1. ÚVOD



2. GRANITICKÉ PEGMATITY

2.1. **Úvod**

Granitické pegmatity jsou magmatické horniny porfyrické struktury granitového složení, tj. jsou složeny převážně z křemene, živců a slíd. Mohou tvořit hnízda nebo kapsy v granitických plutonech, nebo tvoří samostatná žilná tělesa. Jejich geochemie a mineralogie je závislá na stupni diferenciace, kterým tato tělesa prošla (viz. dále).

Tyto typy pegmatitů jsou klasickým zdrojem průmyslových minerálů (křemen, živec, slídy, fluorit aj.), ale zejména širokého spektra vzácných prvků (REE, Be, Nb, Ta, Li, Cs aj.). a drahokamů (smaragdy aj.). Zejména díky velkému nabohacení vzácnými prvky a vysokou čistotou průmyslových minerálů jsou pegmatity velmi často předmětem těžby po celém světě.

Výzkum pegmatitů byl původně čistě deskriptivní a jeho jedinou náplní byla identifikace minerálních fází a popis struktury pegmatitových těles. Ještě počátkem 20. století byli práce, zaměřené na genezi pegmatitů vzácné (Niggli, Fersman aj.). Velký rozmach nastal v 50. až 70. letech minulého století a to na dvou frontách – americké (Jahns, Burnham aj.) a sovětské (Ginsburg, Vlasov aj.). V této době byly vysloveny první teorie geneze pegmatitů. Za klasiky moderní petrologie a geneze pegmatitů jsou považováni především Jahns a Burnham (1969), kteří byli následováni v 80. letech zejména Brownem, Londonem aj.

Dnešní výzkum pegmatitů je založen na kombinaci širokého spektra metod, mezi něž patří zejména experimentální petrologie, detailní terénní studie, mineralogie, geochemie a studium fluidních inkluzí.

2.2. Klasifikace granitických pegmatitů

Existuje velké množství klasifikací granitických pegmatitů, v závislosti na jejich mineralogii, hloubce vzniku, stupni diferenciace apod., přičemž je zřejmé že tyto faktory spolu úzce souvisí.

Jednoduché pegmatity jsou nediferenciované tělesa primitivního (homogenního, granitoidního) složení, tvořené převážně křemenem, živci (plagioklasy a K-živci) +/- slídami, turmalíny. Tato tělesa mají jednoduchou (bez zonálnosti) strukturu a texturu. Fersman (1940) je nazývá pegmatity tzv. čisté linie.

Hybridní pegmatity jsou pegmatity podobného složení jako jednoduché, ale byly kontaminovány hostitelskými horninami a to se odráží v jejich mineralogickém složení, např. pokud bude pegmatitová tavenina kontaminována horninami bohatými Ca, Mg a Fe může pegmatit obsahovat pyroxeny, amfiboly apod. Pokud jsou kontaminovány horninami s vysokým obsahem hliníku, mohou se v němu objevit kyanit, silimanit a andalusit. Pegmatity, které vlivem kontaminace hornin chudých na SiO₂ mají nízké obsahy SiO₂ se nazývají desilicifikované (tato tělesa jsou tvořena převážně živci).

Diferenciované pegmatity jsou tělesa heterogenního složení, z nichž některá vykazují zonální strukturu. Jejich mineralogie a geochemie je velmi komplexní.

skupina	třída	typické stopové prvky	metamorfní podmínky	strukturní pozice
Abysální		U, Th, Zr, Nb, Ti Y, REE, Mo slabá mineralizace	vysoký stupeň amfibolitové f. a granulitová facie (4-9 kbar, 700-800°C)	konformní a mobilizované protínající se žíly
Muskovitická	á	Li, Be, Y, REE, Ti U, Th, Nb>Ta slabá mineralizace	vysokotlaká amfibolitová facie (5-8 kbar, 650-580°C)	konformní, protínající se žíly
Vzácných prvků	LCT	Li, Rb, Cs, Be, Ga, Sn Hf, Nb, Ta, B, P, F slabá až významná mineralizace	nízkotlaká amfibolitová facie až svrchní facie zel. břidlic (2-4 kbar, 650-500°C)	konformní, protínající se žíly
	NYF	Y, REE, Ti, U, Th, Zr Nb>Ta, F slabá až významná mineralizace	proměnlivé	kapsy, čočky až konformní
Miarolitická	NYF	Be, Y, REE, Ti, U, Th Zr, Nb>Ta, F slabá mineralizace	nízkotlaké podmínky, intruze blízko povrchu	kapsy, čočky a protínající se žíly

Tab. 1. – Základní klasifikace granitických pegmatitů (upraveno podle Černý, 1991a)

2.3. Granitické pegmatity vzácných prvků

Nejvýznamnější skupinou je skupina pegmatitů vzácných prvků, která je hlavním zdrojem mnoha vzácných prvků, které se v jiných horninách v takto vysokých koncentracích nevyskytují (zejména Li, Nb, Ta a Cs). Vzhledem k tomu že se převážná vetšina výzkumu soustředí na tuto skupinu, jsou následující poznatky získány na základě jejich studia, nicméně mnohé procesy jsou ve větší/menší míře aplikovatelné na další skupiny granitických pegmatitů.

2.3.1. Klasifikace granitických pegmatitů vzácných prvků

Pegmatity vzácných prvků se rozdělují do 3 tříd – **LCT** (Li, Cs, Ta), **NYF** (Nb, Y, F) a smíšené (Černý, 1991a). Tyto skupiny se odlišují celkovým složením, asociací stopových prvků (viz. výše) a jejich vztahem k různým skupinám granitů.

Kromě tohoto základního členění se pegmatity rozdělují do několika typů a subtypů na základě jejich parageneze, geochemie, PT podmínek vzniku, vnitřní struktury apod. (viz. Černý, 1982c, 1991a).

třída	typ	geochemie	celkové složení	asociované granity	příklady
LCT	beryl,	Li, Rb,	peraluminické	synorogenické	Bikita
	komplex,	Cs, Be, Sn, Ga		pozdně orogenické	White Picacho
	ab-spod	T a>Nb (B, P, F)		heterogenní	New Mexico
	albit				
NYF	rare-earth	Nb>Ta, Ti,	subaluminické až	zejména anorogenní	Bancroft
		Y, Sc, REE,	metaluminické	velmi homogenní	Shatford Lake
		Zr, U, Th	(až subalkalické)		Stockholm area
		F			
smíšen	ý	smíšená	metaluminické až	postorogenní až	Tordal distrikt
			slabě peraluminické	anorogenní	Kimito
				slabě heterogenní	Evje-Iveland field

Tab. 2. – Petrogenetické třídy granitických pegmatitů vzácných prvků (upraveno podle Černý, 1991a)

Tab. 3. – Podrobnější členění granitických pegmatitů vzácných prvků (upraveno podle Černý, 1998)

Тур	Subtyp	Třída
rare-earth	allanit-monazit	NYF
	gadolinit	NYF
beryl	beryl-kolumbit	NYF, LCT
	beryl-kolumbit-fosfát	LCT
komplex	spodumen	LCT
	petalit	LCT
	amblygonit	LCT
	lepidolit	LCT
	elbait	LCT
albit-spodumer	1	LCT
albit		LCT

2.3.2. Tvary, mocnosti a vmístění

Tvary těles jsou velice proměnlivé a celkově se dá konstatovat, že mezi nejdůležitější faktory, které to ovlivňují patří zejména druh hostitelských hornin, hloubka intruze a tektonické a metamorfní podmínky v době intruze.

Břidlice, ruly a mladé intruze hostí převážně granitické pegmatity vzácných prvků třídy LCT. Tvary těchto těles jsou kontrolovány duktilními vlastnostmi hostitelských hornin. V plastických horninách tvoří čočky, elipsovité a "houbovité" tvary, naopak v křehkých horninách tvoří žíly (Černý, 1991a).

Naopak pegmatity třídy NYF se většinou nacházejí uvnitř granitických plutonů, kde tvoří kapsy, čočky a žíly (vyplňující trhliny), (Černý, 1991a).

Mocnost a délka těles je značně proměnlivá (X m až X00 m délky, až X0 mocnost). Ekonomicky nejvýznamnější tělesa jsou až stovky metrů dlouhá a až několik metrů široká. Tvary a vmístění značně ovlivňují distribuci mineralizace pegmatitových těles.

2.3.3. Vnitřní struktura

Granitické pegmatity vzácných prvků vykazují většinou heterogenní, komplexní vnitřní strukturu; obvykle je možné rozlišit 3 základní typy struktur: homogenní, zonální a vrstevnatou (Černý, 1991)

Homogenní strukturu vykazují hrubozrnné pegmatity albit-spodumenového typu, které mají víceméně uniformní distribuci hlavních prvků. Tyto pegmatity jsou tvořeny převážně megakrysty spodumenu a křemene, které jsou v jemnozrnné křemen-albitové matrix.

Zonální pegmatity jsou nejběžnějším typem granitických pegmatitů vzácných prvků a jsou také nejvíce různorodé. Obsahují až 9 zón s rozdílnými texturními charakteristikami a minerály. Nejvíce vyvinuté pegmatity na světě jsou spojeny s vysoce frakciovanými intruzemi s komplexní mineralizací jako např. Bikita (Cooper, 1964) a Tanco (Černý, 1982b).

Podle Heinricha (1948) a Camerona et al. (1949) můžeme rozlišit tyto jednotky:

zóny primární krystalizace – kde je možno směrem od okraje do centra rozlišit další základní jednotky (tzv. border zone, wall zone, intermediate zones a core). Tyto jednotlivé zóny se liší jak mineralogicky tak texturně. S progresivní krystalizací, která postupuje od krajů ke středu se zvyšují velikosti zrn, klesá množství typických horninotvorných minerálů a mění se textura z původní granitické (border zone, wall zone) přes písmenkovou nebo heterogenní (intermediate zones) až do blokové momominerální zóny (core), která je většinou tvořena křemenem, příp. živcem.

metasomatické jednotky – nejsou tak snadno rozeznatelné a definované jako primární zóny. Metasomatickým efektům je u některých těles přisuzován velký význam, u jiných menších. Nejběžnější metasomatickými přeměnami jsou např. beryl nebo topaz \rightarrow slídy, albit + lepidolit \rightarrow Kživec aj. Role metasomatických procesů při genezi pegmatitů REE je dlouhou dobu předmětem ostrého sporu a někteří autoři považují údajné metasomatické jednotky za zóny primární krystalizace (London, 1986a, 1991a, 1991b; Thomas a Spooner, 1988b)

výplně trhlin – jsou na rozdíl od metasomatických snadno rozpoznatelné. Nejsou příliš běžné a typickým příkladem je vyplňování trhlin v *core zone*, příp. *intermediate zone* křemenem.

Bylo učiněno mnoho pokusů o generalizaci zonální sekvence, která by byla typická pro všechny typy zonálních pegmatitů, např. Norton (1983) navrhl těchto 9 jednotek: (1) plagioklas, křemen, muskovit; (2) plagioklas, křemen; (3) křemen, pertit, plagioklas; (4) pertit, křemen; (5) křemen, plagioklas, pertit, spodumen (petalit), amblygonit: (6) křemen, spodumen (petalit); (7) křemen, mikroklin (pertit); (8) křemen; (9) lepidolit plagioklas, křemen, mikroklin. Je však třeba mít na zřeteli, že jakákoliv přílišná generalizace je zde zavádějící.

Distribuce vnitřních struktur je kontrolována tvarem a pozicí pegmatitového tělesa (Solodov, 1971).

Vrstevnaté pegmatity jsou považované za extrémní případy geometrické a kompoziční asymetrie zonálních intruzí. Obvykle jsou tenké a subhorizontálního úklonu s Na-aplitickými zónami na kontaktu a K-živec-křemennými jednotkami blízko povrchu. Vysoce diferenciované pegmatity mají

velice časté velké dutiny. Tyto typy pegmatitů jsou známy např. z oblasti Quartz Creek nebo Rondonu (USA).

Pro granitické pegmatity vzácných prvků je typická velká různorodost a změna procesů, při nichž se tato tělesa vytvářela. Homogenní, zonální a vrstevnaté struktury představují pouze konečný člen.

2.3.4. Mineralogie

Základní mineralogie pegmatitů vzácných prvků je prostá: K-živec, plagioklas, křemen +/- slídy. Přítomnost dalších minerálních fází a těkavých komponent (Be, Li, Rb, Cs, H₂O, F₂, B₂O₃ aj.) je přímo úměrná stupni frakcionace. Vysoce frakciované pegmatity mohou mít až 100 minerálních fází. Výčet všech minerálních fází, které je možné v granitických pegmatitech vzácných prvků najít lze nalézt v publikaci Černého ed. (1982c).

Podle systematické mineralogické klasifikace je zřejmé že převládají silikáty, oxidy a fosfáty. Silikáty jsou hlavními minerály, které nesou i většinu vzácných prvků jako Li, Rb, Cs, Be, Zr a Hf. Obsahy fosfátů jsou proměnlivé, např. pegmatity NYF typu jsou extrémně chudé fosfáty.

Většina minerálů nesoucí Li, Rb a Cs jsou soustředěny do centrálních, primárních zón pegmatitu. Naopak nejmladší generace Be, Nb, Ta a Ti minerálů jsou koncentrovány do pozdějších zón (spolu s minerály U, Th, REE aj.). Nejdůležitějšími nositeli jsou albitické, muskovitické a lepidolitické zóny (Černý, 1991a)

U některých prvků (Nb, Ta aj.) vzrůstá různorodost jejich mineralogie se vzrůstajícím stupněm frakcionace.

2.3.5. Geochemie

Přítomnost určité skupiny prvků je základní rozlišující charakteristikou LCT a NYF typů pegmatitů vzácných prvků (Tab. 3) (Černý, 1991a)

	LCT	NYF
hlavní prvky	O, Si, Al, K, Na, Li	O, Si, Al, K, Na
podřadné prvky	Rb, Cs, Ca, Fe, Mn, Mg, F, B	Ca, Fe, Mg, F, Rb, Ba, Li
vedlejší prvky	Be, Sn, Ba, Sr, Nb, Ta, Ti, Zr	Sr, Mn, Y, REE, U, Th, Zr
stopové prvky	Y, REE, Ga, W, C, S, As, Sb	Sc, W, Zn, Ga, C, S, Mo, As

Tab. 3. - Distribuce prvků v LCT a NYF pegmatitech

Naprostá převaha litofilních nekompatibilních prvků je evidentní. Vzhledem k velkému ochuzení pegmatitů o síru, tvoří silně chalkofilní prvky sloučeniny s kyslíkem nebo se vyskytují v ryzí formě (např. Zn, Tl, Ge, Sb, Bi).

Analýza celkových hornin naznačuje, že složení pegmatitů je blízké složení granitů. Největší odchylkou je malé množství celkového Fe, MgO a CaO a variabilní K₂O/Na₂O.

Existuje několik minerálů, které výborně odrážejí geochemický vývoj pegmatitové krystalizace. Mezi ty nejvýznamnější patří živce a turnalíny.

Alkalické živce jsou nejlepším živcovým indikátorem geochemickým změn, přičemž se sledují změny v obsazích alkalických kovů a kovů alkalických zemin ze živců. Plagioklasy jsou méně vhodné, vzhledem k jejich nízkým obsahům těchto prvků, nicméně i příčný profil primitivním plagioklasovým pegmatitem spojený s precizní analýzou těchto prvků nám může dát cenné informace o vývoji pegmatitového tělesa (Černý, 2003; písemné sdělení). Základním krokem je vymezení jednotlivých zón pegmatitu a následná analýza živců z těchto zón (další informace viz. Černý, 1994; Černý a Chapman, 1984; Černý et al. 1984, Teerstra et al., 1999). Dalším krokem pak může být studium strukturních změn aj.

Turmalíny jsou dalším důležitým indikátorem geochemických změn v pegmatitu, zejména díky možné substituci nejrůznějších prvků (Na, Ca, Fe, Mg, Li aj.) v krystalové mřížce, strukturních změn apod. Základem je opět vzorkování různých generací turmalínů v celém pegmatitovém tělese (další informace viz. Novák, 2000a, 2000b; Selway et al. 2000; Jolliff et al. 1986)

Mezi další geochemické indikátory vývoje pegmatitů patří např. slídy (Černý et al. 1995).

Hybridizace pegmatitů je omezena pouze na kontaktní zóny pegmatitů a hostitelských hornin a jejich mineralogie je závislá na chemismu asimilovaných hornin (např. pegmatity intrudující do serpentinitů jsou lemovány antofylitem, flogopitem, muskovitem aj.)

Geochemie REE se používá jako indikátor zdrojového prostředí a migrace REE během konsolidace pegmatitu (Walker et al., 1986b)

Použití izotopických dat Rb-Sr je značně omezeno, vzhledem k migraci těchto izotopů během konsolidace pegmatitů. Proto je také nemožné datovat pegmatity metodou Rb-Sr (vycházejí nerealisticky nízké stáří) (Walker et al., 1986a, b). Vzhledem k vysoké frakcionizaci Sm-Nd izotopů je i tato metodika neaplikovatelná (Walker et al., 1986a,b).

Taktéž použití stabilních izotopů je vzhledem k jejich vysoké frakcionizaci (zejména C, S, Si a B) velmi omezené. Využívají se pouze poměry δD a δO . Taylor (1968) se zabýval systematickým sběrem izotopových dat z mnoha pegmatitových lokalit a zjistil že většina z nich má δO +5,5 až +11 ‰. Je jisté, že δO je závislá na interakci pegmatitu a hostitelské horniny.

2.4. Geneze granitických pegmatitů

V průběhu 20. století se utvořilo mnoho hypotéz o povaze tavenin/roztoků, ze kterých granitických pegmatity krystalovaly a o procesech jejich vmístění a diferenciace. Což není velké překvapení, uvážíme-li v jakých rozmanitých prostředích se můžeme s pegmatity setkat.

Jahns (1955) předpokládal, že primární pegmatitové magma se skládá z těchto komponent: (1) silikátová tavenina, (2) silikátová tavenina bohatá těkavými složkami, (3) pneumatolytické prvky (superkritická fluida), (4) hydrotermální roztoky +/- plynné fáze.

Do dnešní doby byli vysloveny tyto 4 teorie vzniku pegmatitů (Černý, 1991a)

- (1) krystalizace v dokonale uzavřeném prostoru v uzavřeném nebo omezeně otevřeném systému
- (2) vysrážení z roztoků v otevřeném systému
- (3) rekrystalizace nebo/a metasomatóza původních hornin, které neměly pegmatoidní složení
- (4) kombinace předchozích procesů s metasomatickým zatlačováním fluidy z pegmatitového nebo vnějšího zdroje

Dnes je jisté, že krystalizace pegmatitu probíhá z granitoidního magmatu, které je bohaté vodou a dalšími těkavými složkami. Při této krystalizaci dochází k poklesu teploty (za variabilního tlaku) a proces magmatický proces může přejít do hydrotermálního procesu. Během těchto procesů dochází k intenzivním interakci mezi pevnými fázemi, taveninou a roztoky.

V dnešní době převládá názor, že pegmatity vznikaly především magmatickými procesy a metasomatické a hydrotermální procesy nehrají až takovou roli jaká jim byla přisuzována (Černý, 1991a)

Magmatický model (London, Černý) *Celkové složení*

Geochemicky primitivní pegmatity vzácných prvků typu *beryl* a *rare-earth* mají poměrně konstantní celkové složení, které se blíží ternárnímu minimu (eutektiku) v Ab-Or-Q-H₂O systému, který definovali Tuttle a Bowen (1958). Tento vztah platí pro homogenní, zonální i vrstevnaté pegmatity.

Mnoho albit-spodumenových pegmatitů a některé homogenní petalitové typy obsahují mezi 1,5 a 2 hmot. % Li₂O (tyto obsahy jsou typické i pro Li-bohaté zóny komplexních pegmatitů). Takovéto složení odpovídá experimentálně ustavenému systému Ab-Ecr-Q (Stewart, 1963, 1978). Z analýz petalit-pegmatitů a spodumen-pegmatitů je zřejmé, že obsahy Li₂O se příliš neliší, což indikuje že velká rozdílnost Li-mineralogie v těchto dvou typech je zapříčiněna spíše rozdílnými PT podmínkami než rozdílnými chemickými podmínkami (London, 1984).

Rozdílná Li-mineralogie mezi petalit/spodumen-pegmatity a lepidolitovými pegmatity je dána rozdílnými chemickými potenciály μ LiF a μ KF. Podobná situace je i amblygonitového subtypu (vysoké μ PFO₂ vytváří amblygonit + křemen). Pozice albitového typu v tomto schématu je zatím nejasná.

Teploty a tlaky vzniku

Teploty vypočítané na základě termometrie živcového solvu a fluidních inkluzí mají velice široké rozpětí od 750 do 150°C. Teploty generelně klesají od okrajů do centra a sekundárních jednotek. Tyto teploty jsou pod experimentálně zjištěnými teplotami haplogranitu, což je způsobeno příměsemi Li, Cs, B, P a F, které snižují likvidus a solidus (Chorlton a Martin, 1978; Wyllie, 1979; Pichavant, 1981).

Kvantitativní výpočty tlaků nejsou jednoduché, data z fluidních inkluzí vykazují tlaky v rozmezí 4 a 1,5 kbar (Černý, 1991a).

Rozdíly mezi teplotami pegmatitové taveniny a hostitelskými horninami mohou být 100-300°C a rychlost chladnutí + krystalizace může být kratší než 200 let (London, 1986a, 1991b).

Zonální struktura v experimentálních studiích

Velice proměnlivé složení a texturní variabilita zonálních a vrstevnatých pegmatitů byly základním pilířem argumentů proti magmatické hypotéze vzniku granitických pegmatitů vzácných prvků. Nicméně již od dob Niggliho a Fersmana bylo předpokládáno, že pegmatitová tavenina má mnohem komplexnější složení než haplogranit a také, že procesy její krystalizace budou mnohem složitější než u haplogranitu. Od 50. let 20. století se vyvinuly na základě experimentálních studií 2 základní koncepty:

- klasický koncept Jahnsa a Burnhama předpokládal že pegmatity vznikají z taveniny nasycené H₂O po celou dobu krystalizace
- (2) současný koncept Londona předpokládá že pegmatity vznikají z taveniny bohaté volatilními složkami (ale nenasycené H₂O), a teprve v posledních stádiích konsolidace se tavenina stane H₂O nasycenou

Burnham a Jahns (1969), Burnham a Nekvasil (1986) předpokládají že:

- většina pegmatitové krystalizace probíhá z taveniny, která je nasycená volatilními složkami za přítomnosti koexistující vodní fluidní fáze
- (2) první výskyt hrubozrnné struktury indikuje precipitaci z hydrotermálního roztoku
- (3) fluidní fáze zvětšuje mobilitu mnoha prvků a pokud je v tavenině přítomen Cl je schopna separovat K od Na, a je také schopna vytvořit jádro (*core*)
- (4) separace jednotlivých minerálů v centrálních zónách pegmatitů je možná díky zjevným odchylkám posledních krystalizačních produktů od očekávaného eutektika

Tento model byl vcelku akceptován do 80. let, ale některé otázky byly nadále otevřené. Zejména role pozdějších metasomatických procesů, a extrémně nízké obsahy Cl mluví proti jakékoliv separaci kationtů Na, K aj. prostřednictvím Cl.

Současný model vytvořený Londonem et al. (1988,1989), London (1990) je založen na jeho předchozích studiích fluidních inkluzí a experimentálních studiích.

Tento model předpokládá že magma, ze kterého vznikají diferenciované pegmatity musí být více komplexní než předpokládal předchozí model Janhse a Burnhama.

Experimenty provedené na H₂O nasycené tavenině dávají výsledné složení taveniny takové, které se nepodobá diferenciovaným pegmatitům jaké z přírody známe (vykazují homogenní strukturu apod.). Naopak experimenty na H₂O nenasycené tavenině dávají výsledné složení blízké diferenciovaným pegmatitům jaké známe z přírody

- (1) kombinované efekty Li, F, B a P na rozpustnost vody se projeví zvýšením rozpustnosti vody až na 11,5 hmot. % a na 15-20 hmot. % po 75-85 % krystalizaci
- (2) velikost krystalů se zvětšuje od okrajů do středu a taktéž se mění struktura z grafických srůstů na okraji, na masivní blokové zóny v centru
- (3) mineralogie se mění z grafického Na-živce + křemene na okrajích, přes K-živec + křemen až na blokový živec v centru s reziduálními taveninami (Li+křemen a Li-slídy)
- (4) rozpustnost litofilních vzácných prvků (Li, Be, REE atd.) v hydrotermálních roztocích v konečných stádiích je vůči jejich rozpustnosti v taveninách velmi nízká
- (5) litofilní vzácné prvky (Li, Be, REE atd.) a B, F a P se koncentrovaly do reziduální taveniny, která potom vykrystaluje v centru experimentálního vzorku

Tento model vysvětluje jevy, které model Jahnse a Burnhama nebyl schopen vysvětlil – metasomatické jednotky jsou v něm prezentovány jako primární magmatické, role hydrotermálních roztoků je menší než se předpokládalo, a není potřeba žádný Cl pro separaci alkálií.

Londonův současný model (1990, 1991a,b) vysvětluje dostatečně genezi všech typů granitických pegmatitů, včetně těch primitivních. Každá kombinace volatilních prvků jako H₂O, B, F, P (ať už s nebo bez Li, Cs, Be aj.) produkuje stejný rozsah kvalitativních diferencujících efektů na průběh konsolidace pegmatitového magmatu. Zvyšující se koncentrace těchto prvků zvyšuje intenzitu těchto efektů. Pouze na vrstevnaté pegmatity nejde tento model zatím beze zbytku aplikovat.

Metasomatické efekty

Ačkoliv London (1990) připouští že některé Li-slídové jednotky mohly vzniknout metasomatózou Kživce a/nebo Li-alumosilikátů, zastává spíše názor že většina "metasomatických" jednotek v granitických pegmatitech vzácných prvků je primárního původu. Typické metasomatické jednotky byli nalezeny ve velmi malém množství. Metasomatické alterace primárních silikátů, oxidů a fosfátů produkují až stovky sekundárních minerálních fází (Černý a Ercit, 1985).

Celkově lze tedy říci, že metasomatické efekty se uplatňují pouze ve velmi omezené míře, rozhodně menší než se kdysi předpokládalo.

Frakcionizace vzácných prvků

Velké nabohacení vzácných a litofilních prvků v granitických pegmatitech byly vždy středem největší diskuse. Komplexnost mineralizace v granitických pegmatitech vedla mnoho autorů k závěrům, že tato mineralizace vznikla hydrotermálními nebo metasomatickými procesy. Další hypotézou bylo, že vzácné prvky jsou transportovány superkritickými roztoky (dříve pneumatolytickými) koexistujícími

s pegmatitovou taveninou (Jahns, 1982 aj.). Nicméně Londonův model tuto hypotézu vyvrátil, neboť ke krystalizaci pegmatitu při jeho experimentech docházelo ve vodou nenasyceném systému a vždy při nich docházelo k silné frakcionizaci vzácných prvků do taveniny i při koexistenci fluidní fáze.

Hydrotermální efekty

London et al. (1989; London, 1990) a Thomas et al. (1988) spolu souhlasí, že roztoky $H_2O + CO_2$, které se později separují do samostatných fází H_2O a CO_2 , hrají důležitou roli při posledních stádiích konsolidace pegmatitových těles. V Londonově modelu je však aktivita těchto fluid omezena pouze na výplně dutin a alterační procesy. To by mohlo být vysvětlení proč se v geochemicky primitivnějších pegmatitech typu *rare-earth* a *beryl* vyskytuje tak málo dutin (nízká rozpustnost H_2O v Li, F, B, P chudých taveninách).

Metamorfní model

Diskuse metamorfní vs. magmatický vznik pegmatitů je probrána v článku Černého (1998), přičemž velká většina faktů hovoří proti hypotéze o metamorfním vzniku pegmatitů (nízké obsahy vzácných prvků v možných protolitech apod.).

Závěr

Granitické pegmatity vzácných prvků jsou jasným magmatickým fenoménem. Taveniny ze kterých krystalizují jsou velice komplexní a jejich složení je zcela jiné než složení haplogranitu. Konsolidace pegmatitů je zcela pod kontrolou volatilních složek v magmatu. Všechny další procesy jako metasomatóza a hydrotermální efekty hrají při vytváření granitických pegmatitů pouze okrajovou roli. Toto vše platí pro všechny granitické pegmatity (včetně těch primitivních), jedinou výjimkou jsou vrstevnaté pegmatity, které vyžadují další studium.

3. OBECNÉ ÚDAJE O LOKALITĚ VLASTĚJOVICE

3.1. Geomorfologie a topografie

Obec Vlastějovice se nalézá na jižním okraji okresu Kutná Hora ve středočeském kraji. Leží v údolí Sázavy v nadmořské výšce 354 m asi v polovině vzdálenosti mezi Zručem nad Sázavou a Ledčem nad Sázavou. Celé okolí Vlastějovic je značně zalesněno zejména smíšenými a jehličnatými porosty.

Z geomorfologického hlediska patří oblast celku Českomoravské vrchoviny, která je zde tvořena zvlněným peneplénem, který je místy oživen hluboce zaříznutým korytem Sázavy a jejích přítoků (Demek, ed., 1987). Významnou dominantou je protáhlá elevace SZ-JV vrchu Fiolníku, jehož nižším vrcholem je Holý vrch (právě zde je možné nalézt stará důlní díla po těžbě železných rud), na jehož jv. úbočí je založen kamenolom o pěti etážích.

3.2. Dějiny dolování ve Vlastějovicích

Počátky dolování nejsou přesně známy, ale je možné že začalo již za keltů. První písemné zprávy o dolování pocházejí z první poloviny 16. století, kdy byli Vlastějovice povýšeny na městys a přejmenovány na "Hammerstadt". Železnorudné zrudnění je tvořeno magnetitem, který tvoří ve skarnových tělesech čočkovité a hnízdovité akumulace, které byli dříve označovány jako žíly: svatomagdalénská, svatojosefská, svatováclavská a žíla "U Dubu" (na žíle "U Dubu" se podle Koutka (1950) těžili granátovce s příměsí magnetitu). Železné rudy se nejdříve upravovaly přímo ve Vlastějovicích, později v Budčicích a následně i na dalších místech (Lichnice u Čáslavi, Kladno). V celé 400-leté historii dolování železných rud probíhala těžba s většími či menšími přestávkami. Začátkem 50. let 20. století bylo otevřeno skarnové těleso Sv. Magdaléna, ale průzkumné práce nepřinesly očekávané výsledky a tak již v roce 1965 byla těžba železných rud ve Vlastějovicích definitivně ukončena. V roce 1967 byl otevřen stěnový kamenolom ve skarnovém tělese Holý vrch, který je činný dodnes a v současné době má 5. etáží. Plánuje se otevření skarnového tělesa Sv. Magdaléna týmž způsobem za stejným účelem (drcené kamenivo).

3.3. Geologie širšího okolí Vlastějovic

Širší okolí Vlastějovic patří podle regionálního členění do katazonálně metamorfované větve moldanubické oblasti (Mísař et al. 1983). Ta je zde zastoupena jednotvárnou sérií a pestrou sérií tzv. chýnovsko-ledečského pruhu. Jednotvárná série je tvořena převážně metapelity (biotitické a sillimaniticko-biotitické pararuly) a ortorulami (muskoviticko-biotitické ortoruly). Pestrou sérii zde představují amfibolity, kvarcity, krystalické vápence, skarny a eklogity, které tvoří vložky v sérii jednotvárné (Koutek, 1950). Kromě Fiolníku se skarny vyskytují také u Holšic, Zlivy, Kounic, Pertoltic, Radíkovic, Kladrub, Nemíže a Budče n. Sázavou. Přibližně 8 km j. od Vlastějovic jsou metapelity proniknuty dvojslídnými granitoidy až adamelity melechovského masivu, které představují severní výběžek centrálního moldanubického plutonu.



Obr. xx. – Geologická mapa Vlastějovic (upraveno podle Koutek, 1950)

3.4. Geologie studovaného území

3.4.1. Skarnové těleso Holého vrchu

Skarnové těleso Holého vrchu je od severnějšího magdalenského tělesa odděleno ortorulou nebo jejími ekvivalenty (Potužák, 1996). Těleso má protáhlý zaoblený tvar, symetrický okolo V-Z osy se sklonem 10-25° k Z. Jeho délka je zhruba 400 m a max. mocnost dosahuje až 150 m (Syka, 1990). Okolní orturuly, pararuly a amfibolity jsou usměrněné a jejich generelní směr plošného usměrnění se pohybuje od JZ, resp. ZJZ k SV až VSV a zapadají pod 30-60° úhlem směrem k SZ. Skarnové těleso je tedy paralelní s foliací okolních hornin a na základě toho lze vyčlenit nadložní a podložní horniny (Potužák, 1996). Podloží skarnu (j. od tělesa) tvoří nejdříve muskovitické pararuly a následně komplex rychlého střídání pruhů biotitických pararul, ortorul a amfibolitů. Nadloží skarnu tvoří ortorula nebo ortorula střídající se s vrstvičkami amfibolitů či biotiticko-amfibolických pararul (Potužák, 1996). Na kontaktu skarnu a okolních hornin jsou často vyvinuty kontaktní hybridní horniny, které nazval Koutek (1959) "pseudodiority". Nejmocnější lemy těchto hornin jsou vyvinuty na kontaktech skarnu a nadložních ortorul, naopak na kontaktu skarnu s podložím jsou málo mocné. V křemenech a karbonátech těchto hornin nalezl Potužák (1996) plynokapalné H₂O a H₂O-CO₂ (CO₂ >> H₂O) inkluze

o nízkých teplotách celkové homogenizace Th_{tot} a salinitách, ze kterých vznikaly karbonáty pronikající po drobných puklinách do vlastního skarnového tělesa (Potužák, 1996).

Vlastní skarnové těleso je tvořeno zejména granáty a pyroxeny, méně je pak zastoupen epidot a magnetit. Na okraji skarnu je také přítomen hojně amfibol, biotit a křemen. Vedlejší až akcesorické minerály jsou kalcit, živce, pyrit, hematit, fluorit, allanit, titanit, rutil, zirkon, scheelit, sfalerit a chalkopyrit; přičemž některé z nich jsou určitě epigenního charakteru. Sekundárními minerály jsou chlorit, skapolit, sericit a limonit (Koutek, 1950). Potužák (1996) vyčlenil 6 typů skarnů (od okraje do centra skarnu) – skarny postižené amfibolizací, skarny postižené epidotizací, pyroxenický skarn, granátický skarn, páskovaný granát-pyroxenický skarn a skarn magnetitový. Granát je nejhojnějším skarnovým minerálem; tvoří celistvé granátovce nebo pásky s pyroxenem příp. epidotem. Žáček (1997b) vyčlenil 5 generací granátů, které se liší chemickým složením. U granátů hlavních skarnových typů (pyroxenický skarn, granátický skarn, páskovaný granát-pyroxenický skarn) převažuje grossulárová složka nad almandin-spessartinovou složkou, granáty magnetitového skarnu se blíží andraditu (Potužák, 1996). Podíl almandinové komponenty stoupá od středu skarnu ke kontaktu Pyroxeny náleží diopsid-hedenbergitové řadě a tvoří monominerální partie, či pásky s granátem (Žáček, 1985). Epidot se vyskytuje především v okrajových partiích skarnu, ale také v mladších žilkách které protínají skarny i pegmatity. Magnetit tvoří zrnité celistvé agregáty obklopující ostatní skarnové silikáty. Vytvářel mohutnou silně protaženou čočku V-Z směru, která byla dlouhou dobu předmětem těžby, a také drobnější nepravidelné akumulace (Koutek, 1950). Obsahuje až 2,6 % Zn (Koutek, 1966). Amfiboly jsou typické především pro kontakty skarnu s okolními horninami a pegmatity. Složením odpovídají hastingsitu a mají také zvýšený obsah Zn (Žáček, 1985).

Podrobně se mineralogií skarnu zabýval Žáček (1985, 1997b), Žáček a Povondra (1991) a Potužák (1996). Nález železem bohatého sfaleritu popisuje Litochleb et al. (1995).

Potužák (1996) předpokládá že skarn prodělal nejméně dvě metamorfní fáze. Během starší fáze vznikla parageneze granát (andradit, grossulár) – pyroxen (hedenbergit, ferosalit) – magnetit při teplotách 660-750°C. Mladší metamorfní fáze měla retrográdní charakter, vznikly při ní amfiboly a epidoty a teploty se pohybovaly okolo 550°C.

Geneze skarnových těles Českého Masívu (Vlastějovice nevyjímaje) jsou stále předmětem ostrého sporu (Pertold, 1997 aj.). Koutek (1950) pokládal skarn za produkt metasomatického zatlačování vápenců, zejména s ohledem na nález neostře omezené masy dolomitického vápence nalezené ve skarnu. Žáček (1997b) považuje některé typy granátů (Grt I-III), vzhledem k jejich vysokému obsahu OH a F, také za produkt metasomatického zatlačení vápenců a následné další dvě generace granátů (Grt IV-V) za produkt následné regionální metamorfózy. Naopak Potužák (1996) na základě geotermobarometrů, terénního výzkumu a dalších indikátorů považuje skarn za produkt regionální metamorfózy Fe-bohatých horizontů, které byly součástí parasérie.

3.4.2. Strukturní a tektonické poměry

Skarnové těleso je vzhledem ke své křehkosti rozlámáno na bloky, které jsou často vertikálně i horizontálně posunuté, místy částečně nakloněné či rotované. Nejvýznamnějšími zlomy jsou zlomy SSV-JJZ směru, zapadající pod úhly 60-85° k V (Zyka, 1990). Druhým nejvýznamnějším systémem jsou zlomy S-J směru, zapadající strmě pod úhlem 80-85° v západní části, zatímco ve východní části pouze pod úhlem 55-60° (Potužák, 1996). Na zlomových poruchách se často vytváří mohutné drcené zóny, vyplněné karbonáty a křemenem. Skarnové těleso je dále protínáno celou řadou dalších poruch a zlomů, jejichž směry a úhly zapadání jsou velice různé a podle kterých vnikly do skarnu Sb-žíly a pegmatity (Potužák, 1996).

3.4.3. Žilné mineralizace

Vzhledem ke křehkosti skarnového prostředí a tudíž velkému množství poruch a zlomů, je skarnové těleso narozdíl od plasticky deformovaných rul ideální pro intruze pegmatitů a průniky hydrotermálních žil. Pro taveniny a hydrotermální roztoky mohl skarn navíc působit jako geochemická bariéra, která zapříčinila jejich utuhnutí/vysrážení.

Žíly mladšího klinopyroxenu jsou doprovázeny granátem a epidotem, přičemž pyroxen je na okrajích těchto žil amfibolizován. V dutinách těchto žil se vyskytují až 2 cm velké krystaly výše uvedených minerálů. Někdy jsou žíly vyplněny kalcitem, častý je také křemen. Vzácně byl v dutinách nalezen i apatit. Minerální sukcese těchto žil je pyroxen-epidot-granát-apatit-kalcit-křemen (Žáček a Povondra, 1991)

Křemen-karbonátové žíly s Sb-zrudněním popsali poprvé Koutek a Žák (1951, 1953) z 8. a 9. patra magnetitového dolu na Holém vrchu a následně se mu věnovalo velké množství autorů: Pauliš (1993), Pauliš a Haake (1995), Litochleb (1997) a Brabec (2002). Antimonové zrudnění je vázáno na poruchové zóny. Vyplňuje trhliny a podrcené partie mylonitizovaných zón a vytváří impregnace v okolním hydrotermálně alterovaném prostředí. Antimonová mineralizace je dominantní berthieritem (silné nabohacení roztoků železem ze skarnového prostředí) a spolu s ním byla identifikována Koutkem a Žákem (1951, 1953) a Brabcem (2002) velká škála minerálů – antimon, antimonit, arzenopyrit, pyrit aj. Brabec (2002) identifikoval 4 mineralizační stádia: (1) sulfidické Fe-Zn-Cu zrudnění, (2-3) vlastní Sb-zrudnění, (4) supergenní etapa a nové minerály (jamesonit, kobaltin, opál aj.)

Pegmatity jsou pro vlastějovické skarny typické a jejich mineralogii studovalo mnoho autorů (viz. kapitola 3.4.)

Žíly připomínající alpskou paragenezi s křemenem, prehnitem a apofylitem popsal ve své práci Žáček (1985).

Kalcitové žíly byly popsány Koutkem (1950), Vavřínem (1962) a Turnovcem (1968), který vyčlenil 5 generací kalcitu

Poměrně časté jsou také **křemenné žíly** malé mocnosti (10-20 cm). **Fluorapofylit v samostatných žilách** popisuje Tvrdý (2000), **křemen-kalcitové žilky s barytem** Pauliš a Zeman (1998).

3.5. Přehled dosavadních poznatků o pegmatitech ve Vlastějovicích

Ačkoli by se mohlo zdát, že vlastějovické pegmatity již byly velice podrobně zkoumány, opak je pravdou. Většina prací je pouze mineralogických a popisných, jejich geneze ještě nebyla vůbec zkoumána.

Mezi prvními autory, kteří zkoumali vlastějovické pegmatity ve skarnech byli Katzer (1904), Sellner (1926) a zejména Koutek (1950), který se kromě mineralogie věnoval vztahu mezi těmito pegmatity a pegmatity v okolních rulách, které doprovázejí granitoidy melechovského masívu. Pegmatity obsahují plagioklas, ortoklas, křemen, amfibol, biotit, skoryl, allanit, částečně uralitizovaný pyroxen, epidot, granát a vzácný zirkon. Pegmatity ve skarnech narozdíl od pegmatitů v okolních rulách obsahují velké množství fluoritu. Pegmatity v rulách naopak zase obsahují muskovit, který se ve skarnových pegmatitech vyskytuje pouze na kontaktech s ortorulou (zřejmá kontaminace). Dalším důkazem o neexistenci vztahu je jasné vykliňovaní skarnových pegmatitových žil při kontaktu s okolními rulami – pegmatity do rul nepřechází.

Podrobné mapování a mineralogické zhodnocení 70 pegmatitových žil na 10. patře magdalenského skarnového ložiska provedl Vavřín (1960, 1962). Pegmatity tvoří nepravidelné žíly a čočky strmě ukloněné, přičemž jsou méně časté než ve skarnu na Holém vrchu. Mocnost žil kolísá od

10 cm do max. 3 m, průměrná mocnost je kolem 30 cm, avšak pouze 11 žil je mocných až 70 cm, mocnějších je dokonce pouze osm. Styk se skarnem je neostrý a často jsou zde vyvinuty reakční lemy tvořené převážně amfibolem (zvýšený obsah wolframu) +/- biotitem a titanitem. Mocnost těchto lemů kolísá od několika mm do 40 cm, nejčastěji však je 4-6 cm. V těchto lemech se také často koncentruje fluorit, který je bezbarvý až fialový. Kromě minerálů, které již identifikoval Koutek (1950) nalezl Vavřín (1960, 1962) ještě apatit, magnetit, pyrit, titanit a kalcit. Na základě mineralogického studia pak vyčlenil 3 typy pegmatitových žil:

- 1) **plagioklasové pegmatity** plagioklas +/- K-živec +/- křemen +/-fluorit v kolísavém množství, reakční lem je tvořen amfibolem +/- biotitem +/- allanitem +/- titanitem
- 2) pegmatit s albitem pouze jedna žíla, albit je metasomatický, žíla je tvořena převážně mikroklinem a oproti ostatním žilám obsahuje hodně křemene a fluoritu. Přítomen je slabý reakční lem a místy je žíla silně drcena a vyhojena kalcitem. Předpokládaná parageneze je (1) mikroklin + biotit + turmalín + fluorit, (2) metasomatické zatlačování mikroklinu albitem, (3) tektonické porušení a následné vyhojení kalcitem
- 3) **pegmatity s granátem, epidotem a kalcitem** velmi vzácné, granát je zarostlý v křemeni poblíž karbonátových poloh, epidot je v křemeni a kalcit je nejmladším minerálem

Pegmatity jsou jednoznačně mineralogicky odlišné od pegmatitů v okolních rulách a tudíž geneticky nesouvisí s granitoidy melechovského masívu

Čujan (1966) popisuje až 2 m mocnou pegmatitovou žílu z 5. patra železnorudného dolu na Holém vrchu. Tato žíla byla svisle zonální a její vnější zóny byly tvořeny bílým plagioklasem a křemenem. Plagioklasy byly na jedné straně lemovány draselnými živci. Centrální zónu o mocnosti až 1 m pak tvořil blokový pegmatit draselného živce a křemene. V této centrální zóně byla nalezena dutina s úlomky draselného živce a krystaly záhnědy.. Na této žíly byl také nalezen žlutozelený jílový minerál – nejspíše halloysit.

Bouška et al. (1960) popsal allanit, který je přítomen převážně ve fluoritových pegmatitech a jehož krystaly jsou až 1 cm velké a podléhají silné metamiktizaci. Produkty alterace allanitu studoval Goliáš (2002) a identifikoval fosfáty LREE-Th o složení rabdofán až brockit, fluorokarbonát LREE bastnäsit, karbonát LREE-Th kalcioancylit, thorogummit, Fe(Mg)-chlorit, seladonit, montmorillonit, apatit a kalcit. Při vývoji alterace allanitu se nejdříve uplatňovaly roztoky bohaté $F(CO_3^{2-})$ za vzniku bastnäsitu a později byly hlavními alteračními roztoky bohaté CO_3^{2-} a PO_4^{3-} .

Mrázek a Vrána (1984) upozorňují na vysoké obsahy Al_2O_3 ve vlastějovických titanitech (až 9,3 hmot. %).

Žáček (1985) nalezl při okraji skarnového tělesa na Holém vrchu hojné nepravidelné až 2 m mocné pegmatitové žíly s hojným fluoritem a amfibolem v reakčních lemech. Z jedné z těchto žil popsali Rezek a Kryst (1985) krátkou zmínkou U-Th, Ti-Zr a Nb-Ta mineralizaci, Podobnou mineralizaci popsal také Goliáš (2002) z 6. patra magdalenského dolu, přičemž připojuje nález inkluzí uraninitu, thoritu a řídce i coffinitu ze zirkonu. Krystalovaný uraninit obsahuje 11-14 mol. % Th, zvýšený obsah Y a spolu s ním byl také nalezen ryzí vizmut a bismutinem. Kromě toho studoval autor radioaktivitu dvou pegmatitových žil na 5. etáži lomu na Holém vrchu. Mikroklin-křemenná žíla s fluoritem nekontaminovaná skarnovým materiálem obsahovala 2,0-7,5 eU a 19,6 – 62,5 ppm eTh a podobná žíla silně kontaminovaná skarnovým materiálem a navíc s allanitem obsahovala 7,5-31,7 ppm eU a 29,3-233 eTh.

Čech (1985) nalezl a popsal ze 3. patra lomu na Holém vrchu dodnes jediné nalezené těleso s Li (elbait)-mineralizací. Tento pegmatit tvořil žílu příkře upadající velmi kolísavé mocnosti, která byla v naduřelé části mocná až 2 m. Její kontakt s okolním skarnem byl ostrý, pouze občas se vyskytoval biotit v příkontaktních zónách hrubozrnného křemen-živcového pegmatitu. Ten rychlým hrubnutím

zrna K-živce až na 10 cm přecházel do blokové zóny s častými dutinami. Písmenkový typ tvořil pouze izolovaná hnízda mezi těmito dva typy. Slabá albitizace se projevovala drůzami až 1 cm velkých namodralých krystalů albitu v dutinách blokové zóny. V blokovém pegmatitu byly nalezeny až 5 cm velké zonální krystaly turmalínu, jejichž jádra jsou tvořeny černým skorylem a na ně ostře nasedá až 5 mm mocná obalová zóna tvořená růžovým elbaitem. Po analýze těchto turmalínů (Čech, 1985) je zřejmé, že při jejich krystalizaci došlo ke změně matečného roztoku, především snižující se obsah Fe a na jeho úkor vzrůstající obsahy manganu, hliníku a lithia. Elbait se také vyskytuje v podobě samostatných krystalů o velikosti 3x1 cm. Časté srůsty skorylu a křemene zatlačují K-živec. Převážně v blokovém pegmatitu se vyskytuje bezbarvý až narůžovělý fluorit s ojedinělými krystaly magnetitu. Kromě těchto minerálů byly nalezeny bavenit, datolit a danburit.

Staněk a Schorrer (1993) popisují nález fenakitu (Be_2SiO_4) a buergeritu (skupina turmalínu) z křemen-živcového pegmatitu.

Selway (1999) studovala chemické složení turmalínů jednotlivých zón elbaitového pegmatitu. V okrajové části tohoto pegmatitu kolísá složení černého turmalínu mezi Ca-skorylem až (Ca,Mn) skorylem. V přikontaktní zóně blokového pegmatitu je složení černých turmalínů blízké Ca-skorylu. V této zóně se rovněž vyskytuje šedý turmalín, který je svým složením blízký (Ca, Mn) skorylu až Mn-elbait-skorylu, příp. (Mn, Fe) elbaitu. Fialovo-růžový turmalín, který se vyskytuje v dutinách blokové zóny, kolísá svým složením mezi Ca-skorylem, (Ca, Mn) elbaitem až elbait-liddicoatitem. Krystalizační schéma turmalínů bylo Ca-bohatý skoryl \rightarrow Ca-skoryl \rightarrow (Ca, Mn) skoryl \rightarrow (Ca, Mn) elbait-skoryl \rightarrow Mn-bohatý elbait-skoryl \rightarrow Mn-bohatý Fe-skoryl \rightarrow (Ca, Mn) bohatý elbait \rightarrow elbait-liddicoatit.

4. METODIKA PRÁCE (předělávat průběžně!!!!!)

Odběr a příprava vzorků

Studovaný materiál pochází z převážné většiny z vlastních sběrů na lokalitě v letech 2002-2004. Nebylo provedeno žádná přesná lokalizace vzorků vzhledem k tomu že je to vzhledem k tomuto typu výzkumu bezpředmětné a také vzhledem k tomu že většina vzorků byla odebrána na 5. etáži kamenolomu na Holém vrchu, kde v současné době probíhá těžba poměrně rychlým způsobem. Vzorky pegmatitu s U-Th mineralizací byly zapůjčeny od Dr. Goliáše, vzorky z Li-pegmatitu pocházejí ze sbírek Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů od Prof. Čecha. V rámci srovnání fluoritů hydrotermálního a pravděpodobně magmatického původu byly odebrány a zapůjčeny (Prof. Novák, PřF MU Brno) vzorky fluoritu z pegmatitu v Líšné a z fluoritové mineralizace z Kožlí (Mgr. Chvátal). Z velkého množství materiálu byly vybrány vzorky pro detailní výzkum, tak aby byly zastoupeny všechny typy pegmatitových žil. Z těchto vzorků byly zhotoveny leštěné výbrusy pro mikroskopické a mikrosondové studium (DIATECH Praha) a oboustranně leštěné výbrusy pro studium fluidních inkluzí (PřF UK Praha, DIATECH Praha).

Mikroskopické studium

Vzorky byly studovány převážně na polarizačním mikroskopu LEICA *UMT50*?, v prvních fázích výzkumu také na mikroskopu JENAPOL xx. Na makroskopické studium a separaci minerálů pro účely analýz byl použit binokulární mikroskop.

Obrazová dokumentace

Obrazová dokumentace byla prováděna pomocí digitálního fotoaparátu OLYMPUS *xx*., který byl použit v kombinaci s mikroskopickým studiem a katodovou luminiscencí na mikroskopu LEICA *xx* a mikrotermometrickým studiem na mikroskopu OLYMPUS BX 50.

Mikrotermometrické studium

Mikrotermometrické měření bylo provedeno u 8 vzorků jednoduchých pegmatitů, 2 vzorků Lipegmatitu a 1 vzorku U-Th pegmatitu (z nedostatku materiálu). Mikrotermometrická aparatura LINKAM TH MSG 600 byla kalibrována za použití syntetických a přírodních standardů v rozsahu teplot -90 až +400°C. Tato aparatura byla spojena s mikroskopem OLYMPUS BX 50 s objektivy 20x, 50x a 100x nicméně pouze objektivy 20x a 50x mohly být použity pro mikrotermometrii, objektiv 100x byl použit pro studium inkluzí při pokojových teplotách a pro obrazovou dokumentaci. Měření byla prováděna vždy v několika zrnech daného vzorku za standartních podmínek (nejprve kryometrické studium a následně homogenizace), pouze u fluoritu byl použit jiný postup vzhledem k tomu že je fluorit velice křehký minerál a proto je nutné být při miktotermometrickém studiu velice pozorný, jestli nedošlo k porušení inkluzí. Z tohoto důvodu je nutno inkluze nejdříve zahřívat, naměřit teploty homogenizace a teprve následně provádět kryometrické studium. Naměřená data byla ukládána a zpracována pomocí programu Microsoft EXCEL. Odhad molárního zlomku CO₂ v H₂O-CO₂ inkluzí byl proveden pomocí geometrické aproximace. Salinita u H_2O inkluzí byla vypočtena podle teploty tání posledního krystalu ledu (Bodnar, 1993), salinity u H2O-CO2 systému pak podle teploty tání klatrátu (xxxxxx) Na základě výsledků mikrotermometrického studia byly vypočteny vlastnosti a isochory fluid pomocí programů BULK a ISOC (Bakker, 2003) za těchto podmínek – H₂O-CO₂-NaCl systém: iontový interakční model (Archer, 1992), isochory (Bowers a Helgeson, 1983; Bakker, 1999); H₂O-CO₂-CH₄-NaCl systém: iontový interakční model (Archer, 1992), isochory při homogenizaci na kapalinu (Bowers a Helgeson, 1983; Bakker, 1999), pro homogenizaci na plyn (Bakker, 1999; Duan et al. 1992); H₂O-NaCl systém: iontový interakční model (Pitzer, 1992; Archer, 1992), isochory (Bodnar a Vityk 1994; Knight a Bodnar 1989);

Elektronová mikroanalýza (EDAX)

Byla provedena na přístroji CamScan S4 - Link ISIS 300 EDX analyzator na PřF UK Praha za těchto podmínek: standardizace (kobalt); I_{abs} [nA] – 0,991 až 1,014; ± 2s (%) – 0,3 %; intenzita 1807 až 1914. Anylytik Patrície Týcová.

Katodová luminiscence

Katodová luminiscence "studeného" typu xxxxx ve spojení s mikroskopem LEICA xxx .

Neutronová aktivační analýza

Stabilní izotopy

Separace minerálů (turmalín a křemen) byla provedena pomocí binokulárního mikroskopu a následný rozklad a přípravu vzorků provedla ing. Pudilová v laboratoři stabilních izotopů PřF UK. Analýzy izotopového složení kyslíku byly provedeny v laboratořích ČGS Praha.

Ramanova spektroskopie

Identifikace pevných a plynných fází fluidních inkluzí některých vzorků byla provedena He-Ne monochromatickým laserem o vlnové délce 632,8 nm a energii 2 mW na Přírodovědecké fakultě Univerzity v Portu (Portugalsko). Tento přístroj byl spojen s optickým mikroskopem Olympus a vysoce citlivým CCD fotoaparátem. Typické časy analýz se pohybovaly kolem 20 sekund.

5. JEDNODUCHÉ PEGMATITY

5.1. Obecná charakteristika

Tento druh pegmatitu je jednoznačně dominantním typem ve Vlastějovicích. Hlavními složkami jsou plagioklasy (albit až andezín), K-živec (mikroklin) a křemen, přičemž pro všechna tělesa je charakteristické, že dominantní jsou vždy živce a křemen se převážně vyskytuje v podružném množství (zřídka vytváří též křemenné čočky). Mocnost pegmatitových žil je velice proměnlivá – od několika cm až po několik m, nejčastěji se však pohybuje mezi 20-60 cm. Podle toho, který ze živců je dominantní můžeme jednoduché pegmatity rozdělit na mikroklin-křemenné, plagioklas-křemenné (dominantní) a plagioklas-mikroklin-křemenné. Ostatní mineralogické schéma je především ovlivněno

kontaminací pegmatitové taveniny v důsledku asimilace skarnových hornin, která se projevuje vytvářením kontaktních lemů na hranici skarn-Tyto lemy jsou tvořeny pegmatit. amfibolem, převážně granátem, biotitem, chloritem (vzácně i Typická je pyroxenem). velká akumulace fluoritu, který je nezřídka dominantním minerálem těchto lemů, oproti jeho koncentraci v samotných pegmatitových tělesech, kde není příliš častý. Mocnost těchto lemů je velice proměnlivá (až 20 cm, nejčastěji však do 10 cm). nezáleží na mocnosti pegmatitové žíly a jejich kontakt se skarnem je neostrý (pokud není kontaktní lem přítomen tak je kontakt žil se skarnem ostrý). Z dalších minerálů je přítomen allanit, apatit (jejichž koncentrace stoupá s podílem K-živce v pegmatitu) a epidot.

Pegmatity mají hrubozrnnou strukturu, křemen se živci velice často písmenkovitě srůstá a jejich sklon je velice proměnlivý – od velice strmých až vertikálních žil po zcela horizontální,



přičemž je patrná závislost mezi mocností žil a jejich sklonem, nejvíc mocné žíly mají velké úhly sklonu a naopak horizontální žíly mají mocnosti do 15 cm. Pokud pegmatity narazí na kontakt skarnortorula, do ortoruly nepokračují a vykliňují.

Převážná většina pegmatitů nevykazuje zonálnost, která je typická pro diferenciovanější tělesa (pomineme-li kontaktní lemy, které však netvoří zónu v pravém slova smyslu) a jejich struktura je homogenní, ale bylo nalezeno jedno těleso které vykazuje jistou zonálnost, kterou ovšem nelze srovnávat s typickou zonálností diferenciovaných granitických pegmatitů (rozdílná mineralogie, textury a geochemie). Toto těleso se nacházelo v granáticko-pyroxenickém skarnu a bylo mocné až 180 cm. Bylo možné vyčlenit čtyři různé zóny na základě mineralogického složení (Obr. xx.):

- okrajová zóna proměnlivé mocnosti je tvořena plagioklasovým (oligoklas) pegmatitem s velmi malým množstvím křemene, fluoritu a allanitu.
- 2) přechodná zóna je tvořena stejným pegmatitem jako zóna první, ale navíc obsahuje amfibol.
- 3) vnitřní zóna je tvořena K-živcovým (mikroklin) pegmatitem se zaoblenými zrny amfibolu automorfního tvaru až 2 cm velkými, ve kterých jsou patrné inkluze mikroklinu +/- křemene a plagioklasu. Kromě těchto minerálů je přítomno velké množství allanitu a vzácněji i apatit.
- jádro je tvořeno pouze K-živcem, který vytváří velké krystaly. Tato zóna je velice malá a nemá jasné omezení vůči svému okolí a proto její vymezení je spíše ilustrativní.

Toto pegmatitové těleso je typickým příkladem silné kontaminace pegmatitové taveniny skarnovým materiálem, která se projevuje krystalizací amfibolu, ačkoliv kontakt skarnu a pegmatitu je

velice ostrý, kromě asi 10 cm úzkého pruhu. (detail viz. obr. xx). Sklon toho tělesa byl velice strmý až 80°.

Kromě tohoto tělesa byly nalezeny úlomky mikroklinkřemenného pegmatitu s černým turmalínem (skorylem) na 4. patře lomu na Holém vrchu. Turmalín s křemenem písmenkovitě srůstá, což je prvotní náznak pokročilejší diferenciace pegmatitových těles (Novák, 2003; ústní sdělení).

Dalším typem pegmatitů, které byly postiženy kontaminací jsou plagioklas-mikroklin-křemenné pegmatity s muskovitem, které prorážejí ortorulu na 3. patře lomu na Holém vrchu. Tyto tělesa mají malou mocnost (do 30 cm) a muskovit zcela jistě pochází z ortoruly, protože se vyskytuje pouze v kontaktních částech pegmatit se skarnem.

Pegmatity jsou někdy pronikány žilami kalcitů a křemennými žilami malých mocností (do 10 cm). Karbonáty lze také nalézt v trhlinách mezi zrny křemene a fluoritu.



Obr. xx – detail zonálnosti pegmatitového tělesa

Často jsou pegmatity impregnovány rudními minerály prorážejících karbonátových žil s Sbmineralizací.

5.2. Mineralogie a geochemie

Plagioklas

Plagioklas je hlavním minerálem většiny pegmatitových těles. Tvoří bílá zrna až několik cm velká, která velmi často písmenkovitě srůstají s křemenem. V mikroskopu je bezbarvý s velmi nízkým reliéfem (pokud není postižený sericitizací) a patrné je polysyntetické lamelování. Lamely jsou velmi tenké a jejich úhel zhášení je mezi 5 a 20°. Z chemickým analýz vyplívá že bazicita plagioklasů kolísá

od An₀ (čisté albity) po An₃₅ (andezín), ale nejčastěji se pohybuje mezi An₁₀ a An₃₀ (oligoklas). Plagioklasy jsou velice sericitizované často a obsahy ortoklasové komponenty jsou velice nízké (max. 2 %). V katodové luminiscenci vykazují plagioklasy nevýrazné barvy (světle hnědé, ojediněle



i světle modré. Zonálnost není příliš částá, obr. xx zobrazuje zonální plagioklas, kde je patrný nárůst albitové komponenty směrem do středu zrna při postupující krystalizaci.

K-živec

K-živec se vyskytuje v asociaci s plagioklasem nebo tvoří samostatná pegmatitová tělesa. Tvoří žlutavě červená až světle červená zrna až několik cm velká. Ve výbruse je bezbarvý s charakteristickým mikroklinovým mřížkováním. které indikuje že se jedná o mikroklin. Chemické složení (*viz. analýzy v příloze xx.*) odpovídá Or_{80-97} Ab₀₋₁₉, obsahy An nepřekračují 1 %. Často undolózně zháší a někdy je pertitický (Obr. xx), lamely jsou vřeténkovitého tvaru a jejich chemické složení je blízké čistému albitu (*An₀ až An₅*). Mikrokliny tvoří také inkluze až 2 mm velké v amfibolu ze zonálního tělesa. V katodové luminiscenci má K-živec nevýrazné barvy (světle hnědá-až světle modrá).



Obr. xx. - ternární graf složení živců

Obr. xx. – zrno mikroklinu v amfibolu



Obr. xx. - pertitický živec (zpětně odražené elektrony)



Křemen

Křemen tvoří pouze malá zrna (do 1 cm) v plagioklasových, K-živcových a smíšených pegmatitech, zřídka v nich vytváří čočky o velikosti až několik cm. Pokud se vyskytuje v turmalínových pegmatitech, je převážně asociován s turmalínem (skorylem) se kterým písmenkovitě srůstá. Jeho barva je světle, zřídka i tmavě šedá. V mikroskopu křemen undulózně zháší a je patrné že je místy silně rozpukán (zejméná na kontaktu s turmalínem

Amfibol

Amfibol je hlavním minerálem kontaktních lemů na hranici skarn-pegmatit (pokud je vyvinut) a tvoří také zrna v silně kontaminovaném zonálním pegmatitu (*Obr. zonálu*). Velikost zrn dosahuje až 3 cm a

barva je černo-hnědá. Z klasifikačního diagramu vápenatých amfibolů (Leake et al. 1997) je patrné že se jedná ferropargasit, nicméně rozlišovacím kritériem mezi ferropargasitem a hastingsitem je množství Fe³⁺, které může být značně proměnlivé. Z chemické analýzy je patrné že se jedná o amfibol s příměsí TiO₂ (až 0,62 %) a Na₂O (až 2,71 %). Z analýzy stopových prvků pomocí neutronové aktivační analýzy (*přiloha xx*) vyplívá že je obohacen o Be (58 ppm), Zn (339 ppm), As (15 ppm), Nb (91 ppm) a Sn (621 ppm). V mikroskopu je amfibol pleochroický (světle až tmavě hnědý).

Při řezu na osu c jsou patrné štěpné trhliny, které spolu svírají úhel 120°. Amfibol je asociován s titanitem, biotitem (který tvoří často lemy amfibolových zrn) a chloritem (který amfibol zatlačuje). Křivka distribuce REE vykazuje rovnoměrnou distribuci REE, pouze Eu tvoří výraznou negativní anomálii (*Obr. xx. – REE*).



Obr. xx. – klasifikační diagram Ca-amfibolů - $Al^{IV} \ge Fe^{3+}$ (Leake et al., 1997)

Titanit

Titanit tvoří až 2 mm velká zrna "psaníčkovitého" tvaru makroskopicky hnědé barvy. Ve výbrusu mají žluté barvy a je patrné že jsou silně korodované. Titanit se vyskytuje především na kontaktu skarnu a pegmatitu v asociaci s amfibolem a biotitem nebo tvoří zrna v K-živci v asociaci s allanitem a apatitem. Chemická analýza (*přiloha xx*) ukazuje že se jedná o titanit, který je velmi obohacen o Al₂O₃ (až 6 %) a také pravděpodobně obsahuje OH, F (až 2 %). Titanit ze středu pegmatitu je velice obohacen o tantal (až 3600 ppm) oproti titanitu z kontaktu pegmatitu (pouze 0,03 ppm). Ze křivek distribuce REE je patrné, že titanit prošel tavením při kterém došlo k silné frakcionaci REE (Obr. xx). Patrné je zejména celkové ochuzení REE u titanitu z kontaktu skarn-pegmatit (možná krystalizace granátu a allanitu) oproti titanitu ze středu pegmatitu a výrazně záporná Eu anomálie u titanitu ze středu pegmatitu.



Obr. xx – korodované zrno titanitu s apatitem (zpětně odražené elektrony)



Obr. xx. – Distribuce REE titanitu a amfibolu (hodnoty chondritu podle Boynton, 1984)

Biotit

Biotit se vyskytuje pouze v asociaci s amfibolem, příp. titanitem. Tvoří malé lupínky (do 5 mm), které lemují amfibol. Ve výbrusu je typicky pleochrocký (světle až tmavě hnědý) a po okrajích je zatlačován chloritem. Z analýzy (*přiloha xx*) je patrná převaha FeO nad ostatními kationty (MgO, K₂O, TiO₂ a MnO).

Chlorit

Chlorit se vyskytuje v asociaci s amfibolem a biotitem, které po okrajích zatlačuje. V mikroskopu má typickou zelenou barvu. Na základě poměru Fetot a Si (analýza viz. přiloha chlority xx) lze zařadit do skupiny pseudothuringitu (Obr. xx.). Cathelineau (1988) navrhla chloritový termometr pouze na základě zastupování Al-Si, Jowett (1993) uvažuje navíc obsahy FeO a MgO. Vypočítané teploty podle obou autorů zobrazuje Tab. xx.

Tab. xx. – Teploty vzniku chloritů (°C)

vzorek	Cathelineau (1988)	Jowett (1993)
VL1	249,59	258,27
VL4	268,37	282,23



Obr. xx - Klasifikační pole chloritů (podle?)

Allanit

Allanit je vápenatý silikát lehkých vzácných zemin (LREE), Th a U patřící do skupiny epidotu. Je typický pro pegmatity pronikající skarny v Českém Masivu. Tvoří černě smolná protáhlá zrna až několik mm velká a je silně metamiktní (přítomnost Th), což se projevuje typickým zbarvením okolních minerálů (patrné je to zejména na fluoritu, který má v jeho okolí až černou barvu). Allanit se

vyskytuje téměř ve všech pegmatitových tělesech, ale jeho koncentrace stoupá s podílem K-živce. Velice často asociován s apatitem a titanitem. Ve výbrusech tvoří shluky bezbarvých převážně zaoblených zrn, které mají vysoký reliéf. Při zkřížených nikolech je slabě anizotropní. Obsahy LREE (La, Ce, Nd) v allanitu jsou až 8,54 % a ThO₂ až 5,11 % (Tab. xx). Často podléhá alteraci, která se makroskopicky projevuje přítomností žlutého bastnäsitu - (Ce, La, Y) (CO₃)F. Další alterační produkty studoval Goliáš (2002).



Obr. xx - Zrna allanitu ve zkřížených nikolech

Apatit

Apatit není makroskopicky patrný, nicméně je velice častý zejména v pegmatitech s velkým podílem K-živce a obsahujícím allanit a titanit. Tvoří kulovitá nebo protáhlá zrna až 0,3 mm velká, které mají ve zkřížených nikolech vysoké interferenční barvy. V katodové luminiscenci má svítivě žlutou barvu. Neobsahuje žádné příměsi, které by se daly detekovat elektronovou mikroanalýzou (EDAX).

Granát

Granát se vyskytuje především v kontaktních lemech na hranici skarn-pegmatit a pouze ojediněle v centrálních partiích pegmatitu. Oba dva případy jsou spjaté s kontaminací pegmatitů skarnovým materiálem. Spolu s granátem se hojně vyskytuje i pyroxen a epidot, kteří s ním často srůstají. Zonálnost granátů v mikroskopu a ve zpětně odražených elektronech není patrná. Granáty jsou andradit-grossulárového typu s malým podílem almandinové a spessartinové komponenty (Obr. xx., přiloha xx). Zhodnot rozdíl mezi skarnovejma a pegmatitovejma



Obr. xx. - zrno granátu srůstající s pyroxenem, epidotem a fluoritem (zpětně odražené elektrony)



Obr. xx. - ternární graf granátů z kontaktu pegmatitu a skarnu

Pyroxen

Pyroxen se vyskytuje v asociaci s granátem a epidotem se kterými často srůstá. Často je po okrajích zatlačován chloritem. Zonálnost není vyvinuta. Složením odpovídá hedenbergitu s malou příměsí egirinové komponenty (až 6,6 %) (Obr. xx.). Zhodnot rozdíl mezi skarnovejma a pegmatitovejma.



Obr. xx. – Chemické složení pyroxenů

Epidot, Zoisit

Epidot se vyskytuje v tenkých karbonátových žilkách v asociaci se zoisitem, který tvoří hlavní výplň těchto žilek (max. 1 mm mocných), nebo v asociaci s granátem a pyroxenem na kontaktu skarnpegmatit. Vytváří zelené sloupcovité krystaly, které mají ve zkřížených nikolech vysoké interferenční barvy. Chemické složení odpovídá čistému Fe, Al epidotu pouze s velmi malým množstvím MnO (0,15 %) a TiO₂ (0,15 %). Zoisit obsahuje pouze 1,15 % *FeO*. V katodové luminiscenci mají oba minerály zeleno-žluté barvy (Obr. xx.)



Obr. xx. – žilky zoisitu s epidotem (zpětně odražené elektrony)



Obr. xx. – žilka zoisitu s epidotem (katodová luminsence)

Kalcit

Kalcit se vyskytuje v trhlinách mezi zrny fluoritu a nebo v hydrotermálních žilkách protínající pegmatity. Tvoří také spolu s epidotem tenké žilky v pegmatitu (*Obr. xx.*).

Turmalín

Turmalín byl zjištěn pouze v jednom tělese jednoduchého K-živec pegmatitu (ze kterého byly nalezeny pouze úlomky). S turmalínem písmenkovitě srůstal křemen, který byl jeho v blízkosti značně podrcen. Přestože nebyla provedena analýza turmalínu, makroskopicky je nápadně černý a jedná se tedy s největší pravděpodobností o skoryl. V mikroskopu je silně pleochroický (světle až tmavě hnědý)

Fluorit

Fluorit je popsán v samostatné kapitole 3.9.

5.3. Inkluze tavenin

Hojné inkluze tavenin byly nalezeny v allanitu. V žádném jiném minerálu nebyly zjištěny. Inkluze jsou *jednofázové* nebo *polyfázové* a jejich velikost dosahuje až 20 µm. Velice často obsahují pevné fáze různých tvarů, které jsou ale vzhledem ke špatné průhlednosti allanitu obtížně rozpoznatelné. Inkluze mají nejčastěji kulovité nebo (v případě dvoufázových inkluzí) protáhlé až obdélníkové tvary.



Obr. xx - polyfázová inkluze taveniny



Obr. xx - polyfázová inkluze taveniny



Obr. xx. - polyfázová inkluze taveniny



Obr. xx. - jednofázové inkluze taveniny

5.4. Studium fluidních inkluzí

5.4.1. Mikrotermometrie jednotlivých vzorků

Vzorek VL – 1

Makroskopický popis

Vzorek pochází z haldoviny na 5. etáži, ale velice pravděpodobně se jedná o silně kontaminovaný pegmatit z kontaktní zóny pegmatitu. Je tvořen převážně hnědočerveným granátem a bezbarvým až fialovým fluoritem a variabilním množstvím křemene a plagioklasy. Granát srůstá převážně s fluoritem.



Mikroskopický popis

Hnědočervený granát tvoří velká nepravidelná zrna srůstající s ostatními minerály. Křemen se vyskytuje pouze v asociaci s živcem se kterým srůstá. Fluorit písmenkovitě srůstá s křemenem, plagioklasem a granátem, je silně rozpukán a má brekciovitý vzhled, mikroskopecké trhliny (0,1 mm mocné) jsou vyplněny kalcitem. Na styku fluoritu a kalcitu se vyskytují kostrovité útvary, které představují rozpouštění fluoritu při průniku fluid s kalcitem. Kalcit neproniká do křemene, plagioklasu ani granátu. Plagioklas (oligoklas) je silně sericitizovaný.

Studium fluidních inkluzí

Fluorit

Ve fluoritu nebyly nalezeny žádné bezpečně primární inkluze, ale pouze velké množství sekundárních inkluzí, které by se daly rozdělit do tří skupin (FS1, FS2 a FS3) na základě jejich morfologie, teplot homogenizace a počtu pevných fází. Inkluze jsou dvoufázové (FS3) či polyfázové (FS1, FS2) H₂O typu, kapalinou bohaté s poměrně konstantním stupněm zaplnění – Fv ≈ 0.9 -0.95. Většina z nich obsahuje jednu (FS2) či více pevných fází (FS3). Pevné fáze jsou různých tvarů – hexagonální, tabulkové, sloupečkovité atd. a při zahřívání až do 500°C nedošlo k jejich rozpuštění/tavení. Je jisté že tyto pevné fáze nepředstavují dceřinné, ale zachycené krystaly. Velikost inkluzí je značně proměnlivá (5-50 µm). Nejvíce četné jsou inkluze FS1, nejméně FS2. Tyto 3 typy inkluzí mají podobné mikrotermometrické charakteristiky – Th(L) 150-220°C (vyšší teploty mají inkluze typu FS1, nejnižší naopak inkluze typu FS3), první tání je velice špatně pozorovatelné, ale je pravděpodobné že nastává při teplotách okolo -30° C, Tm_{ice} od -8 do $+2^{\circ}$ C, což odpovídá salinitám 8,7 – 0,3 hmot. % NaCl ekv. Inkluze tvoří široké traily, které přetínají i několik zrn fluoritu a kalcitu, který vznikl jako produkt vyhojení trhlin mezi zrny fluoritu, je tedy pravděpodobné, že tyto sekundární inkluze jsou časově vázány právě na tyto procesy (brekciaci fluoritu a vznik kalcitu). Fakt, že traily těchto inkluzí zásadně nepřecházejí do okolního křemene indikuje, že brekciace fluoritu pravděpodobně následovala po jeho vzniku.

Obecně se dá říci, že čím více inkluze obsahuje pevných fází, tím je její teplota Th_{tot} i salinita větší. Při teplotách vyšších než 250° C dochází velice často k dekripitaci inkluzí.



Obr. xx - polyfázové (FS1) inkluze

Obr. xx - polyfázové (FS1) inkluze





Obr. xx - dvoufázové (FS3) inkluze

Křemen

Situace v křemeni je značně nepřehledná. Všechna zrna jsou protkána *jednofázovými* inkluzemi (**QS4**) velice malých rozměrů (do 5 µm), plynného i kapalného charakteru, přičemž plynné převažují. Tyto inkluze tvoří jak traily, tak různé shluky. Jednofázové inkluze mají většinou menší velikost než inkluze dvoufázové a nebyly nikdy nalezeny v ostatních minerálech. Vzácně byly nalezeny *dvoufázové* inkluze H₂O typu o velikosti do 25 µm, kapalinou bohaté s poměrně konstantním stupněm zaplnění – $Fv \approx 0.9$ -0.95, které tvoří trail (**QS2**). Tm_{ice} -0.2 až -0.3°C odpovídá salinitám 0.4 – 0.5 hmot. % NaCl ekv.; Th(L) = 160-182°C. Dále byly nalezeny *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu pravidelného (převážně zaobleného) tvaru s poměrně konstantním stupněm zaplnění Fv ≈ 0.85 . Tmice těchto inkluzí se pohybovaly kolem -1,5°C, což odpovídá salinitám 2,6 hmot. % NaCl ekv. a Th(L) = 199-231°C (**QS1**).



Obr. xx.- sekundární inkluze

Obr. xx. - jednofázové inkluze

Kalcit

Byl nalezen jeden trail, který vypadal, že je vázán pouze na kalcit, který vyplňuje trhliny mezi zrny fluoritu. Tento trail má Th(L) okolo 130°C a Tm_{ice} od -2,9 do -3,4°C, což odpovídá salinitám 4,8-5,6 hmot. % NaCl ekv (**CP1**).

	QS1	QS2	QS4	FS1	FS2	FS3	CP1
minerál	křemen	křemen	křemen	fluorit	fluorit	fluorit	kalcit
složení	H ₂ O						
typ	2f	2f	1f	Pf	Pf/2f	2f	Pf
generace	sekundární	sekundární	sekundární	sekundární	sekundární	sekundární	primární
T _{vymrz}	-46	-46	-46	-46	-46	-46	-46
Tmice	neznámé	-0,2 až -0,3	neznámé	-3,8 až -5,6	-1,1	-0,1 až -0,15	-2,9 až -3,4
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	neznámá	2,1	neznámá	6,2 až 8,7	1,9	0,2 až 0,3	4,8 až 5,6
Th(L)	199 až 231	160 až 182		160 až 220	149 až 165	119 až 139	114 až 135
F(v)	0,8	0,9-0,95		0,9	0,9	0,95	0,9

Tab. 1. – Mikrotermometrické charakteristiky inkluzí vzorku VL-1





Obr. xx. – Teploty homogenizace inkluzí v křemeni a kalcitu



Obr. xx - Salinita vs. teplota homogenizace sekundárních inkluzí



Vzorek VL – 2

Makroskopický popis

Vzorek pochází z haldoviny na 4. etáži, jednalo se pravděpodobně o čerstvě odstřelený materiál. Pegmatit se skládá převážně z bílého plagioklasu, vzácněji růžového K-živce, křemene a černého turmalínu skorylu. Turmalín tvoří s křemenem písmenkovitý srůst.

Mikroskopický popis

Plagioklas (oligoklas) je silně sericitizovaný, stejně jako vzácný Kživec, který silně undulózně zháší a byl před přeměnou pravděpodobně



pertitický. Křemen písmenkovitě srůstá s turmalínem, který je silně pleochroický – světle hnědý až tmavě hnědo-černý a podél trhlin je často zatlačován chloritem. Křemen je v blízkosti turmalínu silně porušen a rozpukán.

Studium fluidních inkluzí

Křemen

Situace v křemeni je i zde značně nepřehledná, vzhledem k tomu, že všechny zrna jsou opět doslova protkány *jednofázovými* **sekundárními** inkluzemi H_2O typu (**QS4**), které lze také nalézt na hranicích zrn.

Dvoufázové, kapalinou bohaté **sekundární** inkluze H₂O typu se vyskytují zřídka a jsou vázány převážně na větší zrna křemene. Tyto inkluze mají větší rozměry (do 20 µm) než *jednofázové* inkluze, jsou pravidelné, netvoří traily, ale spíše shluky v křemenných zrnech. Na základě rozdílného stupně zaplnění lze tyto inkluze rozdělit na 2 typy – inkluze s Fv \approx 0,9-0,95 a inkluze s Fv \approx 0,75-0,8. Tm_{ice} těchto inkluzí kolísá mezi -1,2 a 2°C, což odpovídá salinitám 1,9-3,4 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) inkluzí prvního typu se pohybují mezi 202 a 224°C a Th(L) druhého typu inkluzí mezi 283 a 289°C. Po skončení mikrotermometrie bylo patrné zvětšení plynné fáze u některých inkluzí, tzn. že při jejich zahřívání došlo velice pravděpodobně k slabému porušení a skutečné teploty homogenizací mohou být o pár stupňů nižší. Vzhledem k malému množství naměřených dat nejsou u tohoto vzorku vyneseny histogramy.



Obr. xx. dvoufázové inkluze QS1 typu s traily jednofázových inkluzí QS4 typu

	QS1	QS2	QS4
minerál	křemen	křemen	křemen
složení	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O
typ	2f	2f	1f
generace	sekundární	sekundární	sekundární
Tmice	neznámé	-0,2 až -0,3	neznámé
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	neznámá	2,1	neznámá
Th(L)	202 až 231	160 až 182	
F(v)	0,75 až 0,8	0,9-0,95	

Tab. 1. – Mikrotermometrické charakteristiky inkluzí vzorku VL-2

Vzorek VL – 3 Makroskopický popis

Vzorek pochází ze strmě ukloněné zonální žíly mocné až 1 m (bližší popis v kapitole 3.6.1), přesněji z její K-živecamfibol zóny. Tato zóna se skládá z červeného K-živce a automorfních zrn amfibolu. Kromě toho je makroskopicky patrný ještě allanit, který tvoří smolně černá zrna až 3 mm velká.

Mikroskopický popis

Amfibol tvoří automorfní zrna hnědožluté barvy, s ním je často přítomen biotit, který je po okrajích



zatlačován chloritem. K-živec (mikroklin) je slabě sericitizovaný a kromě samotné matrix vzorku tvoří také kulovitá zrna, silně undulózně zhášející, v amfibolu. Kromě těchto minerálů je přítomen allanit kulovitého tvaru, který velice často tvoří také zrna tvořící velké shluky až pěti zrn. S ním je často asociován apatit, tvořící kulovitá nebo silně protáhlá zrna vysokých interferenčních barev a titanit psaníčkovitého tvaru (silně korodovaný). Vzácně je přítomen také křemen, který tvoří zrna podobně jako mikroklin v amfibolu.

Studium fluidních inkluzí

Allanit

Sekundární *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze pravděpodobně ?H₂O-CO₂? typu (**TAS1**) pravidelných zaoblených tvarů (Fv \approx 0,6-0,65), tvoří plošné traily i shluky v zrnech allanitu. Velikost se pohybuje mezi 5 a 15 µm. Přestože měly inkluze malé rozměry a zrna allanitu jsou špatně průhledná, bylo zřejmé že mezi +7,5 a +7,9°C roztála nějaká pevná fáze (charakteristické posunutí plynné fáze). Vzhledem k těmto teplotám je pravděpobné, že se jedná o klatrát. Odmíšení kapalné a plynné fáze CO₂ však nebylo možné rozlišit (ani při velkém zvětšení). Homogenizace CO₂ byla pravděpodobně na kapalinu při teplotách menších než 0°C a teploty totálních homogenizací Th_{tot}(L) se pohybují v rozmezí 290 až 330°C. Kromě těchto inkluzí byly nalezeny sekundární *dvoufázové* H₂O inkluze pravidelných i nepravidelných tvarů (velikost do 20 µm) s proměnlivým stupněm zaplněním Fv \approx 0,9-0,95 (**QS2**) s Tmice mezi -2,3 a +3°C (vyšší teploty tání ledu je pravděpodobně zapříčiněno

metastabilním chováním) což odpovídá salinitám 0 až 3,9 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizací Th(L) těchto inkluzí se pohybují mezi 120 a 230°C.

Titanit

V titanitu byly nalezeny pouze **sekundární** kapalinou bohaté *dvoufázové* inkluze ?H₂O-CO₂? typu s Fv \approx 0,6-0,65 a podobnými teplotami homogenizace 339-348°C jako inkluze typu **TAS1** v allanitu, je tedy pravděpodobné že se jedná o stejnou generaci. Teploty tání pevných fází nebylo možné naměřit díky špatné viditelnosti. Kromě těchto inkluzí byly nalezeny také *dvoufázové* inkluze H₂O typu s Fv \approx 0,9-0,95 (**QS2**) a nízkými teplotami homogenizace Th(L) = 120-160°C.

Apatit

Apatit se vyskytuje zřídka a vždy v asociaci s allanitem. V jednom protáhlém zrnu apatitu byly nalezeny pravděpodobně **primární** *dvoufázové* inkluze H_2O -CO₂ typu o velikosti do 20 µm. Bohužel byl úlomek tak křehký, že se před samotným měřením zničil takže nebylo možné naměřit mikrotermometrické charakteristiky těchto inkluzí.



Obr. xx. - dvoufázové inkluze v allanitu

Obr. xx. - dvoufázové inkluze v allanitu



Obr. xx. - dvoufázové inkluze v titanitu

Obr. xx. – dvoufázové inkluze v apatitu

Tab. 1. – Mikrotermometrické charakteristiky inkluzí vzorku VL-3

	TAS1	TAS1	QS2	QS2	
minerál	allanit	titanit	allanit	titanit	
složení	?H ₂ O-CO2?	?H ₂ O-CO ₂ ?	H ₂ O	H ₂ O	
typ	2f	2f	2f	2f	
generace	sekundární, příp.	sekundární, příp.	sekundární	sekundární	
generate	pseudosekundární	pseudosekundární	sekuluarin	Sekundarin	
Tm-CO ₂	neznámá	neznámá			
Th-CO-	neznámá (ale pravděpobně	neznámá (ale pravděpobně			
111-CO ₂	homogenizace na V)	homogenizace na V)			
Tm _{CLATH}	7,3 až 7,9	neznámá			
Tmice	neznámé	neznámé	-2,3 až -0,1	neznámá	
Salinita (hmot.	4 1 až 5 2	neznámá	0 2 až 3 9		
% NaCl ekv.)	1,1 WE 5,2	noznama	5,2 už 5,9		
Th(L)	290 až 330	339-348	339-348 120-230		
F(v)	0,6 až 0,65	0,6 až 0,65	0,9-0,95	0,9-0,95	

Obr. xx – Teploty homogenizace $\ensuremath{?H_2O-CO_2?}$ inkluzí (TAS1) a $\ensuremath{H_2O}$ sekundárních inkluzí (QS2)



Vzorek VL-4 Makroskopický popis

Vzorek pochází z plagioklas-křemenného pegmatitu 5. etáže. Pegmatit tvořil žílu strmě ukloněnou o mocnosti kolem 60 cm. Vlastní vzorek se skládal z velké křemenné čočky uvnitř plagioklaskřemenného pegmatitu, který písmenkovitě srůstá. Kromě křemene a živce byl vzácně patrný fluorit.

Mikroskopický popis

Zhotovení výbrusu bylo k mikrotermometrickým účelům a proto je celý výbrus tvořen křemenem, pouze na okrajích plagioklasem (oligoklas).

Studium fluidních inkluzí

Křemen

V křemeni byly nalezeny shluky **sekundárních** *dvoufázových* inkluzí H₂O typu pravidelných tvarů, avšak s velice proměnlivým stupněm zaplnění (**QS3**). Lze je rozdělit do dvou skupin – inkluze bohaté plynem (Fv $\approx 0,5$) a inkluze bohaté kapalinou (Fv $\approx 0,6-0,7$). Velikost obou typů byla až 30 µm. Tm_{ice} těchto inkluzí byly pravděpodobně kolem -5°C, což by odpovídalo salinitám 7,9 hmot. % NaCl ekv. a jejich teploty homogenizace Th(L,V) = 346-385°C. Vzhledem k tomu že část těchto inkluzí homogenizovala na plyn a část na kapalinu je velice pravděpodobné, že vznikaly z heterogenních fluid, čemuž odpovídá i jejich velice proměnlivý stupeň zaplnění.

Další typ **sekundárnich** inkluzí představují *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu pravidelných tvarů (velikost mezi 15 a 30 μ m), které tvoří shluky v křemenném zrnu, či spíše plošné trail(y) (**QS2**). Tyto inkluze lze na základě teplot homogenizací rozdělit do dvou skupin – inkluze s Fv \approx 0,85 a teplotami homogenizace Th(L) = 210-230°C a inkluze s Fv \approx 0,9-0,95 a teplotami homogenizace Th(L) = 150-200°C. Tm_{ice} obou typů se pohybuje mezi -1,9 až -2,7°C což odpovídá salinitám 3,2 - 4,9 hmot. % NaCl ekv.

Kromě těchto typů inkluzí je přítomno velké množství **sekundárních** *jednofázových* inkluzí H_2O typu (**QS4**) velmi malých rozměrů (do 5 µm) které se vyskytují samostatně, tvoří traily nebo vyplňují mezizrnné prostory.



Obr. xx. - sekundární dvoufázové inkluze

Obr. xx. - sekundární dvoufázové inkluze

	QS2	Q83	QS4
minerál	křemen	křemen	křemen
složení	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O
typ	2f	2f	1f
generace	sekundární	sekundární	sekundární
Tmice	-1,9 až -2,7	-5	neznámá
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	3,2 až 4,9	7,9	
Th(L)	150 až 230	346 až 385	
F(v)	0,85-0,95	0,5-0,7	

Tab. xx. - Mikrotermometrické charakteristiky vzorku VL-4

Obr. xx. - Teploty homogenizace sekundárních inkluzí



amfibolu. Kromě těchto minerálů je makroskopicky patrný ještě allanit, který tvoří smolně černá zrna až 3 mm velká a růžovo-fialový

fluorit, který se často koncentruje do čočkovitých útvarů až 5 cm mocných.

Mikroskopický popis

Vzorek VL - 10

Vzorek pochází

m (bližší

strmě

1

v kapitole

"peckovitých"

Plagioklas (oligoklas) je slabě sericitizovaný a tvoří převážnou část vzorku. Fluorit je silně rozpukán a tvoří pravidelná ostrohranná zrna. Mezery mezi těmito zrny jsou vyplněny kalcitem. Allanit tvoří kulovitá zrna a fluorit okolo něj je zbarvený do fialové barvy, což je způsobeno metamiktní povahou allanitu.

Studium fluidních inkluzí Fluorit

Ve fluoritu byly nalezeny 4 typy inkluzí (FS1, FS2, FS3 a FS4). První typ (**FS4**) jsou *polyfázové* plynem bohaté inkluze H₂O typu s Fv \approx 0,6 až 30 µm velké a obsahující jednu nebo vzácně i dvě pevné fáze. Tyto inkluze tvoří traily uvnitř fluoritového zrna a zdá se že nepokračují do dalších zrn, nicméně tyto inkluze budou velice pravděpodobně **sekundární**. Pevné fáze mají rozmanité tvary – sloupečkovité, hexagonální, kulovité aj., ani při teplotách okolo 600°C nedošlo k jejich rozpouštění/tavení a je jisté že se jedná o zachycené (ne dceřinné) krystaly Tm_{ice} se pohybovala mezi - 0,3 a -0,4 (salinita 0,5 až 0,7 hmot. % NaCl ekv.) a teploty homogenizace Th(L) jsou v širokém intervalu mezi 308 a 372°C.

Druhý typ inkluzí (FS1, FS2) jsou **sekundární** *polyfázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu s Fv ≈ 0.9 (velikost do 40 µm) obsahující několik (FS1) nebo pouze jednu (FS2) pevnou fázi rozličných tvarů. Tm_{ice} se pohybuje v rozmezí mezi -2,7 a -1,8°C což odpovídá salinitám 2,1 až 4,5 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) = 142-244°C jsou závislé na počtu pevných fází (čím více pevných fází tím vyšší teploty homogenizace)

Třetí typ inkluzí (FS3) jsou **sekundární** *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu s $Fv \approx 0.95$ (až 40 µm velké) bez pevných fází a nízkými teplotami homogenizace Th(L) – 127-193°C (salinitu Tm_{ice} se nepodařilo určit).

Ramanova spektrometrie

Pevné netající fáze v inkluzích typu FS1, FS2 a FS4 byly na základě ramanové spektrometrie jednoznačně identifikovány jako **kalcity** (obr. xx.). V některých inkluzích typu FS4 byly zjištěny nízké obsahy CO_2 do 5 % (obr. xx).



Obr. xx. – Ramanovo spektrum s charakteristickými píky při 1082,1 cm-1 odpovídající kalcitu. Ostatní píky odpovídají fluoritu, který tvoří matrix vzorku.

Obr. xx. – Ramanovo spektrum s charakteristickými píky při 1281,5 a 1304,2 cm-1 odpovídající CO₂ (zvětšeno).





Obr. xx. - polyfázové (FS4) inkluze

Křemen

V křemeni byly nalezeny převážně **sekundární** kapalné i plynné *jednofázové* inkluze H₂O typu (**QS4**) o velikosti do 5 µm, které tvoří traily. Mnohem vzácnější jsou traily sekundárních *dvoufázových* kapalinou bohatých inkluzí H₂O typu (**QS2**) (Fv \approx 0,95) tvořící traily o neurčené salinitě a teplotách homogenizace.

Tab. 1. – Mikrotermometrické charakteristiky inkluzí vzorku VL-10

	FS1	FS2	FS3	FS4
minerál	fluorit	fluorit	fluorit	fluorit
složení	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O
typ	Pf	Pf/2f	2f	Pf
generace	sekundární	sekundární	sekundární	sekundární
Tmice	-2,6 až -2,8	-1,7 až -1,8	-0,1 až -0,2	-0,3 až -0,4
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	4,3 až 4,6	2,9 až 3,1	0,2 až 0,4	0,5 až 0,7
Th(L)	142 až 244	144 až 165	127 až 193	308 až 372
F(v)	0,9	0,9	0,9 - 0,95	0,6

Obr. xx. - Teploty homogenizace sekundárních inkluzí ve fluoritu



Vzorek VL – 21 Makroskopický popis

Vzorek byl odebrán z horizontálně uloženého pegmatitu asi 20 cm mocného. Jednalo se plagioklas-křemenný pegmatit. Plagioklas je bílý ale z velké svojí části je pokryt zeleným jílovým minerálem (pravděpodobně halloysitem).

Mikroskopický popis

Výbrus byl zhotoven za účelem studia fluidních inkluzí a proto je složen převážně z křemene, který tvoří zrna do 5 mm. Plagioklas je částečně sericitizovaný.



Studium fluidních inkluzí

Křemen

V křemeni bylo nalezeno velké množství **sekundárních** inkluzí, které by se na základě jejich pozice a salinit mohly rozdělit do 3 skupin, ale toto rozdělení je spíše orientační. První typ tvoří pravidelné *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu o velikosti do 10 µm a Fv \approx 0,9, které tvoří trail pseudosekunárního charakteru (následuje přírůstkovou zónu uvnitř křemenného zrna), avšak vzhledem k velmi nízkým teplotám homogenizace Th(L) – 150-183°C se s největší pravděpodobností jedná o inkluze sekundární (**QS2**). Tm_{ice} těchto inkluzí je –1,0 až –1,1°C což odpovídá salinitám 1,7 až 1,9 hmot. % NaCl ekv. Druhým a třetím typem jsou *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu o velikosti do 40 µm a Fv \approx 0,9 (**QS2**). Tyto inkluze mají podobné teploty homogenizace Th(L) = 150-195°C a liší se pouze salinitami – druhý typ má Tm_{ice} v rozmezí -1,4 a -1,5°C což odpovídá salinitám 2,4 až 2,6 hmot. % NaCl ekv., třetí typ má Tm_{ice} mezi -1,9 a –1,8°C což odpovídá salinitám 3,1 až 3,2 hmot. % NaCl ekv. Oba typy (a asi i typ první) patří pravděpodobně k jedné generaci fluid. Kromě těchto inkluzí se ve vzorku vyskytuje velké množství kapalných i plynných **sekundárních** *jednofázových* inkluzí H₂O typu (**QS4**) tvořící dlouhé traily, jdoucí až přes několik zrn nebo vyplňující trhliny mezi křemennými zrny.



Obr. xx. – sekundární inkluze vypadající že vyplňují přírůstkovou zónu

Obr. xx. - sekundární inkluze

Tab. 1. – Mikrotermometrické charakteristiky inkluzí vzorku VL-21

	QS2	QS4
minerál	křemen	křemen
složení	H ₂ O	H ₂ O
typ	2f	1f
generace	sekundární	sekundární
Tmice	-1,0 až -1,9	neznámá
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	1,7 až 3,2	neznámá
Th(L)	150 až 195	
F (v)	0,9	

Obr. 1. – Teploty homogenizace sekundárních inkluzí



Vzorek VL – 23 Makroskopický popis

Vzorek pochází z plagioklas-křemenného pegmatitu asi 20 cm mocného. Plagioklas je bílý a s šedým křemenem písmenkovitě srůstá. Kromě těchto dvou minerálů se vzorku vyskytuje fluorit růžovo-červené barvy tvořící akumulace až 3 cm velké a místy je přítomen také černý amfibol.

Mikroskopický popis

Výbrus byl vytvořen pro studium fluidních inkluzí a proto se skládá pouze s křemene, který tvoří zrna uvnitř plagioklasu.

Studium fluidních inkluzí

Křemen

V tomto vzorku byly nalezeny zcela prokazatelné **primární** inkluze (**QP1**), tvořící shluky až 20 inkluzí v křemenných zrnech. Inkluze jsou *dvoufázové* H₂O-CO₂ typu, pravidelných tvarů (obdélníkové, trojúhelníkové, elipsovité) a jejich velikost je větší (až 15 μ m) než okolních sekundárních inkluzí. Poměr H₂O ku CO₂ fázi, je kolem 0,6. Už při malém zvětšení je patrná přítomnost dvou nemísitelných kapalin LH₂O a LCO₂ a také plynné CO₂. Teplota vymrznutí těchto primárních inkluzí se nedá přesně určit, ale leží v intervalu mezi -100 a -120°C. Teplota tání pevného CO₂ se pohybuje v úzkém intervalu -56,9 až -56,7°C což indikuje že kromě CO₂ je v inkluzích přítomno max. 3 % CH₄ při teplotách homogenizace CO₂ na kapalinu kolem 20°C (*Heyen et al.*). Tm_{ice} není možné naměřit, ale pravděpodobně nastává kolem 0°C. Teplotu tání hydrátu CO₂ (klatrátu) Tm_{cla} nebylo snadné určit, ale po několika pokusech je jisté že se pohybuje v rozmezí +7,7 až +7,9°C což odpovídá salinitám 4,1 až 4,4 hmot. % NaCl ekv. Teplota homogenizace CO₂ (ThCO₂) se pohybuje mezi +19,6 a +28,8°C (hlavní interval mezi +28 a +28,9°C) a způsob homogenizace je na kapalinu (L) až kritický (C). Teplotu celkové (totální) homogenizace Th_{tot} není možné určit, neboť při teplotách nad 370°C dochází k dekripitaci inkluzí. Odhad možné Th_{tot} činí asi 410 až 430°C.



Kromě těchto inkluzí jsou velmi časté **sekundární** *jednofázové* kapalné i plynné inkluze H₂O typu (**QS4**), které tvoří traily, samostatné inkluze a traily v mezizrnných prostorech. Mnohem vzácnější jsou **sekundární** *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (velikost až 10 µm) s Fv \approx 0,75-0,8 (**QS1**) tvořící traily nebo samostatné inkluze. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v intervalu -2,5 a -0,7°C což odpovídá salinitám 1,2 až 4,2 hmot. % NaCl ekv a jejich teploty homogenizace Th(L) jsou v rozmezí 267 až 273°C. Posledním typem jsou **sekundární** kapalinou bohaté dvoufázové inkluze H₂O typu (**QS2**) s Fv \approx 0,9 (velikost až 20 µm) tvořící traily. Jejich Tm_{ice} je mezi -0,5 a -0,3°C což odpovídá salinitám 0,5 až 0,9 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) se pohybují mezi 155 a 175°C.



Obr. xx. - primární H2O-CO2 inkluze

Obr. xx. - primární H2O-CO2 inkluze



Obr. xx. – primární H_2O - CO_2 inkluze



Obr.xx. – traily sekundárních H₂O inkluzí

	QP1	QS1	QS2	QS4
minerál	křemen	křemen	křemen	křemen
složení	$H_2O - CO_2$	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O
typ	2f	2f	2f	1f
generace	primární	sekundární	sekundární	sekundární
Tmice	neznámá	-0,7 až -2,5	-0,5 až -0,3	neznámá
TmCO ₂	-56,9 až -56,7			
Tm _{CLATH}	+7,7 až +7,9			
ThCO ₂ (L)	+19,6 až +28,9			
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	4,1 až 4,4	1,2 až 4,2	0,5 až 0,9	
T _{dek}	370 až 410			
Th(L)		267 až 273	155 až 175	
Th(V)	410 až 430			
F(v)	0,6	0,75 – 0,8	0,9	

Obr. 1. – Teploty homogenizace CO_2











Obr. 1. – Teploty homogenizace sekundárních inkluzí



Obr. 1. – Graf salinita vs. teplota homogenizace zobrazující pozici primárních a sekundárních inkluzí



5.4.2. Shrnutí dosažených výsledků studia fluidních inkluzí

Křemen

Primární inkluze jsou velice vzácné, byly nalezeny pouze v jednom vzorku (VL-23) a jsou označovány jako **QP1** typ. Jedná se o dvoufázové inkluze H_2O-CO_2 typu tvořící shluky nebo izolované výskyty. Velikost se pohybuje o 5 do 15 µm a poměr H_2O ku CO_2 fázi je přibližně 0,6. Teplota tání pevného CO_2 Tm CO_2 se pohybuje v intervalu -56,9 až -56,7°C a teplota homogenizace plynného CO_2 Th CO_2 (L) se pohybuje nejčastěji v rozmezí od +28 do +28,9°C. Tání klatrátu Tm_{CLATH} nastává při teplotách +7,7 až +7,9 což odpovídá salinitám 4,1 až 4,4 hmot. % NaCl ekv. Teplotu celkové homogenizace nebylo možné naměřit, protože při teplotách 370 až 410°C docházelo k dekripitaci inkluzí, nicméně je možné Th_{tot}(V) odhadnout na 410 až 440°C.

Sekundární inkluze – v křemeni bylo nalezeno velké množství sekundárních fluidních inkluzí, které lze na základě jejich složení, pozice, stupni zaplnění (Fv), salinit a teplot homogenizace rozdělit do čtyř skupin (QS1, QS2, QS3, QS4), přičemž za nejstarší generaci je pokládána skupina QS1, naopak QS4 je skupina nejmladší.

QS1 – dvoufázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0,75-0,8) o velikosti do 15 µm. Inkluze tvoří malé intragranulární traily, shluky nebo izolované výskyty a mají pravidelné zaoblené tvary. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -2,5 až -0,7°C, což odpovídá salinitám 1,2 až 4,2 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) = 199 až 289°C.

QS2 – dvoufázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0,9-0,95) o velikosti do 20 µm. Inkluze tvoří intra nebo intergranulární traily, které protínají i několik zrn křemene, shluky nebo izolované výskyty a mají převážně nepravidelné tvary, často se vyskytují v asociaci s typem QS4. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -2,7 až -0,1°C, což odpovídá salinitám 0,2 až 4,5 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) = 140 až 238°C.

QS3 – dvoufázové kapalinou bohaté (Fv \approx 0,6-0,7) a plynem bohaté (Fv \approx 0,5) inkluze H₂O typu převážně pravidelných zaoblených tvarů. Velikost inkluzí byla až 30 µm. Inkluze tvořily shluk a byly

nalezeny pouze v jednom zrnu a jediném vzorku (VL-4). Tm_{ice} těchto inkluzí se nepodařilo přesně určit, ale pravděpodobně se pohybovala kolem -5° C, což by odpovídalo salinitám kolem 7,9 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L, V) se pohybovaly v rozmezí 346 a 385°C.

QS4 – jednofázové kapalné i plynné inkluze H₂O typu převážně velice malých rozměrů (do 5 µm) vzácně až 20 µm tvořící zejména plošné intergranulární traily, které protínají i několik zrn křemene nebo vyplňují trhliny mezi jednotlivými zrny křemene.

Fluorit

Primární inkluze nebyly ve fluoritu nalezeny.

Sekundární inkluze jsou ve fluoritu velmi hojné a na základě jejich morfologie, stupni zaplnění a počtu zachycených minerálních fází je lze rozdělit do čtyř skupin (FS1, FS2, FS3, FS4).

FS1 – polyfázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0.9) o velikosti až 25 µm obsahující několik pevných fází. Inkluze tvoří plošné intergranulární traily, které přetínají i několik zrn fluoritu, a mají pravidelné převážně šestiboké tvary. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -3.8 až -5.6°C, což odpovídá salinitám 6.2 až 8.7 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) = 160 až 220°C.

FS2 – polyfázové/dvoufázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0,95) o velikosti do 40 μm obsahující jednu nebo žádnou pevnou fázi Inkluze tvoří krátké intragranulární traily v asociaci s inkluzemi typu FS1. Tm_{ice} inkluzí se pohybuje okolo -1,1°C, což odpovídá salinitám 1,9 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) se pohybují v rozmezí 149 až 165°C.

FS3 – dvoufázové kapalinou bohaté (Fv ≈ 0,95) inkluze H₂O typu převážně nepravidelných tvarů. Velikost inkluzí dosahuje až 50 µm. Inkluze tvoří intra i intergranulární traily protínající i několik zrn křemene. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -0,1 až -0,15°C, což odpovídá salinitám 0,2 až 0,3 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) se pohybují v rozmezí 102 až 156°C.

FS4 – polyfázové plynem bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0,6) o velikosti až 30 µm a obsahující jednu pevnou fázi, která byla ramanovou spektrometrií identifikována jako kalcit. Inkluze tvoři intragranulární plošné traily. Tm_{ice} se pohybuje v rozmezí -0,3 až -0,4 což odpovídá salinitám 0,5 až 0,7 hmot. % NaCl ekv. Teplota homogenizace se pohybuje mezi 308 a 372°C.

Allanit

Primární inkluze nebyly v allanitu nalezeny.

Sekundární inkluze jsou zastoupeny dvoufázovými pravděpodobně H₂O-CO₂ inkluzemi **TIALS** typu (poměr H₂O ku CO₂ fázi je přibližně 0,6). Velikost inkluzí je max. 10 µm. Tm_{CLATH} se pohybuje v rozmezí +7,3 a +7,9 což by odpovídalo salinitám 4,1 až 5,2 hmot. % NaCl ekv. Teplota homogenizace Th_{tot} (L) je v rozmezí 290 až 330°C. Ostatní mikrotermometrické charakteristiky nebylo možné vzhledem k nízké průhlednosti naměřit. Druhým typem inkluzí jsou inkluze QS2 typu s Tm_{ice} od -0,1 do -2,3°C (salinita 0,2 až 3,9 hmot. % NaCl ekv.) a teplotami homogenizace Th(L) = 120 až 230°C.

Titanit

Primární inkluze nebyly v titanitu nalezeny.

Sekundární inkluze jsou zastoupeny inkluzemi **TIALS** typu o teplotách homogenizace Th(L) v rozmezí 339 a 348°C. Dalším typem inkluzí jsou inkluze QS2 typu o Th(L) = 120-160°C. Tm_{ice} obou typů se nepodařilo naměřit kvůli špatné průhlednosti vzorku.

Apatit

Primární inkluze byly v apatitu pravděpodobně zastoupeny H_2O-CO_2 inkluzemi velmi malých rozměrů (do 5 µm). Vzhledem k velké křehkosti vzorku a jeho porušení se nepodařilo určit mikrotermometrické charakteristiky.



Obr. xx. – Histogram teplot homogenizací (Th $_{\rm tot})$ primárních i sekundárních inkluzí jednoduchých pegmatitů





6. PEGMATITY S ASOCIACÍ U-Th (Ti-Zr-Nb-Ta)

6.1. Obecná charakteristika a mineralogie

Tyto pegmatity jsou velice vzácné. Pegmatity se skládají převážně z plagioklasu, K-živce (pravděpodobně mikroklin), křemene, fluoritu. Plagioklas tvoří zrna až 1 mm velké a je velice často silně postižen sericitizací, pokud není tak je pod mikroskopem možné pozorovat typické polysyntetické lamelování (Obr. xx). Úhel zhášení lamel je od 15 do 20° což odpovídá oligoklasu až andezínu. K-živec je makroskopicky růžovo-červený, tvoří zrna velká až 3 mm a je téměř vždy sericitizovaný. Křemen tvoří zřetelně menší zrna než živce a často undulózně zháší. Velice často se vyskytuje kalcit, který vyplňuje trhliny (*Obr. xx.*). Fluorit je velice hojný a má tmavě fialovou-černou barvu, která je způsobena metamiktizací radioktivních minerálů (Obr. xx.). Tvoří shluky až několik cm velká nebo samostatná zrna o velikosti. Kromě těchto minerálů se vyskytují také uraninit, thorit, zirkon, anatas a pyrochlor, které poprvé velice krátkou zmínkou popsali Rezek a Kryst (1985). Uraninit tvoří zrna až 250 µm velká (Rezek a Kryst, 1985 popisují zrna o velikosti až 5 mm) idiomorfních (krychle) průřezů (Obr. xx). V odraženém světle má světle šedou barvu a v jeho asociaci se vyskytují idiomorfní krystaly **pyritu** až 30 µm velké a také metamiktní **zirkon**, který tvoří převážně sloupcovitá zrna až 50 µm velká. Mikroskopicky je velice špatně odlišitelný od thoritu, který popisují Rezek a Kryst (1985). Goliáš (2002) popisuje nález pyrhotinu v asociaci s thoritem a ryzího bizmutu a bismutinu v asociaci s uraninitem.

Obr. xx – polysynteticky lamelovaný plagioklas obklopený zrny K-živce a křemene



Obr. xx – sericitizovaný K-živec, který pronikají žilky kalcitu



Obr. xx – zrno fluoritu silně postižené metamiktizací uraninitu



Obr. xx - uraninit s pyritem (odražené světlo)



6.2. Studium fluidních inkluzí

Vzorek A

Makroskopický popis

Pegmatit je tvořen převážně K-živci, plagioklasem a křemenem. Velice častý je černý amfibol se kterým je asociován světle až tmavě fialový fluorit a biotit. Patrný je pyrit se kterým se vyskytují idiomorfní krystaly uraninitu až 1 mm velké.

Mikroskopický popis

Křemen tvoří zrna o velikosti do 1 mm a srůstá se zrny plagioklasu a K-živce (zrna až několik mm velká). Živce jsou velice často postižené



sericitizací, zejméa K-živce. Fluorit tvoří zrna až 2 mm velká a velice často jsou s ním asociovány radioktivní minerály (uraninit, příp. thorit), které způsobojí jeho ttmavě fialové zbarvení. Uraninit tvoří idiomorfní krystaly o velikosti X0 až X00 µm velká a spolu s ním byl nalezen metamiktní zirkon.

Studium fluidních inkluzí

Křemen

V křemeni nebyly nalezeny **žádné primární** inkluze, ale bylo nalezeno velké množství **sekundárních** inkluzí, které lze na základě jejich morfologie, typu, stupňi zaplnění (Fv) a teplotám homogenizace rozdělit do čtyř skupin.

Prvním typem jsou velice pravidelné (šestiúhelníkové) *dvoufázové* plynem bohaté inkluze H₂O typu o velikosti až 15 µm a stupni zaplnění Fv ≈ 0.5 (**UQS1**). Tyto inkluze tvořily shluky až 20 inkluzí nebo samostatné izolované inkluze. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v úzkém rozmezí -1,1 až -1,3°C, což odpovídá salinitám 1,9 až 2,1 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th (L) se pohybují v intervalu 280 až 371°C.

Druhým typem jsou *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv \approx 0,6-0,7) o velikosti do 15 µm (**UQS2**). Tento typ inkluzí se vyskytuje v asociaci s typem UQS1 a vzhledem k tomu že má podobné mikrotermometrické charakteristiky (Tm_{ice} -1,1 až -1,8°C – salinita 1,9 až 2,9 hmot. % NaCl ekv.; Th (L) = 305-370°C) jedná se pravděpodobně o stejný typ fluid jako UQS1, jediným rozdílem jsou velice pravidelné tvary inkluzí UQS1 typu.

Třetím typem jsou *dvoufázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv \approx 0,9), které mají velikost do 30 µm (**UQS3**) a které se vyskytují v intra i intergranulárních trailech spolu s jednofázovými inkluzemi (převážně kapalnými) velice malých velikostí do 5 µm (**UQS4**). Dvoufázové inkluze mají Tm_{ice} kolem -0,3°C, což odpovídá salinitám kolem 0,5 hmot. % NaCl ekv a Th (L) v rozmezí 115 a 198°C.

Obr. xx. – šestiúhelníkové inkluze (UQS1) v asociaci s inkluzemi typu UQS2

Obr. xx. – shluk inkluzí typu UQS2



Fluorit

Ve fluoritu nebyly nalezeny žádné primární inkluze.

Sekundární inkluze jsou tvořeny *polyfázovými* plynem bohatými inkluzemi H₂O typu (Fv \approx 0,5-0,6) o velikosti až 25 µm s charakteristickou pevnou fází až 10 µm velkou (**FS4**). Tuto pevnou fázi obsahují téměř všechny inkluze. Inkluze tvoří intragranulární trail a jejich mikrotermometrické charakteristiky jsou stejné jako inkluzí tohoto typu v jednoduchých pegmatitech (Tm_{ice} -0,4 až -0,5°C – salinita 0,7 až 0,9 hmot. % NaCl ekv. a Th (L) = 348 až 369°C). Trail těchto inkuzí protíná trail *dvoufázových* kapalinou bohatých inkluzí (Fv \approx 0,9) pravděpodobně UQS3 typu, jejichž Tmice se pohybuje v rozmezí -0,8 až -1,0°C (salinita 1,4 až 1,7 hmot. % NaCl ekv.) a Th (L) v rozmezí 185 a 224°C.



Obr. xx. – trail polyfázových inkluzí FS4 typu, který protíná trail inkluzí UQS3 typu





Obr. xx – Graf salinita vs. teplota homogenizace sekundárních inkluzí

7. LITHNÝ (ELBAIT) PEGMATIT

7.1. Obecná charakteristika a mineralogie

Toto těleso je naprosto ojedinělé, přes postupující těžbu na Holém vrchu byl do dnešní doby objeven pouze jeden pegmatit tohoto typu.

Pegmatitové těleso tvořilo ve skarnu příkře upadající žílu velmi kolísavé mocnosti, která byla v naduřelé části mocná až skoro 2 m (Čech, 1985). Kontakt pegmatitu se skarnem byl velice ostrý, pouze v některých partiích lze spařit lupínky černého biotitu až 1 cm velké. Pegmatit má zonální strukturu, byly identifikovány tři zóny:

- hrubozrnný plagioklas-křemenný pegmatit s turmalínem (obr. xx), podle Čecha (1985) dochází ke hrubnutí tohoto typu směrem do centra pegmatitu
- velmi jemnozrnný plagioklas-křemenný pegmatit s typickou písmenkovitou strukturou (obr. xx), který tvoří v hrubozrnném pegmatitu izolované čočky až 20 cm velké (obr. xx)
- (3) blokový K-živec pegmatit, který tvoří jádro (*core*) pegmatitové tělesa (obr. xx) s častými dutinami



Obr. xx. – kontakt hrubozrnného plagioklas-křemenného pegmatitu a jemnozrnného písmenkovitého plagioklas-křemenného pegmatitu

Obr. xx. - blokový K-živec pegmatit s elbaitem

Pegmatit náleží do třídy LCT pegmatitů, komplexního typu (elbaitového subtypu) ve smyslu klasifikací podle Černý (1998), Novák a Povondra (1995). *Opravdu je to tak?*

Hrubozrnný plagioklas-křemenný pegmatit s turmalínem

Tento typ tvoří převážnou část pegmatitu. Má hrubozrnnou strukturu, skládá se převážně z plagioklasu, křemene, turmalínu a malého množství K-živce. Kromě toho obsahuje v přikontaktních partiích i šupinky biotitu až 1 cm velké a fluorit, který je většinou bezbarvý až růžový a tvoří akumulace zrn do 3 cm velké. **Plagioklas** má makroskopicky bílou barvu a tvoří zrna až několik cm velká. Bazicita plagioklasu se pohybuje kolem An₂₃ a jedná se tedy o oligoklas s max.příměsí An do 2 %. Pokud tvoří lamely v zrnu K-živce má hodnoty bazicity An₇ (albit). V mikroskopu je bezbarvý a ve zkřížených nikolech je velice dobře patrné charakteristické lamelování (úhel zhášení lamel 15°). Zonálnost není patrná a některá zrna jsou částečně sericitizované. **Křemen** je makroskopicky šedý a tvoří zrna až několik mm velká. **K-živec** má světle růžovou až červenou barvu, tvoří zrna až 4 mm velké srůstající s plagioklasem a křemenem a často je pertitický. Z chemické analýzy vyplývá že obsahuje 89 až 93 % Or komponenty a max. 11 % Ab komponenty. **Turmalín** je makroskopicky černý, tvoří sloupcovité krystaly až 3 cm velké a písmenkovitě srůstá s křemenem. V mikroskopu je

často pleochroický (světle šedý až černý).

Jemnozrnný plagioklas-křemenný pegmatit

Tvoří pouze čočky v hrubozrnném pegmatitu. Plagioklas tvoří bílá zrna velikosti max. několik mm, která



písmenkovitě srůstají s šedým křemenem podobné velikosti (obr. xx). Plagioklas náleží oligoklasovému složení (An_{20-23}) s malým obsahem ortoklasu do 2 %. Velice často undolózně zháší, stejně jako křemen. Kromě těchto dvou minerálů je velice častý K-živec, který tvoří malá zrna (do 1 mm) v plagioklasu. K-živec obsahuje 88-89 % ortoklasové komponenty a 7-11 % albitové komponenty.

Blokový K-živec pegmatit

Obr. xx – písmenkovitá struktura jemnozrnného plagioklaskřemenného pegmatitu

Tento typ pegmatitu je tvořen krystaly

draselného živce až 4 cm velkými a tvoří centrální část pegmatitu. Velice často se vyskytuje černý turmalín, který tvoří zrna až několik cm velká písmenkovitě srůstající s křemenem (obr. xx), a růžový elbait. Typický je výskyt zonálních turmalínů až 5 cm velkých, jejichž jádra tvoří černý skoryl a na něj ostře narůstá až 5 mm mocná obalová zóna růžového elbaitu (Čech, 1985). Selway (1999) provedla analýzu turmalínů ze všech zón pegmatitu a stanovila takovouto posloupnost krystalizace – Ca-bohatý skoryl \rightarrow Ca-skoryl \rightarrow (Ca, Mn) skoryl \rightarrow (Ca, Mn) elbait-skoryl \rightarrow Mn-bohatý elbait-skoryl \rightarrow Mn-bohatý Fe-skoryl \rightarrow (Ca, Mn) bohatý elbait \rightarrow elbait-liddicoatit. Velice často se v této zóně vyskytují dutiny, které obsahují **bavenit** – Ca₄Al₂Be₂(Si₉O₂₆)(OH₂), **danburit** – CaB₂(Si₂O₈) (Čech, 1985). Velice vzácně se vyskytl albit, který tvoří namodralé krystaly až 2 cm velké narůstající na zrna blokového K-živce (Obr. xx). *Kolumbit se vyskytl kde?*. Kromě těchto minerálů popisuje Čech (1985)



7.2. Studium fluidních inkluzí

Vzorek LI-1

Makroskopický popis

Vzorek pochází z hrubozrnného plagioklaskřemenného pegmatitu, blízko kontaktu s jemnozrnným typem. Kromě bílého plagioklasu a šedého křemene, které tvoří zrna až 1 cm velké, obsahuje černý turmalín (skoryl).

Mikroskopický popis

Výbrus byl zhotoven za účelem studia fluidních inkluzí a proto je složen převážně z křemene,



který tvoří zrna do 1 cm a plagioklasu. V mikroskopu je křemen velice čirý a také plagioklas je velice málo sericitizovaný a jeho průhlednost je velice dobrá. V křemeni bylo nalezeno velké množství tmavých pevných fází převážně jehlicovitých tvarů, které mohou dosahovat délky až 0,5 mm a jejichž tvary jsou velice proměnlivé, většinou však tvoří přímé jehlice.

Studium fluidních inkluzí

Křemen

V křemeni bylo nalezeno velké množství inkluzí sekundárních, ale také množství primárních a příp. pseudosekundárních inkluzí. Je velice těžké posoudit zejména pozici příp. pseudosekundárních inkluzí, ale vzhledem k jejich složení a teplotám homogenizace je možné je pokládat spíše za pseudosekundární než sekundární.

Primární inkluze představují *polyfázové* H₂O-CO₂ inkluze elipsovitých tvarů (**QLP1**) proměnlivých velikostí až 20 µm, které tvoří shluky, krátké traily nebo samostatné inkluze v křemenných zrnech. Stupeň zaplnění těchto inkluzí vyjádřený jako poměr celkového CO_2 a H_2O je slabě variabilní a pohybuje se mezi 0,6 a 0,7. Pro tyto inkluze je charakteristická přítomnost tmavé pevné fáze jehlicovitého tvaru o velikosti až 30 µm, která tyto inkluze "propichuje" (Obr. xx.) nebo se vzácněji vyskytuje pouze uvnitř inkluzí (tato fáze představuje zachycený minerál). Vzhledem k tomu že se tyto jehlicovité pevné fáze vyskytují i mimo fluidní inkluze tak je velice pravděpodobné, že se vytvářely spolu s hostitelským minerálem a primární fluidum se na nich následně zachytávalo. Kromě této pevné fáze je možné, že některé inkluze obsahují i jiné velice drobné fáze, které mají nízké reliéfy, ale vzhledem k velikosti inkluzím se to nedá tvrdit s určitostí. Při pokojové teplotě není přitomno plynné CO₂, které se u některých inkluzí objevuje až po několikerém ochlazení a následném zahřátí, u jiných není vidět nikdy. K vymrznutí inkluzí dochází při více než -95°C (charakteristické smrštění CO₂ fáze) a při následném zahřívání dochází k tání pevného CO₂ (TmCO₂) pří teplotě -56,6°C (pouze jedna inkluze měla TmCO₂ -56,7°C) což indikuje, že v inkluzích nejsou přítomny další plyny jako CH₄, N₂ apod. Tm_{ice} nebylo vzhledem k malé velikosti a špatné průhlednosti možné určit. Teplota homogenizace ThCO₂ (L) se pohybuje v rozmezí mezi +27,4 a +28,3°C, nicméně u některých inkluzí není parciální homogenizace vidět vůbec, ale vzhledem k tomu že se zcela jistě jedná o inkluze stejné generace bude parciální homogenizace s největší pravděpodobností na L. Teplotu tání klatrátu Tm_{cla} není možné určit (vzhledem k tajícim pevným fázím), ale vzhledem k obecně nízkým salinitám pegmatitů a naměřeným salinitám ostatních inkluzí, je jisté že se bude pohybovat v rozmezí mezi 5 a 10°C. Teploty celkové homogenizace Th_{tot} nebylo možné u velké většiny inkluzí naměřit, vzhledem k tomu že při více než 390°C dochází k jejich dekripitaci, ale podle odhadu se pohybují mezi 420 až 440°C (V). Jedna inkluze homogenizovala při 420°C aniž by dekripitovala). Při ochlazování těchto inkluzí bylo patrné, že již kolem -43°C začínají v inkluzích zřetelně vymrzat nějaké pevné fáze, které nemohly představovat led, klatrát ani CO₂. Při -110°C byla u jedné inkluze patrná přítomnost sloupečkovitých pevných fází až 5 µm velkých. Při následném zahřívání bylo patrné že při teplotách kolem -8°C pravděpodobně dochází k tání některých pevných fází a při teplotách kolem -5°C bylo tání již velice zřetelné. Při teplotách kolem 39°C došlo k roztání pevné fáze, což se projevilo nepatrným narovnáním LCO₂. Toto bylo patrné i následně při teplotách 41,6°C a 47,4°C (po těchto teplotách již k žádnému tání nedocházelo), je tedy možné že v inkluzi byly původně přitomny minimálně 3 pevné fáze. Při následném zpětném ochlazování bylo patrné že dochází k opětovnému vymrzání těchto pevných fází. Tyto fáze zcela jistě představují dceřinné (nezachycené) minerály.

Obr. xx. – primární H₂O-CO₂ s charakteristickou pevnou fází jehlicovitého tvaru



Obr. xx. – primární H₂O-CO₂ s charakteristickou pevnou fází jehlicovitého tvaru



Obr. xx. – primární H₂O-CO₂ inkluze při -110°C. V dolní části inkluze jsou patrné 3 dceřinné minerály sloupečkovitých tvarů – *nachkolit?*



Obr. xx. – primární H_2O-CO_2 inkluze při 39°C. V dolní části inkluze je patrný již jen 1 dceřinný minerál – *nachkolit*?



Pseudosekundární (příp. sekundární) inkluze jsou ve vzorku dosti vzácné, přesto byly identifikována jedna generace těchto inkluzí

Tuto generaci představují vzácné (byly nalezeny pouze čtyři) *dvoufázové* H₂O-CO₂ inkluze pravidelných tvarů (obdélníkové, trojúhelníkové, negativní krystaly aj.) o velikostech až 20 μ m (**QLPS1**). Tyto inkluze tvoří malé shluky nebo samostatné inkluze a byly nalezeny v asociaci s primárními inkluzemi. Stupeň zaplnění těchto inkluzí vyjádřený jako poměr celkového CO₂ a H₂O je kolem 0,6 a je konstantní. Inkluze neobsahují žádné pevné fáze a při pokojové teplotě je patrná přítomnost dvou nemísitelnácj kapalin LCO₂ a LH₂O a plynného CO₂. K vymrznutí inkluzí dochází při více než -77°C (charakteristické smrštění CO₂ fáze) a při následném zahřívání dochází k tání pevného CO₂ (TmCO₂) pří teplotě -57,0 až -56,9°C což indikuje, že v inkluzích je příměs CH₄ do 3 % (*Heyen et al.*). Tm_{ice} nebyla vzhledem k špatné průhlednosti určena. Teplota homogenizace ThCO₂ (L) se pohybuje mezi +21 a +28°C, teplota tání klatrátu Tm_{cla} nastává v rozmezí +7,4 a +7,8°C (což odpovídá salinitám 4,3 až 5 hmot. % NaCl ekv.). Teploty celkové homogenizace Th_{tot} nebylo možné u

velké většiny inkluzí naměřit, vzhledem k tomu že při více než 300°C dochází k jejich dekripitaci, ale podle odhadu se pohybují v rozmezí 320 a 350°C (V).

Sekundární inkluze jsou v tomto vzorku zastoupeny čtyřmi typy.

Prvním typem jsou dvoufázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu pravidelných (oválných, příp. trojúhelníkových) tvarů (**QLS1**) o velikosti až 20 μ m. Tyto inkluze tvoří intragranulární traily v křemenných zrnech. Stupeň zaplnění Fv ≈ 0.8 je konstatní a Tm_{ice} se pohybuje v úzkém intervalu - 2,9 až -3,1°C což odpovídá salinitám 4,8 až 5,1 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) se pohybují mezi 270 a 356°C.

Druhým typem jsou *polyfázové* kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (**QLS2**) pravidelných i nepravidelných tvarů a různých velikostí (max. až 25 μ m), obsahující jednu nebo i několik pevných fází jehlicovitého tvaru (pravděpodobně stejná minerální fáze jaká je přítomna v primárních inkluzí QLP1) a vzácněji i pevné fáze převážně tabulkovitých tvarů s nízkým reliéfem. Inkluze tvoří malé shluky ale také traily a jejich stupeň zaplnění Fv ≈ 0.9 -0.95 je relativně konstantní. Tmice těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -2,8 až -1,5°C, což odpovídá salinitám 2,6 až 4,6 hmot. % NaCl ekv. Zdá se že čím více jehlicovitých pevných fází inkluze obsahuje tím vyšší je její salinita (podobně jako tomu je v sekundárních inkluzích ve fluoritu v jednoduchých pegmatitech). Teploty homogenizací se pohybují v intervalu 172 a 214°C.

Třetím typem inkluzí jsou dvoufázové kapalinou bohaté inkluze pravidelných (protáhlých) i nepravidelných tvarů H₂O typu (velikost do 20 μ m), které tvoří intra i intergranulární traily (**QLS3**). Fv těchto inkluzí je v rozmezí 0,9-0,95, Tm_{ice} -0,9 až -0,1 což odpovídá salinitám 0,2 až 1,6 hmot. % NaCl ekv. a teploty homogenizace Th(L) ve velkém rozpětí 128 až 219°C.

Čtvrtým typem jsou pak *jednofázové* kapalné inkluze H₂O typu (**QLS4**) velice malých rozměrů (do 5 mm) tvořící intergranulární traily a vyplňující mezery mezi křemennými zrny, nebo se vyskytují v podobě kapalných inkluzí větších rozměrů doprovázejíce traily dvoufázových inkluzí QLS5 typu.

Obr. xx. – pseudosekundární inkluze H_2O - CO_2 typu QLPS1

Obr. xx. - sekundární inkluze QLS1 typu



Obr. xx – sekundární inkluze QLS2 typu s pevnou fází jehlicovitého tvaru



Obr. xx – sekundární inkluze QLS2 typu s pevnou fází jehlicovitého tvaru a pevnou fází tabulkovitého tvaru



Tab. xx. – Mikrotermometrické charakteristiky vzorku LI-1

	QLP1	QLPS1	QLS1	QLS2	QLS3	QLS4	
minerál	křemen	křemen	křemen	křemen	křemen	křemen	
složení	$H_2O - CO_2$	$H_2O - CO_2$	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	H ₂ O	
typ	Pf	2f	2f	2f	2f	1f	
generace	primární	pseudosekundární	sekundární	sekundární	sekundární	sekundární	
Tmice	neznámá	neznámá	-2,9 až -3,1	-2,8 až -1,5	-0,9 až -0,1	neznámá	
TmCO ₂	-56,6 až -56,7	-56,9 až -57,0					
Tm _{CLATH}	neznámá	+7,4 až +7,8					
ThCO ₂ (L)	+27,4 až +28,3	+21 až +28					
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)		4,3 až 5	4,8 až 5,1	4,8 až 5,1 2,6 až 4,6			
T _{dek}	390 až 430	300 až 310					
Th(L)			270 až 356	172 až 214	128 až 219		
Th(V)	410 až 430	320 až 350					
F(v)	0,61	0,5	0,8	0,9-0,95	0,95		

Obr. xx. – Teploty homogenizace CO₂ primárních a pseudosekundárních inkluzí







- 54 -

Obr. xx. – Teploty tání pevného CO₂ primárních a pseudosekundárních inkluzí



Obr. xx. – Teploty homogenizace sekundárních inkluzí



Vzorek LI-15

Makroskopický popis

Vzorek pochází z hrubozrnného plagioklas-křemenného pegmatitu. Plagioklas tvoří bílá zrna o velikosti až 1cm. Křemen je světle šedý a dosahuje rozměrů max. 5 mm. Turmalín se vyskytuje v podobě černých dlouze protažených zrn až 1 cm velkých.

Mikroskopický popis

Křemen je ve výbrusu velice čirý a tvoří zrna až 5 mm velká, která jsou často rozpukány na menší podél trhlin. Velice často tvoří také inkluze až několik mm velké v zrnech plagioklasu, který je místy velice čirý a místy částečně sericitzovaný. V zrnech křemene byly opět nalezeny černé pevné fáze jehlicovitých tvarů (velikost až 20 μ m), ale pouze vzácně. Velice vzácně také byly tyto inkluze nalezeny v zrnech plagioklasu, kde jich bylo pohromadě několik a spolu s nimi byly nalezeny pevné inkluze neznámého minerálu (pravděpodobně křemene).



Obr. xx. – pevné jehlicovité fáze a pevné inkluze (pravděpodobně křemen) v plagioklasu

Studium fluidních inkluzí

Křemen

Ve vzorku bylo nalezeno velké množství sekundárních inkluzí, nicméně pouze velice vzácně s pevnými fázemi jehlicovitého tvaru.

Primární inkluze H_2O-CO_2 typu (stupeň zaplnění CO_2/H_2O 0,7, **QLP1** typ) byly nalezeny pouze v jednom místě a jejich velikost byla tak malá (do 5 µm), že se nepodařilo naměřit jejich mikrotermometrické charakteristiky.

Pseudosekundární (pravděpodobně) inkluze byly nalezeny v asociaci s primárními inkluzemi QLP1. Jedná se o *polyfázové* H₂O-CO₂ inkluze pravidelných i nepravidelných tvarů o velikosti až 20

μm (**QLPS2**). Stupeň zaplnění těchto inkluzí vyjádřený jako poměr celkového CO₂ a H₂O je slabě variabilní a pohybuje se mezi 0,8 a 0,9. Každá inkluze tohoto typu obsahuje jednu černou pevnou fázi zaoblených tvarů o velikosti až několik μm. Kromě těchto fází není vyloučeno že inkluze obsahují i jiné pevné fáze. Pozice těchto inkluzí není zcela jasná, protože se vyskytují na kraji úlomku (v jiném nebyly nalezeny), ale inkluze tvoří shluk až trail. Při pokojové teplotě není vidět plynná fáze CO₂, která se objevuje při ochlazení inkluzí pod 25°C. K úplnému vymrznutí inkluzí dochází při teplotách okolo -105°C a při následném zahřívání je možné pozorovat tání pevného CO₂ (TmCO₂) pří teplotách -57,2 až -57,3°C a parciální homogenizaci ThCO₂ (V) při teplotách +25 až +26°C, ale tyto teploty bylo možné naměřit pouze u některých inkluzí, nicméně vzhledem k tomu že se jedná o stejnou generaci, je jisté že u ostatních inkluzí to bude podobné. Vzhledem k výše naměřeným hodnotám obsahují inkluzé pravděpodobně až 8 % CH₄ % (*Heyen et al.*). Tm_{ice} nebylo možné vzhledem k velikosti inkluzí naměřit, tání klatrátu (Tm_{cla}) nastává mezi 6,3 až 6,4°C, což odpovídá salinitám 6,7 až 6,9 hmot. % NaCl ekv. Teploty celkové homogenizace Th_{tot} se pohybují 271 až 310°C (některé inkluze při zahřívání dekripitovaly a jejich teploty byly odhadnuty).

Sekundární inkluze jsou velice hojné a jsou zastoupeny převážně jednofázovými kapalnými inkluzemi H₂O typu (**QLS4**) o velikosti do 5 μ m, které tvoří intergranulární traily nebo se vyskytují na hranicích křemenných zrn. Vzácněji se vyskytují jednofázové kapalné i plynné inkluze H₂O typu (QLS4) o velikosti do 10 µm, které většinou doprovázejí dvoufázové inkluze. Velice hojné jsou také *dvoufázové* inkluze H₂O typu (Fv \approx 0,9-0,95) o velikosti až 20 µm (QLS3), které tvoří shluky a intergranulární i intragranulární traily. Tm_{ice} těchto inkluzí je v rozmezí -0,8 až -0,5 což odpovídá salinitám 0,9 až 1,4 hmot. % NaCl ekv. a Th(L) = 156 až 198°C. Velice vzácně se vyskytují *polyfázové* inkluze pravidelných tvarů (Fv ≈ 0.9) H₂O typu (**QLS2**), které ovšem obsahují (narozdíl od inkluzí tohoto typu ve vzorku LI-1) pevné fáze jehlicovitých tvarů velice vzácně. Tyto inkluze se vyskytují v intragranulárních trailech společně s inkluzemi typu QLS3 a QLS4 nebo jako samostatné inkluze. Pevné fáze mají tabulkovitý (Obr. xx.) nebo oválný tvar (Obr. xx.) a dosahují rozměrů až několik µm, přičemž někdy tvoří podstatnou část inkluze (u inkluzí s oválnými pevnými fázemi) a inkluze jich vzácně obsahují i několik. Tm_{ice} těchto inkluzí je -0,8 (tabulkovité malé pevné fáze) a -2,2°C (oválné velké pevné fáze) což odpovídá salinitám 1,4 resp. 3,7 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) se pohybují v rozmezí 136 až 170°C, resp. 160 až 169°C. Je možné že pevné fáze v těchto dvou typech nejsou totožné.



Obr. xx. – pravděpodobně pseudosekundární inkluze s charakteristickou černou pevnou fází

Obr. xx. - sekundární inkluze s oválnou pevnou fází

	QLPS2	QLS2	QLS3	QLS4	
minerál	křemen	křemen	křemen	křemen	
složení	$H_2O - CO_2$	$H_2O - CO_2$	H ₂ O	H ₂ O	
typ	Pf	Pf	2f	1f	
generace	pseudosekundární	sekundární	sekundární	sekundární	
Tmice	neznámá	-2,2 až -0,8	-0,8 až -0,5	neznámá	
TmCO ₂	-57,2 až -57,3				
Tm _{CLATH}	+6,3 až +6,4				
ThCO ₂ (V)	+25 až +26				
Salinita (hmot.	6,7 až 6,9	1,4 až 3,7	0,9 až 1,4		
% NaCl ekv.)					
Th(L)	271 až 310	136 až 170	156 až 198		
F(v)	0,85-0,9	0,9	0,9-0,95		

Tab. xx. – Mikrotermometrické charakteristiky vzorku LI-15

Obr. xx. – Teploty homogenizace CO₂ pseudosekundárních inkluzí QLPS2 typu



Obr. xx. – Teploty celkové homogenizace pseudosekundárních inkluzí QLPS2 typu



Obr. xx. – Teploty tání pevného CO₂ pseudosekundárních inkluzí QLPS2 typu



Obr. xx. – Teploty homogenizace sekundárních inkluzí



7.3. Shrnutí dosažených výsledků studia fluidních inkluzí

Primární inkluze jsou poměrně časté, byly nalezeny v obou vzorcích (**LIQP1** typ), bohužel pouze někdy mají dostatečně velké rozměry pro mikrotermometrické studium. Jedná se o polyfázové inkluze H_2O-CO_2 typu tvořící malé shluky nebo izolované výskyty. Velikost se pohybuje o 5 do 20 μm a poměr H_2O ku CO_2 fázi je přibližně 0,61 (zjištěno aproximací některých inkluzí na elipsu). Všechny inkluze obsahují pevnou fázi jehlicovitého tvaru. Teplota tání pevného CO_2 Tm CO_2 je v naprosté většině -56,6°C, což naznačuje že kromě CO_2 nebudou v inkluzích přítomny žádné další plyny (CH₄, N₂ j.). Teplota homogenizace CO_2 Th CO_2 (L) je velice špatně určitelná (byla naměřena pouze u několika inkluzí), nicméně je jisté že se pohybuje v rozmezí od +27,4 do +28,3°C. Při vymražení inkluzí byla u některých inkluzí patrná krystalizace sloupečkovitých pevných fází (*nachkolit?*), jejichž teplota tání byla max. +47,4°C. Vzhledem k tání těchto fází nebylo možné určit teplotu tání klatrátu Tm_{CLATH}. Teplotu celkové homogenizace nebylo možné naměřit, protože při teplotách 390 až 430°C

Pseudosekundární inkluze jsou velice vzácné, ale podařilo se identifikovat dva typy těchto inkluzí.

QLPS1 – dvoufázové inkluze H₂O-CO₂ typu o velikosti do 20 μ m (poměr H₂O ku CO₂ fázi 0,5) které byly nalezeny jako samostatné inkluze v asociaci s primárními inkluzemi. Teplota tání pevného CO₂ TmCO₂ se pohybuje mezi -56,9 a -57°C, což naznačuje že kromě CO₂ budou inkluze pravděpodobně obsahovat do 3 % CH₄. Teplota homogenizace CO₂ ThCO₂ (L) se pohybuje v rozmezí od +21 do +28°C a teplota tání klatrátu Tm_{CLATH} v rozmezí +7,4 až +7,8°C, což odpovídá salinitám 4,3 až 5 hmot. % NaCl ekv. Teplotu celkové homogenizace nebylo možné naměřit, protože při teplotách vyšších než 300°C docházelo k dekripitaci inkluzí, nicméně je možné Th_{tot}(V) odhadnout na 320 až 350°C.

QLPS2 – polyfázové inkluze H₂O-CO₂ typu o velikosti do 20 µm (poměr H₂O ku CO₂ fázi 0,85-0,9) které tvořily krátký trail v asociaci s primárními inkluzemi. Teplota tání pevného CO₂ TmCO₂ se pohybuje mezi -57,3 a -57,2°C, což ukazuje na přítomnost dalších plynů kromě CO₂ (pravděpodobně až 6 % CH₄). Teplota homogenizace CO₂ ThCO₂ (V) se pohybuje v rozmezí od +25 do +26°C a teplota tání klatrátu Tm_{CLATH} mezi +6,3 a +6,4°C, což odpovídá salinitám 6,7 až 6,9 hmot. % NaCl ekv. Teplota celkové homogenizace Th_{tot}(L) se pohybuje mezi 271 a 310°C.

Sekundární inkluze – v křemeni bylo nalezeno velké množství sekundárních fluidních inkluzí, které lze na základě jejich složení, pozice, stupni zaplnění (Fv), salinit a teplot homogenizace rozdělit do čtyř skupin (QLS1, QLS2, QLS3, QLS4), přičemž za nejstarší generaci je pokládána skupina QLS1, naopak QLS4 je skupina nejmladší.

QLS1 – dvoufázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv \approx 0,8) o velikosti do 20 µm tvořící intragranulární traily v křemenných zrnech. Tm_{ice} v úzkém intervalu -2,9 až -3,1°C což odpovídá salinitám 4,8 až 5,1 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) se pohybují mezi 270 a 356°C.

QLS2 – polyfázové kapalinou bohaté inkluze H₂O typu (Fv ≈ 0,9-0,95) o velikosti do 20 µm. Inkluze tvoří intra nebo intergranulární traily (v asociaci s inkluzemi QLS3 a QLS4), shluky nebo se vyskytují izolovaně. Všechny tyto inkluze obsahují jednu nebo i několik pevných fází jehlicovitých tvarů nebo obsahují tabulkovité fáze (velice vzácně obsahují oba dva typy fází). Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -2,8 až -0,8°C, což odpovídá salinitám 1,4 až 4,6 hmot. % NaCl ekv a teploty homogenizace Th(L) se pohybují v rozmezí 136 až 214°C.

QLS3 – dvoufázové kapalinou bohaté (Fv ≈ 0,9-0,95) o velikosti až 20 µm. Inkluze tvoří intra i intergranulární traily, často v asociaci s inkluzemi QLS2 a QLS4 typu. Tm_{ice} těchto inkluzí se pohybuje v rozmezí -0,1 až -0,9°C, což odpovídá salinitám 0,2 až 1,6 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace Th(L) se pohybují v rozmezí 128 až 219°C.

QLS4 – jednofázové kapalné i plynné inkluze H₂O typu převážně velice malých rozměrů (do 5 μ m) vzácně až 20 μ m tvořící zejména plošné intergranulární traily, které protínají i několik zrn křemene nebo vyplňují trhliny mezi jednotlivými zrny křemene.



Obr. xx - Teploty homogenizace primárních, pseudosekundárních a sekundárních inkluzí

Obr. xx. – Graf salinita vs. teplota homogenizace primárních inkluzí (červeně, pozice nejasná vzhledem k neznámé salinitě fluid), pseudosekundárních (zeleně) a sekundárních (černě)



8. FLUORITY

Fluorit je charakteristický minerál pegmatitů, které pronikají skarnová tělesa, v celém Českém Masivu. Kromě vlastějovických pegmatitů je typický např. pro pegmatity ve skarnovém tělesu u Líšné nebo Domanínku (svratecké krystalinikum).

Koncentrace fluoritu ve vlastějovických pegmatitech je velice variabilní a je úzce spjatá s kontaminací pegmatitů skarnovým materiálem (čím větší kontaminace tím větší koncentrace fluoritu). Není distribuován rovnoměrně, přednostně se koncentruje do kontaktních lemů na hranici skarn-pegmatitu pokud jsou vyvinuty, kde může být hlavním minerálem (Obr. xx). V těchto lemech se vyskytuje



nejčastěji v asociaci s granátem a amfibolem ostatní +/minerály (zejména živce, křemen a allanit). V samotných pegmatitových tělesech není jeho koncentrace tak vysoká a pokud se tam vyskytuje tak vytváří izolované čočky až několik cm velké. V lithném pegmatitu s elbaitem se téměř nevyskytuje a pokud ano, tak tvoří malé čočky o max. velikosti do 1 cm.

Barva fluoritu je značně variabilní, ale nejčastěji je fialový až růžový. Pokud se vyskytuje v asociaci s allanitem, je jeho barva v blízkosti

Obr. xx. – fluorit s amfibolem a K-živcem z kontaktu pegmatitu

allanitu (příp. uraninitu nebo thoritu v pegmatitech s U-Th asociací) temně fialová až černá, což je způsobeno metamiktizací allanitu. Bezbarvá varieta fluoritu je vzácná. Velikost jednotlivých zrn může dosahovat až 1 cm, spíše ale pouze několik mm, protože je velice křehký.

V mikroskopu je fluorit bezbarvý, pouze pokud je v asociaci s metamiktními minerály je jeho barva tmavě fialová na kontaktech s těmito minerály. Nebyla nalezena žádná idiomorfní zrna (krychle), fluorit tvoří ostrohranná zrna malých rozměrů (max. několik mm), která vznikla brekciací při vzniku kalcitu, který vyplňuje trhliny mezi zrny fluoritu. V mikroskopu není patrná žídná zonálnost. Již makroskopicky je patrné že fluorit často písmenkovitě srůstá s ostatními minerály a

v mikroskopu je to vidět také (Obr.xx). Fluorit také tvoří často inkluze v ostatních minerálech (zejména granátu, pyroxenu a amfibolu).

Ve fluoritu nebyly nalezeny žádné bezpečně primární fluidní inkluze, pouze velké množství sekundárních (příp. pseudosekundárních) inkluzí které tvořily dlouhé traily protínající až několik zrn a velmi často obsahujícími jednu nebo více pevných fází, které byly identifikovány jako kalcit (více podrobností а mikrotermometrické charakteristiky je možno nalézt v kapitole 3.6.3. Z chemické analýzy neutronovou aktivační analýzou



Obr. xx. – fluorit srůstající s křemenem, granátem a živcem (zkřížené nikoly)

(příloha xx.) vyplývá slabé obohacení fluoritů o Na (až 400 ppm), Sr (až 170 ppm) a W (až 65 ppm).

Distribuce vzácných zemin

Křivky distribuce REE fluoritů z **centrálních zón** pegmatitu vykazují až najeden vzorek poměrně pravidelnou distribuci, která se projevuje obohacením LREE, výraznou negativní Eu anomálií a poměrně vyrovnaným průběhem HREE. Z toho je patrné, že v tavenině, ze které fluority vznikaly musely být přítomny minerály, které frakcionovaly LREE a způsobily výraznou negativní Eu anomálii. Ochuzení LREE mohla způsobit krystalizace zejména allanitu, příp. amfibolu nebo titanitu. Výraznou Eu anomálii pravděpodobně způsobil plagioklas (který je ovšem většinou oligoklasového, tj. frakcionace nemůže být tak významná) a allanit. Jediný vzorek, který vykazoval místo obohacení LREE ochuzení LREE mohl vznikat z taveniny, kde nebyl přítomen žádný frakcionizační minerál LREE (allanit, příp. titanit, amfibol).



Obr . xx. - Distribuce REE ve fluoritech. Obsahy C1 podle Boyntona (1984)

Křivky distribuce fluoritů z **kontaktních zón** pegmatitu vykazují pravidelnou distribuci REE, která se ovšem projevuje celkovým ochuzením REE oproti fluoritům z centrální zóny pegmatitu. Dále je patrné obohacení LREE, výrazná pozitivní Eu anomálie a zejména výrazné ochuzení HREE. Výrazná pozitivní Eu anomálie ukazuje, že v tavenině nebyl žádný další minerál, který frakcionuje Eu (Eu pravděpodobně preferuje fluorit před Ca-amfibolem). Výrazné ochuzení HREE ukazuje, že v tavenině musel být přítomen minerál, který silně frakcionuje HREE – nejspíše granát.

Luminiscence fluoritů

Termoluminiscenci a UV luminiscenci fluoritů z Vlastějovic popsal již Vavřín (1960, 1962), který ji přičítal vysokým obsahům Y, Yb a Mn a na základě barvy rozlišoval fluorit na hydrotermální (modrofialová) a magmatický (modrozelená). Nicméně provedené analýzy neutronovou aktivační analýzou (*přiloha xx.*) ukazují že obsahy Y a Mn ve fluoritech jsou nulové a obsahy Yb velice nízké (max. 0,85 ppm), nicméně Goliáš (2002) uvádí obsahy Y až 153 ppm.

Katodová lumincence byla použita za účelem rozpoznání případné zonálnosti fluoritů. Luminiscence fluoritu byla modro-fialová, bez zřetelné zonálnosti, pouze byly přítomny zeleno-modřá difuzně omezená luminiscenční centra. Tyto oblasti pravděpodobně představují krystalizační jádra fluoritů (Obr. xx.) Dobře patrný je také červeně zbarvený kalcit, který tvoří výplňuje trhliny ve fluoritu.



Obr. xx. – Krystalizační jádra fluoritu v katodové luminiscenci



Vznik fluoritu

Žáček (1997b) vyčlenil pět typů granátů vlastějovických skarnů, přičemž tři typy jsou obohaceny o OH (až 1,2 hmot. %) a F (až 1,2 hmot. %). Je tedy velice pravděpodobné že zdroj fluoru pro vznik fluoritů byl právě v těchto granátech.

Texturní znaky jsou hlavním důkazem pro magmatický původ fluoritu. Často písmenkovitě srůstá s ostatními minerály, či tvoří inkluze v některých minerálech z pegmatitu. Nikdy nebyl nalezen krystalovaný fluorit, který by svědčil o hydrotemálním původu.

Zonálnost fluoritu (která je často velmi typická pro fluority hydrotermálního původu) nebyla pozorována jak pod mikroskopem tak ani v katodové luminiscenci. Zeleno-modré oblasti ve fluoritech představují zřejmě krystalizační jádra vznikajících fluoritů.

Distribuce vzácných zemin ukazuje výrazné ochuzení REE u fluoritů z kontaktu pegmatit-skarn oproti fluoritům z centrálních partiích pegmatitu. To zcela jasně ukazuje že došlo k silné frakcionaci vzácných zemin, která je možná pouze v taveninách. Pokud by se jednalo o hydrotermální fluority tak by měly mít všechny fluority podobné křivky distribuce REE bez ohledu na to jestli pocházejí z kontaktu skarn-pegmatit, nebo z centrální části pegmatitu.

9. ŽIVCOVÁ TERMOMETRIE

Živcová termometrie je jednou ze základních metod ke zjištění teploty krystalizace magmatických i metamorfovaných hornin. Principem těchto termometrů je závislost distribuce Na, K a Ca mezi dvě minerální fáze (plagioklas a draselný živec) na teplotě. Základním předpokladem je že pokud jsou dva ternární živce v rovnováze, aktivity jejich složek (Ab, Or, An) jsou stejné:

$$\begin{split} a^{Pl}{}_{ab} &= a^{Kf}{}_{ab} \\ a^{Pl}{}_{or} &= a^{Kf}{}_{or} \\ a^{Pl}{}_{an} &= a^{Kf}{}_{an} \end{split}$$

$$a_{ab} &= X_{ab}\gamma_{ab} \text{ atd.} \end{split}$$

X(s vlnkou!!) – ideální aktivita, γ – aktivitní koeficient, a – aktivita

Ideální aktivita se dá vyjádřit v závislosti na zastoupení Al v krystalové mřížce a molárních zlomkách Ab, Or, An (Ghiorso, 1984; Green a Usdansky, 1986; Fuhrman a Lindsley, 1988), nebo pouze jako molární zlomky jednotlivých Ab, Or, An složek – $X_{ab} = X_{ab}$ (Lindsley a Nekvasil, 1989; Elkins a Groove, 1990). Aktivitní koeficient se v ideálních podmínkách blíží hodnotě 1, ale vzhledem k tomu, že přírodní podmínky nejsou ideální vyjadřuje se aktivitní koeficient Marguleho parametry, které představují matematické vyjádření experimentálních křivek v závislosti na teplotě a tlaku. Marguleho parametry jsou prvním problémem při výpočtu teplot, protože vykazují nepřesnosti při vyšších teplotách.

Stormer (1975) jako první použil výše uvedené závislosti pro výpočet teplot živcových minerálních párů, nicméně uvažuje pouze binární systém (Ab v draselném živci-Ab v plagioklasu) a vliv ortoklasové komponenty v plagioklasu a anortitové komponenty v draselném živci zanedbává. Tento model používá Marguleho parametry sanidinu, ale v granitických pegmatitech je nejčastějším draselným živcem mikroklin. Haselton et al. (1983) uvažuje vliv Or složky v draselném živci a An složky v plagioklasu, nicméně opomíjí obsah An složky v draselném živci a Or složky v plagioklasu. Další autoři se snaží zohlednit všechny parametry, včetně difuze, strukturních stavů, uspořádaní Al a Si v tetraedru (míra triklinity – tj. jestli je živec monoklinický nebo triklinický) apod. nicméně Kroll et al. (1993) upozorňuje na přetrvávající problémy živcové termometrie mezi které zejména patří: (1) experimentální solvy jsou různé podle různých autorů, (2) není jisté jaký rozsah má zastupování Na-K-Ca, (3) odvozené solvy jsou pravděpodobně metastabilní vzhledem k uspořádání Al-Si, (4) experimentální systém versus přírodní systém, (5) Marguleho parametry nemusí představovat lineární neideální mísení, (6) vypočítané teploty jsou různé podle různých autorů. Pokud živce nejsou ternární (tj. každý ze živců obsahuje všechny 3 prvky: Na, K, Ca) a pokud není provedená analýza velice přesná, dochází ke značnému zkreslení vypočítaných teplot. Největším problémem zůstává nalezení minerálního páru, který spolu byl v okamžiku vzniku opravdu v rovnováze.

K odvození PT podmínek vzniku vlastějovických pegmatitů bylo provedeno velké množství analýz pomocí elektronového mikroanalyzátoru. Vždy byla snaha analyzovat dvě sousední minerální zrna, které by mohla být v rovnováze v okamžiku jejich vzniku (vzorky 1A, 1B, VL1, VL3 a VL7) a která nejsou postižená sericitizací, která by vedla ke změně obsahu Na, K a Ca. Následně byly vypočteny teploty podle tří autorů – Stormer (1975), Haselton et al. (1983) a Elkins a Groove (1990). Výpočet podle modelu Elkinse a Groova (1990) byl proveden pomocí programu SOLVCALC 2.0. Všechny teploty byly měřeny pro tlaky 0,01; 3 a 7 kbar. Vzorek VL-7 obsahuje pertitické draselné

živce u kterých bylo obrazovou analýzou pomocí programu SIGMA SCAN Pro (Obr. xx) zjištěno procentuální zastoupení plagioklasových lamel za účelem zjištění původního chemického složení draselného živce před vznikem plagioklasových odmíšenin. V případě modelu, který odvodil Elkins a Groove (1990) byl výpočet chemického složení původního draselného živce zanesen do ternárního grafu systému Ab-Or-An (Obr. xx) a teplota odvozena z průsečíků bodů, představující původní chemické složení draselného živce, a křivek solvu pro tlaky 3 kb. Vypočtené teploty podle výše

	Stormer (1975)			Haselton et al. (1983)				Elkins a Groove (1990)			
vz.	0.01 kb	3 kb	7 kb	0.01 kb	3 kb	7kb		0.01 kb	3 kb	7 kb	
VL1	398.15	427.51	466.8	357.86	390.28	433.56		449.1	459.71	473.89	
VL1	409.34	439.19	479.13	372.24	405.67	450.39		441.63	451.36	464.38	
VL1	408.53	438.35	478.24	370.05	402.91	446.87		429.33	439.48	453.06	
VL3	516.72	551.42	597.85	475.84	511.01	558.07		433.02	442.06	454.15	
VL3	379.08	407.62	445.79	325.06	355.61	396.49		411.09	422.9	438.7	
VL7	341.89	368.78	404.77	281.43	310.25	348.82		453.03	464.79	480.53	
VL7	405.06	434.74	474.44	357.75	389.61	432.25		444.68	456.31	471.88	
VL7	400.75	430.24	469.69	351.14	382.69	424.9		439.26	450.82	466.29	
průměr	407.44	437.23	477.09	361.42	393.50	436.42		437.64	448.43	462.86	
LI-1B	375.22	403.57	441.54	328.23	359.24	400.71		446.64	458.19	473.64	
LI-1B	380.42	409.01	447.27	323.72	354.11	394.76		414.43	424.41	437.77	
LI-1A	413.65	443.7	483.91	370.48	402.95	446.38		451.62	463.09	478.43	
LI-1A	382.53	411.21	449.58	337.17	368.49	410.4		417.89	428.55	442.81	
LI-1A	452.73	484.52	527.04	417.9	452.1	497.85		424.25	434.25	447.62	
průměr	400.91	430.40	469.87	355.50	387.38	430.02		430.97	441.70	456.05	

Tab. xx. – Vypočtené teploty vzniku živců (°C) (vzorky VLx jsou vzorky jednoduchých pegmatitů, vzorky LIx jsou vzorky litného (elbait) pegmatitu.



Obr. xx. - Analýza obrazu (vzorek VL-7)

Obr. xx.– Analýza obrazu (vzorek VL-7)

Zhodnocení a interpretace vypočtených hodnot

Z vypočtených teplot je patrné že se od sebe liší. Vypočtené hodnoty podle Stormera (1975) se při vyšších tlacích příliš neliší od hodnot vypočtených podle Elkinse a Groova (1990). Teploty vypočzené podle modelu Haseltona et al. (1983) se liší až o 50°C oproti teplotám vypočtených podle Elkinse a Groova (1990). Zřejmě to je způsobeno tím že první dva modely (Stormer a Haselton et al.) neuvažují obsahy An komponenty v draselném živci a Or komponenty v plagioklasu. Je také patrné že v prvních dvou řečených modelech teploty značně kolísají u jednotlivých vzorků, z tohoto pohledu vychází

teploty nejlépe podle Elkinse a Groova, kde je rozptyl hodnot max. 35°C. Model Elkinse a Groova je silně závislý na obsahu An komponenty v draselném živci (zejména při nízkých koncentracích) a vzhledem k tomu že obsahy An komponenty jsou v draselných živcích velice nízké nebo nulové (a vzhledem k tomu že vzorky byly analyzovány elektronovou mikrosondou s EDAX a přesnost měření kationtů Na, K a Ca je značně diskutabilní) je téměř jisté že skutečné teploty vzniku živců budou vyšší než vypočítané. Stačí 2 % chyba v měření obsahu An komponenty a teplota bude vyšší až o 100°C. Mezi vypočítanými hodnatami jednoduchých pegmatitů a Li-pegmatitu nejsou žádné rozdíly.

Pokud se teploty odvozují na základě zpětného spočítání složení draselného živce před vznikem plagioklasových lamel, tak tato metoda může být velmi přesná, nicméně je potřeba aby živce byly ternární, obsahovaly dostatečné množství An, malé množství Or a vznikly při vysokých teplotách

(600°C a výše) aby výsledné složení padlo do ternárního diagramu v místech kde se jednotlivé izoplety rozcházejí a bylo tak možné dobře odečíst teplotu (je nutné také znát aspoň pravděpodobný tlak). Vzhledem k nízké koncentraci An v přepočítaných pertitech z Vlastějovic a uvažovaným nízkým teplotám krystalizace nelze tuto metodu použít, protože chemické složení padá v ternárním grafu do míst, kde jsou izoplety velice blízko sebe (Obr. xx.)

Vzhledem k výše uvedenému nelze vypočítané teploty použít k odvození PT podmínek vzniku pegmatitů, skutečné teploty krystalizace pegmatitů bude vyšší, nicméně lze je použít alespoň na jisté omezení PT podmínek vzniku.



Obr. xx. – Ternární graf zobrazující solvus pro tlak 4 kbar. Červené body zobrazují přepočítané draselné živce

10. STABILNÍ IZOTOPY

11. DISKUSE

Odlišení magmatických fluoritů od hydrotermálních pomocí termoluminiscence a UV luminiscence není průkazné.

Wiki a jeho F roztoky, ktery alterujou allanity

Proč je jeden kontaminovanej a Li- není?

Doplň všude ty intra vs. intergranulární traily a co je určitě intra a inter?.

Proc nejsou ve fluoritu ani nikde jinde QS4 a proc nejsou v kremeni ani nikde jinde FSaka.

Jak se liší Fv 0,6 a 0,7 v PT podminkach prim. inkluzí

Proč nejsou 1f inkluze ve fluoritu a proč nejsou inkluze s pevnejma fázema v křemeni

Živcová termometrie má velmi mnoho omezení a vzhledem k výše uvedeným skutečnostem si myslím že pro odvození teplot pegmatitů, granitů apod. není vhodná a je možno ji použít pouze jako doplněk k dalším metodám rekonstrukce PT podmínek (fluidní inkluze, stabilní izotopy apod.) a v žádném případě na ní nestavět žádné hypotézy, protože problémů je velmi mnoho.





13. LITERATURA (doplnit citace a počet stránek u knih)

Archer, (1992) -

Bakker, R. J. (1999) – Optimal Interpretation of Microthermometrical Data from Fluid Inclusions: Thermodynamic Modelling and Computer Programming, Habilitation thesis, Ruprecht-Karls-University Heidelberg (Germany), 1-50

Bakker, R. J. (2003) – Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties, *Chemical Geology*, **194**, 3-23

Bodnar, R. J. (1993) – Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solution, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **57**, 683-684

Bodnar, R. J., Vityk,

Bouška, V., Čech, F., Johan, Z. (1960) – Study of some Czechoslovak metamict orthites, *Acta Univ. Carol.*, *Geol.*, 3-22

Bowers, T. S., Helgeson, H. C. (1983) – Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2 -NaCl on phase relations in geological

systems: Equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures, *Geochemica et Cosmochemica Acta*, **47**, 1247-1275

Boynton, W. V. (1984) – Cosmochemistry of the rare earth elements, In. Henderson P. (ed) *Rare earth element geochemistry*, Elsevier, Amsterdam

Brabec, P. (2002) – Antimonová mineralizace ve Vlastějovicích, Diplomová práce, PřF UK Praha

Burnham, C. W. a Jahns, R. H. (1969) – Experimental studies of pegmatite genesis: I. A model for the derivation and crystalization of granitic pegmatites, *Economic geology*, **64**, 843-864

Burnham, C. W. a Nekvasil, H. (1986) – Equilibrium properties of granite pegmatite magmas, *American Mineralogist*, **71**, 239-263

Cameron, E. N., Jahns, R. H., McNair, A., Page, L. R. (1949) – Internal structure of granitic pegmatites, *Economic Geology*, Monograph, **2**, 115 s.

Cathelineau, M. (1988) – Cation site occupancy in chlorite and illites as a function of temperature, *Clay Minerals*, **23**, 471-485

Cooper, D. G. (1964) – The geology of the Bikita pegmatites, in *The geology of some ore deposits in southern Africa*, **II**, 441-462

Čech, F. (1985) – Mineralogie žulových pegmatitů české části Českého Masívu, *Doktorská rigorózní práce*, PřF UK Praha

Černý, P. (1982b) – The Tanco pegmatite at Bernic Lake, southeastern Manitoba, in Černý, P., ed., *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, Short course hand book, **8**, 527-543

Černý, P. ed. (1982c) – Granitic Pegmatites in Science and Industry, Mineralogical Association of Canada, Short course hand book, 8

Černý, P. (1991a) – Rare-element granititic pegmatites, Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits, *Geoscience Canada*, **18**, 49-67

Černý, P. (1994) – Evolution of feldspars in granitic pegmatites, in Parson, I. ed., *Feldspars and their reactions*, Acad. Publishers, Dordrecht Boston London, 501-540

Černý, P., Staněk, J., Novák, M., Baadsgaard, H., Rieder, M., Ottolini, L., Kavalová, M., Chapman, R. (1995) – Geochemical and structural evolution of micas in the Rožná and Dobrá Voda pegmatites, Czech Republic, *Mineral.Petrol.*, **55**, 177-201

Černý, P. (1998) – Magmatic vs. metamorphic derivation of rare-element granitic pegmatites, Krystalinikum, 24, 7-36

Černý, P., Ercit, T. S. (1985) – Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites, *Bull. Mineral.*, **108**, 499-532

Černý, P., Chapman, R. (1984) – Paragenesis, chemistry and structural state of adularia from granitic pegmatites, *Bull.Mineral.*, **107**, 369-384

Černý, P., Smith, J. V., Mason, R. A., Delaney, J.S. (1984) – Geochemistry and petrology of feldspar crystalization in the Věžná pegmatite, Czechoslovakia, *Canadian Mineralogist*, **22**, 631-651

Čujan, J. (1966) – Nález velkých krystalů záhnědy na skarnovém ložisku ve Vlastějovicích szs. od Ledče nad Sázavou, *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, **135**, 232-233

Demek, J. ed. (1987) – Hory a nížiny (Zeměpisný lexikon ČR), *Academia*, Praha **Duan et al.**

Elkins, L. T., Groove, T. L. (1990) – Ternary feldspar experiments and thermodynamic models, *American Mineralogist*, **75**, 544-559

Fersman, A. E. (1940) – Pegmatity, 3. vydání, Akademie SSSR, Moskva (v ruštině)

Fuhrman, M. L., Lindsley, D. H. (1988) – Ternary feldspar modeling and thermometry, *American Mineralogist*, **73**, 201-215

Ghiorso, M. S. (1984) – Activity/composition relations in the ternary feldspars, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **87**, 282-296

Goliáš, V. (2002) – Thoriová mineralizace Českého Masívu, Doktorská práce, PřF UK Praha

Green, N. L., Usdansky, S. I. (1986) – Ternary-feldspar mixing relations and feldspar thermobarometry, *American Mineralogist*, **71**, 1100-1108

Heinrich, E. Wm. (1948) – Pegmatites of Eight Mile Park, Fremont County, Colorado, American Mineralogist, 33, 420-448, 550-588

Haselton, H. T., Hovis, G. L., Hemingway, B. S., Robie, R. A. (1983) – Calorimetric investigation of the excess entropy of mixing in analbite-sanidine solid solutions: lack of evidence for Na, K short-range order and implications for two-feldspar thermometry, *American Mineralogist*, **68**, 398-413

Chorlton, L. D., Martin, R. F. (1978) – The effect of boron on the granite solidus, *Canadian Mineralogist*, 16, 239-244

Jahns, R. H. (1955) – The study of pegmatites, *Economic geology*, **50**th Anniversary Volume, 1025-1130

Jahns, R. H. (1982) – Internal evolution of granitic pegmatites, in Černý, P., ed., *Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, Short course hand book, **8**, 293-346

Jolliff, B. L., Papike, J. J., Shearer, C. K. (1986) – Tournaline as a recorder of pegmatite evolution: Bob Ingersol pegmatite, Black Hills, South Dakota, *Geochim. Cosmochem. Acta*, **51**, 519-534

Jowett, E. C. (1993) – Fitting iron and magnesium into the hydrotermal chlorite geothermometer, *GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting – Program with Abstracts*, **16**, A62

Katzer, F. (1904) – Die Magneteisenerzlagerstätten von Maleschau und Hammerstadt, *Verh. K. – kön. geol. Reichsanst.*, **8**, 193-200

Knight a Bodnar

Koutek, J. (1950) – Ložisko magnetovce skarnového typu u Vlastějovic v Posázaví, *Rozpr. ČSAV, Ř. mat. přír. Věd*, 60, 27

Koutek, J. (1959) – Hybridní horniny na magnetovcovém ložisku na Fiolníku u Vlastějovic v Posázaví, Čas. Nár. Muz., Ř. přírodověd., **128**, 1-4

Koutek, J. (1966) – Magnetovcová ruda magdalenské skarnové kry ve Vlastějovicích, Zpr. o geol. výzk. v roce 1964, 39-41

Koutek, J., Žák, L. (1951) – Předběžná zpráva o žíly s antimonovými rudami na magnetovcovém ložisku ve Vlastějovicích v Posázaví, *Věst. Ústř. Úst. geol.*, **26**, 358-359

Koutek, J., Žák, L. (1953) – Epigenetické antimonové rudy na magnetovcovém ložisku skarnovém ve Vlastějovicích v Posázaví, *Sbor. Ústř. Úst. geol, Odd. geol.*, **20**, 593-612.

Kroll, H., Evangelakasis, Ch., Voll, G. (1993) – Two-feldspar geothermometry: a review and revision for slowly cooled rocks, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **114**, 510-518

Leake, B. E., Maresch, W. M., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997) – Nomenclature of amphiboles, *Miner*. *Magazine*, **61**

Lindsley, D. H., Nekvasil, H. (1989) – A ternary feldspar model for all reasons (abstract), *EOS Trans. Am. Geophys. Union*, **70**, 506

Litochleb, J. (1997) – Ložiska a výskyty Sb-mineralizace v České republice, Minerál, 5, 235-243

Litochleb, J., Šrein, V., Černý, P. (1995) – Nález železem bohatého sfaleritu ve skarnu na Holém vrchu ve Vlastějovicích u Zruče nad Sázavou, *Bull. mineral.-petrolog., Odd. Nár. Muz.*, **3**, 237

London, D. (1984) – Experimental phase equilibria in the system LiAlSiO₄-SiO₂-H₂O: a petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites, *American Mineralogist*, **69**, 995-1004

London, D. (1986a) – Magmatic-hydrotermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments, *American Mineralogist*, **71**, 376-395

London, D. (1990) – Internal diferentiation of rare-element pegmatites – a syntesis of recent research, Geological Society of America, *Special Paper* **246**, 35-50

London, D. (1991a) – A dynamic chemical model for pegmatite crystalization, Geological Society of America – Mineralogical Society of America, *Program with Abstracts*, **23**

London, D. (1991b) – Application of experimental petrology to the genesis and crystalization of granitic pegmatites, *Canadian Mineralogist*, **zjisti stránky**

London, D., Hervig, R. L., Morgan, G. B. (1988) – Melt-vapour solubilities and element partitioning in peraluminious granite-pegmatite systems, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **99**, 360-373

London, D., Morgan, G. B., Hervig, R. L. (1989) – Vapour-undersaturated experiments with Macusani glass + H_2O at 200 MPa, and internal differentiation of granitic pegmatites, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **102**, 1-17

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J. (1983) – Geologie ČSSR I. – Český Masív, *SPN*, Praha Mrázek, Z., Vrána, S. (1984) – Highly aluminian titanite from plagioklase-fluorite pegmatite in skarn at Vlastějovice, Czechoslovakia, *N. Jb. Min. Mh.*, S, 251-256

Norton, J. J. (1983) – Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites, *Economic Geology*, **78**, 854-874

Novák, M. (2000a) – Compositonal pathways of tournaline evolution during primary (magmatic) crystalization in complex (Li) pegmatites of the Moldanubicum, Czech Republic, *Mem. Della Soc. Ital. di Sci. Nat. e del Mus. Civ. di Sto. Nat. di Mil.*, **3**, 45-56

Novák, M., Povondra, P. (1995) – Elbaite pegmatites in the Moldanubicum: A new subtype of the rare-element class, *Mineral. Petrol.*, **55**, 159-176

Novák, M., Taylor, M. C. (2000b) – Foitite: Formation during late stages of evolution of complex granitic pegmatites at Dobrá Voda, Czech Republic, and Pala, California, USA, *Canadian Mineralogist*, **38**, 1399-1408

Pauliš, P. (1993) – Sekundární minerály antimonu ze skarnového ložiska Vlastějovice v Posázaví, *Čas. Nár. Muz., Ř. přírodověd.*, **162**, 91-92

Pauliš, P., Zeman, Z. (1998) – Nový nález barytu na skarnovém ložisku Vlastějovice u Zruče nad Sázavou, *Bull. mineral.-petrolog., Odd. Nár. Muz.*, **6**, 261

Pichavant, M. (1981) – An experimental study of the effect of boron on water-saturated haplogranite at 1 kb pressure, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **76**, 430-439

Pertold, Z., Pertoldová, J., Pudilová, M. (1997) – Metamorphic history of skarn in the Gfohl unit, Moldanubicum, Bohemian Massif, and implication for their origin, *Acta Univ. Carol., Geologica*, **41**, 157-166

Pitzer (1992)

Potužák, M. (1996) – Skarn ve Vlastějovicích na Holém vrchu, Diplomová práce, PřF UK Praha

Rezek, K., Kryst, P. (1985) – Předběžná zpráva o výskytu nerostů U-Th, Ti-Zr a Nb-Ta v pegmatitu na Holém vrchu u Vlastějovic, zsz. od Ledče nad Sázavou, *Čas. Miner. Geol.*, **30**, 434

Sellner, F. (1926) – Die Magnetitlagerstätte der Tschechoslowakischen Republik, -II. Hammerstadt (Vlastějovice), Z. prakt. Geol. Lagerstättenkunde, **34**, 164-169

Selway, J. B. (1999) – Compositional evolution of tourmaline in granitic pegmatites, PhD. Thesis, University of Manitoba, Canada

Selway, J. B., Novák, M., Černý, P., Hawthorne, F. C. (2000) – The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba, XIII. Exocontact tourmaline, *Canadian Mineralogist*, **38**, 869-876

Solodov, N. A. (1971) – Vědecké poznatky o vývoji pegmatitů vzácných prvků, Nauka Moskva (v ruštině)

Staněk, J., Schnorrer, G. (1993) – Phenakit und Buergerit aus dem Skarnsteinbruch Vlastějovice bei Zruč nad Sázavou in Böhmen, *Aufschluss*, **44**, 161-164

Stewart, D. B. (1963) – Petrogenesis and mineral assemblages of lithium-rich pegmatites, Geological Society of America-Mineralogist Society of America, *Program with Abstracts*, **76**, 159

Stewart, D. B. (1978) – Petrogenesis of lithium-rich pegmatites, *Canadian Mineralogist*, 63, 970-980

Stormer, J. R. (1975) – A practical two-feldspar geothermometer, American Mineralogist, 60, 667-674

Syka, J. (1990) – Geologické poměry ložiska Vlastějovice, Diplomová práce, PřF UK Praha

Teerstra, D. K., Černý, P., Hawthorne, F. C. (1999) – Geochemistry and petrology of late K- and Rb-feldspars in the Rubellite pegmatite, Lilypad Lakes, NW Ontario, *Mineral. Petrol.*, **65**, 237-247

Thomas, A. V., Bray, C. J., Spooner, E. T. C. (1988) – A discussion of the Jahns-Burnham proposal for the formation of zoned granitic pegmatites using solid-liquid-vapour from the Tanco pegmatite, SE Manitoba, Canada, Royal Society of Edingburgh, *Transactions*, Earth Sciences, **79**, 299-315

Thomas, A. V., Spooner, E. T. C. (1988b) – Occurence, petrology and fluid inclusion characteristics of tantalum mineralization in the Tanco granitic pegmatite, SE Manitoba, in Taylor, R. P., Strong, D. F., eds., Granite-related mineral deposits: Canadian Institute of Mining and Metallurgy, *Special Volume*, **39**, 208-222

Turnovec, I. (1968) – Hydrotermální kalcitové žíly magdalenského skarnového ložiska u Vlastějovic nad Sázavou, *Čas. Nár. Muz., Odd. přírodověd.*, **137**, 52-59

Tuttle, O. F., Bowen, N. L. (1958) – Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O, *Geological Society of America*, Memoir, **74**

Tvrdý, J. (2000) – Fluorapatit z Vlastějovic, Bull. mineral.-petrolog., Odd. Nár. Muz., 8, 265-266

Vavřín, I. (1960) – Pegmatity na magdalenském skarnovém ložisku, Diplomová práce, PřF UK Praha

Vavřín, I. (1962) – Pegmatity magdalenského skarnového ložiska u Vlastějovic nad Sázavou, *Sbor. Nár. Muz. (Praha), Ř. B*, **18**, 89-105

Walker, R. J., Hanson, G. N., Papike, J. J., O'Neil, R. O. (1986b) – Internal evolution of the Tin Mountain pegmatite, Black Hills, South Dakota, *American Mineralogist*, **71**, 440-459

Wyllie, P. J. (1979) – Magmas and volatile components, American Mineralogist, 64, 469-500

Žáček, V. (1985) – Mineralogie skarnu u Vlastějovic, *Diplomová práce*, PřF UK Praha

Žáček, V. (1997b) – Compositional evolution of garnet in regionally metamorphosed Moldanubian skarn, Vlastějovice, Bohemia – evidence of the preservation of early stages pre-dating regional metamorphism, *Věst. Čes. Geol. Úst.*, **72**, 1, 37-48

Žáček, V., Povondra, P. (1991) – Krystalochemie minerálů skarnu z Vlastějovic nad Sázavou, *Acta Univ. Carol., Geol.*, **1-2**, 71-101