

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

Použití fluidních inkluzí při studiu hydrotermálních mineralizací

Application of fluid inclusion studies to hydrothermal
mineralizations

Bakalářská práce

Kateřina Fenclová



Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Jiří Zachariáš, PhD

Praha 2008

Prohlášení

Čestně prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a všechny citace a parafráze řádně vyznačila v textu. Veškerou použitou literaturu a podkladové materiály uvádím v příloženém seznamu literatury.

V Praze, dne 2.9. 2008

Kateřina Fenclová
.....
Kateřina Fenclová

Abstrakt

Hlavním cílem tohoto textu je ve stručnosti představit problematiku studia fluidních inkluzí. Jsou zde definovány základní charakteristiky inkluzí, způsoby jejich klasifikace, procesy, které lze v inkluzích sledovat během řízeného zahřívání a ochlazování. Uvedeny jsou také metody používané k jejich analýzám a následným interpretacím dat. Pozornost je věnována zejména jejich použití při zkoumání hydrotermálních mineralizací. Vyzvihnuty jsou zejména charakteristické vlastnosti fluidních inkluzí ve vztahu ke konkrétním typům hydrotermálních ložisek. Jako příklad použití fluidních inkluzí při studiu našich ložisek je uveden příbramský rudní revír.

Klíčová slova: Fluidní inkluze; hydrotermální mineralizace; Příbram

Summary

The main aim of this text is introduce methodology of fluid inclusion studies. Following aspects are discussed: fluid inclusion morphology, descriptive and genetic classifications, phase changes during controlled heating and cooling cycles and principles of data interpretation. Finally, several fluid inclusion case-studies related to different hydrothermal mineralization types are mentioned. In the end, fluid inclusion study of the Příbram ore district, Czech Republic, is presented.

Keywords: Fluid inclusions; hydrothermal mineralization; Příbram

Poděkování

Velmi ráda bych poděkovala svému školiteli, Jiřímu Zachariáši, za poskytnutí většiny studijních materiálů a odbornou konzultaci při psaní této bakalářské práce.

OBSAH

1. Úvod	1
2. Principy studia fluidních inkluzí	2
2.1. Obvyklé postupy při studiu fluidních inkluzí	2
2.2. Klasifikace fluidních inkluzí	2
2.2.1. Popisná klasifikace	2
2.2.2. Genetická klasifikace	3
2.3. Stupeň zaplnění	4
2.3.1. Zachycení fluidních inkluzí z homogenního fluida	5
2.3.2. Zachycení fluidních inkluzí z heterogenního fluida	5
2.3.3. Necking down	5
2.4. Mikrotermometrické studium	6
2.4.1. Základní principy mikrotermometrie	6
2.4.2. Určování salinity	6
2.4.3. Způsoby homogenizace inkluzí	8
2.4.4. Určování hustoty fluida	9
2.5. Odvození PT podmínek vzniku minerálu	10
3. Aplikace fluidních inkluzí při studiu hydrotermálních mineralizací	11
3.1. Metody studia	11
3.2. Obecné charakteristiky fluid v hydrotermálních mineralizacích	12
3.2.1. Teplota homogenizace (T_h) a salinita	12
3.2.2. Hustota fluid	13
3.2.3. Ostatní parametry charakterizující hydrotermální mineralizace	13
3.3. Příklady typů ložisek, na kterých je aplikováno studium fluidních inkluzí ..	14
3.3.1. Mezotermální ložiska zlata	15
3.3.2. Porfyrový typ ložisek	16
3.3.3. Porfyro-epitermální ložiska	17
3.3.4. Epitermální ložiska	18
3.3.5. VHMS ložiska	19
3.4. Příklad použití fluidních inkluzí při studiu ložisek v ČR	19
3.4.2. Příbramský rudní reveír	19
4. Závěr	23
5. Seznam použité literatury	24

1. ÚVOD

Fluidní inkluze reprezentují relikty fluid zachycené v minerálech. Jejich studium ve spojitosti s hydrotermálními mineralizacemi nám umožnilo dozvědět se mnoho nových informací o původu a složení fluid, či o interakci fluid s horninovým prostředím. Jedním z prvních, kdo se zabýval tímto tématem byl H.C. Sorby. Ze současných, nebo nedávných autorů jsou to zejména: E. Roedder, E.T.C. Spooner, P. Lattanzi a R.J. Bodnar. Studium fluidních inkluzí se v posledních cca 30 letech stalo jedním ze základních způsobů, které vedou k porozumění geneze hydrotermálních ložisek. V mnoha případech jsou fluidní inkluze nejpřesnějšími používanými geotermometry a geobarometry.

V následujících několika stranách nejprve stručně představím základy studia a interpretace fluidních inkluzí, v části druhé pak ukáži jejich konkrétní využití při studiu geneze vybraných typů hydrotermálních mineralizací. A jako ilustrativní příklad užití studia fluidních inkluzí v České republice je uvedeno ložisko Příbram, které svou bohatou akumulací zejména sulfidických minerálů a uranu patřilo mezi nejvýznamější ložiska u nás.

2. PRINCIPY STUDIA FLUIDNÍCH INKLUZÍ

2.1. Obvyklé postupy při studiu fluidních inkluzí

Při studiu fluidních inkluzí (FI) jsou ustanovena určitá pravidla a postupy, které je nutno dodržovat pro získání správných a jednoznačných dat. Prvním krokem výběru FI vhodných pro analýzy a studium je vzorkování a detailní dokumentace výchozu, ze kterého jsou dané vzorky odebrány. Je nutné mít výborné znalosti geologických poměrů sledované oblasti, strukturní charakteristiky, případně minerální paragenese.

První částí laboratorního studia je petrografie FI. Tímto procesem zkoumáme pomocí mikroskopu miktotexturní a genetické vztahy mezi fluidními inkluzemi a okolní horninou, popřípadě změny, kterými prošly inkluze během procesu zachycení. Dále jsme schopni získat údaje o přibližném složení fluid a genetickém typu FI, tzn. rozlišit primární, sekundární a pseudosekundární inkluze. Při mikroskopii se používá procházející polarizované světlo a může následovat mikroskopie v ultrafialové oblasti pro identifikaci inkluzí s uhlovodíky, či studium luminiscence minerálu na optickém mikroskopu (pro identifikaci minerální zonálnosti, generací, či pro určení jednotlivých generací sekundárních inkluzí či fází).

Po detailním mikroskopickém studiu následuje mikrotermometrie. Výběr inkluzí použitých k mikrotermometrii podléhá přísným pravidlům. Vždy by se měla studovat homogenní populace inkluzí. Těch může být v jednom vzorku vícero a mohou odpovídat různým generacím fluid. Počet inkluzí potřebných pro charakterizování jedné generace fluid je okolo 30.

Mikrotermometrií jsme schopni určit teploty fázových změn v inkluzi během zahřívání a ohřívání, dále pT podmínky vzniku minerálu, látkové složení fluida v inkluzi, koncentraci složek ve fluidu a stav fluida, ze kterého minerál vznikl. Všechny tyto údaje jsou potřebné pro geologickou interpretaci.

Až po provedení všech těchto kroků a měření mohou následovat další, obvykle složitější a i dražší analýzy, jako např. určení chemického a izotopického složení inkluzí pomocí LA-ICP-MS.

2.2. Klasifikace fluidních inkluzí

Fluidní inkluze mohou být děleny na základě několika parametrů: 1. na základě vizuálních vlastností (velikost, tvar, barva, index lomu), 2. na základě fází přítomných v dané inkluzi za pokojové teploty a 3. na základě časové posloupnosti jejich vzniku (genetická klasifikace).

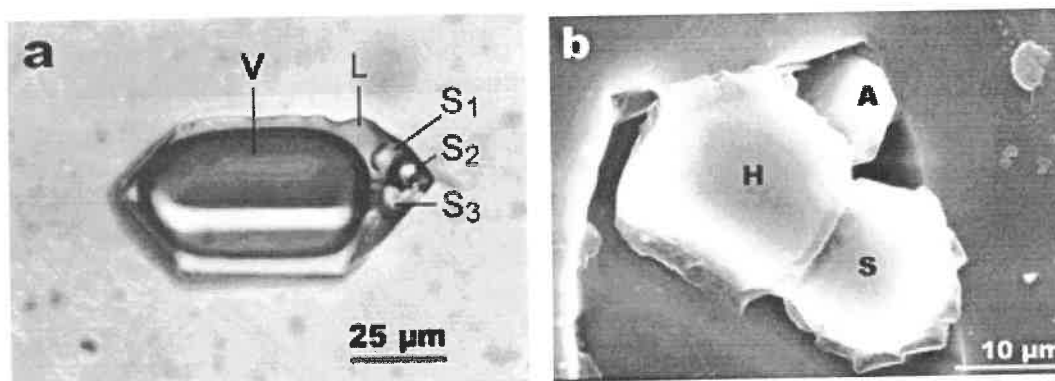
2.2.1. Popisná klasifikace

Jak již bylo řečeno, kritériem je typ a množství jednotlivých fází přítomných v inkluzi za pokojové teploty (Obr. 1). Za těchto podmínek existují normálně tři fáze. Jedná se o kapalnou

(L), plynnou (V) a pevnou (S) fází. V magmatických horninách může být přítomna i sklovitá fáze (G), v této práci se však o ní nebudu více zmiňovat.

Shepherd et al. (1985) dělí inkluze na základě obsahu fází na:

1. Jednofázové kapalně – obsahují pouze L
2. Dvoufázové kapalinou bohaté – převaha L nad V
3. Dvoufázové plynem bohaté – převaha V nad L
4. Jednofázové plynné – obsahují pouze V
5. Multifázové – obsahují L, V a do 50% S
6. Multisolidové – obsahují více než 50% S
7. Nemísitelné kapaliny – obsahují (L_1, L_2, V) dvě koncentrické bubliny (H_2O a CO_2 ; H_2O a uhlovodíky)
8. Inkluze tavenin – obsahují G a další krystalické minerální fáze



Obr. 1. (a) Multifázová FI v kouřovém křemenu obsahující velkou bublinu (V) CO_2 , nasycený solný roztok (L) a různé dceřinné fáze označené S_1, S_2 a S_3 . (b) SEM obrázek otevřené FI obsahující tři dceřinné fáze (H = halit; S = sylvín a A = arkanit) ze stejné lokality. Vzorky z Gakara, Burundi (Hein, 1998) (A.M. Van den Kerkhof, U.F. Hein, 2001).

2.2.2. Genetická klasifikace

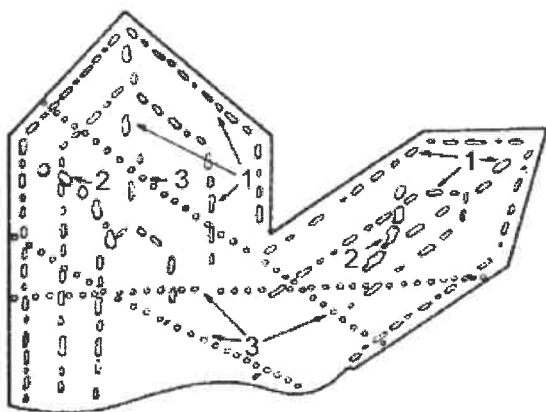
Při dělení inkluzí podle doby jejich vzniku se musí uvážit jejich vztah s hostitelským minerálem a na základě toho je rozdělujeme do tří skupin: primární (P), sekundární (S) a pseudosekundární (PS) inkluze. Jejich rozlišování není jednoduchým úkolem, ale právě na přesnosti jejich určení závisí správnost dalšího měření a úspěšnost analýz. Je proto potřeba být při jejich klasifikaci extrémně opatrní. Ke správnému rozpoznání nám mohou dopomoci např. katodová luminiscence na elektronovém mikroskopu.

Kritéria pro rozdělení FI na P, S a PS byla navržena již Roedderem (1984).

- Primární inkluze (P) – jsou zachyceny během růstu minerálu, takže jejich složení je v podstatě shodné se složením prostředí, ze kterého daný minerál krystalizoval. Jejich poloha je vázána zejména na růstové zóny minerálu, kopírují tedy tvar krystalu. Při růstu hostitelského krystalu většinou dochází nejprve k ukládání stavebních částí na

vrcholy, pak na hrany a nakonec na plochy. Není to ale pravidlo, protože mohou zasáhnout vnější vlivy jako např. změny v rychlosti růstu, přerušení růstu, difúze, změny koncentrace roztoku přítomností pevných heterogenních částic (Žák a Dobeš, 1991). Tak mohou vznikat různé nerovnosti, které mají za následek vznik center pro utváření primárních inkluzí, které jsou ale chaoticky rozmístěny v krystalu.

- Sekundární inkluze (S) – tyto inkuze bývají zachyceny až po vzniku samotného minerálu, jsou vázány zejména na sekundární mikrofraktury a často protínají sousední minerální zrna. Bývají označovány jako „fluid inclusion planes“ (FIP) nebo „fluid inclusion trails“ (FIT). Jejich složení neodpovídá fluidu z něhož vznikl hostitelský minerál, ale může nám říct mnoho o postkrystalizačních procesech, kterými byl hostitelský minerál postížen.
- Pseudosekundární inkluze (PS) – vznikají při růstu krystalu, jsou omezeny na trhlinky konkordantní s růstovým čelem (Žák a Dobeš, 1991). Jedná se o skupinu inkluzí, které jsou dobře rozeznatelné jen na krystalech se zřetelnými růstovými zónami. Podobně jako sekundární inkluze mají planární uspořádání a jsou vůči vnitřní části krystalu sekundární, ale vůči vnějším partiím primární (Obr. 2A, B).



Obr. 2A. Lokalizace různých genetických typů plyno-kapalných inkluzí uvnitř hostitelského krystalu:
1-primární typy, 2-pseudosekundární typy,
3-sekundární typy (Podle Benešová a Ďurišová 1980).



Obr. 2B. Primární H₂O fluidní inkluze lemující růstové zóny křemene z Holzappel (Rheinisch Massif, Germany)
(A.M. Van den Kerkhof, U.F. Hein, 2001).

2.3. Stupeň zaplnění

Stupeň zaplnění (F) je relativní číslo, které má rozsah 0 – 1 a vyjadřuje objem jedné fáze (většinou kapalné, V_L) ku celkovému objemu inkluze (V_{TOT}). $F = V_L / V_{TOT}$.

Pokud se F = 0 je celá inkluze vyplněna plynem, pokud F = 1 je vyplněna kapalinou. Určit přesnou hodnotu F se téměř nedá, záleží na naší schopnosti odhadnout celkový objem, což bývá

často problematické. Při odhadech se vychází obvykle z normovaných řezů, se kterými se „náš“ vzorek porovná. Je ovšem nutné dát si obzvláště pozor na optické klamy, které mohou vést ke konečnému nesprávnému úsudku. Pokud bychom totiž měli k dispozici pohled na vzorek z více úhlů (příčný a podélný), zjistili bychom, že poměr kapalné a plynné fáze se nám bude jevit rozdílný, tím pádem i stupeň zaplnění by byl odlišný.

Stupeň zaplnění je pro studium fluidních inkluzí velice důležitý. Díky jeho znalosti jsme schopni určit, zda inkluze vznikly z homogenního, či heterogenního fluida. Dále je jeho stanovení podstatné pro výpočet celkové hustoty fluida a pro výpočet isochor.

2.3.1. Zachycení FI z homogenního fluida

Jak již bylo výše zmíněno, k určení, zda k zachycení inkluze došlo z homogenního fluida se využívá znalost stupně zaplnění. Inkluze vzniklé z homogenního fluida mají hodnoty F identické.

2.3.2. Zachycení FI z heterogenního fluida

U inkluzí vzniklých z heterogenního fluida je rozpětí hodnot F značně proměnlivé. Nalezneme tam i inkluze pouze plynné i pouze kapalné. Tato skutečnost je dána vznikem mechanických směsí, které vytvářejí plynulou řadu mezi oběma koncovými členy. Ke vzniku heterogenního fluida dochází jednak varem a jednak vzájemnou nemísivostí dvou složek. K rozpadu homogenního fluida na dva vzájemně nemísitelné členy může dojít v důsledku několika faktorů: změnou pT podmínek, změnou chemismu fluida, mísením dvou fluid odlišného složení.

Pro interpretaci pT podmínek rozpadu fluida jsou důležité pouze teploty homogenizace obou koncových členů (tzn. nejnižší naměřené teploty homogenizace).

2.3.3. Necking down (zaškrcování)

Je to proces, kterým vznikají z velkých inkluzí vlivem rekrystalizace hostitelského minerálu nové menší inkluze. Tyto nově vzniklé inkluze jsou energeticky a tvarově výhodnější než původní nepravidelná inkluze. Při tomto procesu je velmi důležité zda obsah inkluze zůstává po dobu zaškrcování homogenní, či došlo v průběhu zaškrcování k heterogenizaci fluida. Proces zaškrcování také může postihnout již heterogenní fluidum. V případě homogenního fluida se i po dokončení procesu shoduje složení i ostatní vlastnosti s charakterem počáteční inkluze. Avšak jinak je tomu u heterogenních fluid. V tomto případě se u nových inkluzí s tou původní neshoduje zejména hustota a teploty homogenizace a nelze je pak použít pro další výpočty a měření. Tímto procesem také vznikají sekundární typy inkluzí při vyhojování mikrotrhlin.

2.4. Mikrotermometrické studium

2.4.1. Základní principy mikrotermometrie

Tato metoda je zásadní pro studium fluidních inkluzí. Její princip je založen na sledování fázových změn probíhajících v inkluzi během řízeného zahřívání nebo naopak zchlazování a zaznamenávání teplot těchto přeměn. Pokud provádíme pozorování a měření za velmi nízkých teplot (méně než 0°C) nazýváme tento způsob kryometrie. Naopak když pracujeme za vysokých teplot (až do 1500 °C) jde o homogenizaci. Z důvodu kinetické metastability během procesu ochlazování se vždy provádí nejprve vymrazení inkluzí a teploty změn fází se zaznamenávají až při zahřívání inkluze. Po měření za nízkých teplot obvykle následuje měření za vysokých teplot (homogenizace).

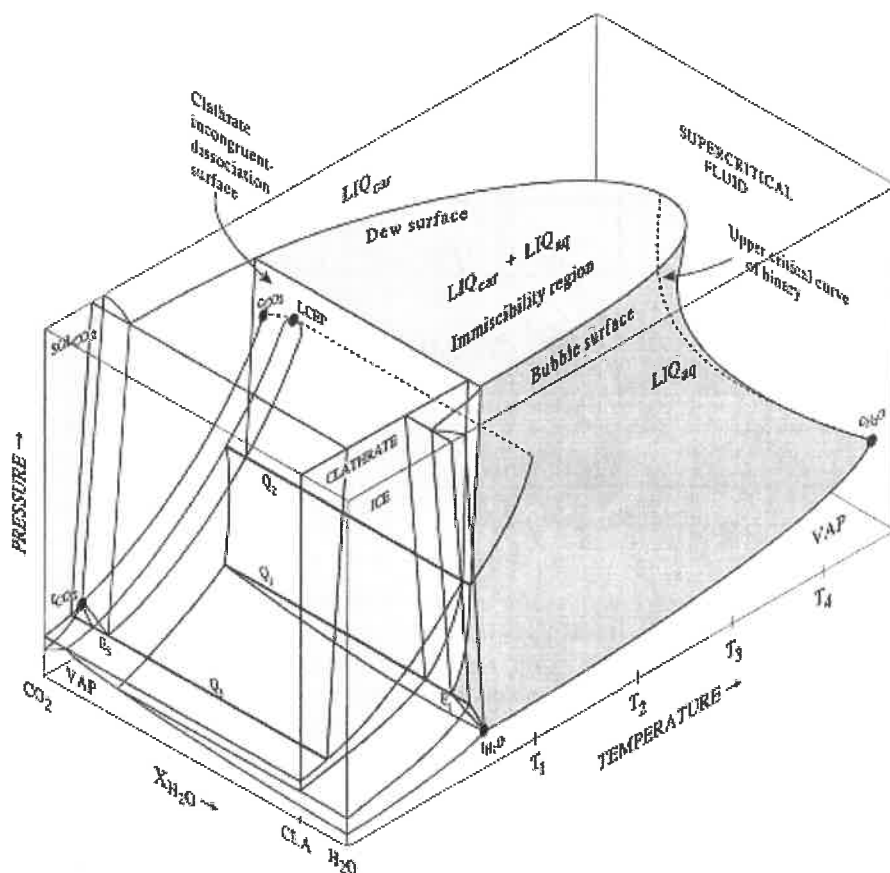
2.4.2. Určování salinity

Koncentrace solí a její měření se liší v závislosti na složení soustavy. Níže jsou jednotlivé typy stručně charakterizovány. Salinita se většinou udává v hm% NaCl_{ekv.}. To v podstatě znamená koncentraci solí, která odpovídá koncentraci čistého NaCl, přičemž vliv obsahu ostatních solí v malém množství je zanedbatelný. Ke zjištění koncentrace solí se užívá teplota tání posledního výskytu ledu (T_{LM}), to lze však použít pouze u jednodušších systémů (H₂O-NaCl), u soustav složitějších (H₂O-CO₂-sole) je nutné použít klatrát (viz podrobněji níže).

- *Měření salinity ve vodných roztocích* : vodnými roztoky jsou myšleny systémy typu H₂O – sole, bez přítomnosti plynů jako CO₂, N₂, CH₄... K určování koncentrace solí se používá teplota tání posledního ledu (T_{LM}). Teplota eutektika (T_e) udává teplotu prvního objevení se kapalné fáze po celkovém vymrazení a poté zahřívání inkluze. Ta je charakteristická pro každý jednotlivý systém a je závislá pouze na typu obsažených solí a nikoli na jejich koncentraci. V případě systému H₂O-NaCl je např. $T_e = -21,2$ °C. Pokud se v diagramu pohybujeme pod touto teplotou, existují pouze fáze S a V. Při vyšších teplotách, než T_e koexistují fáze L, S, V a po roztátí S zbývá jen L a V. Pro kvantifikaci průběhu fázových změn v inkluzi lze použít pákové pravidlo.
- *Systém H₂O-CO₂*: měření salinity v těchto směsích je podstatně složitější, než tomu bylo ve výše uvedených systémech. Existuje totiž několik podstatných rozdílů ve vlastnostech obou komponent. Zaprvé je to nesourodá velikost molekul H₂O a CO₂. Zatímco molekula H₂O je poměrně malá, rozměr molekuly CO₂ je řádově větší. Podstatným problémem je také polarita. H₂O je polární, ale CO₂ má nepolární charakter. Dalšími kontrasty jsou teploty trojných a kritických bodů. Trojný bod (T.P.) komponenty CO₂ je: $T = -56,6$ °C; $p = 0,5$ MPa. T.P. H₂O je: $T = 0,01$ °C; $p = 0,0006$ MPa. Kritický bod (C.P.) je u CO₂: $T = 31,1$ °C; $p = 7,4$ MPa. C.P. H₂O je: $T = 374$ °C;

$p = 22.1 \text{ MPa}$ (Diamond, 2001). To vše vede k tomu, že obě komponenty, respektive kapaliny bohaté CO_2 a H_2O , jsou v kapalném stavu vzájemně nemísitelné. Se zvyšující se teplotou se obě složky stávají stále více mísitelné. Na pole nemísivosti má podstatný vliv obsah solí, tlak, teplota a vliv ostatních příměsí. Kompletní rozpustnost komponent se pohybuje kolem cca $265 \text{ }^\circ\text{C}$ a 220 MPa (Diamond, 2001). V systému $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ je možno rozeznat šest fází – led, pevný CO_2 , klatrát- CO_2 (CLA), pára, L bohatá H_2O (L_{AQ}), L bohatá CO_2 (L_{CAR}). Klatrát je hydratovaná fáze CO_2 , která může mít podobu např. $\text{CO}_2 \times 5.5 \text{ H}_2\text{O}$, nebo $\text{CO}_2 \times 7.5 \text{ H}_2\text{O}$. Molekula je podobná molekule zeolitu, kvůli přítomnosti velkých pórů. Klatráty vznikají reakcí mezi vodou a kapalným CO_2 . Teplota posledního tání CLA se používá ke zjišťování salinity v $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ směsích. Dále jsou charakteristické tři čtverné body (Q_1 , Q_2 , Q_3), což jsou body koexistence čtyř fází: Q_1 ($-1.58 \text{ }^\circ\text{C}$, 1.0 MPa): koexistence V, CLA, L_{AQ} a led, v podstatě odpovídá teplotě tání ledu; Q_2 ($+10.08 \text{ }^\circ\text{C}$, 4.5 MPa): koexistence V, L_{CAR} , CLA, L_{AQ} , odpovídá teplotě tání CLA; Q_3 ($-56.68 \text{ }^\circ\text{C}$, 0.5 MPa): koexistence pevného CO_2 , V, L_{CAR} , CLA, odpovídá teplotě tání pevného CO_2 (Diamond, 2001) (Obr. 3). K určování obsahu solí v roztocích se nedá použít teplota tání posledního ledu z následujících důvodů. H_2O vstupuje při vymrazování do klatrátu, zatímco soli ne, proto je část roztoku, která zůstane v inkluzi nabohacená o rozpuštěné soli. Čím více je přítomno klatrátu, tím koncentrovanější je zbylý roztok. Pokud bychom tedy počítali salinitu z teploty tání ledu, dostali bychom se k nesprávným údajům (salinitu bychom naměřili vyšší, než by byla ve skutečnosti). Klatrát taje při vyšších teplotách než led, jeho hodnota zhruba odpovídá teplotě $+10.1 \text{ }^\circ\text{C}$. Přičemž $T_{m\text{CLA}}$ je snižována přítomností solí a zvyšována přítomností dalších plynů (např. CO_2).

- *Salinita u vysoce salinních roztoků:* vysoce salinními roztoky rozumíme takové směsi, ve kterých koncentrace obsažených solí dosáhla takové úrovně, že došlo k nasycení až přesycení roztoku a k vykrystalizování dceřinných minerálů (např. NaCl a KCl). V tomto případě se tedy k určování salinity používá teplota tání pevných solí - nejčastěji NaCl (halitu). V systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ dochází většinou nejprve k tání krystalu KCl a až později NaCl. Celý tento proces probíhá na rozdíl od předchozích případů za výrazně vyšších teplot.



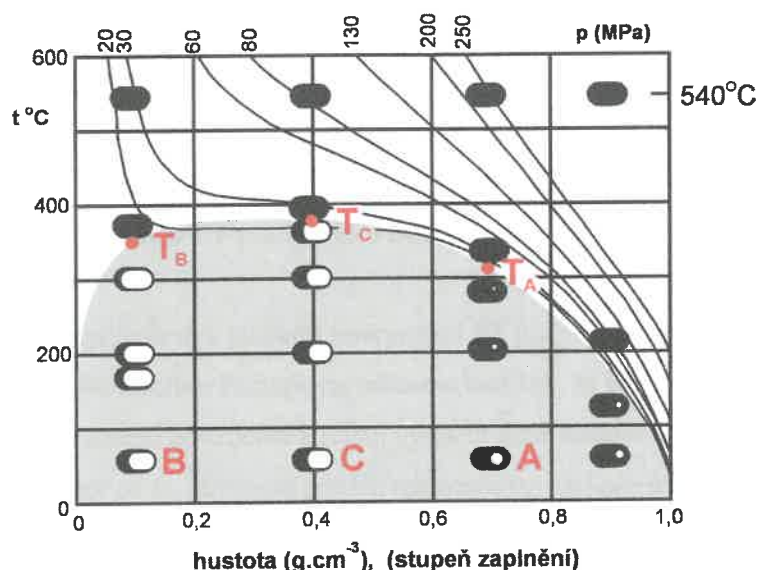
Obr. 3. Schématický P-T-X model rovnovážných fázových vztahů v systému H₂O-CO₂ (Diamond, 2001).

2.4.3. Způsoby homogenizace inkluzí

Jak bylo výše zmíněno, homogenizace je proces probíhající za vyšších teplot a v podstatě se jedná o způsob převedení heterogenního fluida na homogenní. V případě plynokapalných inkluzí se dají rozeznat tři typy homogenizace: na plyn, na kapalinu a kritický způsob homogenizace.

Homogenizace inkluzí se zobrazují v diagramech p/T ku molární objem (hustota) inkluze, popřípadě stupeň zaplnění (Obr. 4).

Změny stavu fluida probíhají po liniích, které jsou rovnoběžné s osami p, T až do okamžiku samotné homogenizace fluida. Ve chvíli, kdy je obsah inkluze homogenní, její další průběh pokračuje po isochorách charakteristických pro daný systém. Tyto isochory jsou pak stěžejní pro další interpretace mikrotermometrických dat v kombinaci s ostatními naměřenými parametry.



Obr. 4. Schematické znázornění fázových změn v inkluzích uzavřených za stejné teploty (540°C), ale při rozdílném tlaku (podle Roedder 1984). Při pokojové teplotě se inkluze liší stupněm zaplnění a celkovou hustotou uzavřeného fluida. Inkluze typu A homogenizují na kapalinu, typu B na plyn, typu C kritickým způsobem. Šedé pole značí oblast nemísivosti plynné a kapalně fáze. V tomto poli znamená černá barva inkluzí kapalinu a bílá plyn. Nad polem nemísivosti černá barva inkluzí znamená homogenní fázi (nadkritickou tekutinu) (J. Zachariáš, 2000).

- Homogenizace na plyn, Th (V): pokud inkluzi homogenizujeme na plyn zahříváme inkluzi tak dlouho, než celkový obsah inkluze tvoří jen plynná fáze. Před zahříváním (za pokojové teploty) je inkluze tvořena velkou bublinou plynu a lemem tvořeným kapalnou fází. Ta je postupně eliminována, až zbyde právě jen plyn. Tento proces probíhá za poměrně nízkých tlaků (ve srovnání s homogenizací na kapalinu).
- Homogenizace na kapalinu, Th (L): v tomto případě se inkluze zahřívá dokud není dosaženo stavu, kdy je přítomna pouze kapalina. Původní stav inkluze (za pokojové teploty) je opačný předchozímu případu. Je přítomna zejména kapalina a pouze malá bublinka plynu, jejíž velikost je během zahřívání zmenšována až zcela zmizí. Tlaky, za kterých homogenizace na kapalinu probíhá, se pohybují až v řádech stovek MPa.
- Homogenizace kritickým způsobem, Th (C): tento způsob homogenizace se zásadně liší od obou výše uvedených. Před počátkem zahřívání se totiž v inkluzi vyskytuje bublina plynu, která je obklopena kapalinou. Během procesu zahřívání se ale v inkluzi zdánlivě nic neděje. Poměr jednotlivých fází se nemění, pouze dochází k tomu, že se stírá rozdíl mezi optickými vlastnostmi obou složek, jejich hustoty se přibližují, až dosáhne inkluze stavu, kdy je v ní opět přítomna pouze jedna homogenní fáze, jejíž hustota se pohybuje někde okolo kritického bodu. (Zachariáš, 2000)

2.4.4. Určování hustoty fluida

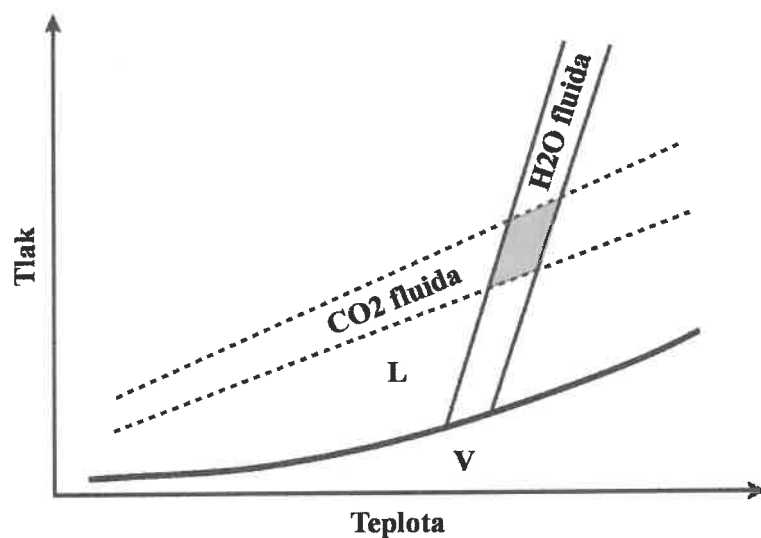
K určování hustoty fluid se využívá teplota homogenizace (Th) a určení salinity fluida. V jednoduchých systémech (vodné roztoky solí, inkluze s plyny (např. CO₂) lze teploty

homogenizace s využitím experimentálních dat přímo převést na hustotu fluida. V systémech směsí plynů s vodou (např. H_2O-CO_2) však toto není možné a je nutné kombinovat určení hustoty plynné fáze (z T_h plynu) a určení poměru (F) vodné a plynné fáze v inkluzi.

2.5. Odvození PT podmínek vzniku minerálu

Prvním krokem k jakékoli interpretaci PT podmínek vzniku minerálu je správné vymezení průběhu isochor. Postupovat můžeme buď tak, že isochory převezmeme z již vytvořeného grafu a nebo použijeme k jejich výpočtu dané stavové rovnice. V tomto případě je nezbytné dát si pozor na to, abychom použili správnou rovnici pro námi studované podmínky. V současnosti je také k dispozici řada počítačových programů (např. Flincor, MacFlinco, Linkam a další).

K určení PT podmínek vzniku minerálu se nejčastěji používají různé typy geobarometrů a geotermometrů v kombinaci s isochorami. Jako geotermo a geobarometr lze použít v podstatě jakýkoli minerál nebo minerální asociaci se známými PT podmínkami vzniku. Další možností je kombinace dvou isochor, které byly zachyceny ve stejnou dobu a jsou tzv. kogenetické. Podmínkou je, aby měly obě isochory odlišný sklon. Místo, kde se protnou charakterizuje podmínky vzniku minerálu (Obr. 6). Často bývá ale problém prokázat, že se skutečně jedná o kogenetické inkluze (Zachariáš, 2000).



Obr. 6. Kombinace isochor dvou kogenetických inkluzí (Zachariáš, 2000).

3. APLIKACE FLUIDNÍCH INKLUZÍ PŘI STUDIU HYDROTERMÁLNÍCH MINERALIZACÍ

Co se týče paragenese FI v hydrotermálních mineralizacích je nejdůležitější rozeznat genetická stádia inkluzí, tzn. primární, sekundární a pseudosekundární inkluze; lze předpokládat, že většina inkluzí ve většině vzorků jsou inkluze sekundární (Roedder, 1984; Van den Kerkhof a Hein, 2001). K dalším velice důležitým kritériím patří definování vztahu mezi fluidními inkluzemi a utvářením rud. Obecně se usuzuje, že primární a pseudosekundární jsou vázány zejména na transparentní žilné minerály, což poukazuje na čistě prostorové asociace s rudními minerály. Nejlepším důkazem pro genetický vztah mezi rudou a žilnými minerály je výskyt inkluzí jemnozrnných rudních minerálů v samotných žilných minerálech nebo tam, kde fluidní inkluze obsahují dceřinné rudní minerály.

3.1. Metody studia

Nejčastěji používanými minerály ke studiu fluidních inkluzí jsou transparentní minerály žiloviny – jako křemen, karbonáty, baryt a fluorit. Komplikací studia FI v rudních minerálech je fakt, že velká většina z nich je opakní (sulfidy), nebo téměř zcela neprůsvitné.

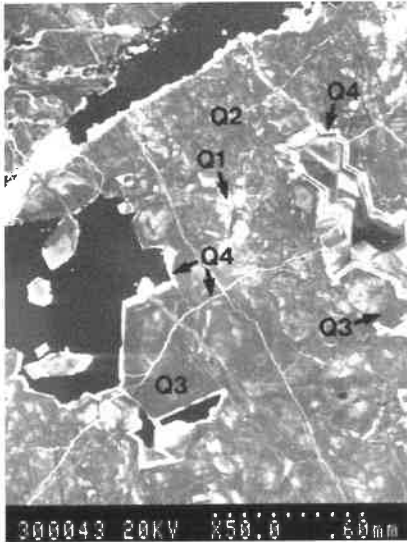
V běžných rudních minerálech je nejčastěji studovaným minerálem sfalerit. Nejen, že je velmi tvrdý, zaručuje udržení celistvosti inkluzí, ale je také světlý až průsvitný, takže je přístupný běžným mikrotermometrickým analýzám. Nejsnadnější práce je se sfaleritem s nízkým obsahem Fe, který má právě spíše světlejší barvy. Díky zlepšující se optické mikroskopii je však v dnešní době možno provádět analýzy inkluzí i u tmavě hnědých odrůd sfaleritu. Ovšem je zde i několik problémů. Je to např. velmi vysoký kontrast mezi indexem lomu fluidních inkluzí a hostujícím minerálem. Důsledkem toho je neustálý pohyb inkluzí během mikrotermometrie. Tento fakt může být částečně odstraněn dobrým nastavením optického osvětlení, ale vždy budou patrna omezení plynoucí z používání metod, které pracují se světlem (Wilkinson, 2001).

Alternativním přístupem je použití infračervené mikroskopie. Pro tuto metodu je vhodná celá řada rudních minerálů, např. sfalerit, pyrargyrit, wolframit, cinabarit, stibnit, molybdenit, aj....

Další metodou studia fluidních inkluzí je katodová luminiscence (CL). Tato metoda je používána zejména ve vysoce teplotních systémech a/nebo v systémech s vysokým fluidním tokem. Jako příklad by mohl posloužit systém mesotermálních křemen-zlatých žil (Obr. 7). Mineralizace tohoto typu jsou charakteristické přítomností několika fází, avšak pouze jedna z nich je dominantní

(v tomto případě křemen). V menším množství se vyskytují karbonáty, sulfidy a další fáze jako turmalín nebo scheelit. CL je tedy hlavně používána jako prostředek k rozlišení

mnohostupňových stádií, které se vytvářejí během růstu žil. Každé ze stádií vývoje se liší chemickým složením fluid, teplotou a minerální strukturou. Tento fakt je pravděpodobně důsledkem rozdílného epizodálního vývoje srážení minerálů. Použití katodové luminiscence nám pomáhá řešit rozhodující problémy klasifikace FI: jak vyřešit relativní čas vzniku různých generací sekundárních inkluzí (Wilkinson, 2001).



Obr. 7. SEM-CL mikrosnímek mnohostupňových stádií srážení křemene v žilách z ložiska zlata Curraghinalt, Severní Irsko. Q1: pre-mineralizace, brekciováný křemen (střední luminiscence); Q2: hlavní stádium zlato-sulfidového pojiva brakcie (kalná luminiscence); Q3: post-mineralizace, zonální idiomorfni přerůstání křemene (proměnlivá luminiscence); Q4: pozdní přetisk způsobující remobilizaci zlata (jasná luminiscence). (Wilkinson, 2001)

3.2. Obecné charakteristiky fluid v hydrotermálních mineralizacích

I přes velmi široká rozpětí vlastností a charakteristik různých typů hydrotermálních ložisek můžeme vyčlenit několik parametrů, které vykazují určitou podobnost.

3.2.1. Teplota homogenizace (T_h) a salinita

Pomocí těchto dvou komponent je nejsnadnější charakterizovat FI přítomné v HM. Jak je patrné z Obr. 8 většina ložisek rud zabírá pole v prostoru mezi křivkou nasycení halitem a kritickou křivkou čistého NaCl. Do tohoto pole se dají zahrnout následující typy ložisek:

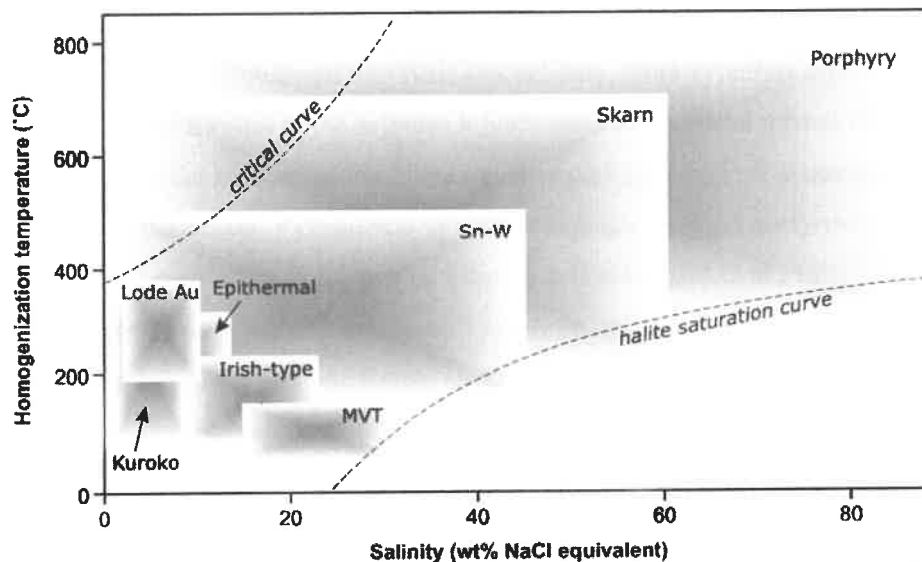
Kuroko, žilná ložiska zlata, irský typ, epitermální ložiska, MVT, Sn-W, skarny, porfyry.

Rozpětí teplot homogenizace se na hydrotermálních ložiscích obecně pohybuje od cca 50 až do 700 °C. Rozsah salinit u hydrotermálních ložisek je také široký.

Její hodnoty se pohybují od 0 až do 70 hm % NaCl_{ekv}. MVT má rozsah hustot 15-30 hm % NaCl_{ekv}, epitermální ložiska 0-12 hm % NaCl_{ekv}, atd.

3.2.2. Hustota fluid

Hustota fluid je definována pomocí T_h a salinity a to bez ohledu na podmínky zachycení. Variace v hustotě fluid jsou důležité pro určení mechanismu fluidního toku a umožňuje nám omezit procesy toku. Většinou se užívají diagramy, ve kterých se zohledňují T_h a salinita a jsou zde zobrazeny linie hustot fluid. Hustoty naměřené na určité lokalitě se zanášejí do grafu a podle toho, kde se nakoncentruje nejvíce bodů můžeme usuzovat na průměrnou hustotu fluid v systému.



Obr. 8. Shrnující diagram zobrazující T_h a salinitu, demonstrující typický rozsah inkluzí z různých typů ložisek (Wilkinson, 2001).

3.2.3. Ostatní parametry charakterizující HM

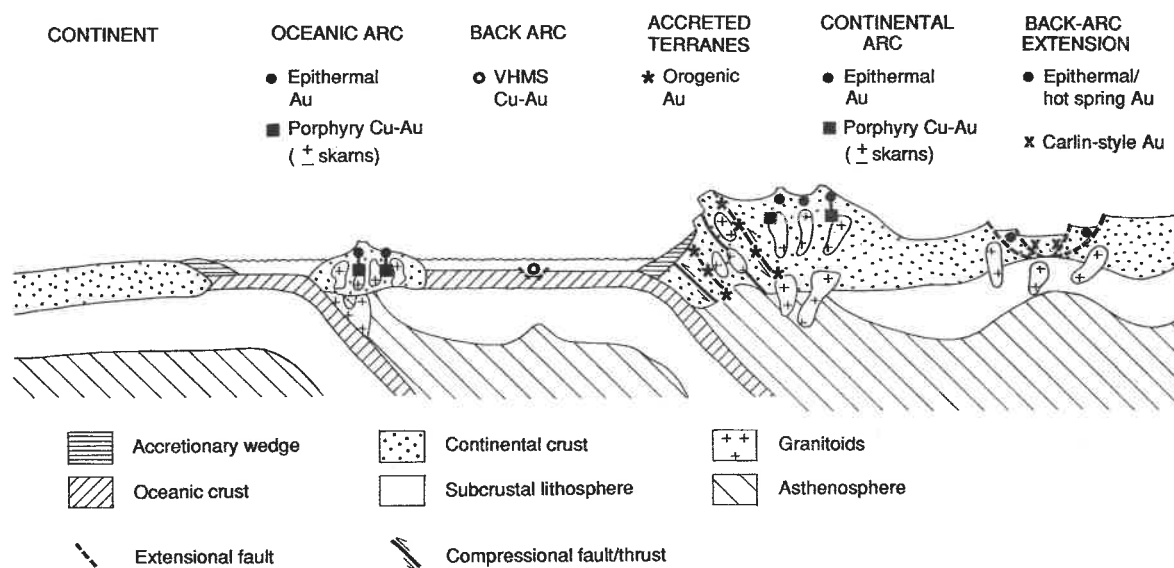
- Přítomnost látek rozpuštěných v roztoku. Dominantními kationty jsou K^+ , Na^+ , Ca^{2+} a anionty Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- .
- Obsah CO_2 . Zvýšené koncentrace se vyskytují v oblastech zvyšujícího se tlaku mezi dvěma důležitými křivkami. Mezi křivkou L-V a křivkou expanze L-V v divariantním poli PT prostoru (např. Shepherd et al., 1985). Důsledkem tohoto efektu je, že fázová separace se může vyskytovat za vyšších tlaků a tedy ve větších hloubkách, než v jednoduchých vodno-solných roztocích. Běžně je CO_2 přítomen ve fluidních inkluzích v mesotermálních ložiscích zlata, nízké koncentrace CO_2 byly zjištěny i v systémech epitermálních a magmaticko-hydrotermálních (Bodnar et al., 1985).
- Obsah vzácných plynů (Ar, He, Kr, Xe) ve fluidních inkluzích (Norman a Musgrave, 1994). Snad nejpoužívanějším z vyjmenovaných plynů je He, resp. isotopický poměr $^3He / ^4He$.
- Studium halogenů (Cl, F, Br a I) je velice používaná metoda ke zjištění typu hydrotermálních fluid (původu solných roztoků). Bývá sledován poměr Cl vs. Br a Cl/Br vs. Na/Br. K jejich studiu se používá neutronové ozáření (Bohlke a Irwin, 1992)

a ionová chromatografie (Channer a Spooner, 1992). Dá se říci, že právě studium koncentrace halogenů je pravděpodobně nejpoužívanější „stopou“ k rozlišení zdroje a původu fluid, dále ke zjištění interakce s mořskou vodou, vypařující se mořskou vodou a solankovými roztoky.

- Isotopická měření, zejména O, C a S. V silikátech se věnuje pozornost zejména isotopům O a získaná data nám mohou poskytnout informace o zdroji fluid a stupni isotopické výměny mezi fluidem a horninou během fluidního toku. Data se získávají pomocí iontových sond, laserovou fluorací, laserovou ablací, či klasickými laboratorními metodami.
- Entalpie. Používání této fyzikální veličiny, která vyjadřuje tepelnou energii systému, je běžné a velmi hojné zejména k hodnocení vzájemného mísení fluid a procesů varu v mělké kůře, avšak mnohem méně se dají aplikovat při zkoumání hydrotermálních mineralizací. Významnou výjimkou je pouze výzkum porfyro-epitermálního ložiska v Lepanto-Far Southeast na Filipínách (Hedenquist et al., 1998). Při studiu jsou používány tabulky zahrnující Th, kde je zaznamenána entalpie fluidních inkluzí v okamžiku homogenizace, ale zcela nejpoužívanější jsou diagramy, ve kterých je zobrazena salinita a entalpie.

3.3. Příklady typů ložisek, na kterých je aplikováno studium fluidních inkluzí

V následujícím výčtu hydrotermálních mineralizací (HM) jsou zastoupena jen některá jako ukázka použití FI. Nejedná se o kompletní přehled všech HM, to by bylo nad rámec této bakalářské práce. Pozornost je kladena zejména na ložiska Au. Na Obr. 9 je schématicky znázorněna poloha různých typů ložisek vzhledem k jejich tektonické pozici v tzv. metamorfním pásu.



Obr. 9. Tektonická pozice epigenetických na zlato bohatých minerálních ložisek (Groves, 1998).

3.3.1. Mezotermální ložiska zlata

Tato ložiska jsou vázána na oblasti konvergentních okrajů desek a kolizních orogenů (proto se tato ložiska nazývají též orogenní), kde se velkou měrou projevila kompresní až transtenzní deformace a došlo zde k silným projevům regionální metamorfózy zejména ve střední kůře. Na základě hloubky vzniku se dělí na: 1. epizonální (< 6km), 2. mesozonální (6-12 km) a 3. hypozonální (> 12 km) (Groves et al., 1998). Tato ložiska vznikala na Zemi přes 3 mld let, během stř. Archaika, dále mladšího Prakambria a dále plynule pokračovala až do Fanerozoika (Goldfarb et al., 2001).

Co se týče minerálních asociací na ložiscích, dominantní jsou křemenné žíly s obsahem sulfidů (hlavně Fe) méně než 3-5 % a nebo s obsahem karbonátů méně než 5-15 %. Dále jsou přítomny minerály typické pro facii zelených břidlic jako albit, světlé slídy, chlorit, scheelit a turmalín, místy se mohou vyskytnout i Na a Ca, prvky typické pro amfibolitovou facii (Ridley et al, 2000). Charakteristická je přítomnost Ag a v menší míře jsou zastoupeny i prvky jako As, Sb, Te, W, Mo, Bi, B, Cu, Pb (McCuaig and Kerrich, 1998). Významné je zastoupení CO₂, K, S, H₂O, SiO₂ +/- Na a LILE (Groves et al., 1998). Zlato je pravděpodobně transportováno v Au(HS)₂ komplexu (McCuaig and Kerrich, 1998).

Fluidní inkluze studované na mezotermálních ložiscích jsou typické nízkou salinitou, která se pohybuje od 2 do 10 hm% NaCl_{ekv} (Wilkinson, 2001). Složení fluid odpovídá systému H₂O-CO₂ +/-CH₄, N₂, přičemž koncentrace CO₂ dosahuje více než 5 mol% (Groves et al., 1998), (Obr. 10). Velikost inkluzí je poměrně malá (cca 5 μm) a z hlediska geneze se většinou jedná o sekundární inkluze. Tato malá velikost však může způsobovat potíže při mikrotermometrickém studiu. Teplota homogenizace se pohybuje kolem 200-350°C, ale byly zaznamenány i teploty kolem 400°C (Roedder, 1984). Podstatným procesem sledovaným na mezotermálních ložiscích je fázová separace na CO₂ - bohatá fluida (+/- CH₄, N₂) a fluida

bohatá H₂O (+/-CO₂). Jedná se tedy o zachycení inkluze z heterogenního fluida dvou omezeně mísitelných složek. Pouze v ojedinělých případech je teplota homogenizace obou těchto fluid podobná, avšak k tomuto jevu dochází jen velmi zřídka a Th CO₂ – bohatých fluid může mít až o 50°C větší hodnotu než u H₂O, používají se proto k dalšímu studiu a interpretacím fluidní inkluze bohaté H₂O, které nám poskytují spolehlivější informace (Wilkinson, 2001).



Obr. 10. Mikrofotografie fluidních inkluzí v křemenu z ložiska Patchway, Zimbabwe. Ve středu obrázku je vidět 3-fázová H₂O-CO₂-NaCl inkluze (foto R. Herrington; přejato z Wilkinson, 2001).

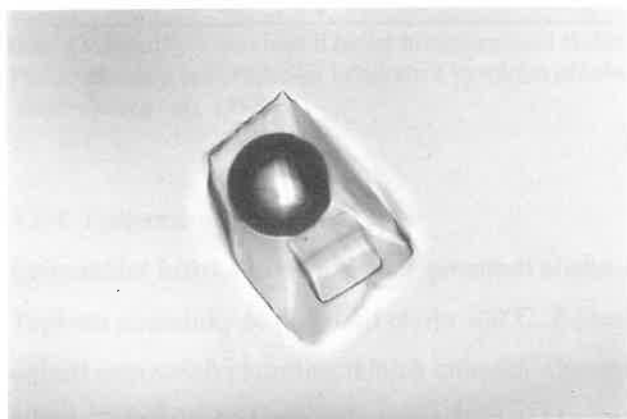
3.3.2. Porfyrový typ ložisek

Ložiska jsou vázána na intruzivní tělesa, na jejich vzniku se podílí jednak magmatická fluida v počátečních fázích vývoje, později se výrazně uplatňují meteorické vody. Důležitým faktorem a jakýmsi spouštěčem pro samotný vznik ložiska je právě infiltrace povrchových fluid do magmatického systému a sekundární ochlazení a zředění magmatických fluid. Teplota magmatických fluid se z počátku pohybuje až kolem 700°C a salinita bývá vyšší než 40 hm% NaCl_{ekv}, zatímco teplota povrchových vod bývá až o několik set stupňů nižší a salinita je okolo 4 hm% NaCl_{ekv}.

Velké variace ve vlastnostech fluidních inkluzí na těchto ložiscích a různé způsoby homogenizace udávají velmi široké rozpětí teplot homogenizace, která se pohybuje od 200-700°C a salinita se udává 0-70 hm% NaCl_{ekv}. Pro vysoce salinní inkluze je charakteristický výskyt dceřiných minerálů jako např. halitu (Obr. 11), sylvínu a chalkopyritu. Tyto inkluze hojně koexistují s plynnými inkluzemi o nízké hustotě. To bývá vysvětlováno jako výsledek fázové separace mezi kapalinou a plynem, což koresponduje s magmaticko-hydrotermálním vývojem ložisek (Henley a McNabb, 1978).

Inkluze studované na porfyrových ložiscích se dělí do pěti skupin: 1. halitem nenasycené inkluze homogenizující na L; 2. halitem nenasycené inkluze homogenizující na V; 3. halitem saturované inkluze homogenizující na L a kriticky rozpouštěním halitu; 4. halitem nasycené inkluze homogenizující na L a kriticky vymizením V; 5. halitem nasycené inkluze

homogenizující na V (Wilkinson, 2001). Typ jedna a dva souvisí s fázovou separací H₂O fluid nebo přímo s separací z krystalizující taveniny. Typ tři a čtyři by mohl také souviset s fázovou separací fáze H₂O nebo přímo odmíšením z taveniny za nízkých tlaků (Cline a Bodnare, 1991). Inkluze typu pět jsou zachyceny za vysokých teplot v jednofázovém poli. Ulrich et al., (1999) s použitím laserové ablace ukázal, jak jsou Au, Cu nebo As preferovaně včleněny do plynné fáze ve dvoufázovém systému, to má velký význam pro transport a ukládání těchto kovů na porfyrových ložiscích, jedná se o mechanismus pomocí něhož mohou být kovy frakciovány a přednostně transportovány do epitermálního systému.

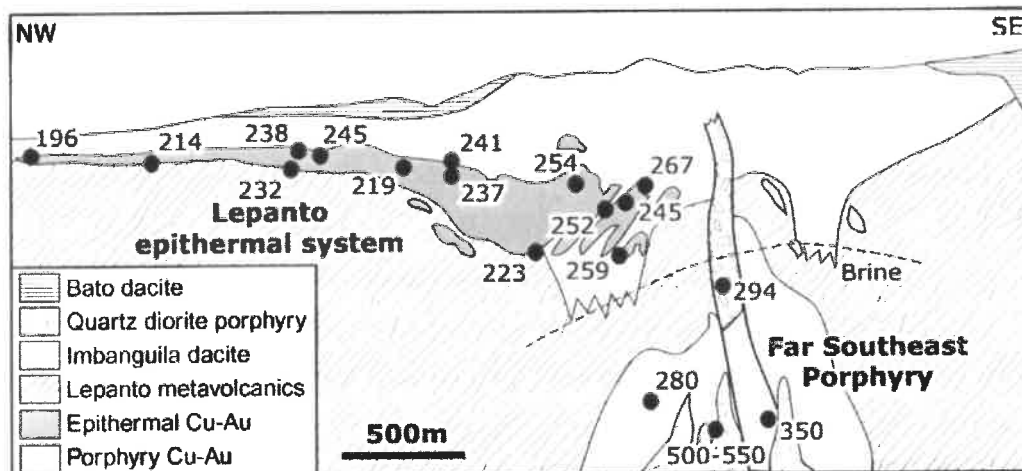


Obr. 11. Mikrofotografie primární inkluze halitu v křemenu z ložiska San Pedro, Nové Mexiko (foto A. Rankin; z Wilkinson 2001).

3.3.3. Porfyro-epitermální ložiska

Přechod mezi ložisky porfyrového a epitermálního typu je velice dobře zdokumentován na ložisku Cu-Au Lepanto-Far Southeast (Obr.12) (Hedenquist et al., 1998). Byly zde zjištěny vysoce salinní inkluze s poměrně vysokými teplotami homogenizace úzce spjaté s porfyry. Směrem od porfyrového tělesa byly objeveny inkluze se stále klesající salinitou i Th s vysokou mírou sulfidace, které indikuje enargit-Au epitermální těleso (Mancano a Campbell, 1995). Tyto změny podávají důkaz pro tok fluid pryč směrem z centra porfyrového tělesa. Dochází ke křížení s poruchovou zónou a mísení fluid s chladnějšími povrchovými vodami se zanedbatelnou salinitou.

Tato studie dokazuje jak mohou data získaná z fluidních inkluzí pomoci při průzkumech fázových rozhraní mezi fluidním tokem s dominantně magmatickým původem fluid a fluidy s obsahem povrchové srážkové vody na hydrotermálních ložiscích (Wilkinson, 2001).



Obr. 12. Rozdíly v maximech teplot homogenizace fluidních inkluzí u porfyrového ložiska Cu Far Southeast a epitermálním ložiskem s vysokým obsahem sulfidů (upraveno podle Hedenquist et al., 1998).

3.3.4. Epitermání ložiska

Epitermální ložiska jsou vázána na prostředí blízko zemského povrchu, do hloubek 1 km. Teplotní podmínky se pohybují okolo 300°C. Z hlediska tektoniky jsou tato ložiska vázána na oblasti ostrovních i kontinentálních oblouků v kompresním až extenzním režimu (Groves et al., 1998). Hostitelskými minerály jsou většinou křemen, kalcit a sfalerit.

Na těchto ložiscích se uplatňuje asi nejvíce ze všech ložisek studium FI (Roedder, 1984) a to zejména díky poměrně velké velikosti inkluzí (až několik mm) a/nebo velmi dobré optické čistotě inkluzí. Výhodou je také přítomnost velkého množství různých typů fluid na těchto ložiscích. Charakteristické je, že teploty homogenizace fluidních inkluzí jsou dobrým zastoupením pro skutečnou teplotu zachycení inkluzí, tlak zachycení je nízký.

Klasickým případem studia epitermálních systémů je ložisko Creede v Coloradu (Berger a Henley, 1989). Ložisko je tvořeno žilným systémem obsahujícím rozmanité minerální fáze, hlavně sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrit, hematit, chlorit, křemen, adulár a sericit. Na ložisku bylo rozpoznáno pět paragenezí. Nejpoužívanější pro studium a analýzy zejména primárních inkluzí byl sfalerit, protože obsahoval mnohonásobné růstové zóny a byl vhodný pro korelování v celém ložisku. Inkluze jsou dominantně bohaté kapalinou, ale byly objeveny i inkluze bohaté plynem a to zejména ve svrchnějších částech ložiska. Teplota homogenizace na tomto ložisku je v rozpětí 200-270°C a salinita dosahuje o něco málo vyšších hodnot, než je běžné, pohybuje se od 4,9-11,7 hm% NaCl_{ekv.} Studia isotopů na ložisku Creede ukazují na dva možné zdroje fluid. Jednak srážková voda, jednak magmatická fluida.

3.3.5. VHMS ložiska

Ložiska typu VHMS (Volcanic-associated massive sulphide) jsou vázána na velké submarinní poruchy v zemské kůře (středoocéánské hřbety) a podmořský vulkanismus s nimi spjatý. Jde v podstatě o fosilní ekvivalenty recentních černých a bílých kuřáků. Rudní tělesa jsou tvořena zejména velice masivním pyritem, chalkopyritem, sfaleritem a dále jsou přítomny křemen-karbonátové žíly s vysokým obsahem sulfidů (Groves et al., 2003).

Fluidní inkluze na těchto ložiscích jsou dominantně o složení H_2O , jde o dvou fázové plyno-kapalné inkluze s poměrně nízkou salinitou (1-8,4 hm% $NaCl_{ekv}$). Teplota homogenizace je nízká až střední (80-340°C) (např. Roedder, 1984). Určité rozdíly v Th a salinitě jsou pozorovány mezi spodnějšími partiemi žilného systému, ve kterém jsou tendence spíše k vyšším hodnotám. Naopak nižší Th a salinita jsou měřeny ve vyšších zónách. Tato rozdílnost by mohla být dána přetiskem teplejších teplotních stádií chladnějšími fluidy, což by mohlo být spojeno s lokálními projevy vulkanické aktivity (Wilkinson, 2001). Potíže jsou s určením původu fluid. K rozřešení tohoto problému by mohla přispět aplikace studia hlogenů, ale také znalosti z recentních hydrotermálních submarinních sopouchů (Wilkinson, 2001).

3.4. Příklad použití fluidních inkluzí při studiu ložisek v ČR

Studium fluidních inkluzí bylo aplikováno též na řadě hydrotermálních ložisek v ČR. Patří mezi ně například ložisko zlata Mokrsko (Boiron et al., 2001), kde je zlatonosná mineralizace vázána zejména na křemenné žíly a vulkano-sedimentární horniny jílovského pásma. Mezi další studovaná ložiska patří oblast Nízkého Jeseníku, kde jsou významné mineralizace sulfidů Cu, Zn a Zn a také Au. Jako příklad zde uvádím polymetalické ložisko Příbram.

3.4.2. Příbramský rudní revír

Příbramský rudní region se z geologického hlediska nachází v oblasti styku dvou odlišných jednotek, hranice mezi těmito jednotkami je nejen litologická a daná různým stupněm metamorfózy, ale též tektonická.

Jedná se o jednotku moldanubika, která je tvořena zejména vysoce-metamorfovanými horninami prekambriického stáří a prostoupena řadou granitoidních intruzivních těles (středočeský pluton) a jednotkou tepelsko-barrandienskou, která je tvořena převážně nízcem-metamorfovanými až nemetamorfovanými horninami svrchního proterozoika až paleozoika. Charakteristické je střídání drobových (paleozoických) a břidličných (proterozoických) pásem. Proterozoikum je zastoupeno starší kralupsko-zbraslavskou skupinou (blovecké a davelské souvrství), kde vystupují jílové břidlice, prachovce, droby a vulkanické produkty (bazalty až andezity), hojně jsou vložky silicitů. Mladší štěchovická skupina (dříve dobříšská) má flyšový

ráz sedimentace (střídání prachovců, jílovců, drob) bez většího projevu vulkanické aktivity. Typická je přítomnost tzv. dobříšských slepenců.

V paleozoiku se odehrávala sedimentace zejména v příbramsko-jinecké pánvy a dominantními horninami byly slepence (žitecko-hlubošské souvrství), pískovce a droby (sádecké souvrství) a v nadloží holšinsko-hořické souvrství tvořené slepenci a pískovci (Obr. 13). Do těchto jednotek pronikla řada diabasových žil (pravděpodobně pravariského stáří). Do paleozoika je také datováno proniknutí malého tělesa bohoslavického dioritového masívu.

Na příbramském ložisku lze vyčlenit dva rudní revíry: polymetalický rudní revír (Příbram-Březové Hory) a uranový revír.

Nejstarším typem mineralizace na příbramském ložisku je zlatonosná mineralizace (bez ekonomického významu), dalším typem je sulfidické (polymetalické) zrudnění (Ag-Pb-Zn+/-Cu+/-Sb) a relativně mladá U mineralizace (cca 270 Ma).

Polymetalické zrudnění v Březových Horách vykazuje jistou vertikální zonalitu. S rostoucí hloubkou se zvyšuje zastupení křemene a Sn-W minerálů, zatímco obsah karbonátů a baritu se naopak snižuje. Rudní žíly jsou vázány zejména na systém diabasových žil.

Naproti tomu U- mineralizace je úzce spjata s kontaktní zónou středočeského plutonu. Na tomto ložisku se typicky uran vyskytuje v karbonátech, zejména kalcitu.

Studiem fluidních inkluzí polymetalického zrudnění se zabýval P. Dobeš (Žák a Dobeš, 1991). Studovány byly fluidní inkluze ve sfaleritech, křemeni, baritech a karbonátech a to jak na uranovém ložisku tak na polymetalickém (Březové Hory, Vrančice).

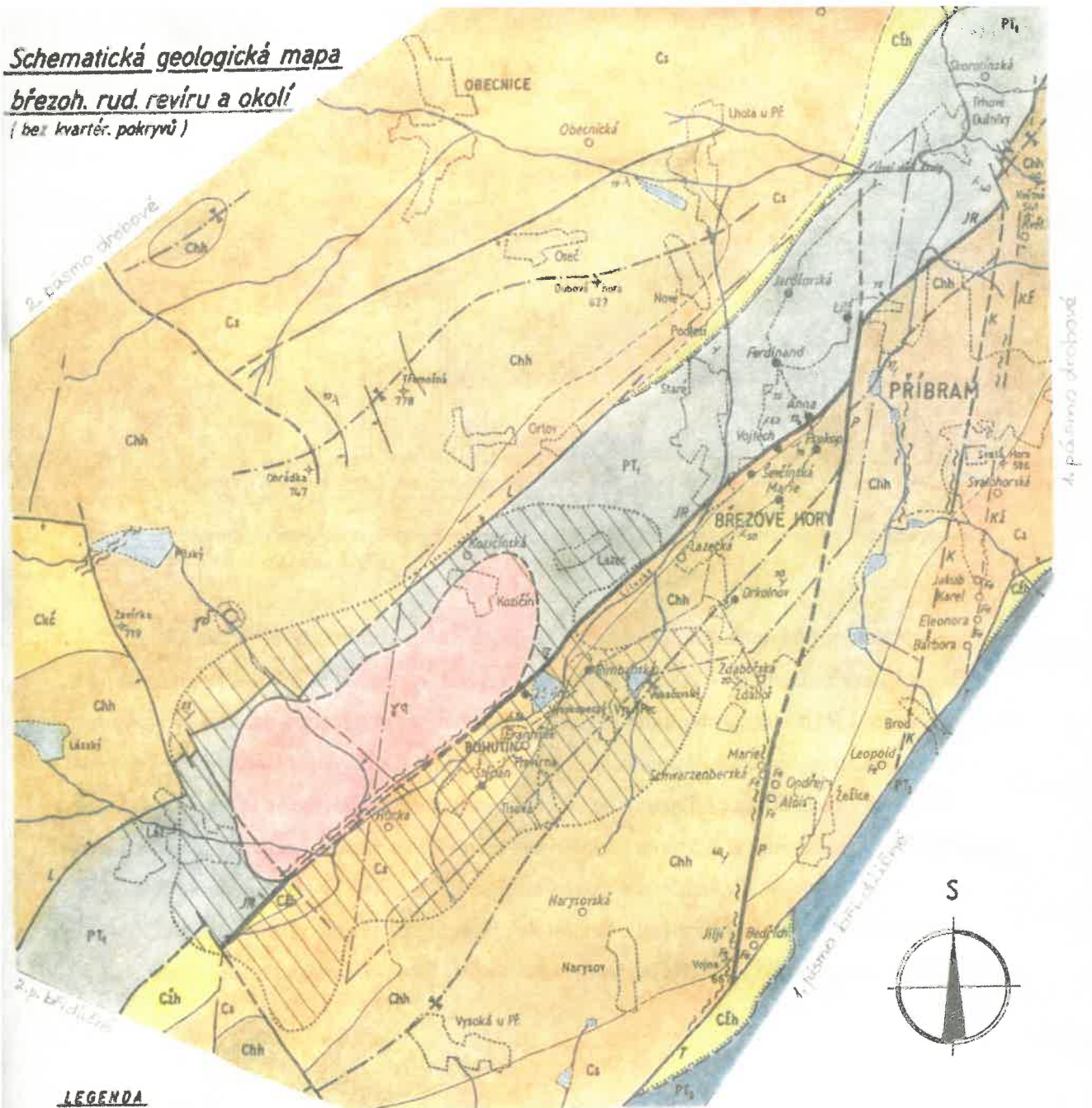
Nalezeny byly inkluze s dvojitým typem výplně: dvou-fázové vodné a jedno-fázové vodné inkluze. Posledně jmenované reprezentují 60% všech inkluzí. Velikost inkluzí se pohybuje od 5 μm (v křemeni) až do 300 μm (v baritu). Z hlediska geneze inkluzí se k měření používaly nejhojněji pseudosekundární inkluze, které byly rozpoznány ve všech dostupných minerálech.

Z termometrických měření bylo zjištěno, že na ložisku Březové Hory se Th inkluzí pohybovala v rozmezí 72-308 °C, přičemž nejvyšší teploty byly naměřeny v křemeni (nejstarší) a nejnižší v baritu (nejmladší). Co se týče salinity, nejnižší hodnoty se opět objevily u baritu (3-15 hm% NaCl_{ekv}), u ostatních minerálů (křemen, sfalerit, siderit) se vyšplhaly až k 23 hm% NaCl_{ekv}. Ve Vrančicích se teplota homogenizace nacházela v rozmezí 61-235 °C a salinita od 0 (kalcit) až po 26 hm% NaCl_{ekv} (křemen). Vzorčky z uranové mineralizace vykazovaly Th i salinitu o něco nižší. Teplota homogenizace se nachází v rozmezí 62-113 °C a salinita 0.5-5 hm% NaCl_{ekv}. Měření v tomto případě bylo prováděno výhradně na kalcitu (Obr. 14).

Schematická geologická mapa

březoh. rud. revíru a okolí

(bez kvartér. pokryv)



LEGENDA

Paleozoická intruze:

bohutínský křemenný diorit

biotitický granodiorit

Souvrství spod. kambria:

křoučocko-čenkovské

hořínsko-hoříčské

sádecké

břecho-hubošské

Série vrch. proterozoika:

dobříšská

blatnicko-tepelská

hlavní zlomy (zjištěné, předpokl.)

ostatní vřzn. zlomy (zjišť., předpokl.)

poruchy III. řádu (zjišť., předpokl.)

dírcená nebo mylonit. pásma

osy synklinál

transgresivní hranice spod. kambria s proteroz.

hranice souvrství spodního kambria

přibliž. omezení kontakt. metamorfózy

hlavní jámy březohorského revíru (Ag, Pb, Zn)

ostatní vřzn. jámy revíru a kutací jámy v okolí (Ag, Pb, Zn)

vřzn. jámy příbramského železoužného revíru

vymezení březohorského rudního revíru

přibližný průběh hl. části ošedivé zlomy

jilská rozsedlina příbramské porucha

lázeňská porucha

květenská porucha

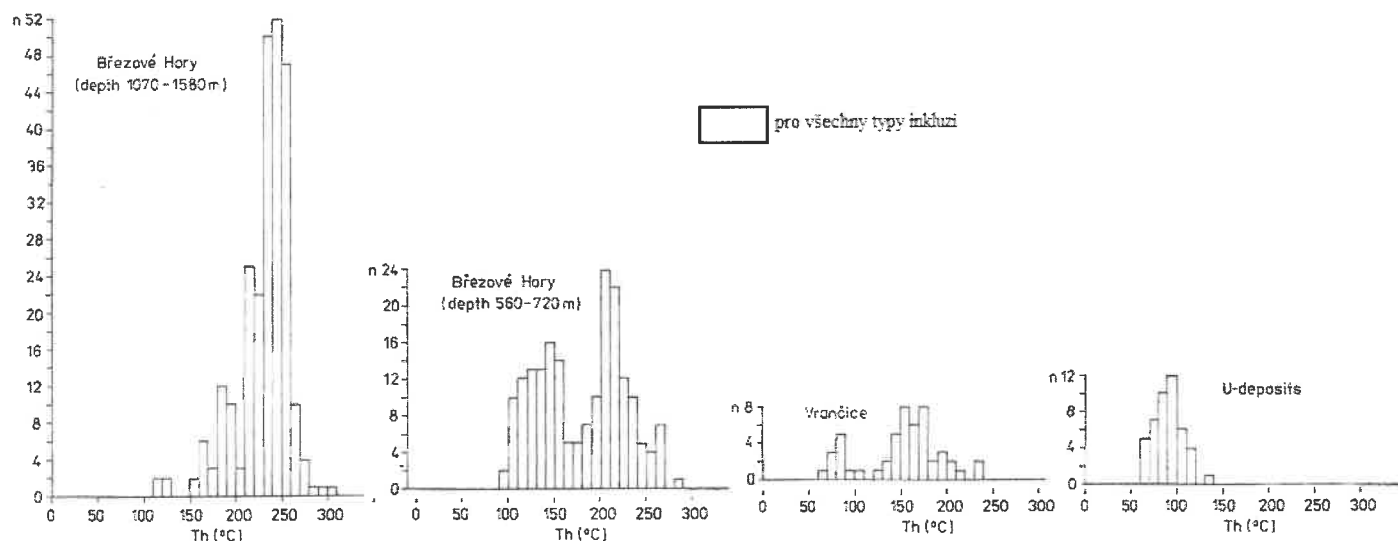
struktura květenské žíly



Sestavil autor (1987) podle mapy příbramské rudní oblasti - Havlíček et al. - ÚÚG 1975 (hl. redaktor Cháb) i podkladů Fatková, Studničný et al. (1980, 1981), Bambas a kol. (1985) a dokumentace RD-Příbram.

Kreslila: M. Křížová

Obr. 13. Mapa příbramského rudního revíru (http://www.quido.cz/historie/historie_420_3.html).



Obr. 14. Histogram zobrazující teploty homogenizace fluidních inkluzí z příbramského rudního revíru (upraveno podle Žák a Dobeš, 2001).

Chemické složení inkluzí studovaných na jednotlivých ložiscích koresponduje s prostředím, ve kterém se nacházejí. Např. vysoké obsahy CaCl v inkluzích z Vrančic jsou v souladu s alkalicko-vápenatým charakterem vyvřelých hornin dané oblasti. V Březových Horách byly zvýšené obsahy NaCl a MgCl₂. Z rozdílných teplot vzniku mineralizace, salinit a geochemických dat se dají odhadnout zdroje fluid. U polymetalické sulfidické mineralizace se pravděpodobně jednalo o zdroje ze spodních partií kůry, zatímco u U mineralizace jde o původ fluid spíše svrchno-korový. Velice nízká salinita hovoří o značném podílu meteorických vod. Pokud dáme dohromady data ze studia fluidních inkluzí s isotopickými daty a geologickými poměry dané oblasti můžeme vytvořit jakýsi model utváření ložiska. (Žák a Dobeš, 1991).

4. ZÁVĚR

Hydrotermální ložiska váží významné akumulace ekonomicky důležitých surovin. Pochopení jejich vzniku a procesů, které vedou k jejich utváření nám umožní jejich efektivní vyhledávání.

Tato práce měla za cíl představit fluidní inkluze jako prostředek ke studiu hydrotermálních ložisek. Na několika konkrétních typech bylo ukázáno, že výskyt určitých typů fluidních inkluzí souvisí velmi úzce s prostředím, ve kterém se vyskytují. Prostřednictvím analýz fluidních inkluzí mohou být definovány mechanismy, které vedly ke vzniku akumulace určitého nerostu a určení původu fluid, které rudní i nerudní prvky transportovaly.

Z mikrotermometrických dat získaných studiem inkluzí se nám nabízí jakýsi pohled do minulosti ložiska: můžeme odhadnout teplotu, tlak, salinitu a hustotu fluid, či složení plynné fáze. Všechna tato data nám nakonec umožní vytvořit genetický model ložiska.

K analyzování a vyhodnocování dat se využívají nejmodernější technologie, které nám umožňují sledovat inkluze velikosti řádově mikrometrů a pozorovat děje, jež se v nich odehrávají. Avšak laboratornímu studiu předchází práce terénní, kde je velice důležité, aby vzorek, jež hodláme podrobovat analýzám byl vhodně odebrán, byl dostatečně reprezentativní pro námi sledovanou oblast. Důležité je abychom vzorek nevystavili nežádoucím vnějším vlivům, které by mohly nějakým způsobem zkreslit výsledná měření. Podstatnou roli tedy hraje také lidský faktor, proto je nutné, zvláště v případě studia fluidních inkluzí, dbát na preciznost práce a nedělat ukvapené závěry, jež by mohly vést k chybným interpretacím.

5. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Berger B.R., Henley R.W., 1989. Advances in the understanding of epithermal gold-silver deposits, with special reference to the western United States. *Econ. Geol. Monogr.* 6, 405-423.
- Benešová Z., Ďurišová J., 1980. *Plynokapalné uzavřeniny a jejich význam pro geologii*. Výzk. práce Ústř. Geolo., 23, Praha, 80 str.
- Bohlke J.K., Irwin J.J., 1992b. Laser microprobe analyses of I, Br, I and K in fluid inclusions; implications for sources of salinity in some ancient hydrothermal fluids. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 203-225.
- Boiron M.C., Barakad A., Cathelineau M., Banks D.A., Durisova J., Morávek P., 2001. Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: the Mokrsko gold deposit (Bohemia). *Chem. Geol.* 173, 207-225.
- Cline, J.S., and Bodnar, R.J., 1991. Can economic porphyry copper mineralization be generated by a typical calc-alkaline melt? *Journal of Geophysical Research* 96, 8113-8126.
- Diamond L., 2001. Review of the systematics of CO₂ – H₂ O fluid inclusions. *Lithos* 55, 69-99.
- Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S., 2001. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* 18, 1-75.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* 13, 7-27.
- Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J., 2003. Gold Deposits in Metamorphic Belts: Overview of Current Understanding, Outstanding Problems, Future Research, and Exploration Significance. *Econ. Geol.* 98, 1-29.
- Hedenquist J.W., Arribas A. Jr., Reynolds T.J., 1998. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Econ. Geol.* 93, 373-404.
- Henley R.W., McNabb A., 1978. Magmatic vapour plumes and ground-water interaction in porphyry copper emplacement. *Econ. Geol.* 73, 1-19.
- Channer D.M. DeR., Spooner E.T.C., 1992. Analysis of fluid inclusion leachates from quartz by ion chromatography. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 249-259.
- Mancano D.P., Campbell A.R., 1995. Microthermometry of enargite-hosted fluid inclusions from the Lepanto, Philippines, high-sulfidation Cu-Au deposit. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 3909-3916.
- McCuaig, T.C., and Kerrich, R., 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode-gold deposits: Evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews* 12, 381-453.
- Norman D.I., Musgrave J.A., 1994. N₂-Ar-He compositions in fluid inclusions; implicators of fluid source. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1119-1131.

Ridley, J.R., Groves, D.I., Knight, J.T., 2000. Gold deposits in amphibolite and granulite facies terranes of the Archean Yilgarn craton, Western Australia: Evidence and implications for synmetamorphic mineralization. *Reviews in Economic Geology* 11, 265–290.

Roedder E., 1984. *Fluid inclusion*. Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy, vol. 12, 644 str.

Shepherd T. J., Rabin A.H., Alderton D.H.M., 1985. *A practical Guide to Fluid Inclusion Studies*. Blackie, Glasgow, 239 str.

Ulrich T., Heinrich C.A., 1999. Gold concentrations of magmatic brines and the metal budget of porphyry copper deposits. *Nature* 399, 676-679.

Van den Kerkhof Alfons M., Hein U.F., 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos* 55, 27-47.

Wilkinson J.J., 2001. Fluid inclusion in hydrothermal ore deposits. *Lithos* 55, 229-272.

Zachariáš J., 2000. *Úvod do studia plynokapalných inkluzí*. Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů UK PŘF, Praha, 44 str.

Žák Karel, Dobeš Petr, 1991. *Stable isotopes and fluid inclusion in hydrothermal deposits: The Příbram ore region*. Academia, nakladatelství Československé akademie věd, Praha, 112 str.

http://www.quido.cz/historie/historie_420_3.html; 4.9. 2008