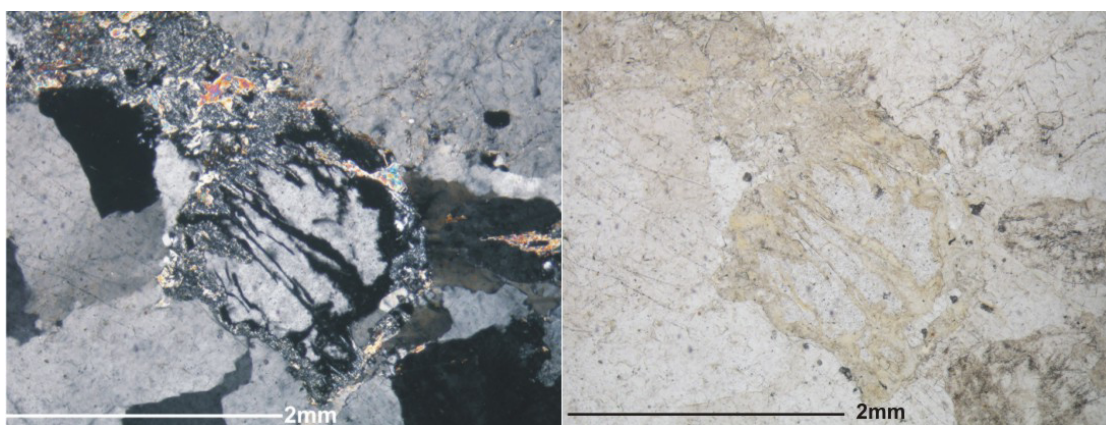


Obr. 12 Ramanovo spektrum pro plynnou inkluzi v turmalinickém pegmatitu.

5.2 CORDIERITICKÝ PEGMATIT

Cordieritické pegmatity tvoří nepravidelná tělesa s pozvolnými přechody do okolních hornin, zonální stavba těles není patrná. Minerální složení obsahuje křemen, K-živce, plagioklas, cordierit, biotit, chlorit a akcesoricky muskovit, sericit, sulfidy, arzenidy, teluridy a ojediněle i turmalín. Křemen je bezbarvý nebo lehce zakalený, xenomorfně až hypautomorfně omezený, jeho zrna o velikosti do 5 mm jsou často rozpraskaná a undulózně zhášejí. K-živce je silně zakalený, nejčastěji hypautomorfně až xenomorfně omezený, je na něm dobře patrná štěpnost a místy i dvojčatné srůsty, jeho zrna mají velikost do 1 cm a často podléhají sericitizaci. Plagioklas tvoří xenomorfně až hypautomorfně omezená zrna do velikosti 0,5 mm, na kterých jsou patrné neostře a nestejně široké polysyntetické lamely. Cordierit vytváří

xenomorfne omezená zrna do velikosti až 3 cm, která převážně zhášejí jednotně; časté jsou přeměny cordieritu jako sericitizace a pinitizace (obr. 13). Biotit tvoří hypautomorfnní, místy xenomorfnní zrna (velikost do 1,5 mm), často je rozpraskaný, ojediněle jsou patrné přeměny na chlorit, který se vyskytoval v podobě drobných xenomorfne omezených šupinek. Akcesoricky se vyskytuje muskovit, tvořící shluky drobných šupinek s hypautomorfnním, méně xenomorfnním omezením. Sericit zde představuje pouze produkt přeměny K-živce na drobné xenomorfne omezené šupinky. Sulfidy, arzenidy a telluridy tvořily nepravidelná zrna s hypautomorfnním až xenomorfnním omezením, blíže určeny byly Fuksovou et al. (2011) jako pyrit, arzenopyrit, löllingit a inkluze Ag a Bi telluridů (Ag_7Te_5 , Bi_5Te_3). Ojediněle se vyskytovala hypautomorfnní pseudohexagonální zrna nezonálního turmalínu.



Obr. 13 Pinitizace cordieritu v cordieritickém pegmatitu v XPL a PPL.

5.2.1. Výskyt inkluzí

Fluidní inkluze se v cordieritickém pegmatitu vyskytovaly pouze v křemeni, který byl ovšem na jejich výskyt velmi bohatý. Poměrně běžné byly i minerální inkluze, nejčastěji zastoupené apatitem, zirkonem (obr. 14b) a monazitem.

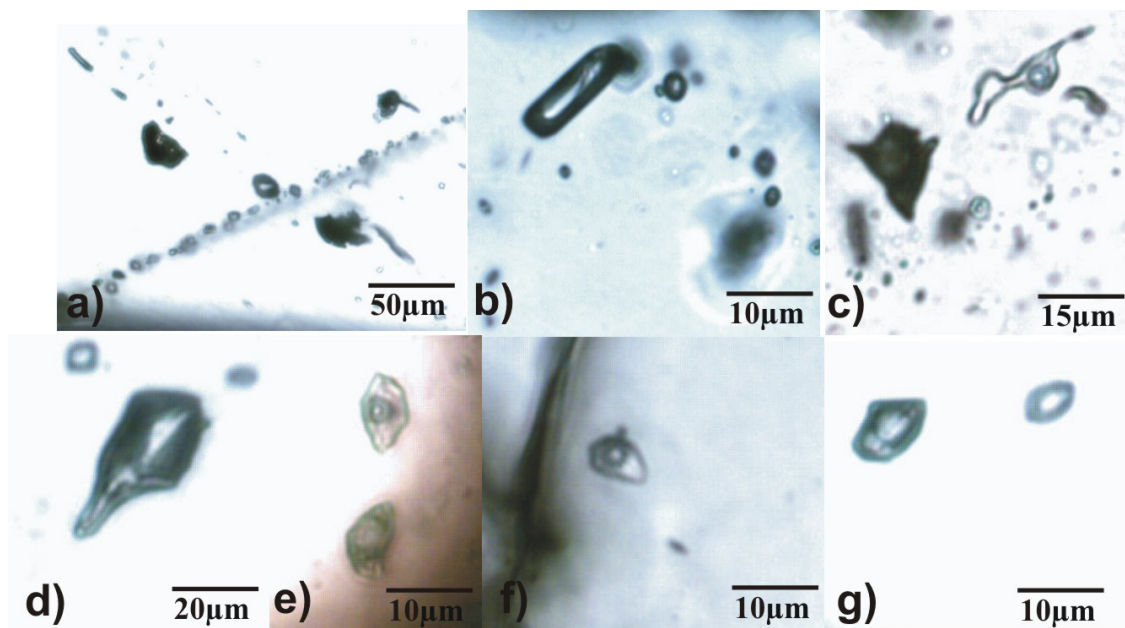
Křemen obsahoval všechny genetické typy (P, PS i S) fluidních inkluzí. Nejčastějším typem jsou velké (do 50 μm) nepravidelné černé jednofázové (L/V) sekundární inkluze měňavkovitého, protáhlého tvaru tvořící velké množství řádků procházející napříč celým zrnem. Jednotlivé řádky se ve velkém množství překrývaly a křížily (obr. 14a). Často se vyskytovaly i tmavé dvofázové $L(\text{CO}_2)+V$ inkluze nepravidelného měňavkovitého tvaru, s obsahem plynné fáze do 30 % objemu, velikost

těchto tmavých inkluzí byla 15-30 μm , opět tvořily řádky napříč celými zrny. Hojně zastoupené byly vodné dvoufázové (L+V) inkluze, kde plyn zaujímal do 10 obj. %. Inkluze byly nepravidelné (obr. 14c), protáhlého či izometrického tvaru a velikosti do 30 μm , vyskytovaly se na řádcích protínající napříč i více zrn. Třífázové inkluze (L_1+L_2+V) se vyskytovaly spíše výjimečně, obsah plynné fáze byl variabilní od 5 do 20 obj. % a vodná fáze výrazně převažovala (až 70 obj. %) nad fází nevodnou (10-20 obj. %). Tvar inkluzí byl nepravidelný (obr. 14d), místy izometrický či měňavkovitý, velikost dosahovala maximálně 20 μm . Někdy se vyskytovaly také inkluze tavenin, pravděpodobně devitrifikovaného skla, které měly nejčastěji měňavkovitý protáhlý tvar, velikost taveninových inkluzí dosahovala až 60 μm . Ojedinele byly objeveny i dvoufázové kapalně (L_1+L_2) inkluze protáhlého, oválného tvaru, kde vodná fáze tvořila minoritní složku (30 obj. %) a převládala nevodná fáze. Velikost kapalných inkluzí se pohybovala od 15 do 20 μm . Zastoupení jednotlivých druhů inkluzí v řádcích bylo variabilní, často se objevovaly všechny výše zmíněné inkluze v jednom řádku.

Pseudosekundární inkluze byly špatně odlišitelné od sekundárních fluidních inkluzí, důvodem bylo časté křížení a překrývání řádků různých generací. Vodné dvoufázové (L+V) s obsahem plynu do 10 obj. % měly nepravidelný, oválný či izometrický tvar. Velikost inkluzí byla do 20 μm , inkluze společně tvořily pásy, které končily nejčastěji ve 2/3 zrna křemene, společně s nimi na řádku se vyskytovaly i třífázové (L_1+L_2+V) inkluze, kde plynná fáze zaujímal do 30 obj. % a nevodná kapalná fáze do 15 obj. %. Třífázové inkluze měly pseudohexagonální (obr. 14e), oválný, izometrický tvar, jejich velikost se pohybovala od 10 do 15 μm . Výjimečně se vyskytovaly na stejném řádku jako předchozí inkluze i uzavřeniny dvoufázové kapalně FI (L_1+L_2), kde vodná fáze dominovala v poměru 70:30 obj. % nad fází nevodnou. Kapalně inkluze měly oválný, protažený tvar a dosahovaly velikosti do 15 μm . Problematické bylo odlišení černých jednofázových (L/V) inkluzí od inkluzí sekundárních, které je často překrývaly. Černé inkluze měly nepravidelný, někde i měňavkovitý tvar, jejich velikost byla do 30 μm . Často se vyskytovaly na řádcích na okrajích zrn, společně s inkluzemi plynokapalnými (L+V, L_1+L_2+V).

Primární inkluze se vyskytovaly v menším množství většinou soliterně nebo v menších shlucích, tvořily drobné (velikost do 15 μm) bezbarvé jednofázové (L či V)

inkluze oválného či pseudohexagonálního tvaru. Nejčastěji se vyskytovaly společně s dvoufázovými vodnými inkluzemi (L+V), kde plyn zaujímal nejčastěji 10 obj. %, výjimečně i 30 obj. %. Dvoufázové inkluze měly často oválný, nepravidelný či pseudohexagonální tvar (obr. 14f,g), jejich velikost se pohybovala od 10 do 20 μm , vyskytovaly se většinou samostatně nebo v malých skupinkách na okrajích zrn. Uzavřeniny skla tvořily i primární inkluze v podobě nepravidelných, okrouhlých, či protažených tvarů o velikostech v rozpětí 10-30 μm . Skelné inkluze se vyskytovaly jako samostatné skupiny primárních inkluzí, zcela mimo od inkluzí vodných. Ojediněle se vyskytla i třífázová inkluze (L_1+L_2+V) s obsahem plynné fáze 20 obj. %, vodná fáze dominovala v poměru 50:30 obj. % vůči kapalně fázi nevodné. Tvar inkluze byl oválný, protažený, velikost byla 25 μm , vyskytovala se společně s dvoufázovou (L+V) inkluzí jako solitérní dvojice inkluzí nedaleko středu zrna.



Obr. 14 Fotografie fluidních inkluzí v křemeni z cordieritického pegmatitu: a) křížení se dvou generací S-FI, b) minerální inkluze zirkonu, c) nepravidelná dvoufázová plynokapalná S-FI ($F=0,9$), d) nepravidelná S-FI, $L_1(\text{H}_2\text{O})+L_2(\text{CO}_2)+V(\text{CO}_2)$, obsah plynu 40 obj. %, e) třífázová (L_1+L_2+V) PS-FI ($F=0,9$), f) dvoufázová ($L+V$, $F=0,9$) P-FI pseudohexagonálního tvaru, g) dvoufázová P-FI ($L+V$, $F=0,7$).

5.2.2. Mikrotermometrie

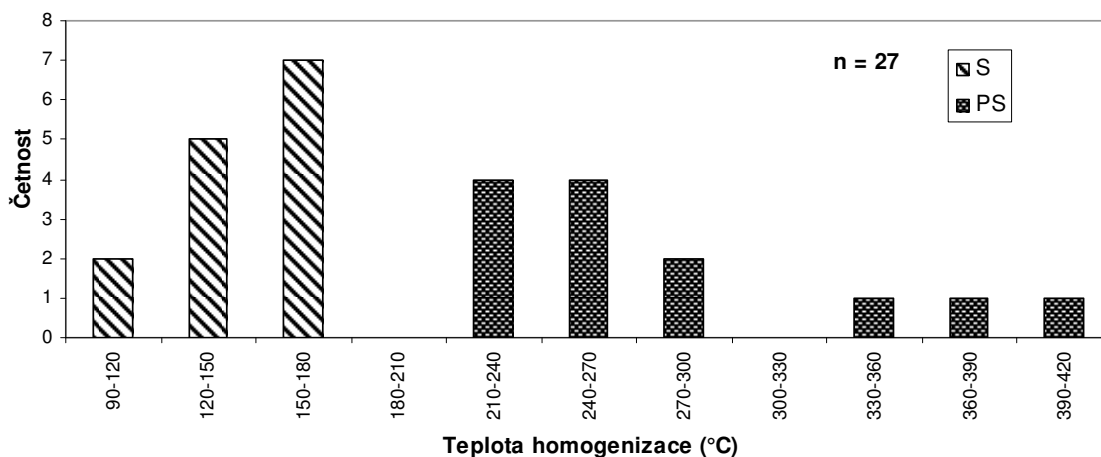
Cordieritický pegmatit obsahoval v křemeni všechny genetické typy fluidních inkluzí, které obsahovaly vodné systémy bez plynných složek, vodné systémy s plynnými složkami, a samotné plynné systémy.

Vodné systémy bez plynných složek zahrnovaly primární, pseudosekundární i sekundární dvoufázové inkluze (tab. 4). Z primárních se podařilo změřit pouze dvě inkluze, které zamrzaly při -55,6 a -42,3 °C, teplota tání posledního ledu byla -18,1 a -15,6 °C. Teplotu homogenizace se nepodařilo zaznamenat v rozsahu 0 až 550 °C. U pseudosekundárních inkluzí byly naměřeny teploty eutektika v rozpětí -33,7 až 34,1 °C. Teplota tání posledního ledu byla zachycena nejčastěji v intervalu -11 až -1 °C (obr. 16). Inkluze homogenizovaly na kapalinu v rozpětí 234 až 405 °C, nejčastěji se však teplota homogenizace pohybovala od 210 do 300 °C (obr. 15).

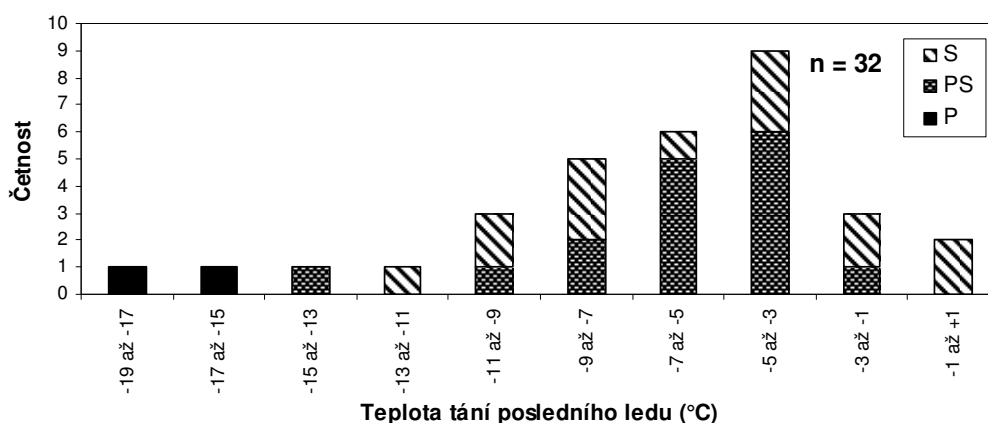
Výskyt	Křemen		
Geneze	P	PS	S
Fáz. složení	L+V	L+V	L+V
Tf (°C)	-55,6 a -42,3	-53,4 až -30,5	-48,5 až -29,1
Te (°C)	-	-34,1 až -33,7	-35,6 až -34,5
Tm ice (°C)	-18,1 a -15,6	-14,5 až -2,9	-12,6 až -0,9
Th L (°C)	-	234-405	100-179
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	19,1-21,0	4,8-18,2	0,5-16,5

Tab. 4 Výsledky mikrotermometrických měření vodných systémů bez plynných složek v cordieritickém pegmatitu.

Sekundární inkluze měly teploty eutektika o něco nižší, mezi -35,6 až -34,5 °C. Teplota tání ledu vykazovala široký rozsah hodnot (-12,6 až -0,9 °C). Sekundární inkluze homogenizovaly na kapalinu v úzkém rozsahu hodnot (100-179 °C), celkově hodnoty teplot homogenizace byly výrazně nižší než u starších inkluzí.



Obr. 15 Histogram teploty homogenizace vodných systémů bez plynných složek v cordieritickém pegmatitu.



Obr. 16 Histogram teploty tání posledního ledu vodných inkluzí bez plynných složek v cordieritickém pegmatitu.

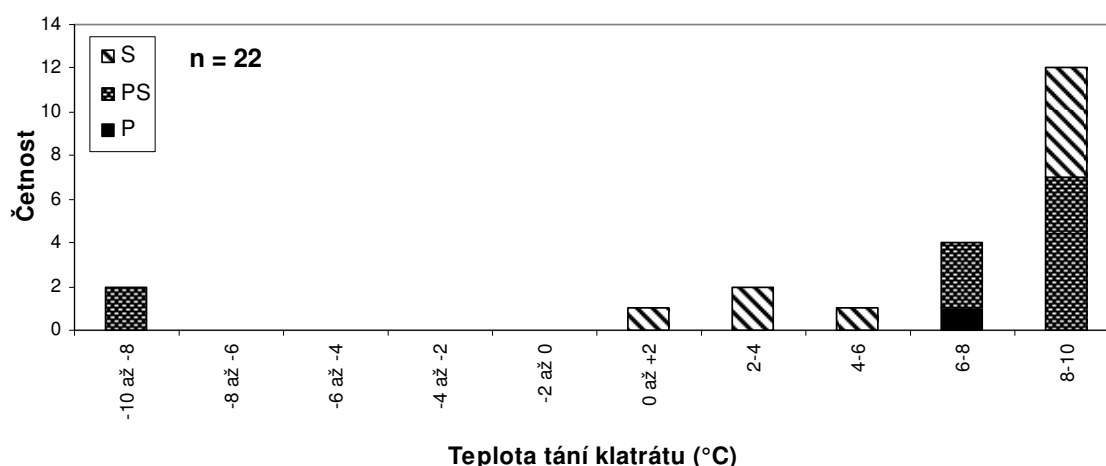
Vodné systémy s obsahem plynných složek se vyskytovaly méně, byly zastoupeny sekundárními a pseudosekundárními inkluzemi, ojediněle byla objevena inkluze primární (tab. 5).

Primární inkluze měla třífázové složení s převahou kapalných složek, CO₂ tál při -57,1 °C, což připouští možnost obsahu i dalšího plynu. Teplota tání klatrátu byla zachycena při 6,5 °C, partiální homogenizace CO₂ na plyn proběhla při 21,5 °C a celková homogenizace na kapalinu při 289,2 °C.

Výskyt	Křemen		
Geneze	P	PS	S
Fáz. složení	L1+L2+V	L1+L2+V/ L1+L2/ L+V	L1+L2+V/L1+L2
Tf CO ₂ (°C)	-99,2	-99,6 až -97,3	-101,1 až -98,3
Tm CO ₂ (°C)	-57,1	-59,1 až -56,5	-59,9 až -56,5
Tm ice (°C)	-7,8	-8,1 až -4,1	-13,2 až -2,1
Tm cla (°C)	6,5	-9,5 až +9,9	1,2-8,9
Th(L) CO ₂ (°C)	-	9,8-29,9	10,5-29,3
Th(V) CO ₂ (°C)	21,5	16,6-29,5	29,8-31,2
Th(L) tot (°C)	289,2	303,2-391,0	86,4-360,1
Th(V) tot (°C)	-	397,4 a 434,5	-
Th(C) tot (°C)	-	340,5	-
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	7,5	0,2-20,4	2,2-14,2

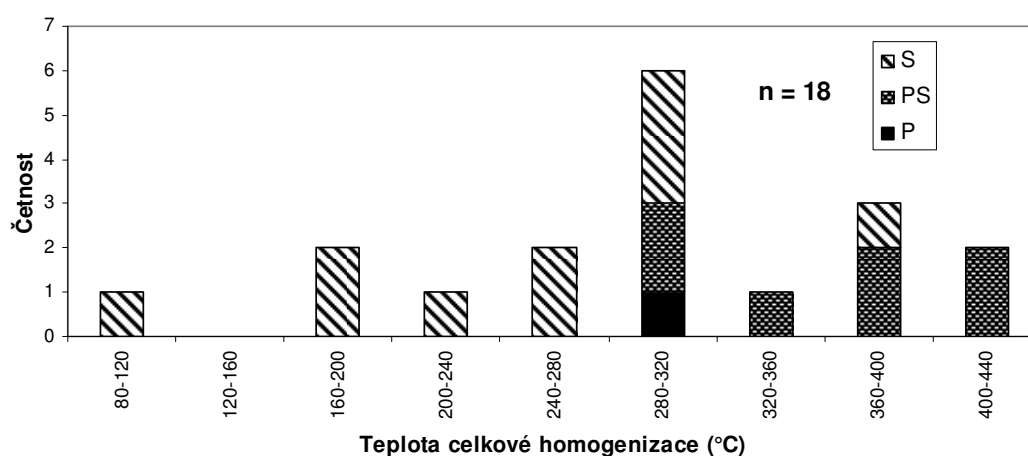
Tab. 5 Mikrotermometrie vodných inkluzí s plynnými složkami v cordieritickém pegmatitu.

Pseudosekundární inkluze měly široké rozpětí teplot tání CO₂ od -59,1 do -56,5 °C, což opět nasvědčuje přítomnosti dalšího plynu. Velké rozpětí také vykazují teploty tání klatrátu od -9,5 až +9,9 °C, z histogramu (obr. 17) je však vidět, že běžně se teplota tání klatrátu pohybuje v intervalu 6 až 10 °C. Parciální homogenizace CO₂ probíhala na kapalinu v rozmezí 9,8 až 29,9 °C, ale také na plyn s užším rozsahem teplot 16,6 až 29,5 °C. Teplota celkové homogenizace opět probíhala dvojím způsobem, na kapalinu při 303 až 391 °C a na plyn opět v užším rozpětí teplot 397 až 434 °C. Poměrně často se celkovou homogenizaci nepodařilo naměřit ani při 550 °C u inkluzí, které jinak při kryometrii vykazovaly fázové přechody.



Obr. 17 Histogram teploty tání klatrátu vodných inkluzí s plynnými složkami v cordieritickém pegmatitu.

Sekundární inkluze se vyskytovaly dvoufázové kapalné, nebo třífázové s převahou kapalné fáze. Teploty zamrznutí CO₂ jsou nižší než u starších inkluzí -101,1 až -98,3 °C, CO₂ taje v podobném intervalu teplot jako u inkluzí pseudosekundárních -59,9 až -56,5 °C. Tání klatrátu má užší rozsah hodnot 1,2 až 8,9 °C. Parciální homogenizace probíhala opět dvojnásobem, na kapalinu v širokém rozpětí hodnot (10,5 až 29,3 °C) a na plyn v užším rozsahu (29,8 až 31,2 °C). Naopak celková homogenizace probíhala pouze na kapalinu při 86 až 360 °C, z histogramu teplot celkové homogenizace je patrné, že nejčastěji inkluze homogenizovaly v intervalu 160 až 320 °C (obr. 18).



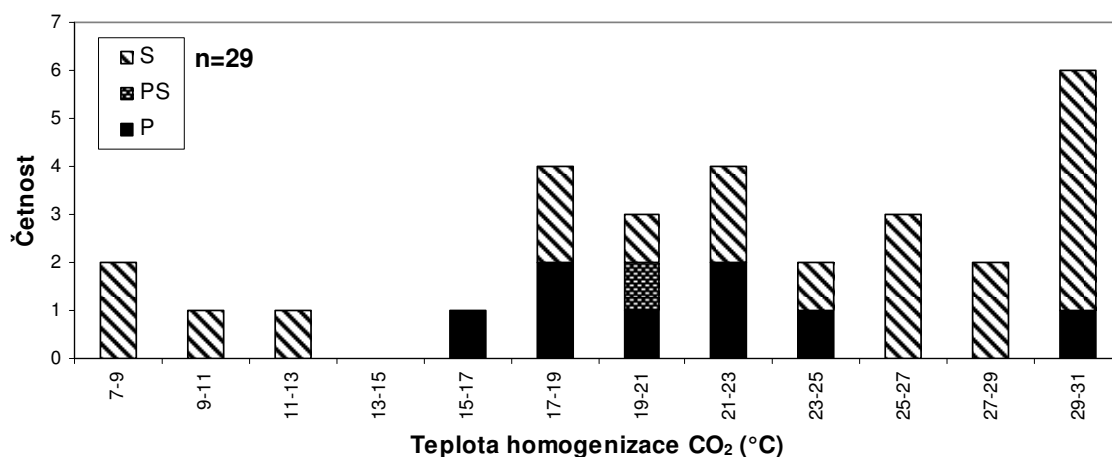
Obr. 18 Histogram teploty celkové homogenizace pro vodné inkluze s plynnými složkami v cordieritickém pegmatitu.

Plynné systémy byly hojně zastoupeny inkluzemi všech generací (tab. 6). Primární inkluze zamrzaly v širokém intervalu -101,5 až 70,2 °C, naopak tání CO₂ mělo úzký rozsah teplot -59,1 až -56,8 °C, některé inkluze obsahovaly pouze malé množství pevné fáze, která netála, ale sublimovala při -51,1 °C. Homogenizace CO₂ probíhala trojnásobem, nejširší rozpětí teplot měla homogenizace na kapalinu (od 15,3 po 30,5 °C), nižších teplot s menším rozptylem dosahovala homogenizace kritickým způsobem (od 22,5 do 23,4 °C), nejnižší teploty měla homogenizace na plyn, která probíhala od 17,5 do 21,9 °C.

Výskyt	Křemen					
	Geneze	P	PS		S	
Fáz. Složení	L/V/L+V	L/V	V	L+V/L/V	V/V1+V2	V
Th(V) CH ₄ (°C)	-	-	-131,2	-	-138,3 až -81,9	-87,4
Tf CO ₂ (°C)	-101,5 až -70,2	-99,6 až -98,3	-	-102,4 až -93,7	-102,1 až -101,0	-
Ts CO ₂ (°C)	-51,1	-57,9 až -57,2	-	-61,6 až -58,2	-	-
Tm CO ₂ (°C)	-59,1 až -56,8	-57,1	-	-59,4 až -56,7	-60,2 až -59,5	-
Th(V) CO ₂ (°C)	15,3-30,5	-	-	8,3-30,6	28,2	-
Th(L) CO ₂ (°C)	17,5-21,9	-	-	7,6-31,3	18,5-21,5	-
Th(C) CO ₂ (°C)	22,5 a 23,4	20,2	-	17,5 a 26,7	-	-

Tab. 6 Mikrotermometrie plyných inkluzí v cordieritickém pegmatitu.

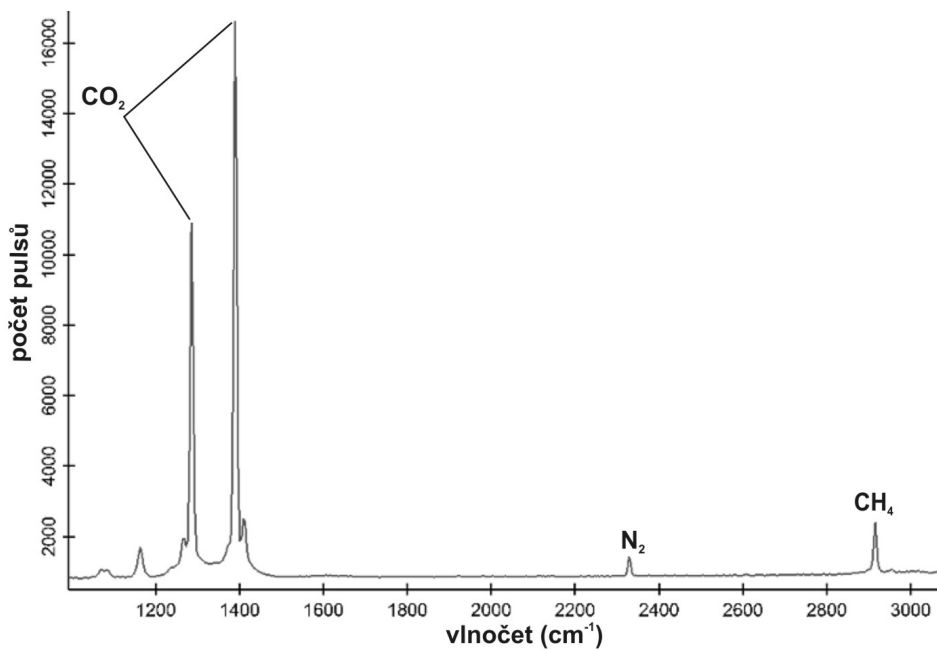
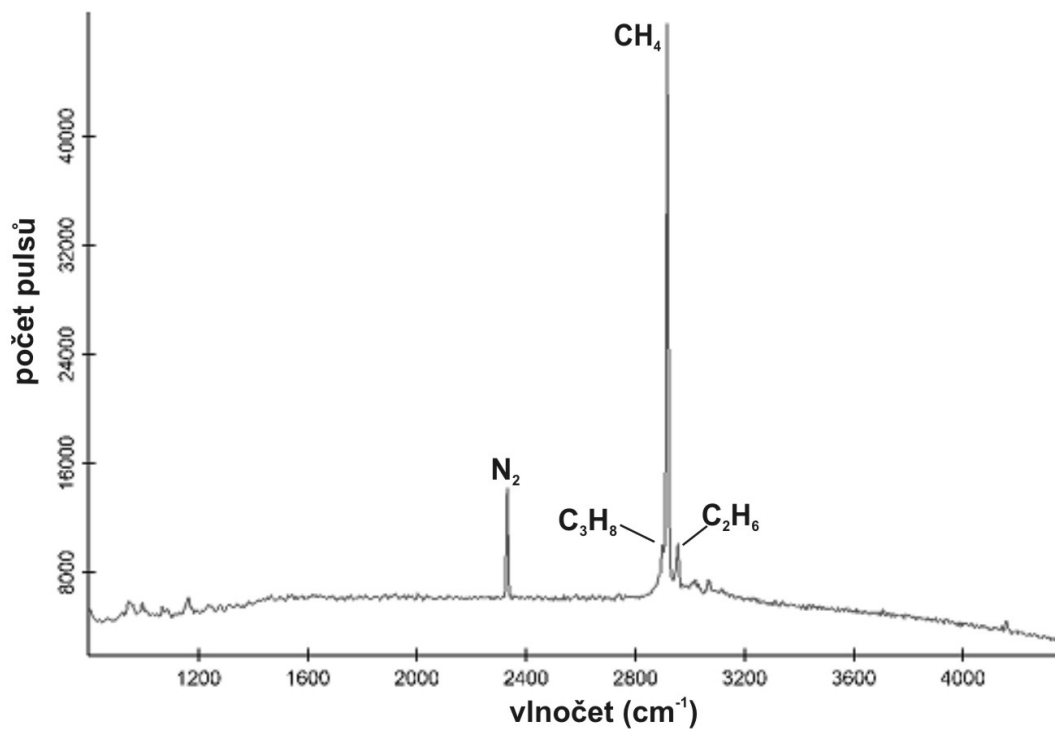
Pseudosekundární inkluze byly méně časté. Vyskytovaly se inkluze s obsahem CO₂, které zamrzaly při -99,6 až -98,3 °C. Většinou inkluze neobsahovaly kapalnou fázi a tak pevná fáze sublimovala v úzkém rozsahu hodnot -57,9 až -57,2 °C. Pokud se vyskytovala kapalná fáze, tála při -57,1 °C, homogenizace CO₂ probíhala kritickým způsobem při 20,2 °C. Kromě CO₂ inkluzí byly měřeny i inkluze obsahující CH₄ a další plyny (N₂ a uhlovodíky) mimo CO₂, metan homogenizoval na plyn při -131,2 °C. Sekundární inkluze byly trojího druhu, jedny obsahovaly pouze CO₂, který sublimoval při -61 až -58 °C, nebo tál při -59,4 až -56,7 °C, což potvrzuje přítomnost dalších plynů (N₂ a CH₄). Homogenizace CO₂ měla široký rozsah (obr. 19) a probíhala trojím způsobem, nejširší rozpětí teplot (7,6 až 31,3 °C) měla homogenizace na kapalinu, užší rozpětí (8,3 až 30,6 °C) bylo u homogenizace na plyn a nejužší rozsah teplot (17,5 až 26,7 °C) měla homogenizace kritickým způsobem. Druhým typem sekundárních inkluzí byly inkluze obsahující CO₂ a CH₄, ve kterých CH₄ homogenizoval na plyn při -138 až -81 °C a pevný CO₂ tál za teplot -60,2 až -59,5 °C. Homogenizace inkluzí probíhala na kapalinu (za nižších teplot; 18,5 až 21,5 °C) a na plyn (při 28,2 °C). Ojedinele se objevily inkluze obsahující pouze CH₄, N₂ a další uhlovodíky (C₂H₆, C₃H₈), ve kterých CH₄ homogenizoval na plyn při -87,4 °C. Posledním typem byly inkluze bez obsahu CO₂, u kterých byla zachycena pouze teplota homogenizace CH₄ na plyn při -87,4 °C.



Obr. 19 Histogram teplot homogenizace CO₂ v plynných inkluzích v cordieritickém pegmatitu.

5.2.3. Ramanova spektroskopie

Pro bližší identifikaci přítomných plynů byly vybrané inkluze obsahující plynné systémy podrobeny Ramanově spektroskopii (obr. 20). Pro měření byly vybrány 2 sekundární inkluze. V plynné inkluzi dominoval N₂ (60,1 mol. %) a uhlovodíky, především CH₄ (37,6 mol. %), který homogenizoval na plyn při -87,4 °C, dále C₂H₆ (2,1 mol. %) a stopově C₃H₈ (0,1 mol. %). Naopak ve druhé inkluzi (L+V) převažoval CO₂ (96,4 mol. %), který zamrzal při -97 °C, tál při -57,7 °C a homogenizoval na plyn při 27,2 °C, nad N₂ (2,5 mol. %) a CH₄ (1,1 mol. %).

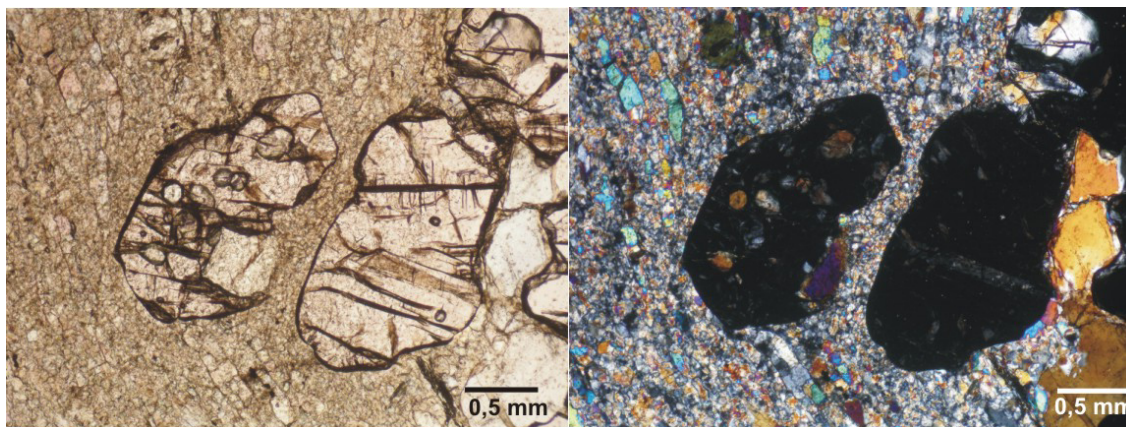


Obr. 20 Ramanova spektra pro plynné inkluze v cordieritickém pegmatitu.

5.3 SVĚTLÝ GRANULIT

Světlý granulit je světle šedá až bílá jemnozrná hornina a porfyroblasty růžového granátu. Mineralogické složení tvoří křemen, K-živec, granát, plagioklas,

kyanit, biotit, hercynit, sericit, akcesoricky zirkon, opakní minerály, hematit a monazit. Křemen tvořil nepravidelná undulózně zhášející zrna o velikosti do 0,5 mm s xenomorfním až hypautomorfním omezením. K-živec se vyskytoval ve formě mírně zakalených drobných zrn s místy pozorovatelnou štěpností a hypautomorfním, méně xenomorfním omezením, většina zrn podléhala sericitizaci. Granát tvořil drobná okrouhlá zrna, ale i narůžovělé porfyroblasty (velikost až 0,5 cm), které byly hojně rozpraskané (obr. 21). Plagioklas se vyskytoval jako hypautomorfně, méně xenomorfně omezená zrna s nestejně širokými, rozplývavými polysyntetickými lamelami. Mezi vedlejší minerály patří bezbarvý kyanit, který tvořil hypautomorfně až xenomorfně omezené tabulky, případně oválná zrna se zřetelnou štěpností. Biotit vytvářel drobné xenomorfně, místy i hypautomorfně omezené šupinky, které ojediněle podléhají chloritizaci. Hercynit tvořil drobná nazelenalá hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna vyskytující se ve větších shlucích. Akcesoricky se vyskytoval zirkon o velikosti do 20 μm s automorfním omezením, dále opakní minerály, které tvořily hypautomorfně, ojediněle i automorfně omezená zrna kosočtverečného průřezu, velikost zrn se pohybovala od 5 do 20 μm . Hematit se vyskytoval ve formě drobných xenomorfních šupinek, vytvářejících jemné povlaky. Výjimečně bylo nalezeno automorfní oválné zrno monazitu o velikosti 10 μm .



Obr. 21 Hypautomorfně omezená rozpraskaná zrna granátu obsahující minerální inkluze v PPL a XPL.

5.3.1. Petrografie inkluzí

Světlý granulit obsahoval velké množství minerálních i fluidních inkluzí. Minerální inkluze se vyskytovaly hlavně v granátu, byly zastoupeny nejčastěji

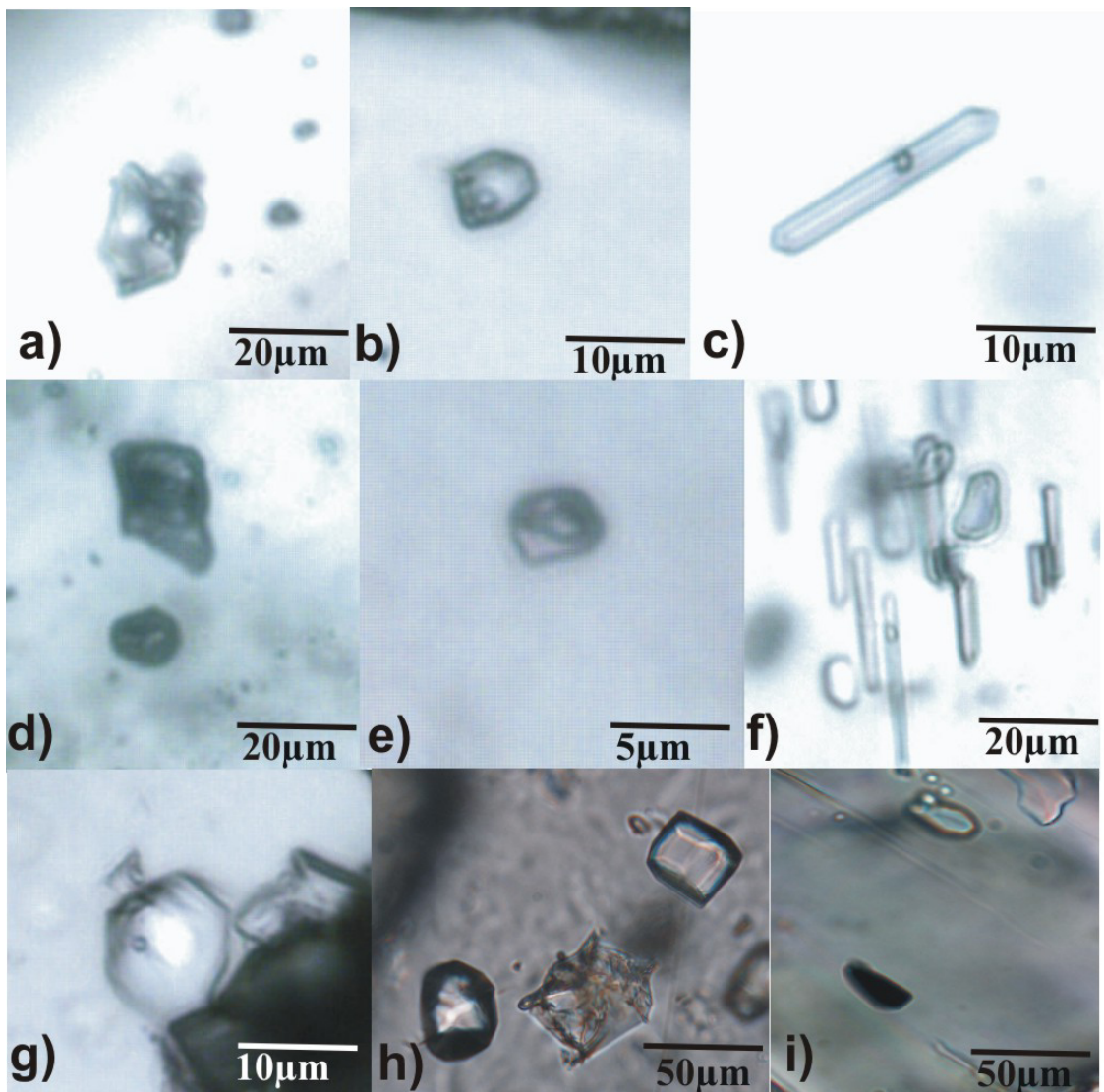
křemenem, plagioklasem, zirkonem a rutilem (i jehlice sagenitu) a v kyanitu byly tvořeny apatitem a rutilem. Fluidní inkluze se vyskytovaly hlavně v křemeni, méně v granátu a ojediněle i v kyanitu.

V **křemeni** převažovaly pseudosekundární fluidní inkluze - dvoufázové inkluze (L+V, kde $F=0,95-0,9$), které měly oválný, protáhlý, nepravidelný či pseudohexagonální tvar (obr. 22a), dosahovaly velikosti od 5 do 20 μm a tvořily neúplné řádky končící většinou uprostřed zrna, řádky se místy protínaly. Společně na řádku se s dvoufázovými ojediněle vyskytovaly i třífázové inkluze (L_1+L_2+V), přičemž plynná fáze zaujíkala do 5 obj. % a vodná fáze převažovala nad kapalnou fází nevodnou (30 obj. %). Třífázová inkluze měla nepravidelný, měňavkovitý tvar, velikost této inkluze dosahovala do 15 μm . Ojediněle se vyskytovala třífázová inkluze obsahující pevnou fází (L+V+S), která měla nepravidelný až pseudohexagonální tvar. Nacházela se na neúplných řádcích společně s dvoufázovými vodnými inkluzemi. V inkluzi dominovala kapalná fáze (85 obj. %) nad fází plynnou (10 obj. %) a fází pevnou (5 obj. %). Pevná fáze měla nepravidelný tvar a byla opakní. Místy se vyskytovaly i jednofázové kapalně inkluze, které měly oválný až protáhlý tvar. Objevovaly se spíše minoritně na řádcích spolu s dvoufázovými FI.

Sekundární fluidní inkluze - dvoufázové inkluze (L+V, kde $F=0,95-0,9$) byly nepravidelného, protáhlého tvaru, inkluze byly spíše menších rozměrů (do 20 μm), vytvářely řádky jdoucí napříč celým zrnem. Méně se vyskytovaly tmavé dvoufázové inkluze s CO_2 (L+V, kde plyn zaujímal až 60 obj. %) nepravidelného, místy protáhlého (obr. 22d) či izometrického tvaru. Velikost tmavých inkluzí dosahovala do 25 μm , inkluze tvořily řádky jdoucí napříč celým okrajem zrna, mnohdy přesahovaly i do okolních zrn. Řádky tmavých inkluzí se vyskytovaly zcela odděleně od trailů vodných inkluzí.

Málo časté a špatně odlišitelné byly primární inkluze, které byly nejčastěji dvoufázové vodné (L+V, kde plynná fáze zaujíkala do 30 obj. %), které měly izometrický, oválný charakter či tvar hexagonálních průřezů (obr. 22b). Inkluze byly velmi drobné, jejich velikost se pohybovala od 5 do 10 μm . Inkluze se vyskytovaly zcela osamoceně, nejčastěji při okraji nebo uprostřed zrna. Vzácně se objevila i černá

dvoufázová ($L+V$, $F=0,9$) inkluze obsahující CO_2 , inkluze měla izometrický, okrouhlý až oválný tvar, její velikost byla $10\ \mu m$ a vyskytovala se opět samostatně při okraji zrna.



Obr. 22 Fotografie inkluzí v křemenu světlého granulitu: a) nepravidelná dvoufázová ($L+V$, $F=0,95$) PS-FI, b) dvoufázová ($L+V$, $F=0,95$) P-FI hexagonálního tvaru, c) minerální inkluze apatitu obsahující pravděpodobně plynnou inkluzi, d) tmavá dvoufázová S-FI ($L+V$, plynná složka zaujímá přes 50 obj. %); v granátu: e) dvoufázová P-FI ($L+V$, $F=0,9$) tvaru negativního krystalu, f) tyčinkovité minerální PS inkluze h) minerální inkluze zirkonu; v kyanitu: g) dvoufázová minerální inkluze s přichycenou drobnou bublinkou plynu, i) černá inkluze opakního minerálu.

V **granátu** převažovaly hlavně minerální inkluze, fluidní inkluze byly ojedinělé. Pseudosekundární čiré minerální inkluze měly tyčinkovitý, protáhlý tvar (obr. 22f)

a vyskytovaly se v menších shlucích jdoucí po puklině, velikost těchto inkluzí dosahovala až 40 μm , místy obsahovaly i přichycenou bublinku plynu, ovšem pro mikrotermometrii byly nepoužitelné.

Vzácně byly v granátu nalezeny i dvoufázové primární fluidní inkluze (L+V, obr. 22e) okrouhlého tvaru nebo tvaru negativního krystalu o velikosti 5-7 μm , kde plynná složka zaujímalá 10 obj. % (ve druhém případě plynná fáze dominovala a tvořila až 70 obj. %). Inkluze se vyskytovaly soliterně uprostřed zrn, které byly bez jakýchkoliv dalších inkluzí.

Kyanit obsahoval pouze čiré, někdy opakní minerální inkluze. Primární inkluze měla pseudohexagonální tvar (obr. 22g), velikost 12 μm a vyskytovala se na samostatně při okraji zrna, obsahovala i přichycenou bublinku plynu, která ovšem nereagovala na změny teplot v rozsahu -196 až 550 $^{\circ}\text{C}$.

Sekundární černá inkluze měla nepravidelný protáhlý tvar, byla větších rozměrů (40 μm , obr. 22i), a nacházela se na řádku procházejícím celým zrnem spolu s dalšími čirými inkluzemi.

5.3.2. Mikrotermometrie

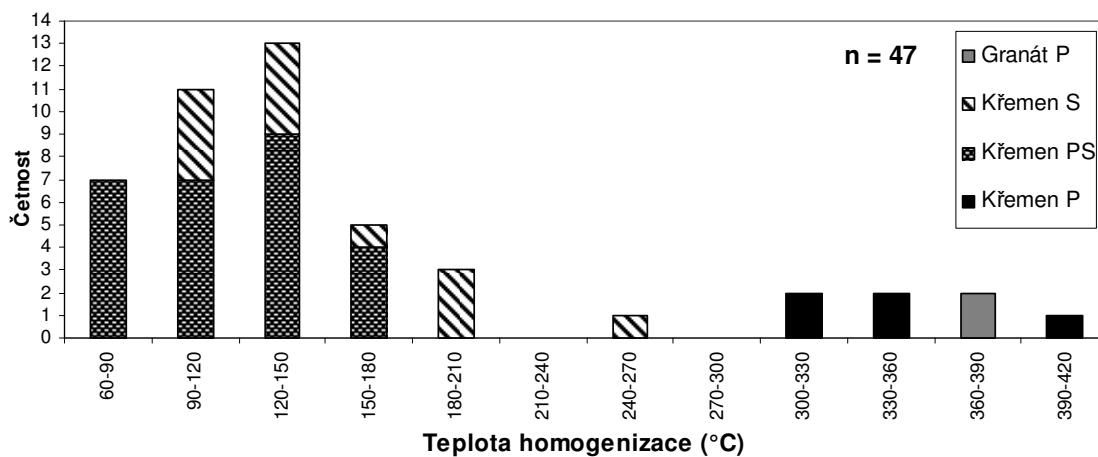
Ve světlém granulitu byly zastoupeny všechny generace inkluzí, převládaly vodné inkluze bez plynných složek, méně se objevovaly plynné systémy, ojediněle i vodné inkluze s plynnými složkami.

Vodné inkluze bez plynných složek se vyskytovaly v křemeni i v granátu (tab. 7). Primární inkluze v granátu zamrzaly při -41,3 a -40,5 $^{\circ}\text{C}$, teplota tání posledního ledu byla velmi nízká (-24,2 a -23,9 $^{\circ}\text{C}$), což indikuje výšesalinní systém. Homogenizace probíhala na kapalinu při 375,6 $^{\circ}\text{C}$ a na plyn při 382,5 $^{\circ}\text{C}$. Naopak teplota mrznutí primárních inkluzí v křemeni má široký rozsah od -72,3 po -45,9 $^{\circ}\text{C}$. Teplota tání posledního ledu měla úzký rozsah (-26,1 až -18,5 $^{\circ}\text{C}$). Teplotu eutektika se u primárních inkluzí nepodařila změřit. Homogenizace probíhala na kapalinu v rozpětí teplot 312 až 405 $^{\circ}\text{C}$, ovšem z histogramu T_h (obr. 23) je patrné, že nejčastěji homogenizace probíhala v intervalu 300 až 360 $^{\circ}\text{C}$.

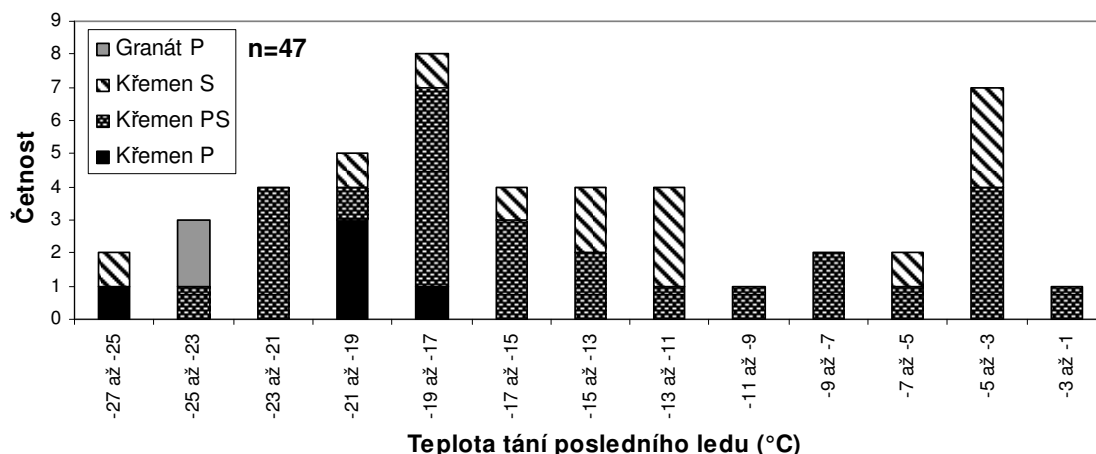
Výskyt	Křemen			Granát
Geneze	P	PS	S	P
Fáz. Složení	L+V	L+V/L+V+S	L+V	L+V
Tř (°C)	-72,3 až -45,9	-86,7 až -32,5	-86,5 až -35,6	-41,3 a -40,5
Te (°C)	-	-76,4 až -48,1	-76,1 a -75,3	-
Tm ice (°C)	-26,1 až -18,5	-24,1 až -2,6	-26,1 až -3,3	-24,2 a -23,9
Th V (°C)	-	-	-	382,5
Th L (°C)	312,4-405,2	67,7-176,1	94,3-246,3	375,6
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	21,3-22,9	4,3-23,1	5,4-22,0	-
Salinita (hm. % NaCl-CaCl ₃ ekv.)	12,3	11,1-11,9	12,3	11,8 a 12,1

Tab. 7 Mikrotermometrie vodných inkluzí bez plynných složek ve světlém granulitu.

Pseudosekundární inkluze měly široký rozsah teplot mrznutí od -86,7 do -32,5 °C, také teploty eutektika měly široký rozsah, patrně se jedná o dva rozdílné systémy, jeden s Te od -76,3 až -72,4 °C a druhý systém, kde Te je -52,2 až -48,1 °C. Teplota tání ledu má široký rozsah od -24,1 do -2,6 °C (obr. 24), čemuž odpovídá i široký rozsah salinit. PS inkluze homogenizovaly převážně na kapalinu v širokém rozsahu teplot (67,7 až 176,1 °C). Sekundární inkluze měly teplotu eutektika v rozmezí -76,1 až -75,3 °C. Teplota tání posledního ledu byla podobného rozpětí jako u pseudosekundárních inkluzí. Teplota homogenizace na kapalinu probíhala od 94,3 do 246,3 °C, nejčastěji však v intervalu od 90 do 180 °C (obr. 23).



Obr. 23 Histogram teplot homogenizace vodných inkluzí bez plynných složek ve světlém granulitu.



Obr. 24 Histogram teplot tání posledního ledu ve vodných inkluzích bez plynných složek ve světlém granulitu.

Vodný systém s plynnými složkami byl nalezen pouze v jedné pseudosekundární inkluzi, kde kapalný CO₂ zamrzal při -92,8 °C, a tál při -56,4 °C. Teplota tání klatrátu byla 17,2 °C, parciální homogenizace CO₂ proběhla na plyn za teploty 29,8 °C, celková homogenizace nastala na kapalinu při 130,7 °C.

Plynné systémy byly zastoupeny pouze minoritně, vyskytovaly se v sekundárních, ojediněle i v primární inkluzi (tab. 8). Primární inkluze zamrzala při -99,5 °C, pevný CO₂ tál při -57,3 °C a homogenizace této inkluze proběhla na kapalinu při 31,2 °C. Sekundární inkluze vykazovaly nižší teploty tání CO₂ v rozmezí od -58,1 do -57,1 °C, homogenizace proběhla výlučně na kapalinu v rozpětí teplot 19,5 až 21,5 °C.

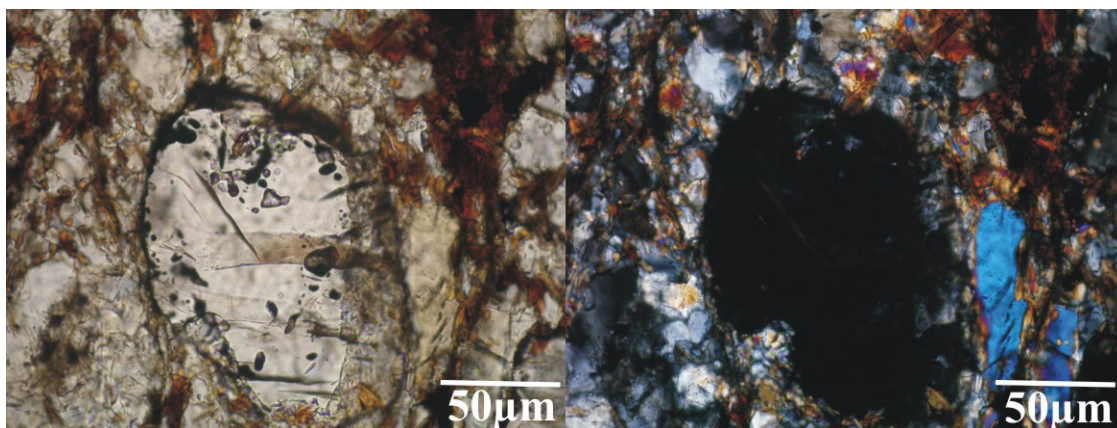
Výskyt	Křemen	
	P	S
Geneze	P	S
Fáz. Složení	L+V	L+V
Tf CO ₂ (°C)	-99,5	-99,3 až -97,9
Tm CO ₂ (°C)	-57,3	-58,1 až -57,1
Th(L) CO ₂ (°C)	31,2	19,5-21,5

Tab. 8 Mikrotermometrie plynných inkluzí ve světlém granulitu.

5.4 TMAVÝ GRANULIT

Tmavý granulit je hnědočerná či šedočerná jemnozrná hornina s porfyroblastickou strukturou. Minerální složení tvoří: křemen, K-živec, plagioklas,

biotit, granát, cordierit. Křemen byl xenomorfně omezený, tvořil nepravidelná zrna s výběžky, o velikosti do 0,5 mm. K-živec tvořil nepravidelná xenomorfně omezená zrna (velikost do 0,25 mm) s typickým zakalením, plagioklas byl také nepravidelný s xenomorfním až hypautomorfním omezením a s neprůběžnými a nestejně širokými polysyntetickými lamelami, často podléhá sericitizaci. Biotit byl velmi hojný, tvořil převážnou část horniny, vyskytoval se v podobě drobných šupinek, které obklopovaly porfyroblasty granátu. Šupinky byly hypautomorfní, místy xenomorfní, pleochroické v odstínech oranžovo-červené až hnědé, ojediněle se vyskytoval anomální pleochroismus (bezbarvé až červenofialové odstíny, což mohlo být pravděpodobně zapříčiněno větší tloušťkou vzorku), vzácně byly přeměněné na chlorit. Granát tvořil porfyroblasty ve formě okrouhlých místy rozpraskaných zrn (obr. 25) o velikosti do 5 mm. Akcesoricky se vyskytoval rutil, zirkon, kyanit, kalcit, apatit a opakní minerály. Rutil tvořil oválná zrna o velikosti do 20 μm , zrna byla automorfně omezená a vykazovala běžný žlutohnědý až oranžový pleochroismus. Zirkon byl nejčastější minerální inkluzí v granátech, tvořil drobná okrouhlá zrna s xenomorfním omezením a velikostí do 15 μm . Kyanit se vyskytoval ve formě protáhlých bezbarvých tabulek či lišt s hypautomorfním omezením. Ojediněle se objevil kalcit, který vytvářel hypautomorfně omezená zrna kosočtverečného průřezu o velikosti 10 μm . Apatit se vyskytoval převážně jako drobné xenomorfně omezené minerální inkluze v granátu.



Obr. 25 Granát s minerálními uzavřeninami v tmavém granulitu v PPL a XPL.

5.4.1. Popis inkluzí

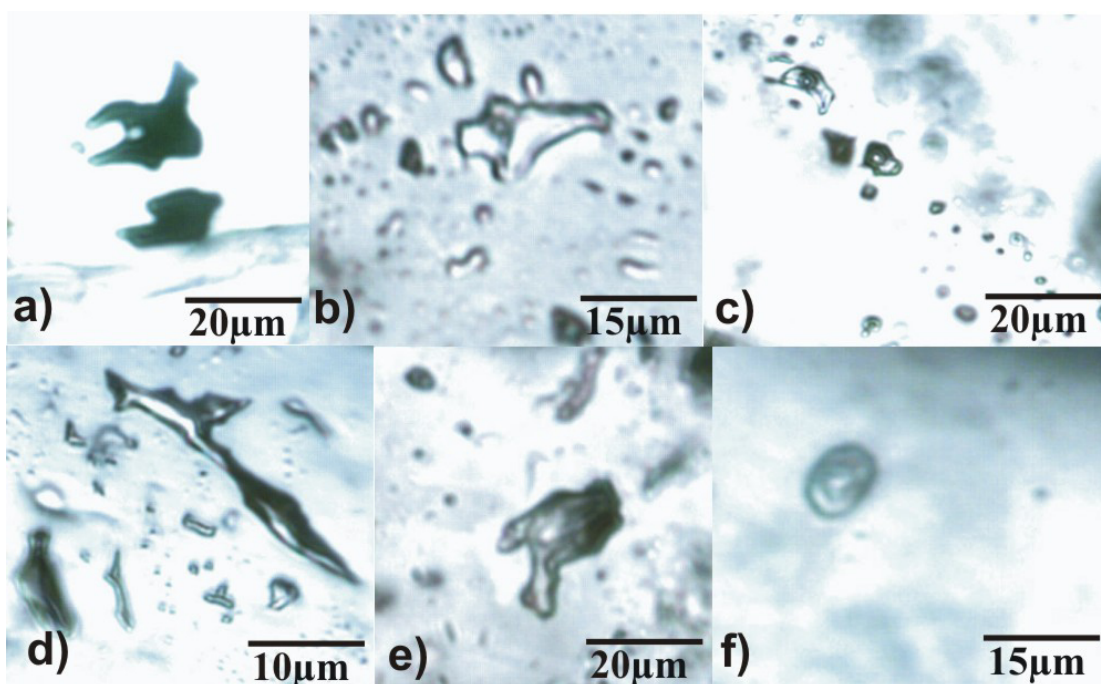
Fluidní inkluze se vyskytovaly pouze v křemeni a granátu, kromě fluidních inkluzí byly velmi časté inkluze minerální.

Křemen byl velmi bohatý na fluidní inkluze. Nejčastějším genetickým typem jsou sekundární fluidní inkluze, kde převažovaly jednofázové černé inkluze nepravidelného, protáhlého (obr. 26a), měňavkovitého tvaru, velikosti do 30 μm , které se vyskytovaly na řádcích jdoucích skrz celé zrno. Minimálně část těchto inkluzí byla vyplněna plynnou fází (obr. 26d). Dalším hojně zastoupeným druhem inkluzí byly dvoufázové vodné (L+V) inkluze s nepravidelným (obr. 26b), protáhlým tvarem. Velikost vodných inkluzí se pohybovala od 10 do 20 μm , stupeň zaplnění se pohyboval od 0,9 do 0,95 (čili 5-10 obj. % plynu). Inkluze tvořily velké množství řádků, které se navzájem křížily. Na řádcích se vyskytovaly vodné inkluze samostatně, ojediněle společně s černými jednofázovými inkluzemi. Vzácně se objevovaly dvoufázové černé nevodné (L+V) inkluze s obsahem plynu 5-30 obj. %, které měly nepravidelný, protáhlý, místy izometrický tvar. Jejich velikost byla malá, v rozmezí 5 až 15 μm , tvořily samostatné trailly při okrajích zrn, a v trailech se nevyskytoval žádný jiný druh inkluzí. Ojedinělý byl výskyt dvou třífázových fluidních inkluzí (L_1+L_2+V), které měly oválný až nepravidelný, protažený tvar (obr. 26c). Inkluze byly velmi drobné 8-10 μm , vyplněné 5 obj. % plynu, 5-10 obj. % nevodné kapalně fáze a zbytek zaujímala dominující vodná fáze. Tato dvojice inkluzí se vyskytovala na řádku s dalšími dvoufázovými inkluzemi.

Pseudosekundární fluidní inkluze byly často špatně odlišitelné od sekundárních inkluzí, které je často překrývaly a se kterými se křížily. Převažovaly hlavně jednofázové černé (V, méně L), které měly nepravidelný (obr. 26e), izometrický místy i protáhlý tvar a velikost do 20 μm . Inkluze se vyskytovaly na řádcích, které vyhojovaly trhliny uvnitř zrna, řádky však nedosahovaly k okraji zrna. Na řádcích byly zastoupeny téměř výhradně černé jednofázové inkluze, místy se mezi nimi objevila vodná dvoufázová inkluze (L+V). Dvoufázové vodné (L+V) inkluze měly nepravidelný, protažený místy i pseudohexagonální tvar. Stupeň zaplnění se pohyboval od 0,9 do 0,95, velikost inkluzí byla do 15 μm . Inkluze se vyskytovaly na řádcích, které

končily přibližně v polovině zrna, směrem k okraji zrna byly inkluze větší a tenčí. Dvoufázové uzavřeniny tvořily zcela samostatné trailly.

Primární fluidní inkluze se vyskytovaly poměrně vzácně, byly zastoupené dvoufázovými vodnými (L+V) inkluzemi (obr. 26f), kde plynná fáze zaujímala 5 až 10 obj. %. Inkluze měly oválný tvar, případně tvar negativního krystalu, jejich velikost se pohybovala od 10 do 15 μm a vyskytovaly se zcela samostatně při okrajích zrn.



Obr. 26 Fotografie fluidních inkluzí v křemeni tmavého granulitu: a) nepravidelné černé S-FI, b) dvoufázová vodná (L+V) S-FI, kde $F=0,95$, c) řádek S?-FI obsahující i třífázové (L_1+L_2+V) inkluze, d) plynná jednofázová S-FI protáhlého tvaru, e) jednofázová kapalná PS-FI nepravidelného tvaru, f) oválná dvoufázová (L+V, $F=0,9$) P-FI.

5.4.2. Mikrotermometrie

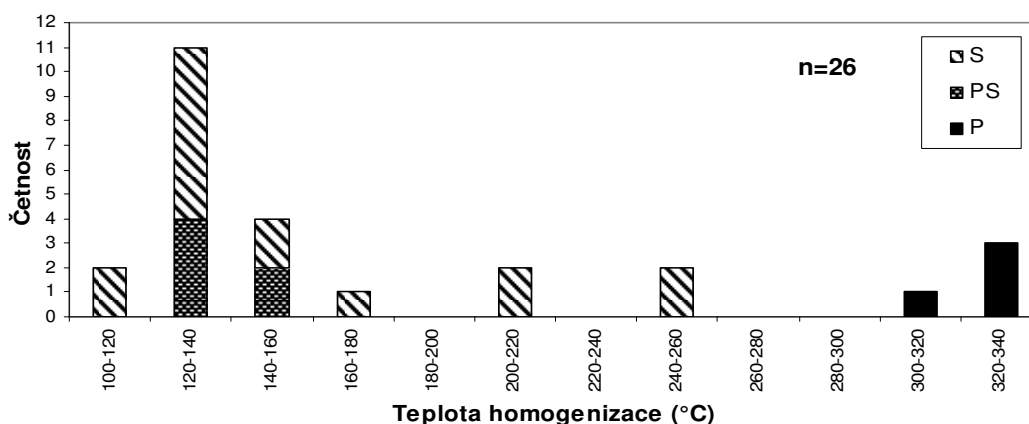
V tmavém granulitu dominovaly plynné systémy, méně se vyskytovaly vodné systémy bez plynných složek a ojediněle i vodné systémy s plynnými složkami. Byly zastoupeny všechny generace inkluzí.

Vodné systémy bez plynných složek byly obsaženy ve všech genetických typech inkluzí (tab. 9). Primární inkluze mají úzký rozsah teplot zamrznutí od -49,1 do -47,6 °C, teploty tání jsou velmi blízké nule, konkrétně -2,9 až -1,9 °C (obr. 28), kterým odpovídá i úzký rozsah salinity. Homogenizace proběhla na kapalinu v úzkém rozpětí teplot 315 až 330 °C.

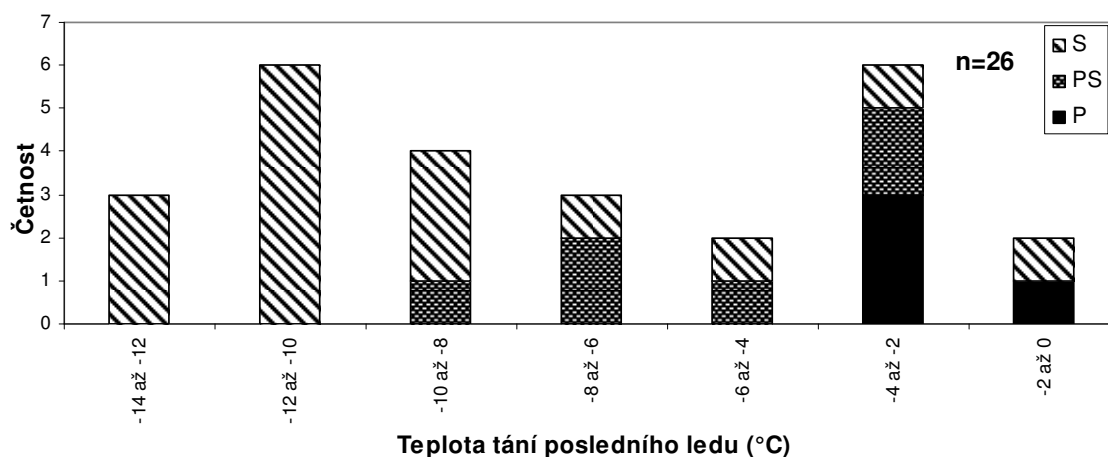
Výskyt	Křemen		
Geneze	P	PS	S
Fáz. Složení	L+V	L+V	L+V
Tf (°C)	-49,1 až -47,3	-38,9 až -35,2	-63,3 až -31,9
Te (°C)	-	-	-41,5 až -38,7
Tm ice (°C)	-2,9 až -1,9	-8,3 až -3,2	-13,5 až -1,8
Th L (°C)	315,6-330,5	129,5-148,2	105,5-257,3
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	3,2-4,7	5,2-12,1	3,1-18,2

Tab. 9: Mikrotermometrie vodných inkluzí bez obsahu plynných složek v tmavém granulitu.

Led v pseudosekundárních inkluzích tál v rozpětí -8,3 až -3,2 °C, teplotu eutektika se nepodařilo změřit, stejně jako u primárních inkluzí. Teplota homogenizace má úzký rozptyl hodnot od 129,5 do 148,2 °C, výlučně šlo o homogenizaci na kapalinu. Sekundární inkluze mají široké rozpětí teplot zamrznutí -63,3 až -31,9 °C, podařilo se zachytit i teplotu eutektika v rozsahu -41,5 až -38,7 °C, která pravděpodobně indikuje kombinovaný systém solí. Teploty tání posledního ledu se pohybovaly v rozpětí -13,5 až -1,8 °C. Homogenizace proběhla na kapalinu a vykazuje široké rozpětí hodnot (105 až 257 °C), nejčastěji se však vyskytuje v intervalu 100 až 180 °C (obr. 27).



Obr. 27 Histogram teploty homogenizace vodných inkluzí bez plynných složek v tmavém granulitu.



Obr. 28 Histogram teploty tání posledního ledu pro vodné inkluze bez plynných složek v tmavém granulitu.

Vodný systém s plynnými složkami byl prokázán pouze ve dvou případech sekundárních inkluzí, které zamrzaly při $-39,8$ a $-36,3$ °C. Teplota tání klatrátu byla $6,7$ a $11,3$ °C, parciální homogenizace CO_2 na plyn proběhla v rozpětí $16,3$ a $24,8$ °C. Celková homogenizace proběhla na kapalinu při $365,9$ a $370,1$ °C.

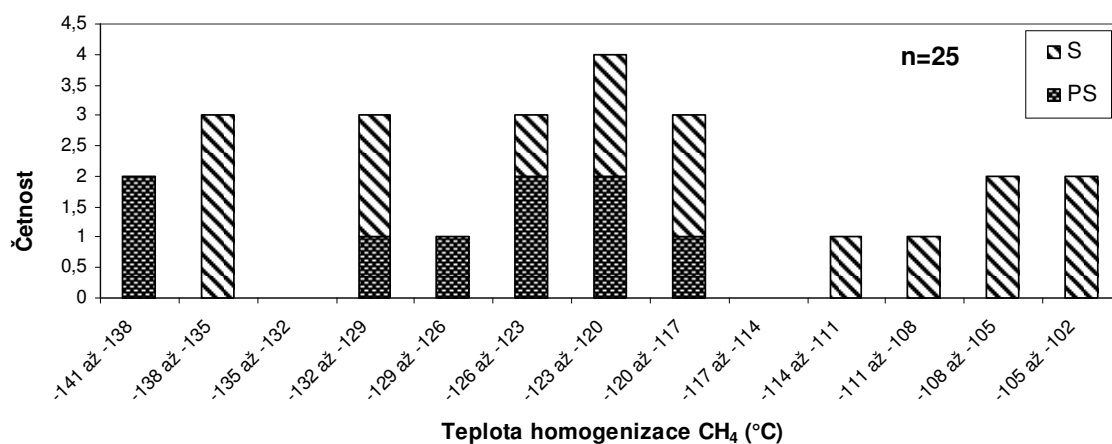
Plynné systémy byly nejhojněji zastoupené, vyskytovaly se pouze v sekundárních a pseudosekundárních inkluzích (tab. 10).

Výskyt	Křemen			
	PS		S	
Geneze	L/V	V/L	L+V	L/V
Fáz. složení				
Th (V) CH_4 (°C)	-	$-130,2$ až $-120,5$	-	$-136,2$ až $-102,8$
Th (L) CH_4 (°C)	-	$-140,3$ a $-138,5$	-	$-137,3$ a $-136,3$
Tř CO_2 (°C)	$-126,6$ až $-114,5$	-	$-121,3$ až $-98,5$	-
Tm CO_2 (°C)	$-82,3$ až $-58,9$	-	$-60,3$ až $-38,5$	-
Th(V) CO_2 (°C)	21,3	-	11,9	-
Th(L) CO_2 (°C)	12,5-23,4	-	13,2 a 25,1	-

Tab. 10 Mikrotermometrie plynných inkluzí v tmavém granulitu.

Pseudosekundární inkluze se vyskytovaly dvojího typu, jedny obsahovaly CO_2 a příměs dalších plynů, které ovšem nebyly mikrotermometricky identifikovatelné. Inkluze zamrzaly při $-126,6$ až $-114,5$ °C a jejich teplota tání CO_2 se pohybovala v rozsahu $-82,3$ až $-58,9$ °C, což dokazuje přítomnost dalších plynů (N_2 a CH_4). Teplota

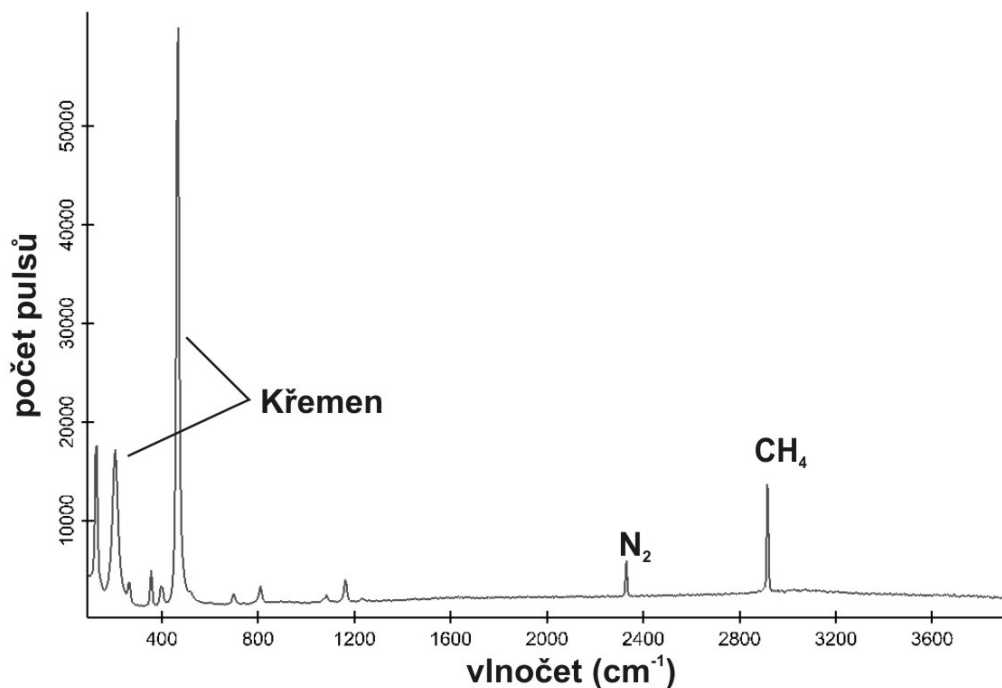
homogenizace probíhala převážně na kapalinu v rozsahu 12,5 až 23,4 °C, ojediněle i na plyn při 21,3 °C. Druhý typ PS inkluzí obsahoval CH₄ a další plynné složky (N₂). Metan zde homogenizoval převážně na plyn v intervalu -132 až -117 °C (obr. 29), méně i na kapalinu za teplot -140 až -138 °C. Sekundární inkluze byly opět dvojího typu, první stejně jako u PS obsahovaly CO₂, který tál při -68 až 60 °C - tyto nižší teploty indikují přítomnost dalších plynů, které ovšem nebyly mikrotermometricky identifikovatelné. Homogenizace probíhala hlavně na kapalinu při 13,2 až 25,1 °C a ojediněle na plyn při 11,9 °C. Druhý typ podobně jako PS FI obsahoval CH₄, ale místy byly zastoupeny inkluze obsahující kombinaci CO₂ i CH₄. Nejprve homogenizoval metan převážně na plyn o rozsahu teplot -136 až -102 °C, méně na kapalinu při -137,3 a -136,3 °C, posléze pak tál/sublimoval pevný CO₂ při -122,9 až -90,1 °C.



Obr. 29 Histogram teploty homogenizace CH₄ v plynných inkluzích v tmavém granulu.

5.4.3. Ramanova spektroskopie

Pro určení chemického složení plynných inkluzí bylo využito Ramanovy spektroskopie (obr. 30). Pro měření byly vybrány 4 sekundární inkluze s naměřenou teplotou homogenizace CH₄ na plyn v rozmezí -130,3 až -120,5 °C. Ve všech měřených inkluzích převažoval N₂ (74,1-63,1 mol. %) nad CH₄ (37,9-25,9 mol. %).

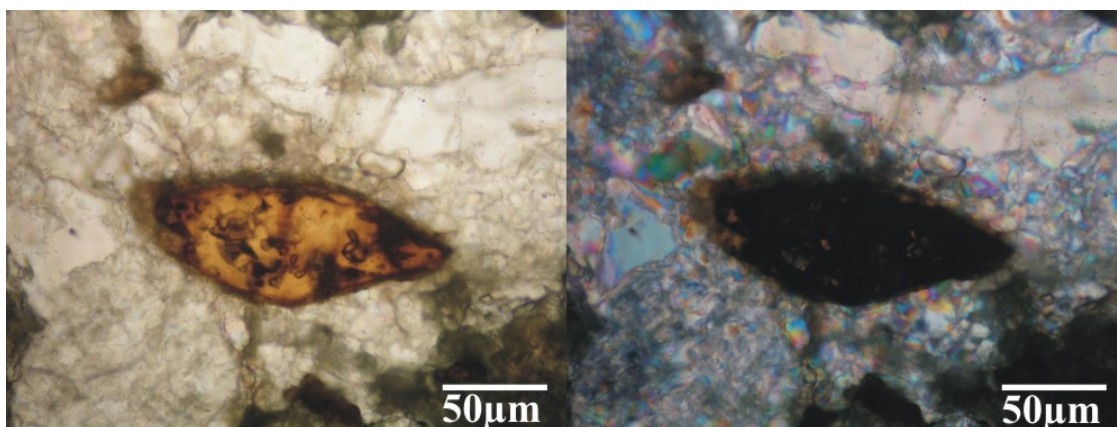


Obr. 30 Příklad Ramanova spektra pro plynné inkluze z křemene v tmavém granulitu.

5.5 ERLAN

Erlan se nacházel v podobě menších uzavřenin v granulitu. Hornina je šedá, šedozelená či narůžovělá, masivní či výrazně páskovaná s granoblastickou strukturou. Přejichod k okolní hornině byl ostrý, místy se vyskytovaly kontaktní lemy tvořené horninou, jíž by bylo možno označit jako pyroxenickou rulu. Minerální složení tvoří křemen, granát, pyroxen, plagioklas, méně K-živec, karbonát (kalcit, siderit). Akcesoricky se vyskytoval titanit, biotit, chlorit, zirkon, sericit a sulfidy. Křemen tvořil xenomorfně, ojediněle hypautomorfně omezená undulózně zhášeující zrna, která jsou hojně protkána fluidními inkluzemi. Některá zrna křemene byla prorůstána pyroxenem a vytvářely spolu symplektity. Pyroxen se vyskytoval jako xenomorfně omezená zrna se zřetelnou štěpností a pleochroismem v odstínech světlé až tmavě zelené, často se objevovala přeměněná v chlorit. Pyroxeny byly WDX analýzou určeny jako diopsid a hedenbergit. Granát, WDX analýzou určený jako grossular, tvořil xenomorfně omezená okrouhlá hojně rozpraskaná zrna o velikosti do 0,5 mm, která často uzavírají inkluze zirkonu nebo křemene. Hojný byl také plagioklas, který tvořil xenomorfně omezená zrna s nestejně širokými, rozplývavými polysyntetickými lamelami, na základě WDX analýzy byl klasifikován jako anortit s malou příměsí albitové složky.

K-živec se vyskytoval jen v menším množství jako xenomorfně omezená zakalená zrna, která často podléhají sericitizaci, místy byl téměř zcela přeměněn na sericit a objevovaly se pouze jeho relikt. Kalcit tvořil drobná (do 50 μm) xenomorfně omezená zrna s dobře patrnou štěpností podle dvou systémů. Titanit byl běžně se vyskytující akcesorií ve formě xenomorfně až hypautomorfně omezených okrouhlých a oválných zrn (obr. 31) o velikosti do 0,75 mm. Jeho pleochroismus vykazoval barvy od okrové až po sytě oranžově hnědou. Biotit tvořil drobné xenomorfně omezené šupinky, které se vyskytovaly v okolí granátů. Běžnou akcesorií byl také zirkon, který se objevoval jako drobná (do 20 μm) oválná zrna s xenomorfním omezením. Ojedinele se vyskytovaly také drobná zrna sulfidů s hypautomorfním omezením, tvaru kosočtverečných průřezů, WDX analýzou byl sulfid určen jako kobaltin (Fuksová 2010).



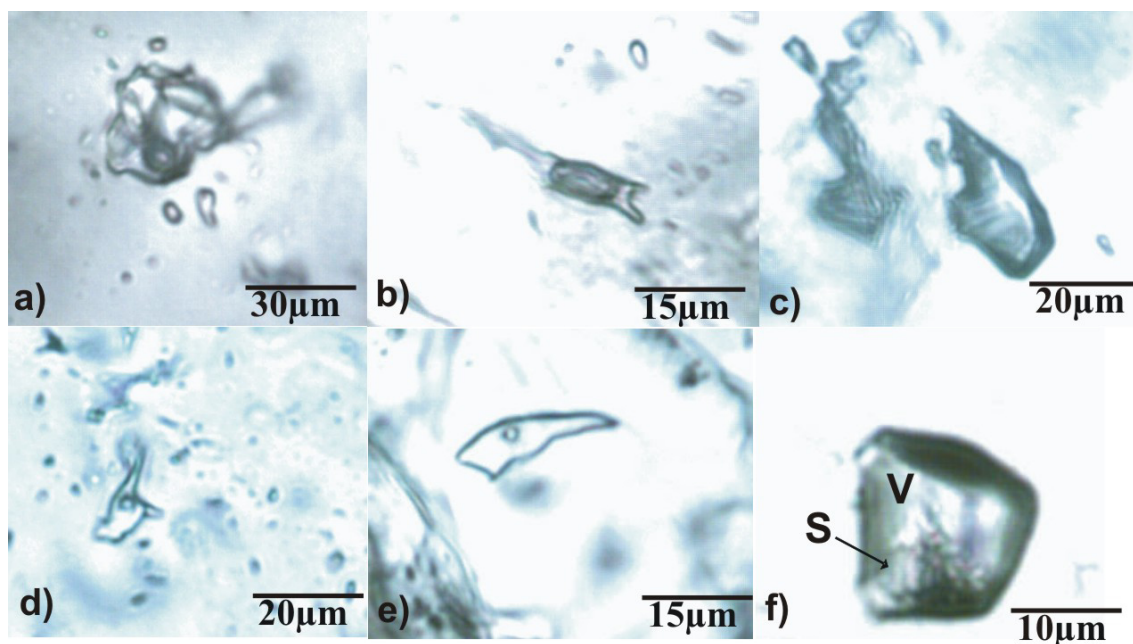
Obr. 31 Hypautomorfně omezené zrnno titanitu v PPL a XPL.

5.5.1. Petrografie inkluzí

V erlanu bylo celkově menší množství inkluzí ve srovnání s výše uvedenými horninami, hostitelským minerálem inkluzí byl křemen, vzácně i titanit, který obsahoval minerální inkluze.

Křemen obsahoval nejvíce sekundárních fluidních inkluzí. Inkluze byly dvoufázové tenké (L+V) s obsahem plynné fáze 5 až 10 obj. %, ojedinele i 30 obj. % (obr. 32b). Tvar inkluzí byl nepravidelný (obr. 32a), protáhlý, místy i měňavkovitý, velikost inkluzí dosahovala až 30 μm . Uzavřeniny se vyskytovaly na řádcích jdoucí napříč celým zrnem, nebo ve shlucích. Vzácně se objevovaly černé inkluze, které měly

nepravidelný protáhlý tvar a jejich velikost dosahovala do 25 μm (obr. 32c), které nereagovaly na změny teplot v rozsahu -196 až 550 $^{\circ}\text{C}$, vyskytovaly se na řádcích společně s dvoufázovými i třífázovou inkluzí. Třífázová (L+V+S) inkluze byla zcela ojedinělá, měla nepravidelný tvar s ostrými hranami a velikost 15 μm , poměr fází byl zastoupený - 50 obj. % pevné fáze, 45 obj. % kapalné vodné fáze a 5 obj. % plynné fáze. Pevná fáze byla bezbarvá, měla nepravidelný tvar a při zkřížení nikolů měla vysoký dvojlom (krystalek kalcitu?).



Obr. 32 Fotografie fluidních inkluzí v křemenu z erlanu: a) dvoufázová nepravidelná S-FI (L+V, $F=0,95$), b) dvoufázová protáhlá S-FI (L+V, $F=0,7$), c) nepravidelná černá, plynná S-FI, d) dvoufázová (L+V, $F=0,95$) PS-FI, e) protáhlá dvoufázová P-FI (L+V, $F=0,95$), f) izometrická dvoufázová (V+S, kde S zaujímá 10 obj. %) P-FI.

Pseudosekundární fluidní inkluze se vyskytovaly v menším množství a to pouze jako dvoufázové (L+V) inkluze protáhlého (obr. 32d), nepravidelného či oválného tvaru. Inkluze byly drobnější (do 20 μm), vyskytovaly se na řádcích uvnitř zrna, nedosahovaly však jeho okraje, směrem do středu zrna se jejich velikost zmenšovala až na 10 μm .

Primární fluidní inkluze se vyskytovaly spíše vzácně jako dvoufázové (L+V) inkluze oválného, zaobleného místy i nepravidelného protáhlého tvaru (obr. 32e),

stupeň zaplnění byl 0,7 až 0,95. Velikost inkluzí byla velmi malá, do 15 μm , inkluze se vyskytovaly zcela samostatně na okrajích zrna, nebo jako malé skupiny 3-5 inkluzí uprostřed zrna. Ojedinele se samostatně na okraji zrna vyskytla tmavá dvoufázová (V+S, obr. 32f) inkluze obsahující krystalickou fází (10 obj. %). Inkluze měla nepravidelný až izometrický tvar a velikost 15 μm .

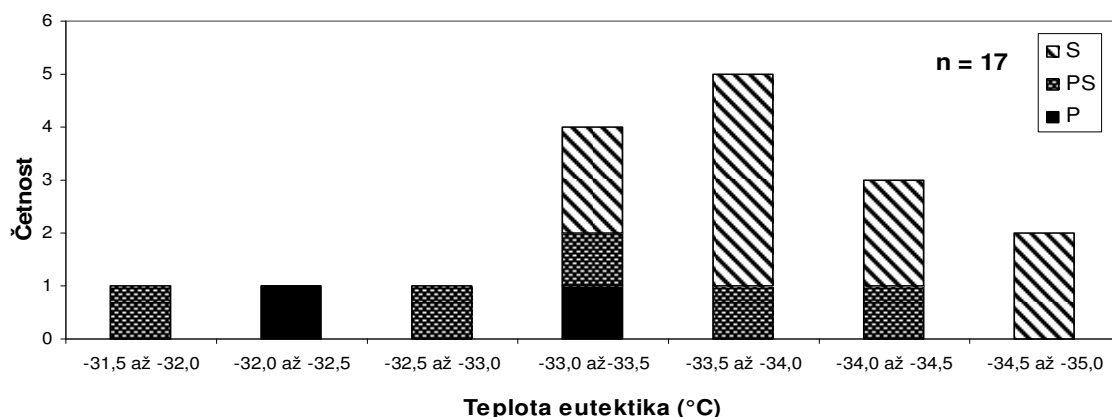
5.5.2. Mikrotermometrie

V erlanu se vyskytovaly inkluze všech genetických typů (tab. 11), které obsahovaly pouze **vodné systémy bez plynných složek**. Primární inkluze vykazovaly teploty eutektika od -33,4 do -32,4 $^{\circ}\text{C}$. Teplota tání posledního ledu byla v rozmezí -6,7 až -3,9 $^{\circ}\text{C}$. Homogenizace probíhala na kapalinu v úzkém rozsahu teplot 255 až 281 $^{\circ}\text{C}$.

Výskyt	Křemen		
Geneze	P	PS	S
Fáz. Složení	L+V	L+V	L+V
Tf ($^{\circ}\text{C}$)	-52,3 až -43,7	-56,3 až -43,5	-59,3 až -43,5
Te ($^{\circ}\text{C}$)	-33,4 a -32,4	-34,2 až -31,9	-34,9 až -33,3
Tm ice ($^{\circ}\text{C}$)	-6,7 až -3,9	-7,6 až -0,9	-13,9 až -0,3
Th L ($^{\circ}\text{C}$)	255,7-281,5	131,4-228,3	118,5-525,1
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	6,3-10,1	1,6-11,2	0,5-17,7

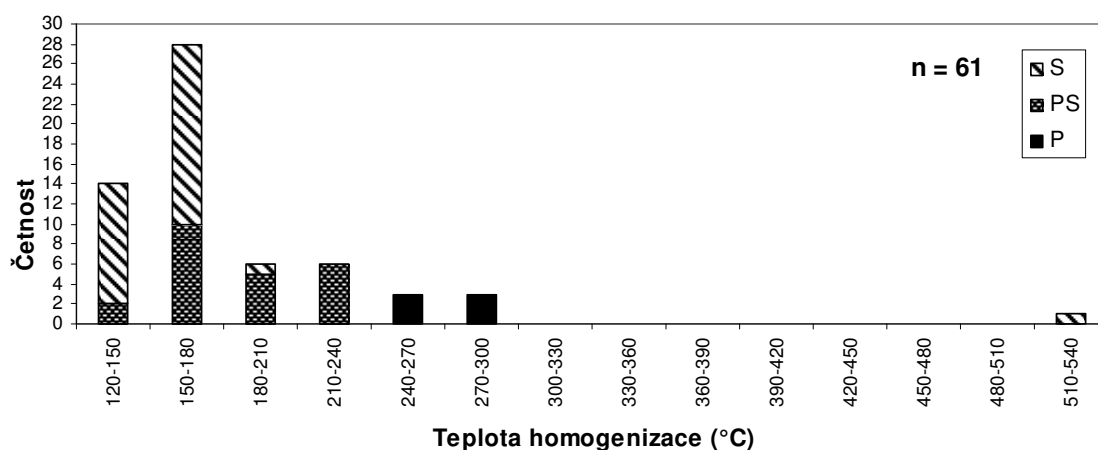
Tab. 11 Mikrotermometrie inkluzí vodných roztoků v erlanu.

Teplota eutektika v pseudosekundárních inkluzích měla širší rozpětí hodnot od -34,2 až -31,9 $^{\circ}\text{C}$ (obr. 33). Teplota tání posledního ledu byla -7,6 až 0,9 $^{\circ}\text{C}$. Homogenizace probíhala na kapalinu v širším rozpětí hodnot od 131 do 228 $^{\circ}\text{C}$.

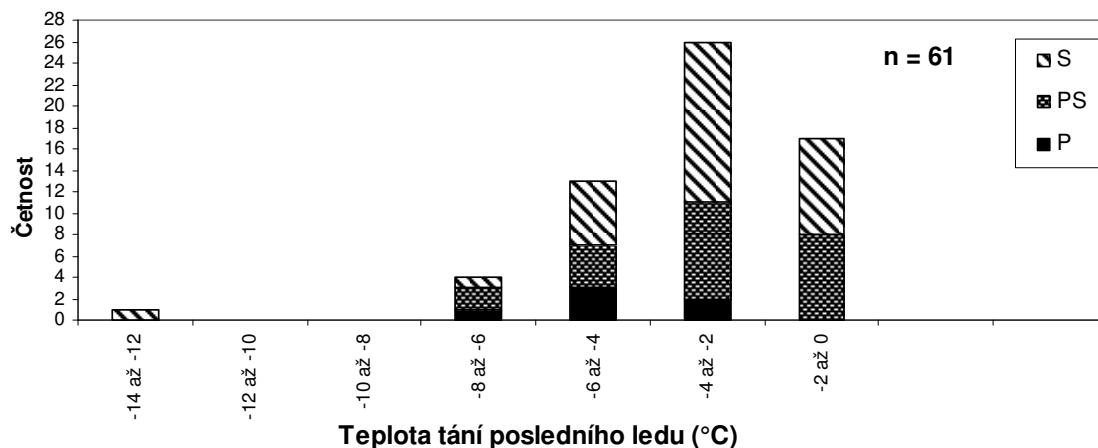


Obr. 33 Histogram teplot eutektika ve vodných inkluzích v erlanu.

Sekundární inkluze měly nejširší rozpětí teplot zamrznutí (-59,3 až -43,5 °C), teplota eutektika byla poněkud nižší než u starších inkluzí, nabývala hodnot od -34,9 do -33,3 °C. Teploty tání posledního ledu byly v širokém rozsahu -13,9 až -0,3 °C, avšak nejvíce byly zastoupeny v intervalu -8 až 0 °C (obr. 35). Teplota homogenizace na kapalinu vykazuje velmi široký rozptyl (118,5 až 525,1 °C), ale z histogramu (obr. 34) je patrné, že největší zastoupení mají teploty homogenizace v intervalu 120 až 180 °C.



Obr. 34 Histogram teplot homogenizace vodných inkluzí v erlanu.



Obr. 35 Histogram teplota tání posledního ledu pro inkluze vodných roztoků v erlanu.

6 DISKUZE

6.1 PŘEHLED FLUIDNÍCH SYSTÉMŮ

Na základě petrografie inkluzí a podobnosti mikrotermometrických dat lze ve studovaných horninách lomu Bory vyčlenit 5 typů fluidních systémů: vodné roztoky obsahující směs Na-Fe±Mg chloridů (Typ 1.A), vodné roztoky s obsahem Ca-Na chloridů (Typ 1.B), systémy obsahující vodné roztoky a plyny (převážně CO₂, Typ 2), plynné systémy obsahující CO₂ (Typ 3.A) a plynné systémy s převahou N₂ a uhlovodíků (Typ 3.B).

6.1.1. Vodné roztoky obsahující Na-Fe±Mg chloridy (Typ 1.A)

Inkluze obsahující tato fluida se nacházely v křemeni i v turmalínu turmalinického pegmatitu, v cordieritickém pegmatitu a v erlanu. Inkluze byly odlišeny na základě podobné teploty eutektika, která se pohybovala v rozmezí od -36,8 do -31,8 °C (tab. 12). Tomuto rozsahu teplot odpovídá řada vodných systémů. V úvahu připadá systém H₂O-FeCl₂, pro který stanovil Borisenko (1977) teplotu eutektika rovnou -35,5 °C, nebo systém H₂O-MgCl₂, pro který stanovil Spencer et al. (1990) Te rovnou -33,0 °C. Vzhledem k tomu, že v turmalínu byly naměřeny ještě nižší teploty eutektika (-36,8 a -35,9 °C), můžeme usuzovat na přítomnost dalších solí. Nejpravděpodobnější je kombinovaný systém s NaCl, kdy pro systém H₂O-MgCl₂-NaCl Te je rovna -35,0 °C (Davis et al. 1990), nebo systém H₂O-NaCl-FeCl₂, jehož teplota eutektika je rovna -37,0 °C (Borisenko 1977).

Hornina (minerál)	Turmalinický pegmatit (křemen)			Turmalinický pegmatit (turmalín)		Cordieritický pegmatit (křemen)			Erlan (křemen)			
	P	PS	S	P	S	P	PS	S	P	PS	S	
Geneze												
H₂O-NaCl-FeCl₂±MgCl₂Te (°C)	-	-33,3 až -31,9	-34,1 až -31,8	-35,9	-36,8	-	-34,1 až -33,7	-35,6 až -34,5	-33,4 a -32,4	-34,2 až -31,9	-34,9 až -33,3	
Th L (°C)	181-270	83-235	100-383	103-211	168-190	-	234-405	100-179	256-282	131-228	119-525	
Th V (°C)	-	152 a 160	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
Salinita (hm. % NaCl ekv.)	10,1-21,9	9,3-22,6	3,6-22,7	1,9-13,8	5,1-7,9	19,1-21,0	4,8-18,2	0,5-16,5	6,3-10,1	1,6-11,2	0,5-17,7	
Celkový molární objem (cm³/mol)	20,1-22,0	18,7-21,2	18,9-26,5	18,9-20,7	19,9-20,3	-	21,2-28,0	18,9-20,1	21,6-22,3	19,3-21,1	19,1-46	

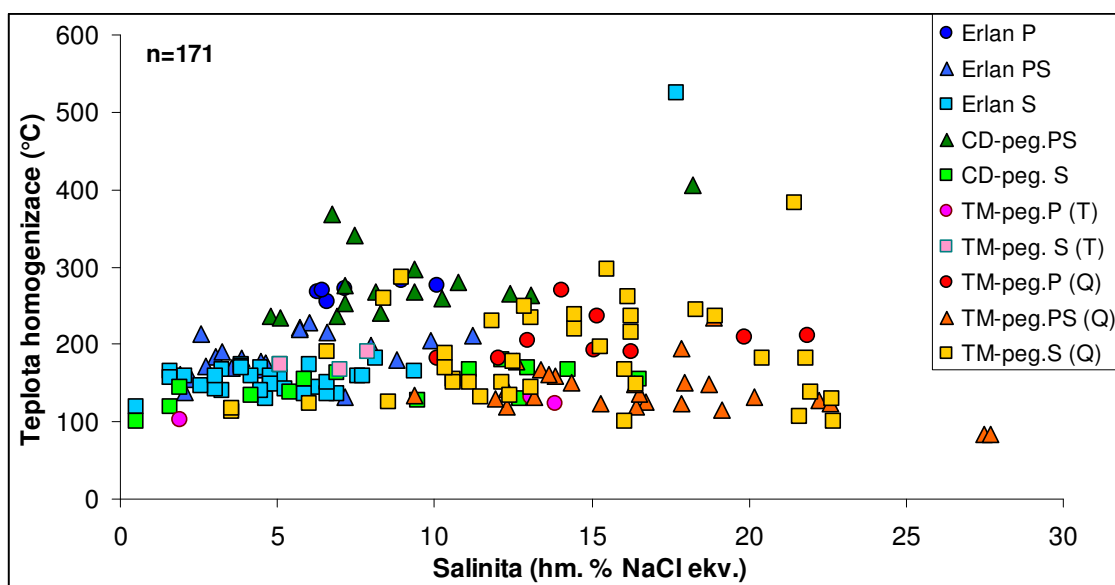
Tab. 12 Porovnání naměřených a vypočítaných charakteristik inkluzí obsahujících vodné roztoky s Na-Fe±Mg chloridy ve všech studovaných vzorcích.

Na základě teploty tání posledního ledu byla určena salinita. Nejširšího rozpětí hodnot salinity dosahovaly sekundární inkluze téměř ve všech vzorcích, výjimkou byly pouze S inkluze v turmalínu, které měly rozpětí 5,1 až 7,9 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993). Nejnižší salinita v horninových vzorcích byla zjištěna v erlanu, kde dosahovala max. 17,7 hm. % NaCl ekv. dle Bodnara (1993). Salinita v P inkluzích v pegmatitech je vysoká (19-21 hm. % NaCl ekv.), ovšem u mladších inkluzí (PS, S) salinita značně kolísá. Mohlo by se tedy jednat o postupné ředění roztoků. Nejnižší teploty tání posledního ledu a tudíž i nejvyšší salinitu měl turmalinický pegmatit (27,5 a 27,7 hm. % NaCl ekv. (Brown a Lamb 1989). Celkově lze hodnotit fluidní systém H₂O-NaCl-FeCl₂±MgCl₂ vyskytující se v lomu Bory jako středně až výše salinní.

Homogenizace probíhala téměř výlučně na kapalinu, pouze u dvou inkluzí z turmalinického pegmatitu proběhla na plyn při 152 a 160 °C. Teploty homogenizace měly opět velmi široké rozpětí, největší bylo u sekundárních inkluzí v erlanu, kde homogenizace proběhla až při 525 °C a u pseudosekundárních inkluzí v cordieritickém pegmatitu. Na základě teplot homogenizace a vypočítané salinity byl stanoven celkový molární objem fluida, který nabýval poměrně stálých hodnot od 19 do 22 cm³/mol (tab. 12). Vyšší hodnoty celkového molárního objemu fluida byly pouze výjimečné, vyskytovaly se u 3 PS inkluzí v cordieritickém pegmatitu a extrémně vysoká hodnota se vyskytovala pouze v 1 S inkluzi v erlanu, kde celkový molární objem fluida

dosahoval až 46 cm³/mol. Jednalo se pravděpodobně o inkluzi prasklou či dekrepitovanou.

Naměřené teploty homogenizace byly vyneseny do grafu společně se salinitou pro případnou identifikaci trendů (obr. 36). Z grafu jsou patrné trendy pro inkluze z erlanu, kdy na vzniku P inkluzí se podílela vysokoteplotní fluida o různých salinitách, naopak u S inkluzí můžeme předpokládat trend mísení nízkosalinních a nízkoteplotních fluid spolu s vysokosalinními a vysokoteplotními fluidy. Rozložení PS inkluzí erlanu je velmi různorodé. V cordieritickém pegmatitu u PS inkluzí došlo pravděpodobně k mísení nízkosalinních/nízkoteplotních a vysokosalinních/vysokoteplotních fluid. Na vzniku sekundárních inkluzí se patrně uplatnilo mísení fluid o různé salinitě, stejně jako u P a PS inkluze v křemeni turmalinického pegmatitu. S inkluze v křemeni mají velmi variabilní hodnoty. Trend inkluzí z turmalínu je vzhledem k malému počtu dat statisticky neprůkazný.



Obr. 36 Graf korelace teploty homogenizace a salinity pro inkluze obsahující vodné roztoky s Na-Fe±Mg chloridy v turmalinickém pegmatitu, cordieritickém pegmatitu a erlanu. P-primární fluidní inkluze, PS-pseudosekundární inkluze, S-sekundární inkluze, CD-peg.-cordieritický pegmatit, TM-peg.- turmalinický pegmatit, T-turmalín, Q-křemen.

6.1.2. Vodné systémy obsahující Ca-Na chloridy (Typ 1.B)

Tento typ byl nalezen ve fluidních inkluzích v křemeni a granátu světlého granulitu a v křemeni tmavého granulitu. Inkluze vykazovaly široký rozsah teplot eutektika -76,4 až -38,7 °C (tab. 13), z čehož lze usuzovat, že se jedná o kombinaci solí. Pro systém H₂O-CaCl₂ Spencer et al. (1990) stanovil hodnotu Te -50,4 °C, v úvahu připadá i kombinovaný systém H₂O-CaCl₂-NaCl, pro který byla stanovena teplota eutektika -51,6 °C (Spencer et al. 1990). V případě metastabilního tání dosahuje systém Na-Ca-Cl eutektika už při teplotě -70 °C (Davis et al. 1990). V inkluzích tmavého granulitu byla zachycena teplota eutektika v rozmezí -41,5 až -38,5 °C. Tento rozsah teplot neodpovídá žádnému z běžných systémů, pokud však budeme počítat s možností určitého „zpoždění“ při registraci Te v námi měřených inkluzích, můžeme rovněž uvažovat o výše zmíněných systémech. Celkově lze tedy uvažovat o kombinovaném systému H₂O-CaCl₂-NaCl.

Hornina (minerál)	Světlý granolit (křemen)			Světlý granolit (granát)	Tmavý granolit (křemen)		
	P	PS	S	P	P	PS	S
Geneze							
Te (°C)	-	-76,4 až -48,1	-76,1 a -75,3	-	-	-	-41,5 až -38,7
Th L (°C)	312-405	68-176	94-246	376	316-331	130-148	106-257
Th V (°C)	-	-	-	383	-	-	-
Salinita (hm. % NaCl ekv.)	21,3-22,9	4,3-23,1	5,4-22,0	11,8 a 12,1	3,2-4,7	5,2-12,1	3,1-18,2
Celkový molární objem (cm ³ /mol)	23,2-28,1	18,5-20,0	18,8-21,4	26,1-26,5	23,4-23,9	19,3-19,5	18,9-21,7

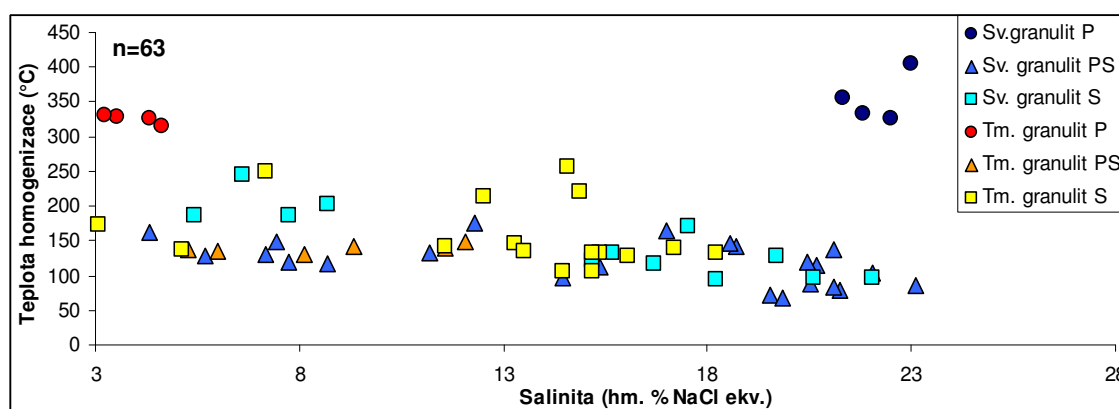
Tab. 13 Porovnání naměřených a vypočítaných charakteristik inkluzí obsahujících vodné roztoky s Ca-Na±Li chloridy ve světlém a tmavém granulitu.

Podle teplot tání posledního ledu byla stanovena salinita, která má ve světlém granulitu poměrně široké rozpětí hodnot (4,3 až 23,1 hm. % NaCl ekv., Bodnar 1993) na rozdíl od tmavého granulitu. Fluida ve světlém granulitu lze tedy označit za středně až výše salinní, naopak v tmavém granulitu převládají fluida nízko či středně salinní.

Homogenizace probíhala téměř výlučně na kapalinu, pouze v jedné inkluzi z granátu světlého granulitu proběhla na plyn při 383 °C, vzhledem k ojedinělému výskytu lze uvažovat spíše o přehřátí inkluze, či jejím druhotném vyplnění. Celkově teploty homogenizace inkluzí z granulitů vykazují poměrně nízké hodnoty, což může

být zapříčiněno průnikem pegmatitové taveniny do granulitů, kdy došlo pravděpodobně k přehřátí hornin (a v nich obsažených inkluzí). Dekreptací inkluzí spojenou s přehřátím lze také vysvětlit výskyt inkluzí v granátech s protáhlým nepravidelným tvarem, které neragovaly na změny teplot. Případně lze uvažovat i o opětovném vyplnění těchto dekrepitovaných inkluzí mladšími fluidy. Teplota homogenizace a vypočtená salinita byly využity pro stanovení celkového molárního objemu fluida, který nabýval stálých hodnot 19-22 cm³/mol v PS a S inkluzích v obou granulitech. Vyšší molární objem se vyskytoval ve všech primárních inkluzích (tab. 13), nejvyšších hodnot (26,1-26,5 cm³/mol) dosahoval v inkluzích granátu ve světlém granulitu.

Teploty homogenizace byly vyneseny proti salinitě do grafu pro identifikaci případných trendů (obr. 37). Pro primární inkluze ve světlém granulitu nelze z důvodu malého počtu dat určit trend, ovšem lze předpokládat, že se na jejich vzniku podílely vysokosalinní a vysokoteplotní fluida. Pseudosekundární inkluze vykazují víceméně subhorizontální trend, kdy pravděpodobně vznikaly mísením fluid s rozdílnou salinitou o střední až nízké teplotě. Z hlediska hodnot koeficientů determinace spojnic trendů je průkazný pouze trend sekundárních inkluzí, kde $R^2 = 0,75$, kde se na jejich vzniku sepodílely nížesalinní a výšeteplotní fluida spolu s fluidy výšesalinními a nížeteplotními. U primárních inkluzí tmavého granulitu je podobně malé množství dat, tudíž lze pouze konstatovat, že na jejich vzniku se podílela vysokoteplotní a nízkosalinní fluida. Naopak na vzniku PS a S inkluzí v tmavém granulitu se podílelo mísení středněteplotních fluid s různým obsahem solí.



Obr. 37 Graf korelace teploty homogenizace a salinity pro inkluze vodných roztoků s obsahem chloridů Ca-Na±Li ve světlém a tmavém granulitu.

6.1.3. Vodné roztoky s obsahem plynů (Typ 2)

Inkluze, které obsahovaly vodný roztok i plynnou složku (CO₂), se vyskytovaly jen v menší míře, ovšem zastoupení měly téměř ve všech typech hornin (tab. 14), výjimkou byl pouze erlan. Často je tento systém zastoupen pouze jednou či dvěma inkluzemi ve vzorku. Nejčastěji se vyskytovaly inkluze L₁+L₂+V, teplotu eutektika se podařila zachytit pouze v inkluzích křemene z turmalinického pegmatitu v rozsahu -35,5 až -33,9 °C. Teploty eutektika jsou podobné s teplotami naměřenými v čistě vodných inkluzích, jedná se tedy pravděpodobně o roztok s obsahem chloridů Fe a/nebo Mg. Celkově inkluze tedy řadíme k systému H₂O-CO₂-Fe/MgCl₂. V ostatních horninách se Te nepodařilo zachytit, ale vzhledem k petrografické podobnosti inkluzí usuzujeme na podobný systém.

Hornina (minerál)	Turmalinický pegmatit (křemen)				Turm. pegmatit (turmalín)	Cordieritický pegmatit (křemen)			Světlý granulit (křemen)	Tmavý granulit (křemen)
	P	PS	S		PS	P	PS	S	PS	S
Th(V) CH ₄ /N ₂ (°C)	-	-	-	-150,4 a - 134,6	-	-	-	-	-	-
Tm CO ₂ (°C)	-59,9 až -57,7	-59,4 až -57,2	-58,1	-62,3 a -59,6	-57,7	-57,1	-59,1 až - 56,5	-59,9 až - 56,5	-56,4	-
Te (°C)	-35,5	-34,9 a - 33,9	-34,7	-	-	-	-	-	-	-
Th(L) CO ₂ (°C)	9,5-29,1	11,8 a 19,1	9,5 a 16,1	13,6 a 29,3	26,8	-	9,8- 29,9	10,5- 29,3	-	16,3 a 24,8
Th(V) CO ₂ (°C)	-	-	-	-	-	21,5	16,6- 29,5	29,8- 31,2	29,8	-
Th(L) tot (°C)	218,6- 250,1	231,5- 282,5	142,5 a 262,5	nad 550	-	289,2	303,2- 391,0	86,4- 360,1	130,4	365,9 a 370,1
Th(V) tot (°C)	-	-	-	-	289,5	-	397,4 a 434,5	-	-	-
Th(C) tot (°C)	247,5	-	-	-	-	-	340,5	-	-	-
Salinita (hm.% NaCl ekv.)	1,2-11,8	8,6-9,4	5,6 a 6,3	5,0 a 5,1	5,4	7,5	0,2- 20,4	2,2- 14,2	4	4,5 a 4,9
Celková hustota (g/cm ³)	0,432- 0,464	0,486- 0,577	0,447- 0,497	0,314- 0,319	0,418	0,398	0,414- 0,469	0,477- 0,413	0,543	0,436- 0,496
Hustota CO ₂ fáze (g/cm ³)	0,63- 0,86	0,78- 0,84	0,81- 0,87	0,62- 0,83	0,68	0,21	0,16- 0,64	0,54- 0,62	0,65	0,24-0,45

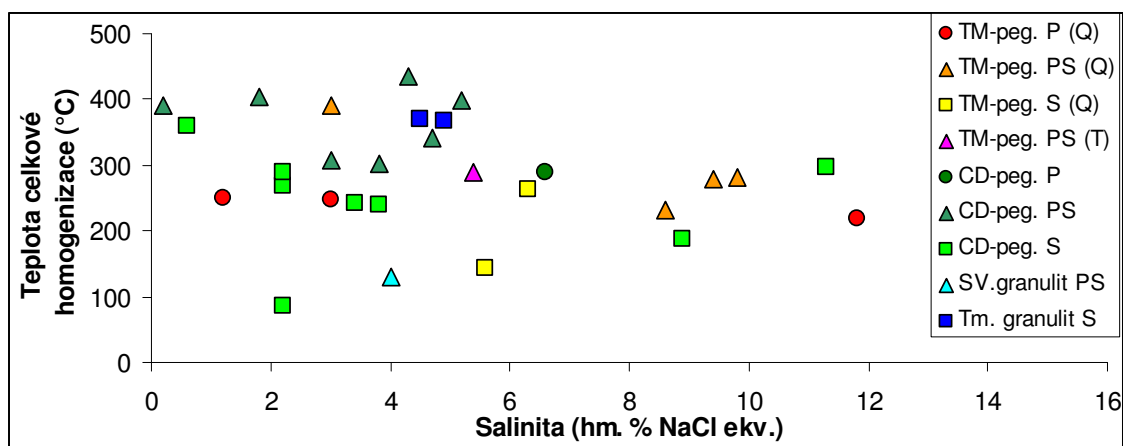
Tab. 14 Porovnání naměřených a vypočítaných charakteristik inkluzí obsahujících vodné roztoky s obsahem plynných složek.

Teploty tání pevného CO₂ byly ve většině inkluzí, nejčastěji -57 až -62 °C, což indikuje přítomnost dalších plynů (CH₄ případně N₂, Zachariáš 2000). Přítomnost těchto plynů se podařilo prokázat v S inkluzích turmalinického pegmatitu zachycením teploty homogenizace metanu na plyn při -134,6 °C. Dále byla ve stejném vzorku zachycena opět homogenizace na plyn při -150,4 °C, která by mohla dokazovat přítomnost N₂ či CH₄.

Z teplot tání klatrátu a tání ledu byly pomocí programu ICE vypočítány salinity, celkově se jednalo i inkluze níže až středně salinní, nejčastěji se salinita pohybovala v rozsahu 5-9 hm. % NaCl ekv. dle Duana et al. (1992). Pouze PS a S inkluze v cordieritickém pegmatitu vykazovaly široké rozpětí (0,2-20,4 hm. % NaCl ekv.), které dosahovalo až vysokých salinit. Širší rozpětí se vyskytovalo také u P inkluzí v turmalinickém pegmatitu (1,2-11,8 hm. % NaCl ekv.). Dále byla opět na základě teploty tání klatrátu a teploty tání posledního ledu určena celková hustota fluida. Celková hustota kolísá nejčastěji v rozmezí 0,4 až 0,5 g/cm³, nižších hodnot dosahovala pouze P inkluze v cordieritickém pegmatitu. Naopak vyšší hodnoty 0,543 g/cm³ byly zjištěny u PS inkluze ve světlém granulitu a až 0,577 g/cm³ dosahovaly PS inkluze v turmalinickém pegmatitu. Na základě mikrotermometrických měření byla stanovena i hustota CO₂ fáze, která dosahuje nejvyšších hodnot v turmalinickém pegmatitu, až 0,87 g/cm³. Naopak nejnižší hodnoty mají P a PS inkluze cordieritického pegmatitu a S inkluze tmavého granulitu. Pro S inkluze turmalinického pegmatitu, které obsahují i další plyny (mimo CO₂) bylo na základě mikrotermometrických dat vypočítáno chemické složení 84,4-84,7 mol. % H₂O, 10,1-10,4 mol. % CO₂, 3,7 mol. % CH₄/N₂ a 1,5 mol. % NaCl.

Teploty celkové homogenizace měly velmi široký rozsah, nejvyšších teplot (téměř 400 °C) dosahovaly PS inkluze cordieritického pegmatitu, ve kterých probíhala homogenizace na kapalinu i na plyn. Ještě vyšší teploty celkové homogenizace pravděpodobně měly i PS inkluze turmalinického pegmatitu, které se ovšem nepodařilo zachytit ani při 550 °C. Naopak nízké Th-tot měla PS inkluze ve světlém granulitu a to pouze 130 °C a některé PS inkluze v cordieritické pegmatitu (86 °C). Měřené teploty celkové homogenizace byly vyneseny do grafu v korelaci se salinitou (obr. 38), ovšem pro nedostatečné množství dat nelze stanovit trendy. Z grafu je patrný náznak

trendu pro pseudosekundární inkluze v cordieritickém pegmatitu, které vznikly patrně mícháním vysokoteplotních fluid o různé salinitě.



Obr. 38 Graf korelace celkové teploty homogenizace a salinity pro inkluze vodných roztoků s obsahem plynných složek.

6.1.4. Plynné systémy s CO₂ (Typ 3.A)

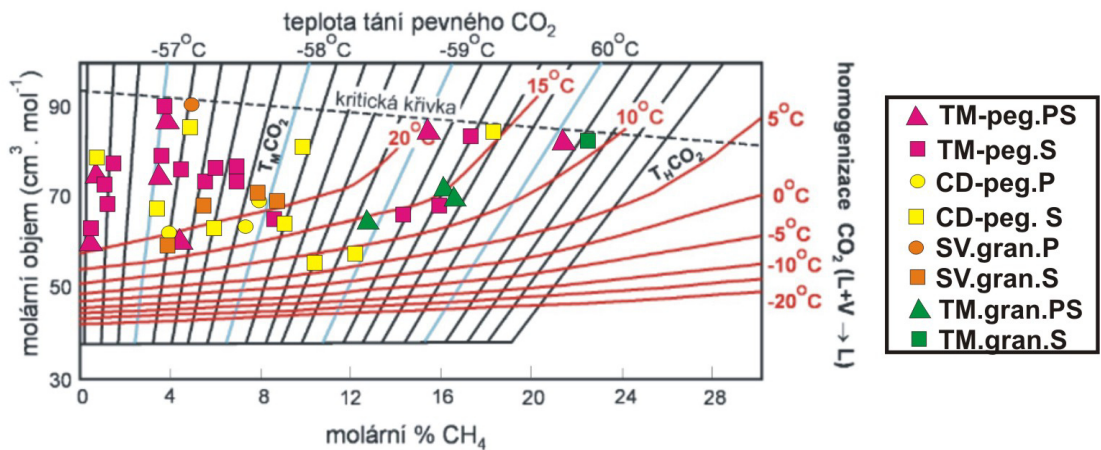
Plynné inkluze obsahující CO₂ se vyskytují v turmalinickém a cordieritickém pegmatitu a také v obou typech granulitů (tab. 15). Zahrnovaly všechny genetické typy inkluzí, obsahovaly převážně CO₂. Teploty tání pevného CO₂ byly vždy nižší než teplota tání čistého CO₂, což poukazuje na přítomnost dalších plynů (CH₄, N₂; Zachariáš 2000), která se potvrdila jednak naměřením teploty homogenizace CH₄ a také Ramanovou spektroskopií. Homogenizace metanu byla zjištěna v S inkluzích turmalinického pegmatitu při -136 a -138 °C a také v S inkluzích cordieritického pegmatitu širším rozpětím teplot od -82 do -138 °C. Ramanovou spektroskopií byl v turmalinickém a cordieritickém pegmatitu potvrzen N₂ i CH₄. V obou inkluzích převládal CO₂, v cordieritickém pegmatitu byl naprosto dominantní složkou (96,4 mol. %), menší zastoupení měl v turmalinickém pegmatitu (67,2 mol. %). Další podstatnou složku tvořil N₂ v turmalinickém pegmatitu (23,5 mol. %) a naopak v cordieritickém pegmatitu byl téměř minoritní (2,5 mol. %). CH₄ se vyskytoval v turmalinickém pegmatitu jen v menším množství (9,3 mol. %), naopak v cordieritickém pegmatitu byl téměř zanedbatelný (1,1 mol. %).

Hornina (minerál)	Turmalinický pegmatit (křemen)				Cordieritický pegmatit (křemen)				Světlý granulit (křemen)		Tmavý granulit (křemen)	
	P	PS	S		P	PS	S		P	S	PS	S
Geneze												
Th(V) CH ₄ (°C)	-	-	-138,3 a - 136,1	-				-138,3 až - 81,9	-	-	-	-
Ts CO ₂ (°C)	- 58,2	-58,4 až - 56,4	-62,2	-62,1 až - 56,5	-51,1	-57,9 až - 57,2	-61,6 až - 58,2	-	-	-	-	-
Tm CO ₂ (°C)	-	-66,0 až - 56,3	-57,1	-59,6 až - 56,4	-59,1 až - 56,8	-57,1	-59,4 až - 56,7	-60,2 až - 59,5	- 57,3	-58,1 až - 57,1	-82,3 až - 58,9	60,3 až - 38,5
Th(V) CO ₂ (°C)	-	30,5	-	-	15,3- 30,5	-	8,3- 30,6	28,2	-	-	21,3	11,9
Th(L) CO ₂ (°C)	-	21,5- 31,1	28,5	13,7- 31,0	17,5- 21,9	-	7,6- 31,3	18,5-21,5	31,2	19,5- 21,5	12,5- 23,4	13,2 a 25,1
Th(C) CO ₂ (°C)	-	-	-	-	22,5 a 23,4	20,2	17,5 a 26,7	-	-	-	-	-

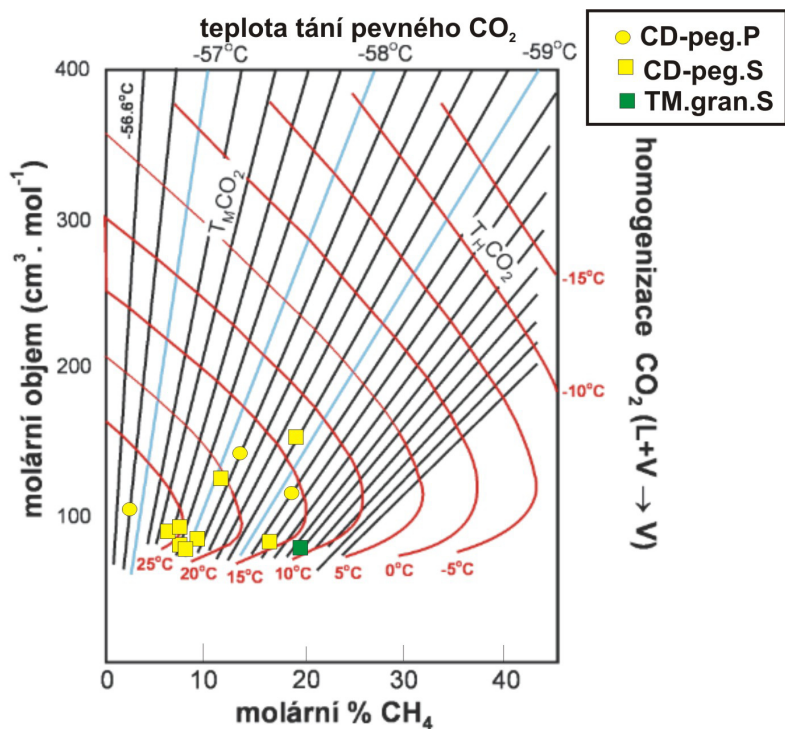
Tab. 15 Porovnání naměřených a vypočítaných charakteristik inkluzí obsahujících plynný systém $CO_2 \pm N_2 \pm CH_4$.

V některých inkluzích v turmalinickém a v cordieritickém pegmatitu nedocházelo k tání pevného CO_2 na kapalinu, ale pevný CO_2 sublimoval v širokém rozsahu teplot, při -62 až -56 °C. Naopak v granulitech k sublimaci nedocházelo. Na základě hodnot teploty tání pevného CO_2 a homogenizace CO_2 byl určen obsah CH_4 a celkový molární objem (obr. 39 a 40). Z diagramu je patrné, že největší podíl CH_4 v inkluzích, které homogenizovaly na kapalinu (obr. 39), byl v S a PS inkluzích tmavého granulitu (12-22 mol. %). Nejnížší hodnoty ale zároveň také nejširší rozsah hodnot obsahu CH_4 (1-20 mol. %) vykazovaly inkluze turmalinického pegmatitu. Celkový molární objem se pohyboval v širokém rozpětí 55-90 cm³/mol.

V inkluzích, kde CO_2 homogenizoval na plyn (obr. 40), také v obsahu CH_4 dominoval tmavý granulit (18 mol. %), nejširší rozpětí hodnot pak měly P inkluze cordieritického pegmatitu. Celkový molární objem se pohyboval od 90 do 155 cm³/mol.



Obr. 39 Diagram pro stanovení složení a molárního objemu CO_2 - CH_4 směsi pro plynné inkluze při homogenizaci na kapalinu. Upraveno dle Heyena et al. (1982).



Obr. 40 Diagram pro stanovení složení a molárního objemu CO_2 - CH_4 směsi pro plynné inkluze při homogenizaci na plyn. Upraveno dle Heyena et al. (1982).

CO_2 homogenizoval nejčastěji na kapalinu, méně na plyn a v cordieritickém pegmatitu i kritickým způsobem při 18-27 °C.

6.1.5. Plynné systémy s převahou N₂ a uhlovodíků (Typ 3.B)

Inkluze obsahující tento typ fluid byl velmi ojedinělý, byl zjištěn díky Ramanově spektroskopii a na základě zachycení teploty homogenizace pouze v cordieritickém pegmatitu a v tmavém granulitu (tab. 16). Homogenizace na plyn byla pozorována v obou vzorcích s poměrně širokým rozpětím hodnot homogenizačních teplot (od -87 do -136 °C). Nejnižších hodnot dosahovala S inkluze z cordieritického pegmatitu. Naopak homogenizace na kapalinu se vyskytovala pouze v tmavém granulitu v úzkém teplotním rozpětí (-136 až -140 °C). N₂ se podařilo dokázat pouze Ramanovou spektroskopií jako dominantní plyn, který zaujímal v cordieritickém pegmatitu 60,1 mol. %, v tmavém granulitu byl zastoupen v rozsahu 63,1-74,1 mol. %. Druhým plynem s největším zastoupením byl CH₄, zaujímal 37,6 mol. % v cordieritickém pegmatitu a 37-25,9 mol. % v tmavém granulitu. V cordieritickém pegmatitu byly navíc identifikovány další uhlovodíky, konkrétně etan s obsahem 2,1 mol. % a propan s minoritním zastoupením 0,1 mol. %.

Hornina (minerál)	Cordieritický pegmatit (křemen)		Tmavý granulit (křemen)	
	PS	S	PS	S
Th(V) (°C)	-131,2	-87,4	-130,2 až -120,5	-136,2 až -102,8
Th (L) (°C)	-	-	-140,3 a -138,5	-137,3 a -136,3

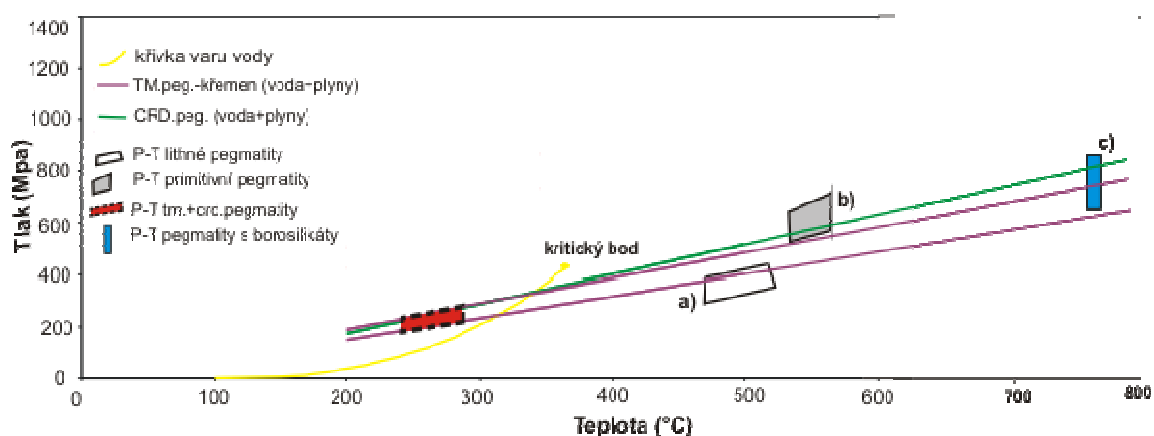
Tab. 16 Porovnání naměřených charakteristik inkluzí obsahujících systém N₂-CH₄±C₂H₆±C₃H₈.

6.2 P-T PODMÍNKY ZACHYCENÍ FLUID

Inkluze v horninách lomu Bory mají velmi variabilní složení, obsahují vodné inkluze bez i s obsahem plynné složky a také čistě plynné inkluze. Ovšem ve většině případů se společně nacházejí inkluze s podobným složením a podobnými poměry mezi kapalnou a plynnou složkou, což svědčí o zachycení inkluzí z homogenního fluida. Pro tyto inkluze tedy platí, že se teploty jejich homogenizace nerovnají teplotám vzniku a naměřené teploty homogenizace jsou nižší než reálné teploty vzniku (Huraiová et al. 2002).

Méně se vyskytují skupiny inkluzí, kde spolu koexistují inkluze s různým složením a s různým stupněm zaplnění (kapalinou bohaté inkluze, až po čistě plynné inkluze), kde můžeme uvažovat o zachycení heterogenního fluida. Pro heterogenní fluida platí, že naměřené minimální teploty homogenizace inkluzí vodných roztoků odpovídají reálným podmínkám vzniku inkluzí respektive jejich zachycení (Zachariáš 2000).

Příkladem takové skupiny vzniklé z heterogenního fluida je skupina primárních inkluzí v křemeni turmalinického pegmatitu, kde spolu koexistují vodné inkluze (typ 1.A) spolu s vodnými inkluzemi s obsahem plynu (typ 2), kde plyn zaujímá až 70 obj. % inkluze. Pro tyto primární vodné inkluze s obsahem CO₂ a teplotami celkové homogenizace 247,5 °C a 250 °C (tab. 2) byly spočítány izochory pomocí kombinace programů ICE a ISOC podle rovnice Bowers a Helgeson (1983). Také pro primární inkluzi s obsahem vodných systémů a CO₂ (typ 2; teplota celkové homogenizace 289,2 °C) z cordieritického pegmatitu byla sestrojena izochora.

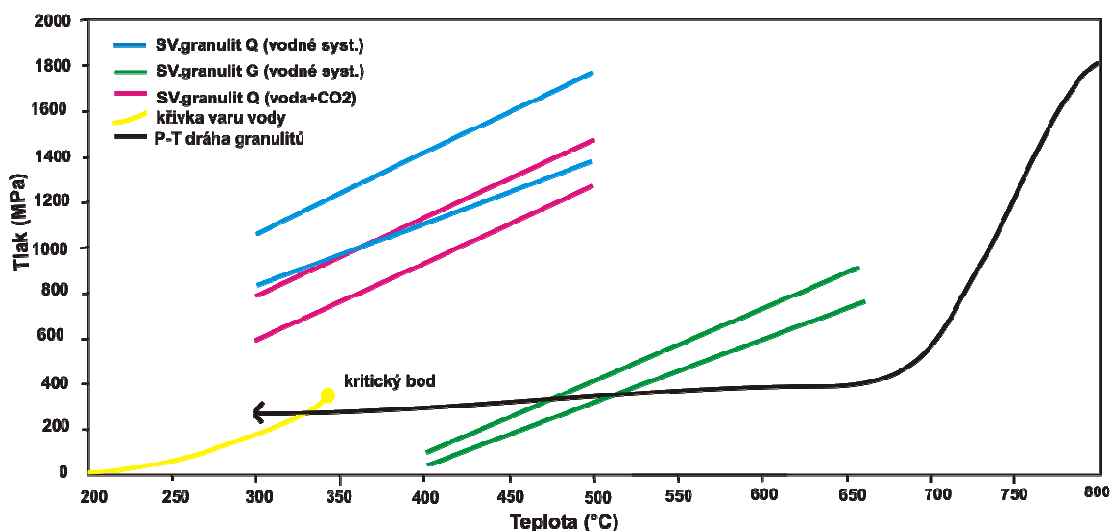


Obr. 41 Vymezení rozsahu P-T podmínek zachycení P inkluzí v křemeni z turmalinického a cordieritického pegmatitu. Isochory byly sestrojeny pomocí programů FLINCOR, ICE a ISOC. Pole a) a b) vymezuje P-T podmínky krystalizace pro primitivní a lithné pegmatity z lokality Vlastějovice (Ackerman et al. 2007). Pole c) označuje P-T podmínky pegmatitů s borosilikáty rovněž z lomu Bory (Cempírek et al. 2010).

Na základě izochor byly určeny podmínky zachycení fluid při teplotě 250-290 °C a tlaku 200-350 MPa (obr. 41). Ovšem teplota 250-290 °C neodpovídá

pegmatitovému vzniku, v úvahu tedy připadá buď možnost, že jde o inkluze, jejichž obsah byl „vyměněn“ během naložených procesů („refilling“) anebo došlo k reekvilibraci fluidních inkluzí během změn P-T podmínek v průběhu dalšího geologického vývoje.

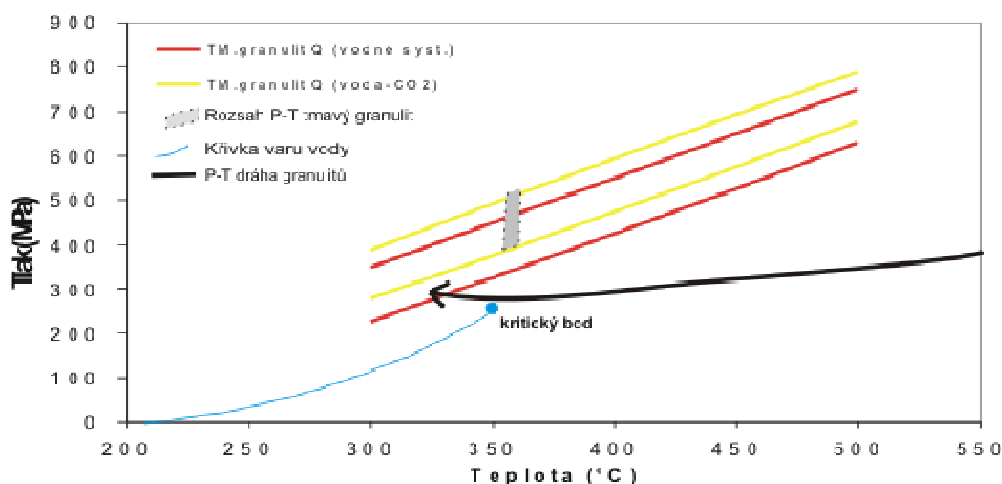
Ve světlém granulitu jsou systémy jasně odděleny, v rámci jednotlivých systémů se ani v rámci jednotlivých skupin inkluzí neobjevují kogenetická fluida s významně rozdílným obsahem plynné a kapalně složky. V případě světlých granulitů můžeme uvažovat o zachycení inkluzí z homogenního fluida. Pro jednotlivé typy fluid byly zkonstruovány izochory (obr. 42), jež byly následně konfrontovány s P-T dráhou metamorfního vývoje granulitů dle Tajčmanové et al. (2006). Z grafu je patrné, že pouze vodné inkluze s obsahem CO₂ pocházejících z granátu protínají P-T dráhu metamorfního vývoje. Ovšem vzhledem k tomu, že se jednalo pouze o ojedinělé inkluze, nelze s jistotou rozhodnout o jejich původu. Z celkového pohledu lze tedy vyloučit spojitost fluid zachycených ve světlém granulitu a metamorfních fluid spojených s granulitovou metamorfózou.



Obr. 42 *Izochory pro jednotlivé typy fluid ve světlém granulitu. P-T dráha metamorfního vývoje granulitů byla převzata z Tajčmanové et al. (2006).*

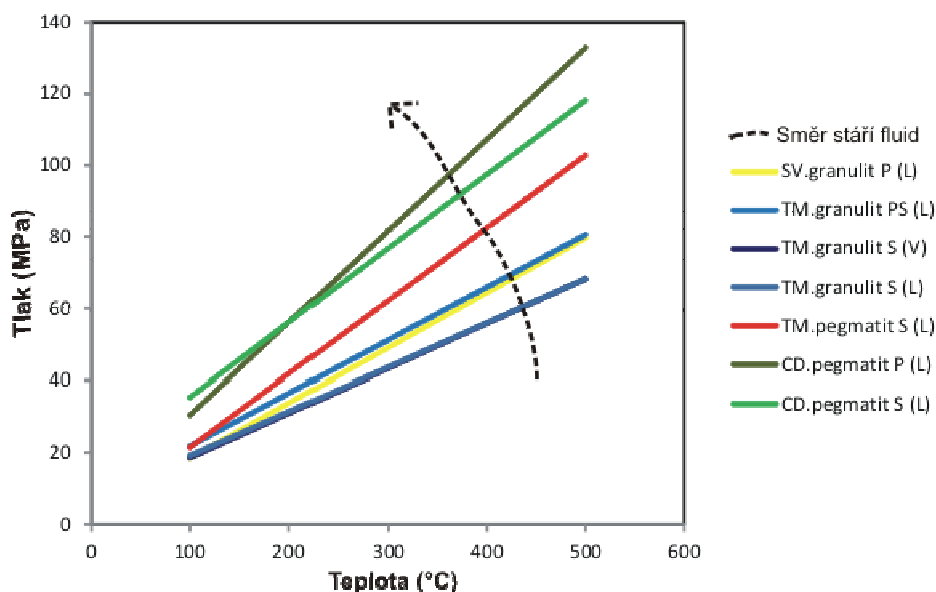
V tmavém granulitu vykazují inkluze velkou variabilitu, společně se tak nachází inkluze s rozdílným složením, rozdílným poměrem plynné a kapalně fáze a také

s rozdílným modelem homogenizace (Th-L/Th-V). Příkladem je skupina sekundárních inkluzí, kde se společně vyskytují čistě vodné inkluze (typ 1.B) a inkluze s obsahem CO₂ (typ 2). Výpočet izochor (obr. 42) pro vodné systémy s obsahem plynu byl proveden pomocí programu ISOC, podle rovnice Bowerse a Helgesona (1983). Pro tmavý granulit byly stanoveny pravděpodobné podmínky zachycení těchto sekundárních fluid: teplota 365-370 °C a tlak 375-531 MPa.



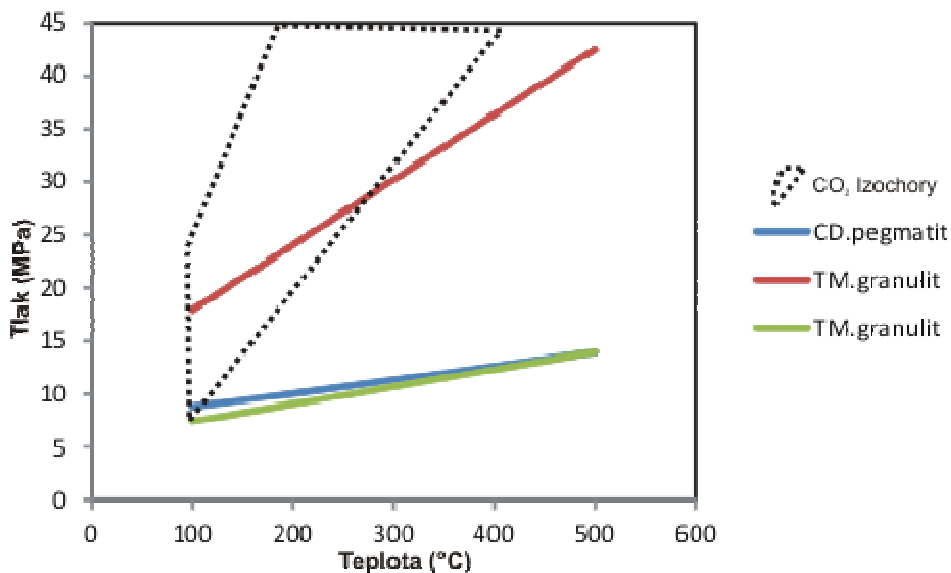
Obr. 43 Diagram P-T podmínek zachycení vodných fluid v tmavém granulitu. TM-granulit -tmavý granulit, Q-křemen. P-T dráha metamorfního vývoje granulitů byla převzata z Tajčmanové et al. (2006).

Plynné inkluze s převahou CO₂ (typ 3.A) se vyskytují napříč pegmatity agranulity a často jsou s příměsí dalších plynů. Pro tyto inkluze byly vypočítány celkové molární objemy a hustoty pomocí programu BULK a stavové rovnice Thiéryho et al. (1994). Na základě těchto veličin byly pomocí programu ISOC a rovnice Duana et al. (1992a, 1992b) zkonstruovány izochory (obr. 44). Z obrázku je patrný trend ve vývoji fluid v čase - přerušovaná šipka znázorňuje vývoj od nejstarších granulitů až po nejmladší pegmatity. Směr tohoto vývoje jde proti směru hodinových ručiček, což značí nárůst tlaku v mladších horninách, který by mohl být způsoben buď nárůstem mocnosti nadloží v čase (méně pravděpodobná varianta s ohledem na geologický vývoj dané oblasti) nebo jde o důsledek změn fluidního režimu (hydrostatický vs. litostatický).



Obr. 44 Průběh izochor CO_2 fluid v granulitech a pegmatitech v P - T prostoru. (L) - inkluze homogenizovala na kapalinu, (V) - inkluze homogenizovala na plyn.

Plynné inkluze obsahující pouze N_2 a CH_4 , případně další uhlovodíky (typ 3.B) se vyskytovaly v cordieritickém pegmatitu a v tmavém granulitu. Tato fluida vykazovaly velmi nízké hustoty $0,017$ a $0,44 \text{ g/cm}^3$, na jejichž základě byly spočítány izochory (obr. 45) pomocí programů BULK a ISOC dle rovnice Duana et al. (1992).



Obr. 45 Průběh izochor pro plynné systémy (typ 3.B). Pole výskytu izochor pro CO_2 systémy bylo převzato z obr. 44.

Z obr. 45 je patrné, že průběh izochor plyných inkluzí (typ 3.A a 3.B) se liší. Pouze jedna izochora spadá do pole výskytu CO₂ fluid, ovšem její sklon je opět odlišný. Tímto lze zcela vyloučit společný původ fluid.

Erlan obsahoval v inkluzích pouze vodné systémy, jejichž primární inkluze mají menší rozptyl ve stupni zaplnění. Obsah plynné fáze kolísá v rozmezí 5-30 obj. %. Teplota homogenizace probíhala výhradně na kapalinu. S ohledem na stálou převahu kapalně fáze můžeme uvažovat o zachycení homogenního fluida, kdy naměřené teploty jsou nižší než skutečné teploty vzniku minerálu (Huraiová et. al. 2002).

6.3 SROVNÁNÍ S DOSAVADNÍMI POZNATKY V OKOLÍ

V lomu Bory byly popsány fluidní systémy v sekundárních inkluzích z pegmatitu s bezvodými borosilikáty (Cempírek et al. 2010) obsahující fluida s převahou CO₂, které mají nízké teploty tání pevného CO₂ (-59,2 až -58,2 °C) což naznačuje přítomnost CH₄ a/nebo N₂. V námi studovaných pegmatitech se podařilo na základě mikrotermometrie a Ramanovy spektroskopie také prokázat přítomnost CH₄ a N₂. V turmalinickém pegmatitu navíc N₂ tvořil podstatnou složku (23,5 mol. %) inkluze, vedle dominantního CO₂ (67,2 mol. %) a minoritního CH₄ (9,3 mol. %). Kromě zmíněných plynů se nám také podařilo prokázat v sekundárních inkluzích s nízkou hustotou obsah dalších uhlovodíků, konkrétně jde o etan a propan s minoritním zastoupením v cordieritickém pegmatitu. Systémy obsahující CO₂, které popisují Cempírek et al. (2010) mají rozsah teplot homogenizace CO₂ 12,9-21,9 °C, které jsou vzhledem k námi zjištěnému širokému rozpětí Th (CO₂) 9,5-29,3 °C v turmalinickém pegmatitu podobné, cordieritický pegmatit vykazuje teploty homogenizace oxidu uhličitého ještě o něco vyšší. Inkluze obsahující CO₂ mají pravděpodobně společný původ. V pegmatitu s bezvodými borosilikáty byly objeveny inkluze s obsahem heterogenně zachyceného roztoku. Kapalinou bohaté inkluze vykazovaly poměrně nízké teploty homogenizace (148-164 °C), které se v našich pegmatitech vyskytovaly v sekundárních inkluzích. Na základě teploty eutektika (-54 až -51 °C) byl v pegmatitu s bezvodými borosilikáty stanoven systém Na-Ca-Cl se salinitou 12 hm. % NaCl ekv. (Cempírek et al. 2010). Naše inkluze v pegmatitech vykazují vyšší teploty eutektika, které odkazují na zcela jiný systém solí (Na-Fe±Mg chloridy), naopak systém s Na-Ca

chloridy byl zachycen v granulitech. Plynem bohaté inkluze nezamrzaly ani při $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$, tak jako tomu bylo u PS inkluzí v cordieritickém pegmatitu. Teplota homogenizace těchto plynem bohatých FI byla $-143\text{ }^{\circ}\text{C}$, což je ještě nižší teplota než v našich inkluzích. Obdobný původ fluid nelze vyvrátit, pravděpodobně se jedná pouze o odlišné zastoupení jednotlivých plynů v inkluzích. Vodné roztoky mající původ v homogenním fluidu měly Th $287\text{-}365\text{ }^{\circ}\text{C}$, což jsou vyšší teploty než námi naměřené v turmalinickém pegmatitu, naopak se téměř shodují s Th v cordieritickém pegmatitu. Avšak teploty eutektika se zcela liší, jedná se tedy zcela o odlišné systémy. Stejný systém solí Na-Ca-Cl se také nachází v granulitech, které ovšem vykazují vyšší Th. Rozpětí salinit v granulitech značně kolísá na rozdíl od stabilního pegmatitu s borosilikáty. Mohlo by se pravděpodobně jednat o fluida, která druhotně vyplnila původní granulitové geneze.

V dolomitu z primitivního pegmatitu v lomu Bory (Dolníček et al. 2003) byly popsány inkluze obsahující vodné systémy. Teplota eutektika byla nízká v širokém rozpětí -70 až $-52\text{ }^{\circ}\text{C}$, což indikuje systém s obsahem Na a Ca chloridů. V našich pegmatitech se Te pohybuje ve vyšších hodnotách ($-36,8$ až $-31,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) což naznačuje zcela odlišný kombinovaný systém $\text{H}_2\text{O-MgCl}_2\text{-FeCl}_2\pm\text{NaCl}$. Široké rozpětí salinity více méně odpovídá naší salinitě, pouze v turmalinickém pegmatitu byla zjištěna salinita vyšší ($27,5$ až $32,5$ hm. % NaCl ekv.). Teplota homogenizace měla úzký rozsah $136\text{-}167\text{ }^{\circ}\text{C}$ a byla v porovnání s našimi pegmatity velmi nízká. Inkluze v turmalinickém pegmatitu měly Th až $383\text{ }^{\circ}\text{C}$ a v cordieritickém pegmatitu až $405\text{ }^{\circ}\text{C}$; tyto teploty byly ovšem ojedinělé, jedná se pravděpodobně o prasklé či přehřáté PS-FI. Systém obsahující Ca a Na chloridy se vyskytuje i v granulitech, ovšem jejich PT podmínky jsou zcela odlišné, mohlo by se jednat o shodný původ fluid za předpokladu, že v dolomitu je produktem pozdní nízkoteplotní fáze cirkulace těchto fluid. V dolomitu byly popsány také inkluze obsahující plynné systémy, které nezamrzaly ani při $-196\text{ }^{\circ}\text{C}$, pravděpodobně byly vyplněny směsí CH_4 a N_2 , která homogenizovala na plyn při $-97,5$ až $-99,1\text{ }^{\circ}\text{C}$. Námi popsané plynné inkluze povětšinou obsahovaly CO_2 , méně se vyskytovaly inkluze s obsahem N_2 a uhlovodíků.

Ackerman et al. (2007) popisuje fluidní inkluze z lokality Vlastějovice. Byly popsány inkluze ve fluoritu a křemenu z primitivních pegmatitů a v křemenu z lithných

pegmatitů. V primitivních pegmatitech byly popsány vodné systémy s nízkou teplotou tání (-0,1 až -2,7 °C), která se v našich pegmatitech vyskytuje pouze v inkluzích turmalínu, případně v S-FI v cordieritickém pegmatitu. Většinou je ale salinita značně vyšší. Teplota homogenizace primitivních pegmatitů dosahuje středních až vysokých hodnot (390 °C pro fluorit), což by odpovídalo i námi naměřenému rozsahu Th pro S-FI v turmalinickém pegmatitu. Kromě vodných systémů se v primitivních pegmatitech vyskytují i vodné systémy s obsahem CO₂, které mají poměrně vysoké teploty tání pevného CO₂, což značí téměř nulový obsah dalších plynů na rozdíl od našich inkluzí. Teplota homogenizace CO₂ (28,0-28,9 °C) spadá do širokého rozsahu, který vykazují inkluze v námi studovaných pegmatitech. Salinita byla v primitivních pegmatitech velmi nízká (4,0-4,4 hm. % NaCl ekv.) na rozdíl od našich pegmatitů, kde se salinita pohybuje v širším a celkově vyšším rozpětí. Podobný původ fluid s primitivními pegmatity z Vlastějovic můžeme pravděpodobně vyloučit. Lithné pegmatity obsahují inkluze bohaté na vodné roztoky, které mají opět velmi nízkou salinitu ve srovnání s našimi pegmatity. Teplota homogenizace má široké rozpětí hodnot (136-356 °C), které částečně odpovídá našim Th a případně je vyšší. V lithném pegmatitu byly popsány také vodné systémy s obsahem CO₂, které mají nižší teploty tání oxidu uhličitého než pegmatity primitivní a tudíž autoři připouští vyšší obsah CH₄ či N₂. Mohlo by se tedy jednat o obdobný původ fluid.

Fluidní inkluze v granulitech vypovídají o podmínkách průběhu metamorfózy, vrcholné podmínky metamorfózy ve světlých granulitech popsala Tajčmanová et al. (2006), která pro světlé granulity stanovila teplotu vzniku 850 °C a tlak 18 kbar. Jde tedy o granulity vysokotlaké a vysokoteplotní. Námi stanovené maximální teploty homogenizace (405 °C) zdaleka nedosahují těchto podmínek, tudíž úvaha vzniku inkluzí z homogenního fluida byla správná. Po HT/HP metamorfóze následoval pokles teploty a tlaku na 700 °C a 4 kbar. Námi vypočtené podmínky pro zachycení S fluidních inkluzí tmavého granulitu dokládají střednětlaké až nízkotlaké podmínky (5,3-3,7 kbar), což potvrzuje průběh retrográdní fáze metamorfózy (granulitové ruly dle Staňkové 1978). Teplotní podmínky indikované ze S inkluzí tmavého granulitu (365-370 °C), jsou nižší než podmínky pro vznik cordieritických rul (680-720 °C), které jsou typické pro počátek retrográdní fáze metamorfózy (Staňková 1978), tudíž našim fluidům lze přisoudit příslušnost k pozdní fázi této metamorfózy.

Navrátilová (2011) se zabývala studiem inkluzí z křemenných žil, ve kterých se vyskytoval systém $\text{H}_2\text{O-NaCl}\pm\text{CO}_2$. Tento systém byl obsažen v inkluzích o variabilním fázovém složení, byly popsány různé kombinace kapalně, plynně i pevně fáze. V námi studovaných vzorcích se také vyskytovaly inkluze obsahující vodné roztoky a plyn, ovšem systém byl na základě teploty eutektika označen jako $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-FeCl}_2$ či systém $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$. Pevné fáze se celkově v našich vzorcích téměř nevyskytovaly, ojediněle byla pozorována pevná fáze – krystal kalcitu. Podobně se v křemenných žilách vyskytovaly inkluze vysokosalinní (29-36 hm.% NaCl ekv.), na rozdíl od našich nízko až středně salinních vzorků pegmatitů. Hodnoty celkové homogenizace se v křemenných žilách pohybovaly od 150 °C až do 565°C, předpokládáme, že takto vysokých hodnot T_h by dosahovaly pouze S inkluze v turmalinickém pegmatitu, které se ovšem nepodařilo naměřit ani při 550 °C.

7 ZÁVĚR

V lomu Bory byly v návaznosti na předchozí petrografické studium podrobně studovány fluidní inkluze. Konkrétně se jednalo o fluidní inkluze v turmalinickém a cordieritickém pegmatitu, dále ve světlém a tmavém granulitu a v neposlední řadě také v erlanu. Inkluze byly velmi hojné, převážně se vyskytovaly v křemeni, pouze ojediněle se vyskytovaly v granátu či turmalínu.

Z pohledu fluidních systémů byly vyčleněny 3 základní typy dle zastoupení skupenství (vodná fluida, vodná + plynná fluida a čistě plynná fluida). Na základě chemického složení bylo stanoveno celkem 5 různých podtypů – fluida obsahující systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ (vyskytující se v obou typech pegmatitů a erlanu), $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (výskyt v obou typech granulitů), $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Fe}/\text{MgCl}_2$ (zastoupen v pegmatitech i granulitech), $\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$ (zastoupen v obou typech pegmatitů i granulitů) a systém $\text{N}_2-\text{CH}_4\pm\text{C}_2\text{H}_6\pm\text{C}_3\text{H}_8$, vyskytující se pouze v cordieritickém pegmatitu a tmavém granulitu.

Všechny tyto systémy byly zachyceny během retrográdní fáze metamorfózy či v průběhu post-metamorfního vývoje horninových komplexů v lomu Bory. Při vzniku inkluzí lze doložit procesy jako je vzájemné míchání fluid, sekundární vyplnění inkluzí mladšími fluidy a reekvilibrace fluidních inkluzí. Za metamorfní fluida lze považovat systém $\text{CO}_2\pm\text{CH}_4\pm\text{N}_2$, který se pravděpodobně původně vyskytoval v granulitech a následně zde byl v mladších fázích nahrazen systémem $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. K vzniku systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ došlo během částečného natavení granulitů, což zároveň zapříčinilo i vznik borosilikátové mineralizace (Cempírek et al. 2010). Následně nejméně při teplotě 365 °C a tlaku 375 MPa došlo k přítoku vodných Fe/MgCl_2 fluid. Mísení plyných a vodných fluid mělo za následek vytvoření systému $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Fe}/\text{MgCl}_2$, který byl zachycen právě při těchto podmínkách v tmavém granulitu, spolu s $\text{N}_2-\text{CH}_4\pm\text{C}_2\text{H}_6\pm\text{C}_3\text{H}_8$ inkluzemi. V pegmatitech proběhla heterogenizace fluida za odštěpení CO_2 fáze z $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{Fe}/\text{MgCl}_2$ fluid a vytvoření samostatných CO_2 inkluzí.

8. POUŽITÁ LITERATURA

- Ackerman L., Zachariáš J., Pudilová M. (2007): P-T and fluid evolution of barren and lithium pegmatites from Vlastějovice, Bohemian Massif, Czech Republic. *Int. J. Earth Sci.*, 96, 623-638.
- Ackerman L., Jelínek E., Medaris Jr.G., Ježek J., Siebel W., Strnad L. (2009): Geochemistry of Fe-rich peridotites and associated pyroxenites from Horní Bory, Bohemian Massif: Insights into subduction-related melt-rock reactions. *Chem. Geol.*, 259, 152-167.
- Bodnar R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Borisenko A. S. (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vkhlučenij v mineralach metodom kriometrii. *Golog. Geofiz.*, 8, 16-27, Novosibirsk.
- Bowers T. S., Helgeson H.C. (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 47, 1247-1275.
- Brown P E., Lamb W.M. (1989): P-V-T properties of fluids in the system H₂O + CO₂ + NaCl: New graphical presentations and implications for fluid inclusion studies. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 53, pp. 1209-1221.
- Burke E. A. J. (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55, 139-158.
- Cempírek J., Novák M., Dolníček Z., Kotková J., Škoda R. (2010): Crystal chemistry and origin of grandidierite, ominelite, boralsilite and werdingite from Bory Granulite Massif, Czech Republic. *Am. Mineral*, 95, 10, 1533-1547.
- Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (1995): Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer. Berlín, Heidelberg, New York.

- Davis D. W., Lowenstein T. K., Spencer R. J. (1990): Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the system NaCl-H₂O, NaCl-KCl-H₂O, NaCl-MgCl₂-H₂O and NaCl-CaCl₂-H₂O. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 591-601.
- Dolníček Z., Malý K., Dvořák J. (2003): Origin of the dolomite mineralization from a pegmatite dike at Horní Bory, Moldanubicum, Czech Republic. *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, 148, 124-125. Vídeň.
- Duan Z., Moller N., Weare J.H. (1992a): An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: I. Pure systems for 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2605-2617.
- Duan Z., Moller N., Weare J.H. (1992a): An equation of state for the CH₄-CO₂-H₂O system: II Mixtures from 50 to 1000 °C and 0 to 1000 bar. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2619-31.
- Duda J. (1983): Pegmatity v borském granulitovém masívu. *Sbor. Geol. věd., Lož. Geol.*, 27, 157-202. Praha.
- Dudek A., Chlupáč I., Pouba Z., Vejnar Z., Zapletal J. (1992): Krystalinikum a prevariské paleozoikum. In: Chlupáč I., Štorch P. (eds.) *Regionálně-geologické dělení Českého masívu na území České republiky. Čas. Mineral. Geol.*, 37, 4, 258-275. Praha.
- Dudek, A., Suk, M. (1965): The depth relief of the granitoid plutons of the Moldanubicum. *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.* 123, 1, 1-19.
- Fiala J., Matějovská O., Vaňková V. (1987): Moldanubian granulites and related rocks: petrology, geochemistry a radioactivity. *Rozpr. ČSAV, Ř. mat.-přír. věd*, 97, 1, 3-102. Praha.
- Fiala J. (1995): General characteristics of the Moldanubian Zone. - In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds): *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer. Berlín, Heidelberg, New York., pp. 417-418.

- Fišerová R. (2013): Fluidní systémy v záhnědách z dutinových pegmatitů od Krásněvsí (strážecké moldanubikum). MS bakalářská práce PřF UP, Olomouc.
- Friedl G., Finger F., Paquette J.-L., Quadt A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. (2004): Pre-Variscan geological events in the Austrian part of the Bohemian Massif deduced from U–Pb zircon ages. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 93, 802-823.
- Fuchs G. (1976): Zur Entwicklung der Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 119, 45-61.
- Fuchs G., Matura A. (1976): Zur Geologie des Kristallins der südlichen Böhmisches Masse. *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, 119, 1-43.
- Fuchs G. (1990): The Moldanubicum – an old nucleus in the Hercynian mountain ranges of Central Europe. - In: Minaříková D., Lobitzer H. (eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia. Federal Geological Survey, Vienna, *Geol. Surv.*, pp 256-262, Prague.
- Fuksová A. (2010): Geologická dokumentace lomu Bory u Velkého Meziříčí (strážecké moldanubikum). MS bakalářská práce PřF UP, Olomouc.
- Fuksová A., Dolníček Z., Gadas P. (2011): Mineralogie sulfidické, arzenidové a telluridové mineralizace v cordieritickém pegmatitu z lomu Bory u Velkého Meziříčí (strážecké moldanubikum). *Geol. výzk. Mor. Slez.*, 2011/2, 125-127, Brno.
- Gaertner H. R. (1951): Problème des Saxothuringikums. *Geol. Jahrb.*, 65, 409-450.
- Gebauer D., Friedl G. (1994): A 1.38 Ga protolith age for the Dobra orthogneiss (Moldanubian zone of the southern Bohemian Massif, NE-Austria): Evidence from ion-microprobe (SHRIMP) dating of zircon. *J. Czech. Geol. Soc.*, 39, 1, 34-35, Praha.
- Halavínová M., Přichystal A. (2008): Fluid inclusion characteristics of rock crystal sources from the Bohemian-Moravian Highlands. - In: Přichystal A., Krmíček L., Hlavínová M. (eds.): Petroarchaeology in the Czech Republic and Poland at the

beginning of the 21st century, 67-73. Vyd. Úst. geol. věd PřF MU a Moravské zemské muzeum.

Heyen G., Ramboz C., Dubessy A. (1982): Simulation des équilibres de phases dans le système CO₂-CH₄ en dessous de 50 °C et de 100 bar. Application aux inclusions fluides. C. R. Acad. Sci., 294, 203-206. Paris.

Holloway R. (1977): Fugacity and activity of molecular species in supercritical fluids. - In: Fraser D.G. (ed.): Thermodynamics in Geology, pp. 161-181, D. Reidel, Boston.

Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. PřF MU, Brno.

Cháb J., Breiter 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. ČGS, Praha.

Cháb J., Suk M. (1977): Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. Knih. Ústř. úst. geol., 50, 156pp. Praha.

Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.

Chlupáč I., Štorch P. (1992): Regionálně-geologické dělení Českého masivu na území České republiky. Čas. Mineral. Geol., 37, 4, 258-275. Praha.

Kotková J., Melichar R. (2003): Stop 3 - Horní Bory. Structural and metamorphic evolution of the high-T/high-P Gföhl Unit (Moldanubicum). No Frontiers 2003: Excursion guide, 34-41.

Kotková J., Novák M., Povondra P. (2003): Horní Bory near Velké Meziříčí. Field trip guidebook LERM 2003, 47-51. Brno.

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. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 257-266.

Linke W. F. (1965): Solubilities of inorganic and metal organic compounds. *Amer. Chem. Soc.* 2, 1914pp, Van Nostrand.

Linner M. (1996): Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineral. Petrol.*, 58, 3-4, 215-234.

Matějovská O. (1967): Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Náměšť nad Oslavou. *Krystalinikum*, 5, 85-104, Praha.

Medaris L. G. Jr., Beard B.L., Johnson C.M., Valley J.W, Spicuzza M.J, Jelínek E., Mísař Z. (1995): Garnet pyroxenite and eclogite in the Bohemian Massif: geochemical evidence for Variscan recycling of subducted lithosphere. *Geol. Rundsch.*, 84, 489-505.

Medaris L. G. Jr., Wang H., Jelínek E., Mihaljevič M., Jakeš P. (2005): Characteristics and origins of diverse Variscan peridotites in the Gföhl Nappe, Bohemian Massif, Czech Republic. *Lithos*, 82, 1-23.

Mísař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J. (1983): *Geologie ČSSR I Český masív*. Stát. ped. nakl. Praha.

Mísař Z., Jelínek E. (1981): Uzavřeniny peridotitů, pyroxenitů, eklogitů a opálů v leptynitech moldanubika na lokalitě Bory (jihozápadní Morava). *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 56, 1, 13-20. Praha.

Navrátilová P. (2011): Studium fluidních inkluzí v křišťálech z území Dolních Borů a Cyrilova. MS diplomová práce, PřF MU Brno.

Novák M., Černý P., Kimbrough D.L., Taylor M.C., Ercit T.S. (1998): U-Pb Ages of monazite from granitic pegmatites in the Moldanubicum and their geological implications., *Acta Univ. Carol., Geol.*, 42, 2, 309-310. Praha.

- Novák M. (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 90, 3-74. Brno.
- Oakes C. S., Bodnar R. J., Simonson J. M. (1990): The system NaCl-CaCl₂-H₂O. I.: The ice liquidus at 1 atm total pressure. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 603–610.
- Pertoldová J., Verner K., Vrána S., Buriánek D., Štědrá V., Vondrovic L. (2010): Comparison of lithology and tectonometamorphic evolution of units at the northern margin of the Moldanubian Zone: implications for geodynamic evolution in the northeastern part of the Bohemian Massif. *J. Geosci.*, 55, 299-319.
- Plch M. (1977): Mineralogický výzkum křišťálových artefaktů moravského paleolitu (Příspěvek k řešení otázky provenience). MS, diplomová práce, PřF MU Brno.
- Schreyer W. (1966): Metamorpher Übergang Saxothuringikum-Moldanubikum östlich Tischenreut/Opf., nachgewiesen durch phasenpetrologische Analyse. *Geol. Rdsch.*, 55, 491-509.
- 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 Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *Am. J. Sci.*, 305, 407-448.
- Spencer R. J., Möller N., Weare J. H. (1990): The prediction of mineral solubilities in natural waters: A chemical equilibrium model for the Na-K-Ca-Mg-Cl-SO₄-H₂O systems at the temperatures below 25 °C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 575–590.
- Staněk J., Plch M. (1981): Mineralogie der Mährischen Paläolitischen Bergkristallindustrie und Beitrag zur Lösung ihrer Provenienz. *Scr. Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun.*, 11, 1, 49–61, Brno.
- Staňková J. (1978): Petrologie borského granulitového masivu. – MS archiv Přírodovědecké fakulty MU Brno.

- Stárková I., Veselá M., Moupic Z., Chmelař J. (1993): Příspěvky k problematice západomoravského krystalinika. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, pp. 15-30. Vyd. MZM a Sekce geol. Věd PřF MU Brno.
- Suess F. E. (1903): Bau und Bild der Böhmisches Masse. – In: Diener C. (ed.) Bau und Bild Österreichs F. Temnky Wien, pp. 322, Leipzig.
- Suess F. E. (1912): Die Moravischen Fenster und ihre Beziehung zum Grundgebirge des Hohen Gesenkes. Dankschr. Österr. Akad. Wiss., 88, 451-631.
- Špinar P. (1995): Vztah mezi pegmatity a alpskými žilami v kamenolomu u Horních Borů. Vlast. Sbor. Vysočiny, odd. věd přír., 12, 3-18. Jihlava.
- Tajčmanová L., Konopásek J., Schulmann K. (2006): Thermal evolution of the orogenic lower crust during exhumation within a thickened Moldanubian root of the Variscan belt of Central Europe. J. Metamorph. Geol., 24, 119-134.
- Teipel U., Eichhorn R., Loth G., Rohmüller. J., Höll R., Kennedy A. (2004): U – Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism. Int. J. Earth Sci., 93, 782-801.
- Thiéry R., van der Kerkhof A. M., Dubessy J. (1994): VX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: modelnig for T < 31 °C and P < 400 bars. European Journal of Mineralogy, 6, 753-771.
- Tollmann A. (1982): Grossräuminger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. Geotekton. Forsch., 64, 1-91.
- Urban M., Synek J. (1995): Lithotectonic units and their boundaries. - In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.): Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer. Berlín, Heidelberg, New York., pp. 429-430.
- Weber A. (1944): Nerosty z nového lomu u Horních Borů. Vesmír, 22, 109. Praha.

- Weiss. J. (1977): Fundament moravského bloku ve stavbě evropské platformy. Folia Univ. Purkyn. Geol., 18, 13. Brno.
- Wendt J. I., Kröner 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. Geol. Rundsch., 82, 42-50.
- Willner A. P., Rötzler K., Maresch W. V. (1997): Pressure–temperature and fluid evolution of quartzo-feldspathic metamorphic rocks with a relic high-pressure, granulite-facies history from the Central Erzgebirge (Saxony, Germany). J. Petrol., 38, pp. 307–336.
- Zachariáš J. (2000): Úvod do studia fluidních inkluzí. Vyd. UK Praha.
- Zhang, Y.G., Frantz, J.D. (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. Chem. Geol. 64, 335–350.
- Zikmund J. (1971): Geologie a petrografie pararulových sérií severní části moldanubika. Sbor. Geol. Věd., Geol., 21, 7-36. Praha.
- Zoubek V. (1988): Moldanubian region: Stratigraphic subdivision, main lithostratigraphic units. - In: Zoubek V. (ed.) Precambrian in younger fold belts., pp. 191-218, Wiley, Chichester.