

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

Geneze Au-Sb mineralizace na ložisku Krásná Hora

Diplomová práce

Bc. Matěj Němec



Vedoucí diplomové práce doc. RNDr. Jiří Zachariáš, PhD.

Praha 2014

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem na předložené diplomové práci pracoval samostatně pod vedením svého školitele doc. J. Zachariáše. Veškeré údaje z publikované literatury a nepublikovaných zpráv, které jsem použil, jsou řádně citovány v textu a uvedeny v seznamu literatury.

Svoluji k půjčování své diplomové práce pro studijní účely a žádám, aby byla vedena evidence o výpůjčkách a převzaté údaje byly řádně citovány.

Podpis:

Poděkování:

Především děkuji svému školiteli docentu Zachariášovi za jeho pečlivé a obětavé vedení mého výzkumu, za jeho cenné názory, konzultace a připomínky, prostřednictvím kterých jsem byl schopen komplexně uchopit a zpracovat problematiku tématu tohoto diplomového projektu. Dále děkuji RNDr. V. Goliášovi (PřF UK) za jeho konzultace a Ing. P. Maličkému (VŠCHT), který ochotně poskytl hmotnou i nehmotnou dokumentaci. Cenné informace jsem čerpal z archívu České geologické služby a Geofondu ČR. Děkuji doktoru Rackovi (PřF UK) za provedení analýz SEM-EDS.

Tato diplomová práce je součástí projektu GAUK 1466214, poděkování proto patří i Grantové agentuře Univerzity Karlovy za poskytnutí prostředků pro výzkum.

ABSTRAKT

Ložiska krásnohorského rudního revíru jsou hlavním představitelem Sb-Au mineralizace na území ČR. Geneticky odpovídají epizonální mineralizaci typu „orogenic gold“. Ložiska jsou prostorově a částečně i časově spjata s intruzí středočeského plutonu. V regionálním měřítku jsou vázána na granodiorit technického typu, v detailu však výskyt rudních žil a poloh sleduje průběh v.-z. žil lamprofyrů, které jsou v okolí rudních žil většinou silně alterovány a mylonitizovány. Rudní sloupy se nacházejí hlavně na křížení v.-z. žil se sz. – jv. tektonickými poruchami. Mineralizace krásnohorských žil vznikala v prostředí opakovaně aktivovaných poruchových zón.

Mikroskopickým studiem jsem na ložisku vyčlenil tři generace křemene. Nejstarší křemen (Qtz_1), který byl v literatuře tradičně považován za zlatonosný vznikl při teplotách kolem $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ a v hloubce přibližně 5 km z nízkosaliních fluid $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ typu. Mladší křemen (Qtz_2), který předchází krystalizaci antimonitu, vznikal při teplotách kolem $280\text{ }^{\circ}\text{C}$ v hloubkách okolo 3 - 4 km z vodných roztoků (H_2O -soli). Mikroskopické studium omezeného počtu vzorků neprokázalo vazbu Au na Qtz_1 ani na Qtz_2 . Za zlatonosnou považuji až mladší paragenetickou formaci ($\text{Anti}+\text{Au}+\text{Cc}+\text{Qtz}_3$), která vyplňuje intergranulární prostory a trhliny v Qtz_1 a Qtz_2 . Vzhledem k částečné exhumaci Variského orogénu vznikala tato mladší formace v hloubkách kolem 1-2 km z vodných fluid (H_2O -soli) za teplot kolem $130 - 200\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Vzhledem k těsnému genetickému sepětí Sb a Au lze považovat tuto mineralizaci krásnohorského rudního revíru, podobně jako některá Sb-Au ložiska ve francouzském Centrálním masívu, za samostatnou paragenetickou Sb-Au formaci.

SUMMARY

Ore deposits of the Krásná Hora ore district are the main representative of the Sb-Au mineralization in the Czech Republic. It can be classified genetically as epizonal subtype of orogenic gold deposits. Spatially and partly temporally are associated with the intrusion of the Central Bohemian Pluton. The ore bodies are related to quartz veins that follow the course of E-W striking lamprophyre dykes, which are usually heavily crushed and altered. Ore shoots with massive stibnite are located mainly at the intersections of these E-W trending veins with the NW-SE striking tectonic fault zones. Au-Sb ores at Krásná Hora ore district formed in an area of repeatedly activated fault zones.

Three generations of hydrothermal quartz were identified on microscopic scale. Earliest quartz (Qtz₁), which was considered in the literature auriferous originated from low-salinity H₂O - CO₂ fluids at ~350 °C and at a depth of about 5 km. The younger quartz (Qtz₂) originated at lower temperatures of about 260 °C and lower depth of about 3-4 km from low/saline aqueous fluids. Both older (Qtz₁) and younger quartz (Qtz₂) are not auriferous.

The gold is associated with younger paragenetic formation (Anti + Au + Cc + Qtz₃) that fills in intergranular spaces and fractures in Qtz₁ and Qtz₂. Due to the partial exhumation of the Variscan orogen this younger formation developed at depths ~1-2 km and at 130-200 °C. Only low-salinity aqueous fluids were identified.

I am considering the studied Sb-Au mineralization as a single Au-Sb formation, similar in many aspects to Sb-Au deposits of the French Massif Central.

OBSAH	strana
1. ÚVOD	1
2. LOŽISKA AU V CENTRÁLNÍ ČÁSTI ČESKÉHO MASÍVU	2
3. KRÁSNOHORSKÝ RUDNÍ REVÍR	4
3.1. Lokalizace	4
3.2. Historie dolování	5
3.3. Geologie	8
3.4. Ložisková situace	9
4. PŘEHLED MINERALOGICKÝCH VÝZKUMŮ	11
5. METODIKA	17
6. VÝSLEDKY	26
6.1. Rudní a nerudní mikroskopie	26
6.2. Elektronová mikroskopie a mikroanalýza	42
6.3. Fluidní inkluze	50
6.4. Izotopy síry v antimonitu.	55
6.5. Arsenopyritový geotermometr	57
7. DISKUZE	58
7.1. Sukcese žil a minerálů..	58
7.2. Teplotní podmínky vzniku mineralizace	58
7.3. Složení a původ fluid	60
7.4. Geneze ložiska	61
8. ZÁVĚR	62
9. SEZNAM LITERATURY	63

SEZNAM OBRÁZKŮ

Strana

Obr. 1. Lokalizace výskytů a ložisek zlata na území ČR.	2
Obr. 2. Hydrotermální ložiska Au v centrální části Českého masívu.	4
Obr. 3. Žilná pásma a rudní díla krásnohorského rudního revíru.	5
Obr. 4. Geologická mapa širšího okolí krásnohorského rudního revíru.	8
Obr. 5. Křížení lamprofyrových žil V-Z průběhu s tektonikou SZ-JV.	9
Obr. 6. Hlavní krásnohorské pásmo – podélný řez mezi doły Marie a Nová jáma.	10
Obr. 7. Pravděpodobná sukcese nerostů na rudních žilách krásnohorského ložiska.	12
Obr. 8. Lokalizace různých genetických typů FI uvnitř hostitelského krystalu.	18
Obr. 9. Schématické znázornění vzniku sek. typů FI při vyhojování fraktury v krystalu.	20
Obr. 10. Srovnávací nákresy pro odhad stupně zaplnění plynokapalných inkluzí.	20
Obr. 11. Schematické znázornění fázových změn v inkluzích.	21
Obr. 12. Fázové vztahy v párou nasyceném systému H ₂ O-soli.	22
Obr. 13. Schematické vztahy a fázové změny v CO ₂ inkluzi.	23
Obr. 14. Vzorek KH-2, Kobylská žíla – Anti-Qtz rudní žíla v granitické hornině.	26
Obr. 15. Vzorek KH-3, Kobylská žíla - Anti-Qtz rudní žíla v granitické hornině.	27
Obr. 16. Vzorek KH-22, Nová jáma - Anti-Qtz rudní žíla.	28
Obr. 17. Vzorek KH-25, Kobylská žíla – Anti-Qtz rudní žíla v minetě.	29
Obr. 18. Vzorek KH-29, Kobylská žíla – Anti-Qtz rudní žíla v minetě.	30
Obr. 19. Dvoufázové inkluze v kalcitu ze vzorku KH-1B - systém H ₂ O-soli.	32
Obr. 20. Dvoufázové H ₂ O-soli inkluze v kalcitu ve vzorku KH-1B.	33
Obr. 21. Zrna Au obklopené světlým antimonitem a tmavým křemenem.	35
Obr. 22. Primární dvoufázová inkluze systému H ₂ O-soli.	35
Obr. 23. Trail sekundárních inkluzí.	35
Obr. 24. Primární inkluze typu H ₂ O-soli s trailem sekundárních inkluzí.	37
Obr. 25. Primární inkluze typu H ₂ O-soli.	37
Obr. 26. Hypautomorfně omezená undulózně zhášející zrna Qtz ₁ .	38
Obr. 27. Primární inkluze H ₂ O-CO ₂ typu.	39
Obr. 28. Oddělení fází kapalného a plynného CO ₂ .	39
Obr. 29. Anizotropní bireflexní antimonit .	40
Obr. 30. Arsenopyrit v křemeni pronikáný antimonitem.	40
Obr. 31. Inkluze systému H ₂ O-CO ₂ , oddělení kapalné a plynné fáze CO ₂ .	41
Obr. 32. Starší křemen Qtz ₁ pronikáný antimonitem.	42
Obr. 33. Rozpraskaný arsenopyrit pronikáný antimonitem.	42
Obr. 34. Světlejší kalcit silně zatlačovaný dolomitem.	43
Obr. 35. Katakázovaný křemen vyplněný kalcitem a zrny Au.	44

Obr. 36. Zrno arsenopyritu uzavřené v Au zatlačovaném AuSb ₂ .	44
Obr. 37. Fe-gersdorfit uzavřený v tetraedritu.	45
Obr. 38. Puklina v Qtz ₁ vyplněná Au zatlačovaným AuSb ₂ .	46
Obr. 39. Miargyrit narůstající na zrno antimonitu.	46
Obr. 40. Zrno Au zatlačované aurostibitem.	47
Obr. 41. Teploty homogenizace inkluzí H ₂ O-soli v kalcitu.	50
Obr. 42. Teploty homogenizace vodných (P-primární, S-sekundární) inkluzí v křemenu.	51
Obr. 43. Teploty homogenizace inkluzí systému H ₂ O-CO ₂ v křemenu.	52
Obr. 44. Salinity roztoků zachycených ve fluidních inkluzích.	53
Obr. 45. Izochory pro jednotlivé systémy fluid a odhadované pT podmínky vzniku min. as.	54
Obr. 46. Izotopové složení síry antimonitu a mateřského fluida.	56
Obr. 47. Interpretace možných teplot vzniku arsenopyritu.	57
Obr. 48. Sukcesní schéma doplněné autorem (červené symboly).	59

SEZNAM TABULEK

	Strana
Tab. 1. Složení flotačního a gravitačního koncentrátu	6
Tab. 2. Kovnatost rud a celkový obsah jednotlivých kovů	6
Tab. 3. Chemické analýzy (SEM-EDS) vybraných minerálů	48
Tab. 4. Izotopové složení síry studovaných antimonitů	55

SEZNAM POUŽITÝCH ZKRATEK

Qtz ₁	Nejstarší křemen
Qtz ₂	Starší křemen
Qtz ₃	Nejmladší křemen
Cc ₁	Nejstarší kalcit
Cc ₂	Starší kalcit
Cc ₃	Nejmladší kalcit
Anti	Antimonit
Aspy	Arsenopyrit
Asp	Arsenopyrit
Dol	Dolomit
Gers	Gersdorfit
Zink	Zinkenit
Tetr	Tetraedrit
F	Stupeň zaplnění fluidních inkluzí
hm % NaCl _{ekv.}	Salinita vodného roztoku vyjádřená v NaCl _{kev}
T	Teplota (°C)
P	Tlak
FI	Fludní inkluze
Td	Teplota dekripitace
Te	Teplota eutektitka
T _{FM}	Teplota prvního tání
Th-CO ₂	Teplota homogenizace CO ₂
Th-tot	Teplota celkové homogenizace
Tm	Teplota tání
Tm-cla	Teplota tání klatrátu
Tm-CO ₂	Teplota tání pevného CO ₂
Tm-ice	Teplota tání ledu
V	Plynná fáze
Tt	Teplota zachycení
V	Plynná fáze
L	Kapalná fáze
C	Homogenizace kritickým způsobem
CL	Katodová luminiscence
SEM	Skenovací elektronová mikroskopie
EDS	Energiově disperzní spektrometrie
ÚGMNZ	Ústav geologie, mineralogie a nerostných zdrojů Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy

1. ÚVOD

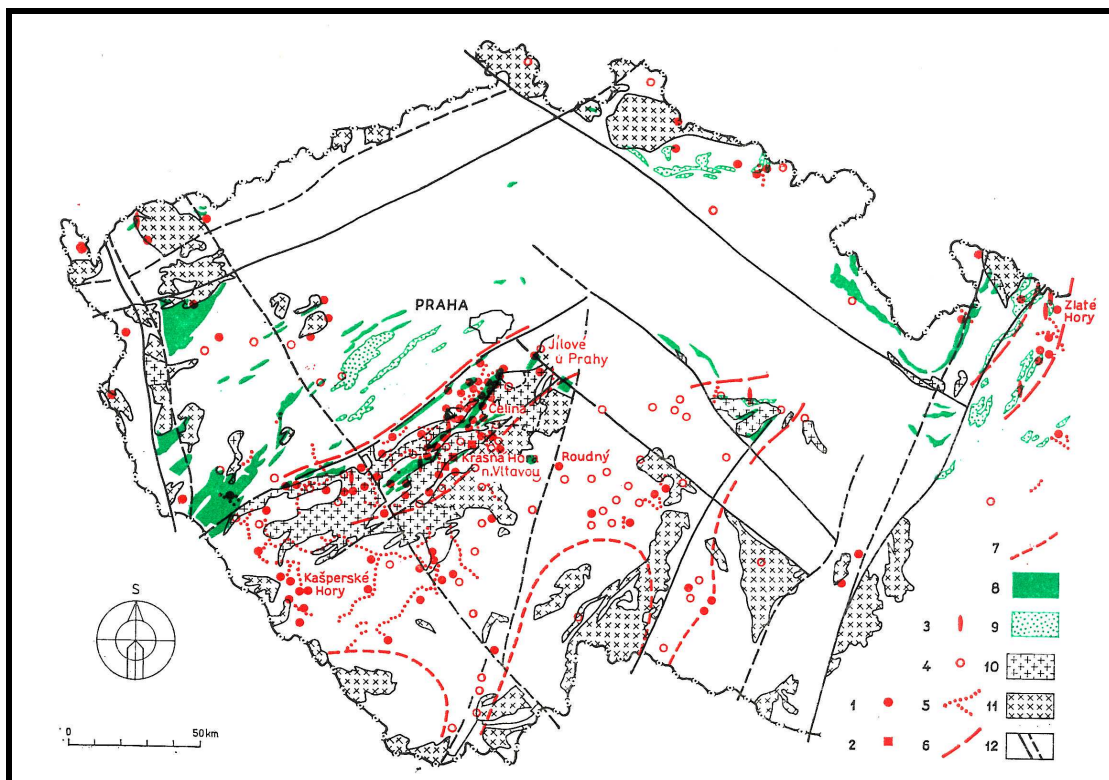
Krásnohorský rudní revír se nachází v centrální metalogenní zóně Českého masívu a je hlavním představitelem Sb-Au žilné mineralizace na našem území. Těžba zlata probíhala v této oblasti pravděpodobně již v keltských dobách. V 19. století začaly být společně s Au rudami využívány i rudy Sb. Novodobá těžba na Krásnohorsku byla realizována v období let 1983 až 1992. V roce 1992 byly vzhledem ke změně socioekonomických podmínek a neekonomičnosti těžby těžební práce v této lokalitě zastaveny. V rámci celé historie bylo na ložisku vytěženo kolem 2 t Au.

Rudní revír Krásná Hora byl zvolen pro tento výzkum z důvodů částečné neprozkoumanosti vzniku tohoto ložiska. Rozhodl jsem se proto přispět k pochopení podmínek vzniku a uložení mineralizace na krásnohorských rudních žilách. Někteří autoři se v názorech na vznik tohoto ložiska značně rozcházejí a tak považují doplnění dosavadních výzkumů o chybějící poznatky z analýzy fluidních inkluzí a stabilních izotopů (P-T podmínky) jako zásadní krok na cestě k obecnému pochopení geneze tohoto ložiska.

2. LOŽISKA ZLATA V CENTRÁLNÍ ČÁSTI ČESKÉHO MASÍVU

Vznik Evropského variského orogenního pásu byl doprovázen i významnými metalogenetickými událostmi; k nejvýznamnějším z nich patří vznik četných ložisek Au, Sn-W a U (Goldfarb et al., 2001; Bellot, 2003). Variský orogen vznikl v důsledku kolize kontinentů Gondwana a Laurasia (Matte, 1986, Franke, 1989) a vedl k formování rozsáhlých pásemných pohoří v nově vznikajícím permském superkontinentu Pangea (Ray et al., 1997). Zlatonosné systémy úzce souvisejí s pozdní fází vývoje variského orogenu (cca mezi 330 a 290 Ma) a jsou klasifikovány jako „orogenní ložiska zlata“ (Groves et al., 1998; Goldfarb et al., 2001) vzniklá v kolizním tektonickém prostředí (Bouchot et al., 2000). Variský metalogenní pás začíná na východě Iberským masívem v Portugalsku a Španělsku, pokračuje Centrálním a Armorickým masívem ve Francii, zahrnuje Český masív a na východě je ohraničen polskými Sudetami.

Výskyty Au mineralizace v Českém masívu se nacházejí převážně v jeho centrální, severní a severovýchodní části (Obr. 1.). Největšími historickými ložisky jsou Jílové (11 t Au) ve středních Čechách a Zlaté Hory (20 t Au) v česko-polských Sudetech. Průzkumné aktivity v osmdesátých a devadesátých letech vedly k objevení ložisek Mokrsko (120 t Au), Petráčkova Hora (30 t Au) a Kašperské Hory (90 t Au). Nejdůležitějším těženým ložiskem na přelomu 19. a 20. století bylo ložisko Roudný (6 t Au) (Morávek a Pouba 1990, Morávek et al., 1992).



Obr. 1. Lokalizace výskytů a ložisek zlata na území ČR: 1 - monometalické Au-zrudenění žilného, žilnikového a impregnačního typu, 2 - žilné Au-Sb zrudenění, 3 - sulfidická stratiformní zrudenění s obsahy Au, 4 - snosové oblasti Au podle šlichové

prospekce, 5 - zlatonosná rýžoviště, recentní sedimenty, 6 - hranice hlavních výskytů Au-zrudnění v kontaminovaných vulkanoplutonických oblastech typu "greenstone - granite", 7 - hranice hlavního výskytu Au zrudnění v modanubiku, 8 - svrchnoproterozoické vulkanity a jejich subvulkanické ekvivalenty, 9 - spodnopaleozoické vulkanity, 10 - granitoidy petrometalogenetické Au-serie, 11 - granitoidy ostatních petrometalogenetických serií, 12 - hlubinné zlomy: plnou čarou - zlomy oddělující jednotlivé geologické bloky, čárkovaně - ostatní důležité zlomy (podle Zemana, /1978/ upravil Bernard et al., /1986/)

Na základě mineralogických charakteristik jsou v rámci Českého masívu rozlišovány tři hlavní skupiny zlatonosných žilných ložisek Au.

1) *Ložiska Au vysoké ryzosti* (\square 900), která jsou zpravidla doprovázena scheelitem, méně molybdenitem a akcesoricky fázemi Bi-Te-S. Většina těchto ložisek se nachází na západo-severním okraji středočeského plutonu - **Mokrsko** (Morávek et al., 1989, Boiron et al., 2001) **Jílové** (Morávek, 1971, Zachariáš et al., 2001b) a **Kašperské Hory** (Ďurišová et al., 1995). Ložiska této skupiny vznikla v úzkém časovém intervalu 349 až 339 Ma (Zachariáš a Stein, 2001). Tato ložiska vznikala jednotlivě 1 až 5 milionů let po ukončení intruzivní aktivity v oblasti.

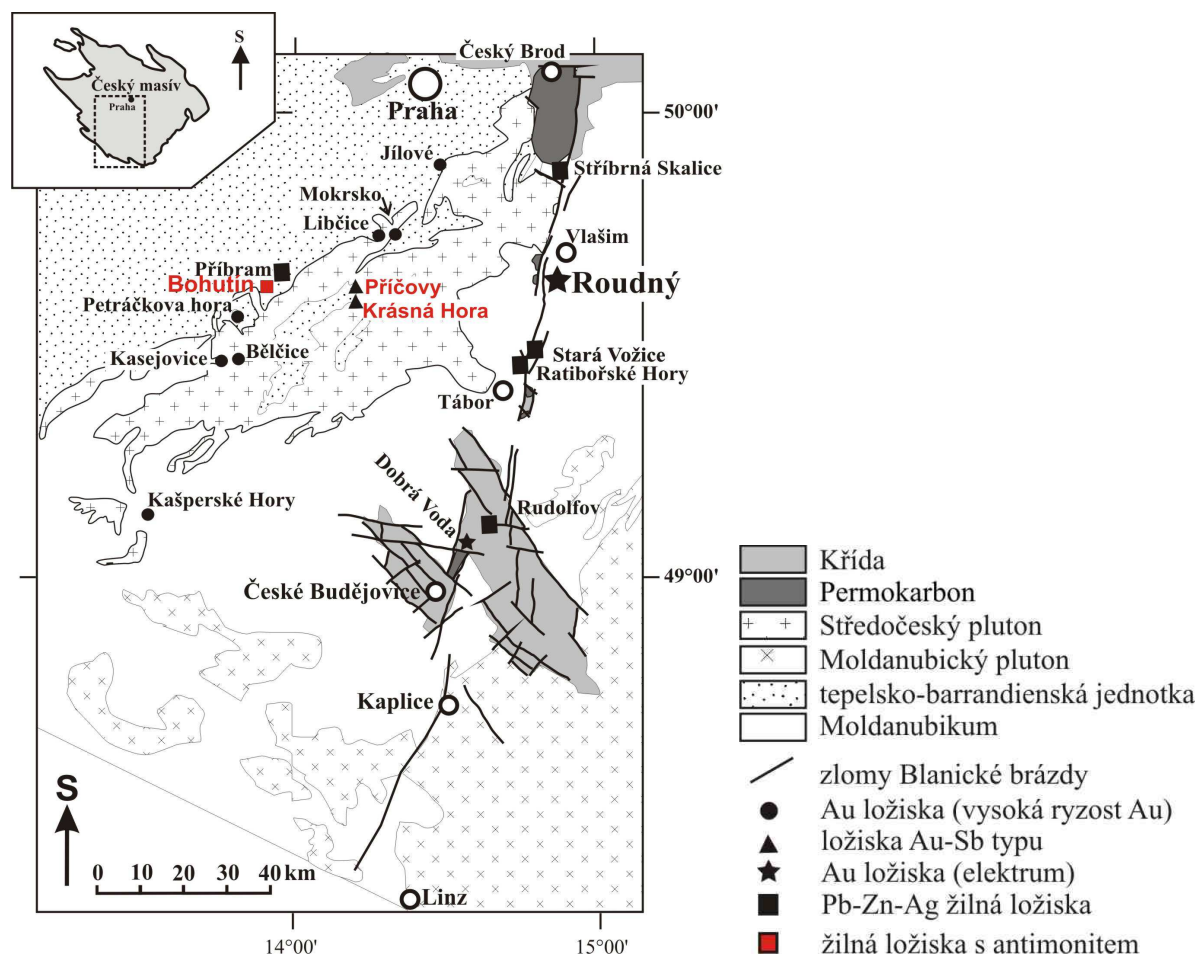
2) *ložiska Au s vysokou ryzostí doprovázená Sb mineralizací* (antimonit, aurostibit, Pb-Sb sulfosole), reprezentovaná **krásnohorským rudním revírem**.

3) *ložiska Au s nižší ryzostí* (\square 700 – elektum) bez výskytu W-Mo-Bi-Te-S fází (Zachariáš et al., 2009). Nejvýznamnější z několika ložisek tohoto typu, jež se nalézají v prostředí varisky formovaného regionálního zlomu Blanická brázda, je ložisko **Roudný**. Tato ložiska se zásadně liší od ostatních ložisek s výskytem ryzího zlata na našem území (Zachariáš et al., 2009) a mají podobné charakteristiky jako 300 mil. let stará Au ložiska ve francouzském Centrálním masívu (Bouchot et al., 1997).

3. KRÁSNOHORSKÝ RUDNÍ REVÍR

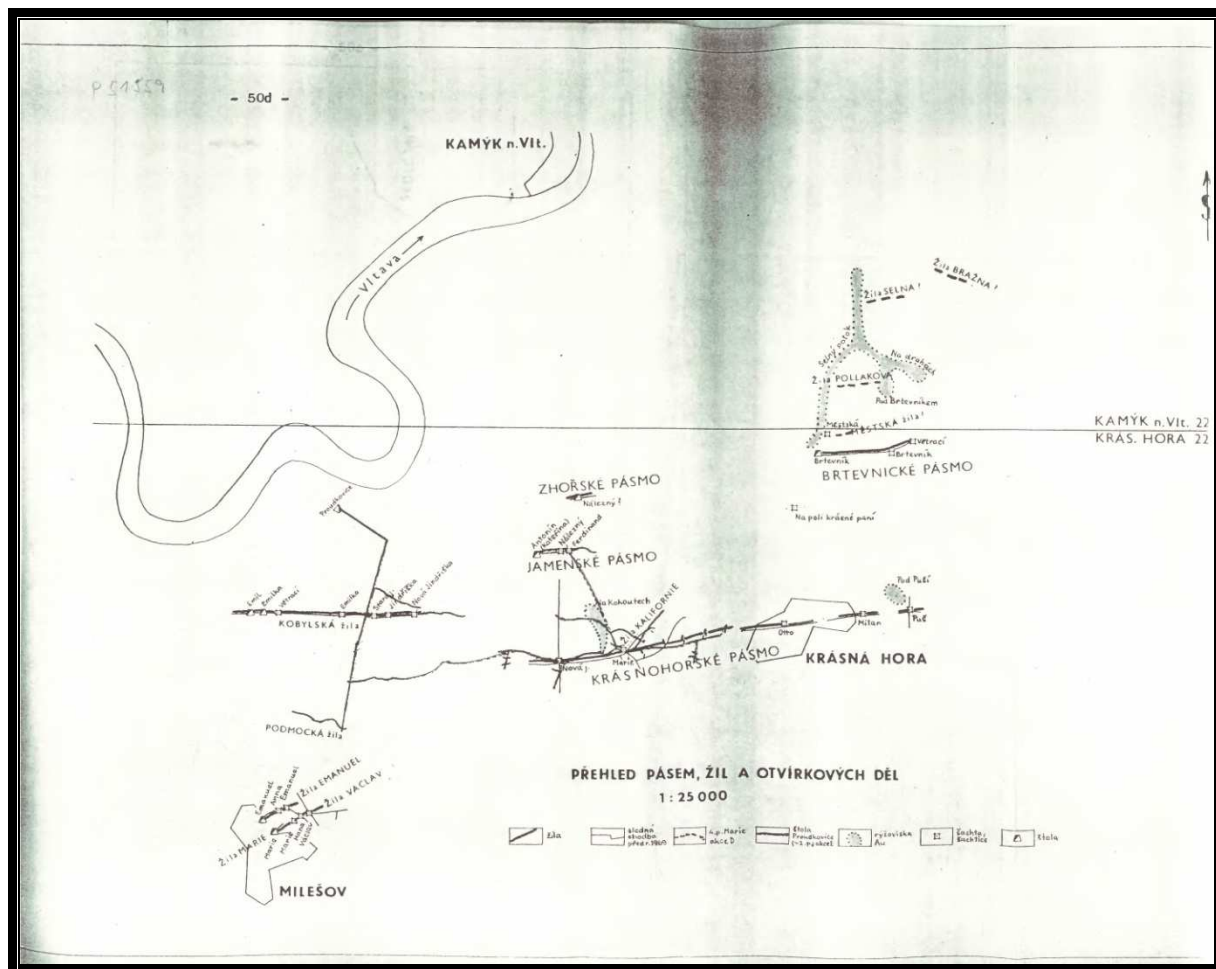
3.1. Lokalizace

Krásnohorský rudní revír se nachází v jv. části Středočeského kraje v okr. Příbram a společně s Sb ložisky Bohutín a Příčovy (Obr. 2.) leží na ose východozápadně orientovaného zlomového pásma v granitických horninách středočeského plutonu v těsné blízkosti přehrady Orlík. Na východě revír sousedí se sedlčansko-krásnohorským metamorfovaným ostrovem a na severu je ohraničen horninami jílovského pásma.



Obr.2. Hydrotermální ložiska Au v centrální části Českého masívu (podle Zachariáš et al., 2009)

Krásnohorský rudní revír se skládá z několika žilných pásem. Pásmo Brtevík, se nachází sv. od obce Krásná Hora, pásmo Jamný leží severně od jámy Marie, pásmo Kobylské a Jitřní žíly s hlavními šachtami Emilka, Jindřiška a Nová Jindřiška (Milešov) protíná Proudkovickou štolu, pásmo krásnohorské se šachtami Nová jáma, jáma Marie, jáma Otto a Puš leží na hlavní žíle Mariánské a pásmo Milešov na žilách Václav a Emanuel (Obr. 3).



Obr. 3. Žilná pásma a rudní díla krásnohorského rudního revíru (Rus, 1979).

3.2. Historie dolování

Těžba zlata probíhala v této oblasti pravděpodobně již v dobách keltských. První dochované zmínky o těžbě Au jsou však až z první poloviny 13. století. Zlato se těžilo rýžováním na přilehlých potocích a antimonit byl považován za odpad komplikující rýžování. Později začalo být Au dobýváno i hornicky. Vzhledem k silným vodním přítokům bylo ovšem dosahováno hloubek max. 20 až 30 m. Výtěžnost těžby Au se v té době pohybovala okolo 50-60 %.

Rozmach těžby na Krasnohorsku začíná v 19. století, kdy se také začala těžit a upravovat i antimonitová ruda. Začátkem padesátých let 20. století proběhl v krásnohorském rudním revíru intenzivní geologický průzkum, který ovšem skončil neúspěchem. Důlní díla byla proto v roce 1960 uvedena do stavu mokré konzervace. V roce 1974 byly započaty přípravné práce pro zahájení novodobé těžby Au-Sb rud. Jako únikový východ a dílo odvodňující jámu Marii a Novou jámu byla

vyvzmáhána Proudkovická štola. Byly vyraženy nové větrací komíny a roku 1986 n. p. Rudné doly Příbram zahájil novodobou těžbu Au-Sb rud.

Vytěžená ruda byla přepravována automobilovou dopravou do úpravny na Březových horách v Příbrami, kde byla kampaňovitě upravována gravitační separací a flotací. Získaný koncentrát (Tab. 1.), byl dopravován k dalšímu zpracování do Belgie.

	Flotační koncentrát (%)	Gravitační koncentrát (%)
Sb	48,0	25,00
As	4,00	2,50
Pb	0,10	0,04
Zn	1,20	0,10
Cu	0,10	0,15
Co	0,02	0,01
Ni	0,10	0,03
SiO ₂	16,00	33,00
Fe	11,50	9,10
Mn	0,06	0,35
Al ₂ O ₃	1,70	4,90
CaO	2,10	7,10
MgO	1,10	1,95
S	20,50	10,80
Si	0,006	0,003
Au	200 g/t	993 g/t
Ag	60 g/t	60 g/t

Tab. 1. Složení flotačního a gravitačního koncentrátu (Blüml et al., 1995)

Od roku 1983 do roku 1992 bylo na Krásnohorsku vydobyto 1480 t Sb a 416 kg Au. Průměrná kovnatost rud se pohybovala okolo 2% Sb a 5,22 g/t Au (Tab. 2.).

rok	těžba (kt)	Au g/t	Sb %	kov Au kg	kov Sb kg
1983	1,1	1,49	0,97	1,64	10,67
1984	---	---	---	---	---
1985	---	---	---	---	---
1986	9,17	2,65	1,16	18,80	106,60
1987	11,5	1,43	0,71	16,50	82,10
1988	17,2	3,58	1,42	61,80	244,90
1989	14,8	4,24	1,71	62,80	252,60
1990	9,6	10,72	2,24	103,30	216,20
1991	12,9	6,83	2,66	88,10	343,80
1992	2,3	27,22	9,67	63,00	223,90
Celkem	78,57	5,29	1,88	415,94	1480,77

Tab. 2. Kovnatost rud a celkový obsah jednotlivých kovů (Blüml et al., 1995)

K 19.12. 1990 bylo vydáno usnesení vlády ČR o realizaci útlumového programu pro rudné hornictví v České republice. Byly stanoveny nové zásady pro stanovení a čerpání neinvestičních a likvidačních prací ze státního rozpočtu, což prakticky znamenalo rušení dotací, které měly být v rozpětí tří let sníženy na nulu.

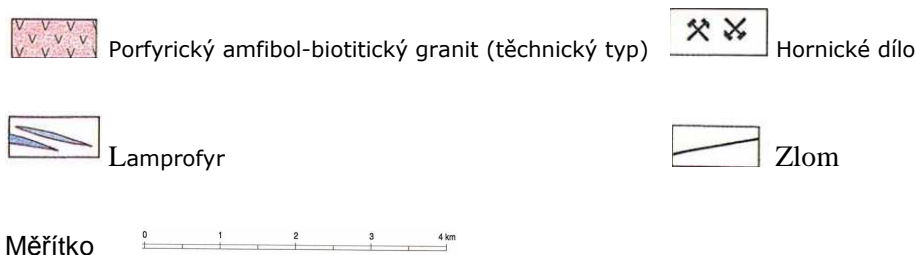
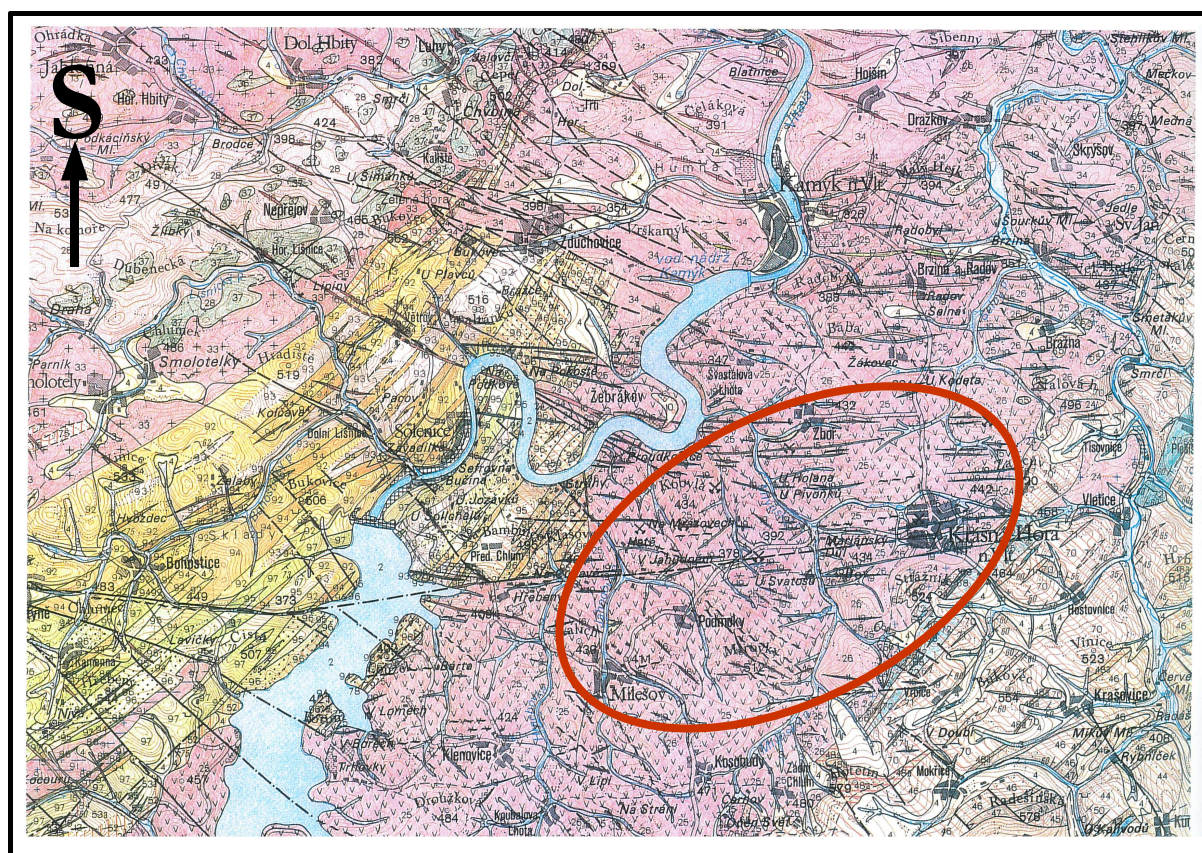
Vedení n.p. Rudné doly Příbram v té době řešilo potíže s prodejností a kvalitou krásnohorského rudního koncentrátu. Flotační koncentrát byl kvůli příliš vysokým obsahům Sb v té době neprodejný a ceny Au se v letech 1991 až 1992 snížily z 268 Kč/g na polovinu. Současně belgický podnik zpracovávající rudní koncentrát pokutoval Rudné doly Příbram kvůli vysokým obsahům arsenu.

Vzhledem ke ztrátovosti krásnohorské těžby, bylo rozhodnuto k 31. 3. 1992 práce ukončit. Důl byl uveden do stavu mokré konzervace a zásoby 152 879 tun rudy převedeny do nebilančních. Ložisko Krásná Hora se tak stalo posledním těženým Au ložiskem v ČR.

Na základě průměrných kovatostí jednotlivých zájmových prvků lze předpokládat, že na ložisku zbývá zhruba 2 874 tun Sb a cca 800 kg Au. Nej kvalitnější zjištěné rudní bloky zůstaly nevytěžené.

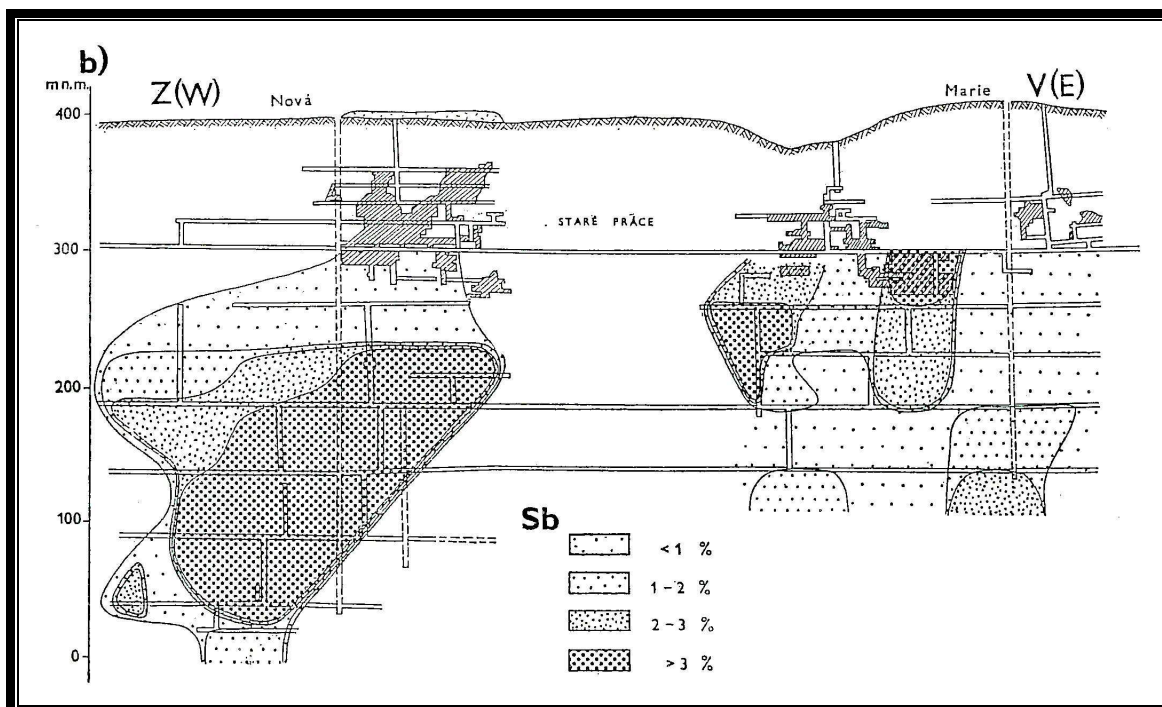
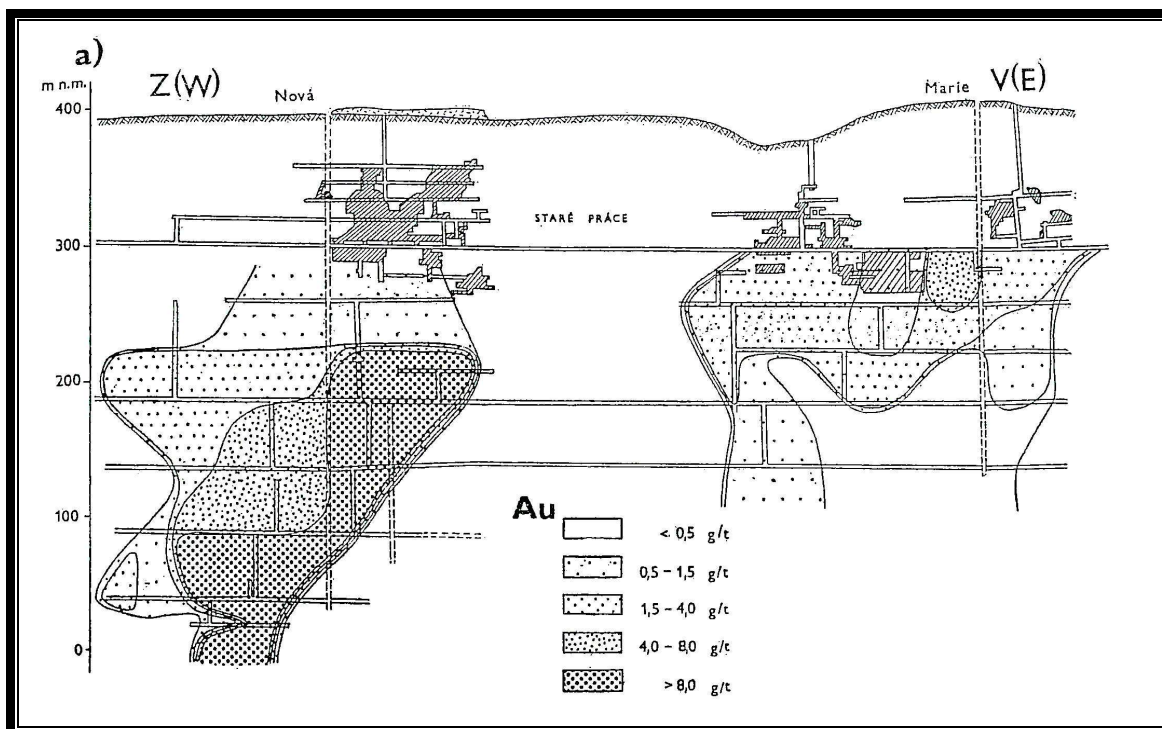
3.3. Geologie

Krásnohorský rudní revír se nachází v prostředí granitických hornin středočeského plutonu. Hlavní horninou revíru je bioticko-amfibolický a amfibolicko biotitický granit těchnického typu, charakteristický velkými načervenalými vyrostlicemi K-živců. Na východě je revír ohraničen sedlčansko-krásnohorským metamorfovaným ostrovem tvořeným suitami proterozoických metabřidlic a metavulkanitů. Na severu probíhají horniny jílovského pásma, komplexu vulkanických a intruzivních hornin neoproterozoického stáří. V revíru se nachází hustá síť žilných hornin hlavně v. - z. směru. Jedná se především o lamprofyry, porfyrické a porfyritické žíly a aplity (Obr. 4.).



Obr. 4. Geologická mapa širšího okolí krásnohorského rudního revíru (vyznačen schematicky elipsou).

První rudní zóna je v oblasti Nové Jámy, druhá, rozměrově menší, je v oblasti jámy Marie. Podle archivních informací v oblasti Nové jámy s přibývajícím hloubkou ubývá antimonitu ve prospěch Au, zatím co na Nové jámě obsahy Au a Sb spíše korelují (Obr. 6.).



Obr. 6. Hlavní krásnohorské pásmo – podélný řez mezi doly Marie a Nová jáma
a) distribuce Au-zrudnění, b) distribuce Sb-zrudnění (Morávek et al., 1992)

4. PŘEHLED MINERALOGICKÝCH VÝZKUMŮ

4.1. Sukcese rudních žil a minerálů

Krásnohorský rudní revír byl studován především v padesátých letech Sobotkou (1954) a Novákem (1955). Později také Blüml et al. (1982 a, b, c, 1983, 1984b, 1995), Turnovcem (1983, 1984a, 1984b), Rusem (1979, 1980) a Maličkým (1990). Mineralogie ložiska Krásná Hora je též shrnuta v Závěrečné zprávě z roku 1995 (Blüml et al., 1995).

Blüml (1983) vyčlenil tyto typy mineralizace:

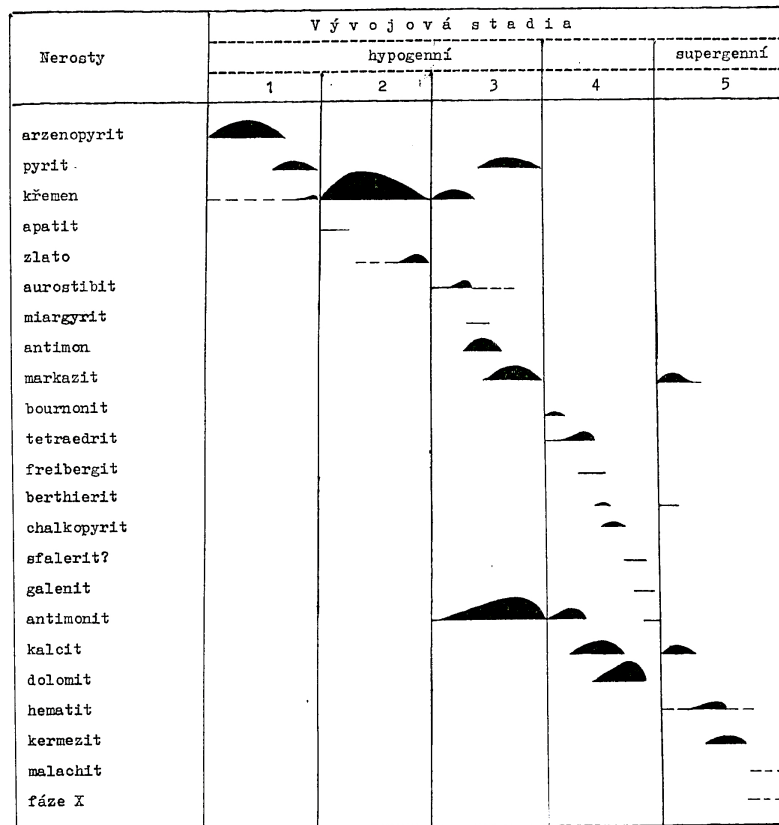
a) **Bohatá antimonitová mineralizace** zastoupená téměř monominerálními agregáty jemnozrnného, stébelnatého až celistvého antimonitu, provázaného příměsí horninotvorných minerálů, křemenné a karbonát-žiloviny.

b) **Křemenná žilovina s vtroušeným antimonitem.** V tomto prostředí antimonit netvoří větší akumulace, ale obvykle vyplňuje drobné až mikroskopické dutinky v křemenných agregátech, proniká do křemene podél jeho srůstových hranic, nebo jím proniká ve formě tenkých jehlicových metakrystů.

c) **Karbonátová žilovina s antimonitem,** ve které je antimonit karbonátem inkludován, nebo prostupován ve formě metasomatických žilek. Akcesoricky je zastoupen i ryzí antimon.

d) **Antimonitová mineralizace v mylonitizovaných a alterovaných horninách.** Drobné až mikroskopické částice a agregáty antimonitu jsou též zastoupeny v mylonitizovaných partiích okolních hornin. Antimonit proniká do okolí ve formě agregátů jehlicovitých krystalků společně se žilkami karbonátu.

Většina autorů vymezuje dvě základní vývojová období členěná celkem do čtyř přínosových period. Do staršího vývojového stádia lze zařadit arsenopyrit, pyrit a veškerý žilný křemen (tvořící kataklasované partie a zřejmě relativně mladší drúzové dutiny). Do mladšího vývojového stádia, pouze prostorově, nikoliv geneticky spjatého se staršími křemennými žilami, náleží skupina minerálů mědi, veškerý antimonit, aurostibit, ryzí antimon a kalcit. Dle Nováka (1955) neobsahuje ryzí antimon zlato. K mladším minerálům řadí Maličký (1990) i akcesorické výskyty sulfidů Pb a Zn a minerály stříbra. Vztahy minerálů nejlépe definuje Sobotkovo (1955) sukcesní schéma, které upravil a doplnil Maličký (1990) (Obr. 7.).



Obr. 7. Pravděpodobná sukcese nerostů na rudních žilách krásnohorského ložiska
(podle Nováka, /1955/ upravil a doplnil Maličský /1990/)

Au je vázáno hlavně na křemennou žilovinu a aurostibit (AuSb_2), který tvoří drobné reakční lemy kolem reliktvů zlata a náleží spolu s antimonitem a ryzím antimonem k mladšímu vývojovému stádiu. Zlato, které Sobotka (1954) označoval jako zlato „cementační“, lze považovat za mladší, karbonátovými roztoky remobilizované zlato.

Chrt et al. (1975) označuje mineralizaci krásnohorsko-milešovském rudním revíru za „variskou Sb-Au formaci“. Morávek a Pouba (1981) označují tuto mineralizaci jako samostatnou zlatonosnou paragenetickou asociaci krásnohorského typu. Bernard a Pouba (1981) zahrnují celý revír do skupiny starovariské zlatonosné asociace se sulfidy (S-Au). Satran et al., (1966) předpokládá, že prostorové vztahy Sb a Au mineralizace mají původ ve společném zdroji, ze společně se vyvíjejícího magmatického prostředí.

Podle Rusa a Turnovce (1979) lze ovšem poukázat na výjimečné postavení antimonitové mineralizace s tím, že tzv. Sb-Au formaci lze považovat za „naloženou“ mineralizaci antimonitu a ryzího zlata (Cambel a Jarkovský, 1978). Tento názor do značné míry sdílí i Novák a Malec (1981). Jejich spektrální analýzy antimonitu vykazují totiž asociaci chalkofilních prvků (Mn, Pb, Cu, Hg, Ag, Zn) svědčící pro polymetalickou asociaci mikroprvků, zatímco zlato nebylo prokázáno ani v jediném ze 45

antimonitů z Českého masívu. Rovněž mineralogický výzkum ryzího zlata nezjistil žádné obsahy Sb. Pouze prostorové, nikoliv však genetické sepětí ryzího zlata s antimonitovou mineralizací předpokládá i Blüml (1983). Podle Turnovce (1983) mohla Sb-Au formace vzniknout na základě toho, že v dané oblasti existovaly starší akumulace zlata.

4.2. Mineralogie rudních žil

4.2.1. Arsenopyrit – FeAsS

Arsenopyrit je z ložiska popisován spíše jako akcesorický minerál. Drobná zrna se shlukují do agregátů dosahujících velikostí zpravidla do 1mm. Vyskytuje se v křemenné žilovině nebo v okolních alterovaných horninách. Agregáty arsenopyritu jsou většinou postiženy kataklázou a jsou pronikány mladšími minerály (křemenem, antimonitem i ryzím antimonem). Z hlediska genetického je arsenopyrit pokládán za jeden z nejstarších rudních minerálů krásnohorského ložiska.

Arsenopyrit bývá na ložiscích běžně identifikován jako mobilizátor a koncentrátor Au (Petrovskaja, 1995). Sobotka (1954) ale zjistil, že pyrity a arsenopyrity na tomto ložisku zlato neobsahují, s výjimkou nepatrných koncentrací, podmíněných náhodnou prostorovou asociací. Podle Maličkého (1991) mohl arsenopyrit působit jako elektrochemický článek, na němž se Au redukčně sráželo. Zlato takto narůstající na zrna arsenopyritu je jasně mladšího původu.

4.2.2. Pyrit – FeS₂

Pyrit je uváděn jako akcesorický minerál a spolu s arsenopyritem patří k nejstarším sulfidickým minerálům. Neobsahuje inkluze Au.

4.2.3. Ryzí zlato – Au

Zlato se na ložisku vyskytuje v útvarech velkých až několika milimetrů a je typické jasně zlatožluté barvy. Nachází se ve hmotě křemene nebo na jeho trhlinách a v drobných dutinkách a bývá provázeno minerály žiloviny, zpravidla arsenopyritem, antimonitem, pyritem, ryzím antimonem a kalcitem. Toto zlato je charakterizováno jako plíšky omezené rovnými plochami, nepravidelná zrnka nebo keříčky. Novák (1955) rozděluje výskyty zlata do dvou typů: sytě žluté, částečně krystalované plíšky, druhý typ je zlato bohaté stříbrem, které do staršího typu proniká se současným zatlačováním jeho hmoty.

Sobotka (1954) rozlišuje dva typy zlata, primární a cementační, odlišné morfologicky a chemickým složením.

Světle žluté části ve hmotě staršího zlata obsahují podle Sobotky (1954) Ag, jehož obsahy kolísají v rozmezí 12,83 až 32,64 % Ag. Malec (1985) tyto žilky označuje jako elektrum se složením 70,9 % Au, 29,0 % Ag a 0,1 % Hg. Maličský (1990) při studiu agregátů zlata zjistil, že světlejší proužky nejsou tvořeny stříbrem bohatými partiemi jiné generace nebo jiného typu zlata, ale že tvoří jakési hranice jednotlivých zrn v agregátu heterogenního pevného roztoku Au/Ag. Stříbrem bohatší partie nejsou podle Maličského (1990) výsledkem samostatného přínosu, ale důsledkem nepravidelné diferenciacce pevného roztoku Au-Ag během vylučování jedné generace zlata. Jako cementační zlato popisuje Sobotka (1954) útvary, které se vzhledem podobají tvarům redukovaného zlata ze zlatitých solí. Tvoří většinou drobně mechovitě útvary, poprašky a jemná zrnka makroskopicky oranžové až nahnědle oranžové barvy s výskytem v oblastech, kde narůstá na agregáty primárního zlata, arsenopyritu, někdy i aurostibitu a asociuje s nejstarším křemenem a na oblasti, kde je vázáno na antimonit (Sobotka 1954). Toto Au je podle Morávka (1979) pravděpodobně remobilizované mladšími Sb roztoky a bylo redukčně vyloučeno na agregátech staršího primárního Au, FeAsS a někdy i AuSb₂ (Maličský, 1990).

4.2.4. Aurostibit – AuSb₂

Aurostibit je na lokalitě uváděn jako minerál, který tvoří zrna do velikosti 5 mm. Má jemnozrnnou stavbu a vyskytuje se v křemenné žilovině, zpravidla v asociaci se zlatem a některými dalšími sulfidy. Je charakteristický svou vysokou odrazností, světle narůžovělou až světle nahnědlou barvou a laločnatým tvarem. Maličský (1990) upozorňuje, že aurostibitová zrna jsou často nehomogenní a obsahují drobné inkluze zlata, ryzího antimonu, miargyritu. Ryzí antimon je zde přirozeným reziduem reakce Sb roztoků se zlatem, kde přebytečný antimon nebyl spotřebován při vzniku aurostibitu. Obsah zlata v analyzovaných aurostibitech kolísá v rozmezí 45,29 – 50,92 % a obsah Sb 48,14 – 51,96 %, přičemž teoretické hodnoty obsahu Au a Sb jsou 44,72 a 55,25 %.

Maličský (1990) dělí pozorované aurostibity do dvou skupin. V první převládá zlato nad aurostibitem a zlato tvoří zpravidla relikt ve středech aurostibitových zrn. Ve vzorcích druhé skupiny převládá antimon nad zlatem. Antimon tvoří drobné inkluze ve hmotě aurostibitu. Aurostibit provází jak primární tak cementační zlato. Vznik aurostibitu je vysvětlován reakcí zlata s roztoky obsahující antimon (Sobotka, 1954).

V rámci celého ložiska není přesně zjištěno, kolik zlata je vázáno na aurostibit. Je však pravděpodobné, že vazba Au na aurostibit je především ve spodních částech ložiska v blízkosti jámy Nová.

4.2.5. Antimonit - Sb_2S_3

Antimonit je uváděn jako nejvýznamněji zastoupený rudní minerál. Tvoří makroskopicky homogenní agregáty nebo příměsemi karbonátu a křemene provázené akumulace a mikroskopické jehlicovité krystalky a agregáty, vrůstající do žilné výplně i vtroušené v okolních alterovaných a mylonitizovaných horninách.

Antimonit je anizotropní, vykazuje značnou bireflexi a místy i tlakové dvojčatění. Čerstvé krystaly antimonitu jsou stříbřité barvy a působením atmosférických plynů přechází jejich barva do modravých a nahnědlých odstínů za současné ztráty vysokého kovového lesku. Jeho masivní žilné akumulace dosahují mocnosti až decimetrových rozměrů. Větší akumulace Sb_2S_3 obsahují inkluze horninotvorných a žilných nerudných minerálů, křemene, kalcitu a místy i nepravidelně omezené útvary mladšího ryzího antimonu. Inkluze sulfidických minerálů – pyritu, arsenopyritu, pyrhotinu a chlakopyritu jsou poměrně vzácné a ryzí zlato inkludované antimonitem bylo pozorováno jen ojediněle. Antimonit patří v rudninách z krásnohorského ložiska k nejmladším minerálům. Proniká a zatlačuje starší sulfidy, v podobě jehličkovitých metakrystů nebo mikroskopických žilek proniká starší žilný křemen, kterému často způsobuje makroskopicky šedavé až šedočerné zabarvení. Sám je zatlačován ryzím antimonem a žilným karbonátem kalcitového chemismu. Novák (1955) uvádí dvě generace antimonitu, přičemž starší generace s již zmíněným dispergovaným zlatem dosahovala údajně mocností až 0,5m. Studie celkového složení antimonitu z této oblasti uvádí zastoupení řady prvků chalkofilního i litofilního charakteru. Výrazně se uplatňují zejména Si a Ca, které lze diskutovat jako heterogenní znečišťující příměs vázanou především na žilný křemen a karbonát kalcitového chemismu. Jako izomorfní příměsi antimonitu jsou uváděny prvky Pb, Ag, Sn, Bi, Fe, Cu a As, Tl, Hg a Zn, jež jsou v antimonitu převážně kovalentně vázány (Čviljova, 1988). Současně je nutné jako důležitý faktor uvažovat i příslušnou geochemickou dispozici rudodárných hydrotermálních roztoků. Nízká teplota, při níž obvykle antimonit vzniká, omezuje u jinak geochemicky disponovaných prvků substituci ve větším koncentračním měřítku.

4.2.6. Antimon - Sb

Z ložiska je zpravidla popisován jako akcesorická složka a jen místy bylo jeho zastoupení významnější. V žilovině asociuje obvykle s antimonitem a žilným kalcitem (Novák, 1955). Ryzí antimon je spolu s karbonátem považován za nejmladší ascendentně vzniklou rudní složku žilné výplně. Metasomaticky zatlačuje pyrhotin a antimonit, jeho útvary pronikají i do žilného křemene. V rudním materiálu je zastoupen v podřadném množství a jeho distribuce je vzhledem k antimonitu nepravidelná. Novák (1955) upozornil, že v určitých partiích ložiska se ryzí antimon vyskytl v

takovém množství, že na jeho přítomnost z hlediska těžby bylo doporučováno brát zřetel. Obsahy Au v antimonu nebyly prokázány (Sobotka, 1954), (Novák, 1955).

4.2.7. Křemen – SiO₂

Křemen lze pokládat za jeden z nejstarších minerálů výplně krásohorských rudních žil. Maličký (1990) předpokládá jeho zastoupení nejméně ve dvou generacích. Starší křemen, považovaný za nositele zlata, je postižen značnou kataklázou. Ve výbruse jeví takto ovlivněné partie maltovitou strukturu, v níž je malta tvořena velmi jemnými křemennými fragmenty. Zrna jsou nepravidelně omezena a vykazují výrazné undulózní zhášení. Barva nejstaršího křemene je šedobílá až šedá, v závislosti na množství rozptýlených drobných částic rudních minerálů, zejména antimonitu. Trhliny v křemeni jsou vyhojovány mladším kalcitem, zpravidla provázeným jehličkovitými krystalky antimonitu. Mladší křemen má podle Maličkého (1990) podstatně větší tendenci k automorfnímu vývoji, vyplňuje trhlinky ve starším křemeni a má naředlou barvu. Undulózní zhášení u něj nebylo zjištěno. Hmota křemene bývá provázena arsenopyritovými metakrysty, jehlicemi antimonitu, destičkovými krystaly pyrhotinu, obláčky ryzího antimonu a především žilkami nejmladšího karbonátu. Vzácně křemenná žilovina inkluuje drobné částice zlata.

4.2. Kalcit – CaCO₃

Kalcit je pokládán za nejmladší minerál, který prakticky uzavírá hypogenní stádium vývoje žil. Hypogenní kalcit tvoří bílé nebo nažloutlé žilky pronikající křemenou žilovinu a doprovází na puklinách antimonit, aurostibit, mladší křemen a zrna Au. Tvoří-li mocnější polohy, je zrnitý, někdy narůžovělý a někdy obsahuje až několik centimetrů velké jehlice antimonitu. Proniká do okolních hornin v podobě samostatných, prakticky monominerálních žilek.

Další popisované minerály: dolomit, fluorit, berthierit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrhotin, tetraedrit, markazit, bournonit, miargyrit, chalkostibit, chalkopyrhotin, gudmundit, jamesonit, molybdenit, semseyit, ulmanit, ryzí bismut, zinkenit a dále minerály supergenního původu jako cervantit, kermezit, malachit, hematit.

5. METODIKA

5.1. Výběr a příprava vzorků

Analyzované vzorky byly odebrány in-situ na žilných strukturách nacházejících se v oblasti Proudkovické štoly, nebo pocházejí z histotrických sběrů a byly uchovány v rámci depozitu ložiskových sbírek ÚGMNZ na Přírodovědecké fakultě UK v Praze.

Mezi studovanými exempláři jsou zastoupeny vzorky z Nové jámy, jámy Marie (Mariánská žíla) a vzorky z oblasti Proudkovické štoly – Kobylská žíla, tedy zástupci z obou hlavních oblastí těžby.

Pro účely mikrotermometrického studia inkluzí bylo zhotoveno 14 oboustranně leštěných výbrusů o mocnosti 200 až 300 μm . Dále bylo zhotoveno 8 nábrusů pro potřeby rudní mikroskopie a mikroanalýzy SEM/EDX.

5.2. Mikroskopické pozorování

Mikroskopické pozorování bylo realizováno na polarizačním mikroskopu Leica a to jak v dopadajícím, tak v procházejícím světle. V rámci příslušenství mikroskopu byly využity objektivy s přiblížením 2.5 \times , 5 \times , 10 \times , 20 \times a 50 \times .

V rámci mikroskopického studia byla průběžně zhotovována fotodokumentace a detailní nákresy struktur pro potřeby dalšího studia. Veškeré zjištěné informace byly evidovány ve výzkumném deníku. Fotodokumentace byla zhotovena digitální kamerou Jenoptik.

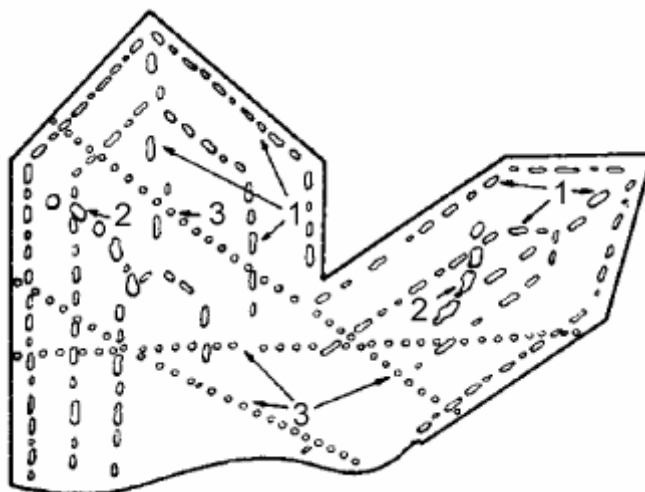
V rámci studia v dopadajícím světle byla studována struktura, složení, distribuce, morfologie a vztah jednotlivých minerálů v hornině. Na základě praktické selekce byly ze skupiny výbrusů a nábrusů vybrány 4 reprezentativní vzorky k provedení EDS mikroanalýz. Ve světle procházejícím byla monitorována distribuce, morfologie, a charakter zachycených fluidních inkluzí a vzorek byl ve smyslu studia fluidních inkluzí definován pro studium na mikrotermometrickém stolku. Základními kritérii pro studium fluidních inkluzí je jejich velikost, tvar, stupeň zaplnění, fázové složení, chronologie vzniku inkluzí a jejich distribuce ve vzorku.

5.3. Fluidní inkluze

Studium fluidních inkluzí je jednou ze základních metod genetického studia rud. Charakter paleofluid lze sledovat pomocí jejich reliktních, uchovaných v minerálech zlatonosných paragenezí (Roedder, 1984). Na základě mikro a termomterického studia lze exaktně stanovit údaje o teplotě, hustotě a složení fluid, což umožňuje pochopit proces vzniku mineralizace.

5.3.2. Klasifikace fluidních inkluzí

Na základě genetické klasifikace fluidních inkluzí rozeznáváme inkluze primární, pseudosekundární a sekundární (Obr. 8.).



Obr. 8. Lokalizace různých genetických typů plynokapalných inkluzí uvnitř hostitelského krystalu: 1-primární typy, 2-pseudosekundární typy, 3-sekundární typy (Podle Benešová a Ďurišová, 1980).

Primární fluidní inkluze :

Mateřská fluida mohou být v rámci procesu krystalizace minerálů zachycena v důsledku výskytu různých strukturních a morfologických defektů krystalů anebo v důsledku zvýšené rychlosti precipitace minerálu z roztoku. Distribuce těchto primárních inkluzí zpravidla sleduje zonalitu růstových ploch krystalu a vytváří tak geometricky pravidelnou síť uzavření.

Pseudosekundární inkluze:

K zachycení roztoku dochází na trhlinách uvnitř mateřského minerálu, jehož růst nadále pokračuje.

Sekundární inkluze:

Ke vzniku sekundárních inkluzí dochází po ukončení krystalizace mateřského minerálu v rámci procesu vyhojování puklin spojených s mladšími minerogenetickými pochody. Lineárně uspořádané inkluze tzv. trailly prostupují krystaly často bez vazby na jejich zonalitu a směr růstových zón.

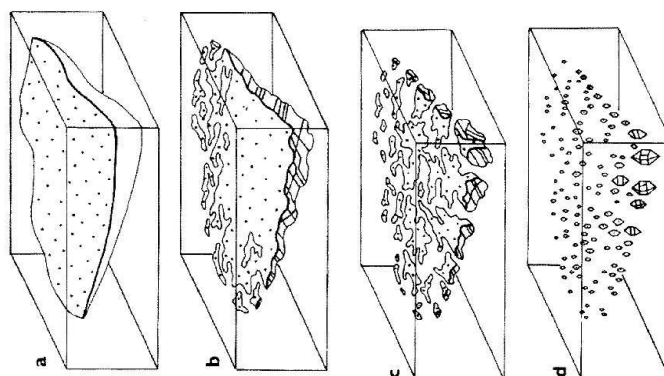
5.3.3. Velikost fluidních inkluzí

Velikosti zachycených fluidních inkluzí se pohybují od několika desetin do několika jednotek milimetrů. Pro mikrotermometrické studium jsou nejvhodnější uzavřeniny o velikosti od 10 μm . Distribuce fluidních inkluzí této velikosti je ovšem v materiálu z krásnohorská téměř nulová a bylo tedy nutné požadovaná měření provést na sporadicky se vyskytujících inkluzích velikosti do max. 5 μm .

5.3.4. Tvar fluidních inkluzí

Tvar sekundárních a pseudosekundárních inkluzí je vzhledem ke způsobu jejich vzniku na puklinách mateřského minerálu obvykle plochý. Taková morfolgie je z energetického hlediska nestabilní, neboť se vyznačuje velkým měrným povrchem. Nejstabilnější strukturou je tvar negativního krystalu, který má za daného objemu nejmenší měrný povrch. Na základě vyhodnocení tvaru inkluzí lze do určité míry stanovit jejich relativní stáří. Trojrozměrné a zaoblené inkluze nebo inkluze ve tvaru negativního krystalu jsou starší než inkluze ploché s nepravidelnými tvary.

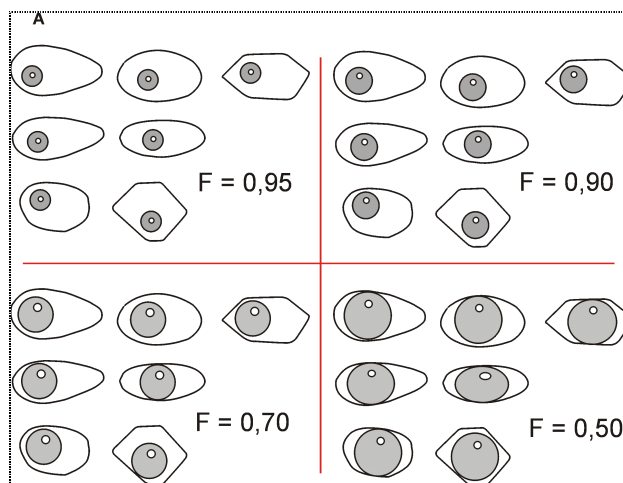
Proces „necking down“ je proces, v rámci kterého inkluze během rekrystalizace hostitelského minerálu mění tvar. Z velkých nepravidelných a plochých inkluzí se stávají inkluze menší, které energeticky lépe vyhovují danému systému (Obr.9.).



Obr. 9. Schématické znázornění vzniku sekundárních typů inkluzí při vyhojování fraktury v krystalu (Roedder, 1984): A) Fraktura vyhojená roztokem. B) Rozpouštění krystalu a rekrytalizace materiálu na plochách fraktury formou dendritického růstu. C) Pokročilejší stádium rekrytalizace – vznik dutin zaplněných roztokem. D) Finální stádium – vznik energeticky a tvarově výhodných inkluzí sférického tvaru, nebo tvaru negativních krystalů.

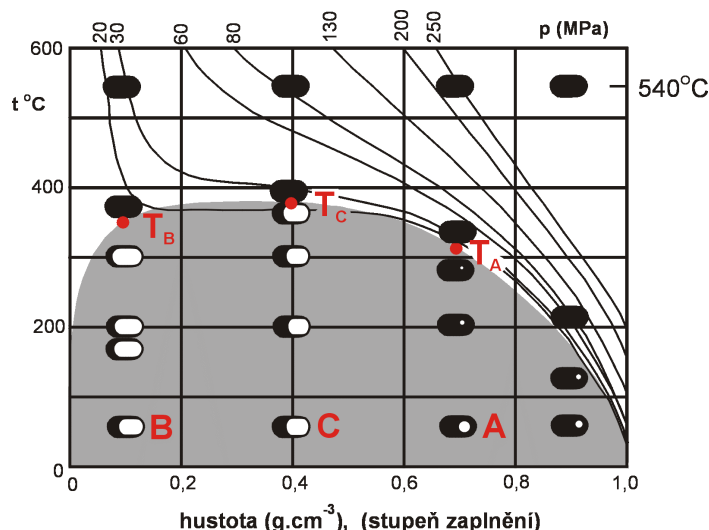
5.3.5. Stupeň zaplnění fluidních inkluzí

Stupeň zaplnění (F) je definován jako poměr objemu jedné fáze v inkluzi (zpravidla kapaliny) vůči objemu celé inkluze. Exaktní stanovení tohoto parametru je poněkud komplikované, lze ho však stanovit na základě porovnání se srovnávacím nákresem (Obr. 10.). U plochých inkluzí bývá odchylka odhadu stupně zaplnění nižší než u inkluzí s výraznějším 3D vývojem.



Obr. 10. Srovnávací nákresey pro odhad stupně zaplnění plynokapalných inkluzí: A) pro trojrozměrné inkluze (Shepherd et al., 1985)

Stupeň zaplnění je důležitým faktorem jak při výběru dané skupiny pro provedení analýz, tak následně, hlavně v případě H_2O-CO_2 inkluzí, pro určování celkové hustoty roztoku a následně PT podmínek jejich vzniku (Obr. 11.).



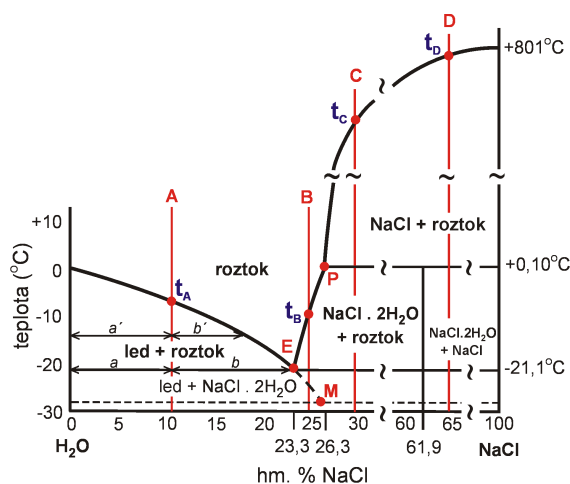
Obr. 11.. Schematické znázornění fázových změn v inkluzích uzavřených za stejné teploty (540°C), ale při rozdílném tlaku (podle Roedder 1984). Při pokojové teplotě se inkluze liší stupněm zaplnění a celkovou hustotou uzavřeného fluida. Inkluze typu A homogenizují na kapalinu, typu B na plyn, typu C kritickým způsobem. Šedé pole značí oblast nemísivosti plynné a kapalné fáze. V tomto poli znamená černá barva inkluzí kapalinu a bílá plyn. Nad polem nemísivosti černá barva inkluzí znamená homogenní fázi (nadkritickou tekutinu).

5.3.6. Fázové složení fluidních inkluzí

Fázové složení při pokojové teplotě je parametrem, na základě kterého lze inkluze strukturovat. Inkluze mohou obsahovat jak pevné, tak plynné a fluidní fáze. Složení a stav těchto fází fluktuuje dle fyzikálních podmínek. Většina přírodních roztoků lze aproximovat pomocí systémů $H_2O-NaCl$ či $H_2O-NaCl-CO_2$ s (eventuelně s přísadami N_2 a CH_4 .)

H₂O-soli

V systému H_2O -soli obsahují inkluze při nízkých teplotách stabilní nebo metastabilní fáze: kapalinu, plyn, led a hydráty solí. Při teplotě nižší než je hodnota eutektika – 21,2 °C koexistují v systému pouze pevné složky ledu či hydrohalitu. Teplota eutektika je též označována jako teplota prvního tání (T_{FM}). Na základě tohoto parametru je zjišťován typ solí rozpuštěných v přítomném roztoku. Koncentrace solí v roztoku je stanovována na základě teploty tání posledního krystalu ledu (T_m -ice) a je uváděna pomocí $NaCl_{ekv.}$. Tento ekvivalent udává celkovou salinitu roztoku vyhodnocenou zjednodušeně podle fázového diagramu pro soustavu $H_2O-NaCl$ (Obr.12.), která je nejrozšířenějším typem vodných roztoků. Přítomnost dalších solí v roztoku teplotu tání ledu snižují.



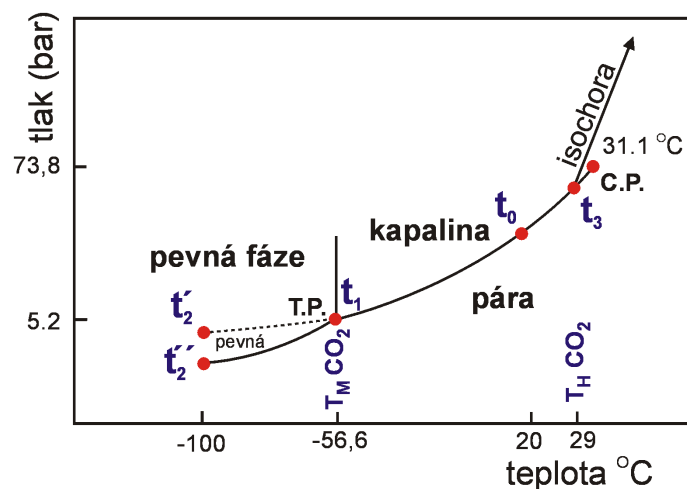
Obr. 12. Fázové vztahy v párou nasyceném systému H₂O-NaCl. Linie A, B, C, D představují čtyři inkluze o různé salinitě a odlišném sledu fázových změn (viz. text.). Body v grafu: E-eutektikum, P-peritektikum, M-metastabilní eutektikum (-28 °C) (Zachariáš, 2000)

Teplotou homogenizace (T_h) je nazýván stav, kdy po zahřátí roztoku zůstává v inkluzi pouze jedna fáze. Homogenizace probíhá třemi základními způsoby a to na kapalinu, na plyn nebo kritickým způsobem (Obr. 11). Teplota homogenizace je základním parametrem pro odhad teploty zachycení roztoku, která je nazývána T_t (trapping temperature). Společně s údaji získanými při ochlazování roztoku slouží teplota homogenizace k výpočtu celkové hustoty fluida. Pokud byly inkluze zachyceny z vroucích fluid, teplota homogenizace se rovná teplotě zachycení. Většina inkluzí však bývá zachycena nad křivkou varu. Rozdíl T_t a T_h je označován jako tlaková korekce a je funkcí tlaku a hustoty. Teplota homogenizace je nejnižší možná teplota vzniku fluidiních uzavření.

H₂O-CO₂-solí

Procesy probíhající v tomto typu inkluzí jsou poněkud složitější než v případě předcházejícím. Vzhledem k omezené mísivosti mezi H₂O a CO₂ a přítomnosti solí (hl. NaCl) a dalších plynů (CH₄, N₂), zde dochází k značnému počtu fázových přeměn. Měření je o řád náročnější, neboť při ochlazování systému se objevuje nejméně 5 fází (kapalná voda, led, klatrát CO₂, pevné CO₂, kapalně CO₂ a plynné CO₂). V rámci vymrazování systému dochází k interakci mezi fázemi H₂O a CO₂ a vzniku pevných hydrátů CO₂, označovaných jako klatrát, obsahující velké množství plynu a vody. Vzhledem k tomu klatráty modifikují chování ostatních vodných a bezvodých složek.

Při ochlazování je při 56,6 °C dosaženo trojného bodu (Obr.13.), kdy se CO₂ začíná chovat metastabilně. V rozmezí teplot -95 až -180 °C je vymraženo z metastabilního kapalněho CO₂ pevně CO₂.



Obr. 13. Schematické vztahy a fázové změny v CO₂ inkluzi během ochlazování z pokojové teploty (t_0) až do vymrazení pevného CO₂ (t_2) a během následného ohřívání (t_1 - tání pevného CO₂, t_3 -homogenizace plynného a kapalného CO₂ na kapalinu) (Shepherd et. al., 1985).

Zahříváme-li vymražený vzorek, pak nejprve v trojném bodě (-56,6 °C) roztaje pevné CO₂ (T_m -CO₂). Tato teplota může být ovlivněna přítomností dalších plynů (CH₄ a N₂ snižují teplotu trojného bodu). Kapalně CO₂ kruhovitě obklopuje plynné CO₂. Po roztání posledního krystalu ledu je bublina deformována a aretována klatrátem. Pozorování tání klatrátu je poměrně náročné a vyžaduje ověření měření tzv. cyklováním. Teplota tání klatrátu je funkcí salinity vodné fáze v inkluzi.

Kritická teplota parciální homogenizace CO₂ je 31,1 °C. Celková homogenizace proběhne v bodě, ve kterém jsou H₂O a CO₂ dokonale mísitelné. Podle obsahu jednotlivých složek dochází k homogenizaci na kapalinu, plyn či kriticky.

5.3.7. Optická mikrotermometrie

Optická mikrotermometrie je základní metodou studia fluidních inkluzí. Tato metoda je nedestruktivní a je založená na měření a interpretaci fázových přechodů a jejich porovnávání s experimentálními fázovými diagramy systémů známého složení. Na základě těchto dat lze odvodit složení a hustotu uzavřeného roztoku. Základní podmínkou pro praktickou aplikaci optické mikrotermometrie je pozorovatelnost fluidních inkluzí v procházejícím světle (Ďurišová et al., 1991).

Mikrometrické studium vzorků z krásnohorského rudního revíru bylo provedeno na mikrotermometrickém stolku Linkam THMSG 600 umístěném na mikroskopu Olympus BX-50 s objektivy 20×, 40× a 50× ULWD. V případě kalcitových vzorků byl k potlačení dvojlomu použit polarizační filtr. Mikrometrická komora umožňuje pozorování při teplotách od -196 do 600 °C. Odchylyk přístroje při měření v oblasti extrémně nízkých a vysokých teplot dosahují ± 3 °C, při -56 °C ±0,2 a v okolí 0 °C ±

0,1. Kalibrace termometrického stolku byla provedena v rámci měření syntetických a přírodních fluidních inkluzí o známých parametrech.

V rámci mikrometrického studia byly určovány následující parametry:

- teplota prvního tání (T_{fm}) – na základě které je určen typ solí v roztoku
- teplota tání posledního krystalu ledu (T_{m-ice}) – výpočet salinity v H_2O systému
- teplota tání klatrátu (T_{M-cla}) - výpočet salinity H_2O-CO_2 systému
- celková teplota homogenizace (T_{h-tot})
- parciální homogenizace $CO_2 - ThCO_2$
- teplota dekripitace (T_d) – teplota při které došlo k porušení inkluze

- způsob homogenizace fází:

na kapalinu (L) – plynná fáze je absorbována kapalinou

na plyn (V) – kapalná fáze je pohlcena plynem

kritickým způsobem (C)

Salinita H_2O systému je stanovena na základě výpočtu Bodnarovy (1994) rovnice. Salinita systému H_2O-CO_2 je určena pomocí Diamondovy (1992) rovnice.

Izochory – jsou pro $H_2O-NaCl$ systém vypočítány podle rovnice Zhanga a Frantze (1987) a pro systémy $H_2O-CO_2 (\pm CH_4/N_2)$ dle rovnice Bakker (1999).

5.4. Katodová luminiscence (CL)

Sestava katodoluminiscenčního (CL) mikroskopu zahrnuje optický katodoluminiscenční (CL) systém na bázi studené katody instalovaný na polarizačním mikroskopu Leica. CL systém zahrnuje zdroj elektronů (studená katoda), řídicí jednotku s mikropočítačem a počítačovým rozhraním se zabudovaným diagnostickým systémem, a centrovatelnou vakuovou komoru pro připevnění na rotační stolek mikroskopu s mechanickým pohybem preparátu. Sestava umožňuje identifikaci minerálů v mikroskopických preparátech podle jejich luminiscenční charakteristiky. V tomto případě byla metoda využita při identifikaci a pozorování zonality kalcitu.

5.5. Skenovací elektronová mikroskopie (SEM/EDS)

K analýze byl využit skenovací elektronový mikroskop TESCAN Vega s detektorem EDS X-max 50 výrobce Oxford Instruments v majetku Ústavu petrologie a strukturní geologie PřF. UK. Přístroj pracuje s urychlovacím napětím 15 kV a proudem svazku 1,5 nano amp.

Zhotovené nábrusy byly z důvodu lepší interakce vzorku s dopadajícími elektrony pokoveny vodivým uhlíkem a poté uloženy do vakuové komory přístroje. Samotné pozorování probíhalo jak v odražených, tak v sekundárních elektronech.

6. VÝSLEDKY

6.1. Popis vzorků - rudní a nerudní mikroskopie

6.1.1. Základní charakteristika makro-vzorků

Vzorek KH-2

Vzorek KH-2 (Obr. 14.) byl nalezen v dobývce Kobylské žíly v oblasti Proudkovické štoly. Je tvořen 0,9 cm mocnou rudní žílou pronikající granitem, jež je na jinak ostrém kontaktu slabě alterovaný. Hypautomorfní křemenná zrna jsou intergranulárně vyplňována mladším antimonitem. Místy stébla antimonitu do křemene zarůstají. Žíla je oboustranně po celé své délce lemovaná světlejším mladším křemenem vyplňujícím prostor, který se utvořil v rámci mladší tektonické události. Na spodku prostřední části žíly tato mladší tektonika probíhá uvnitř žíly a je opět vyplněna mladším křemenem.



Obr. 14. Vzorek KH-2, Kobylská žíla – rudní žíla v granitické hornině

Vzorek KH-3

Vzorek KH-3 (Obr. 15) byl nalezen v oblasti Proudkovické štoly a pochází pravděpodobně z celíku zanechaného těžbou při dobývání Kobylské žíly. Křemenná žíla o mocnosti cca 1,2 cm proniká masivní granitickou horninou. Na první pohled monominerální masivní křemen obsahuje malá množství antimonitu vyplňujícího intergranulární prostory v křemeni. Hranice žilné výplně a horniny je ostrá.



Obr. 15. Vzorek KH-3, Kobylská žíla - rudní žíla v granitické hornině

Vzorek KH-5

Vzorek KH-5 (Obr. 16.) pochází z oblasti Nové jámy a je součástí ložiskové sbírky ÚGMNZ. Velikost vzorku je 14,5×6×5 cm. Jedná se o žilnou výplň (pravděpodobně Mariánská žíla), která je tvořena dvěma hlavními složkami. Tmavší, kovově lesklý, místy zpeřený antimonit, tvoří spolu se světlejším křemenem masivní žilnou výplň. Zrna antimonitu vyplňují intergranulární mezery v křemeni a místy do něho zarůstají. Spodní polovina vzorku je tvořena křemenem narůstajícím na horninu (pravděpodobně mineta) a horní polovina tvoří masivní antimonit na povrchu pokrytý Sb okry. Kovově lesklá část antimonitu má v důsledku oxidace slabě zřetelné náběhové barvy.



Obr. 16. Vzorek KH-22, Nová jáma - rudní žíla

Vzorek KH-8

Vzorek KH-8 (Obr. 17.) je ukázkou mineralizace Kobylické žíly z oblasti jámy Jindřiška. Jeho rozměry jsou 15×9,5×6cm. Tvoří ho masivní mineta, jež je narušena systémem trhlin vyplněných žilným křemenem a antimonitem. Hypautomorfně až automorfně omezené krystaly evidentně staršího křemene narůstají na stěny trhliny. Střed trhliny vyhojuje tmavší antimonit, jehož hmota vyplňuje intergranulární prostory a dutiny v křemenné žilné výplni. Hranice žilné výplně a horniny je ostrá.



Obr. 17. Vzorek KH-25, Kobylická žíla – rudní žíla v minetě

Vzorek KH-9

Vzorek KH-9 (Obr. 18.) je tvořen částí žilné výplně v minetě. Hypautomorfně až automorfně omezená zrna křemene narůstají na horninu. Masivní antimonit narůstá na starší křemen a vyplňuje dutiny nacházející se uprostřed žíly (horní polovina křemenné výplně žíly chybí). Hranice křemene s horninou je ostrá.



Obr. 18. Vzorek KH-29, Kobylská žíla – rudní žíla v minetě

6.1.2. Základní charakteristika mikroskopických preparátů

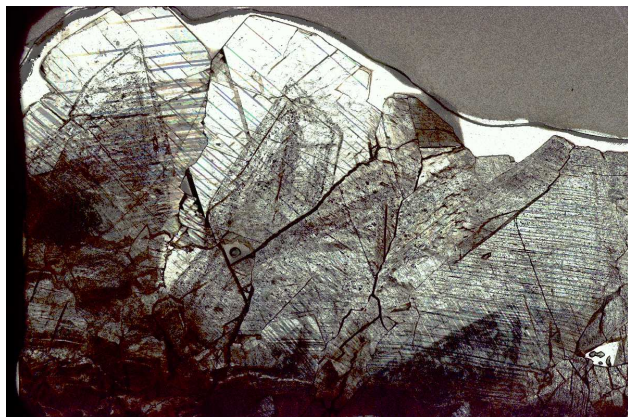
Výbrus: KH-1A

Složení: masivní kalcit

Lokalizace: oblast Proudkovické štoly

Parageneze: Cc₁+Cc₂+Cc₃

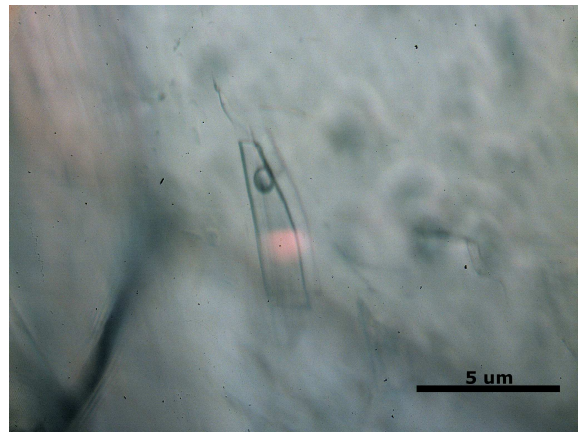
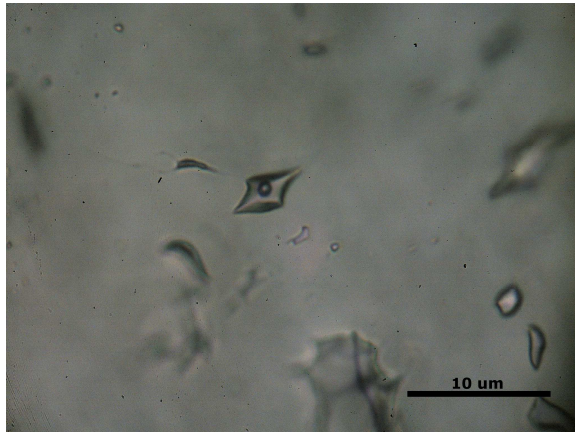
Popis vzorku:



Výbrus je zhotoven z materiálu, jež byl odebrán v masivní kalcitové žíle v.-z. směru v oblasti Proudkovické štoly. Žíla naduřuje až do mocnosti kolem 0,5 m, v některých úsecích je rozmršťována do okolních hornin a opět se spojuje v jeden pramen. Žíla je kavernózní a obsahuje značné množství dutin s krystaly do velikosti max. 4cm. Dále je lemována červenými hematizovanými jíly, tzv.

červenkami. Žíla byla prosledována do vzdálenosti zhruba 180 m od hlavního překopu a neobsahuje rudní složku. Sukcesně lze předpokládat, že tento žilný kalcit je jedním z nejmladších žilných minerálů, které na ložisku doprovázely krystalizaci antimonitu.

Monominerální výbrus reprezentuje tři růstové zóny vzorku. Cc₃ - nejmladší kalcit je velice světlý a průhledný, vytváří velké idiomorfnní krystaly a vykazuje značnou růstovou zonalitu. Distribuce fluidních inkluzí je sporadická, nacházejí se v něm hlavně trailly sekundárních inkluzí vyhojujících mladší poruchy. Tmavší zónu nacházející se uprostřed výbrusu nazývám jako kalcit Cc₂, obsahuje mnoho zachycených nečistot a pevných uzavřenin. Distribuce fluidních inkluzí je poměrně dobrá, největší inkluze mají velikost do 5 um. Cc₁ se nachází ve spodní části výbrusu a narůstá na granodiorit, je značně heterogenní a díky značnému obsahu nečistot téměř neprůhledný. Studované inkluze v tomto výbruse byly vodné (H₂O-soli) (Obr. 19.).



Obr. 19. Dvoufázové inkluze v kalcitu ze vzorku KH-1B - systém H₂O-soli.

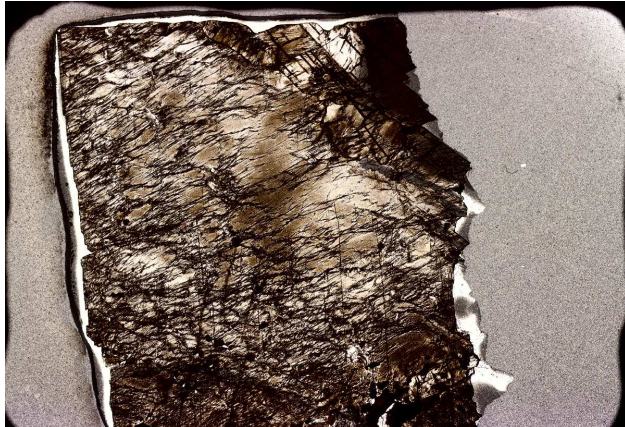
Výbrus: KH-1B

Složení: masivní kalcit

Lokalizace: oblast Proudkovické štoly

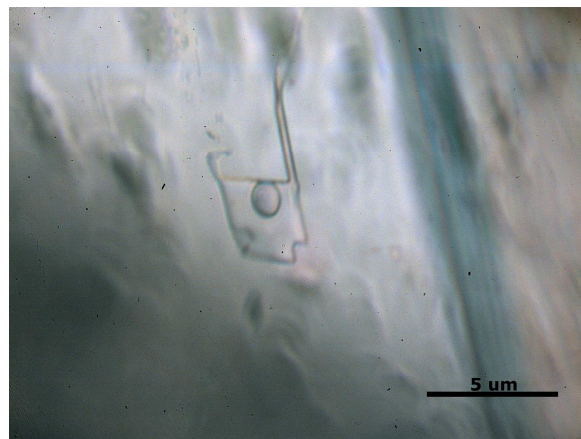
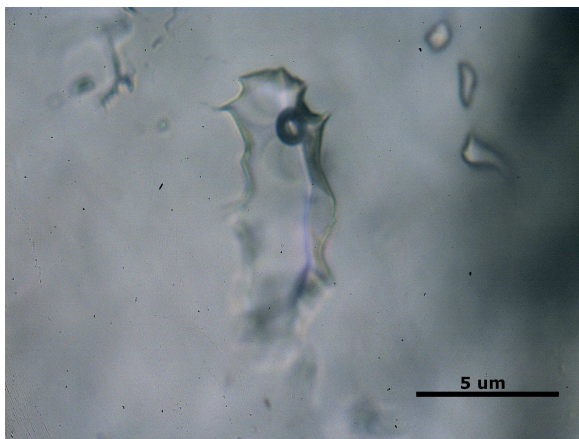
Parageneze: Cc₂

Popis vzorku:



Výbrus byl zhotoven ze stejného materiálu jako předchozí vzorek KH-O. Jedná se tedy o kalcitovou žilnou výplň. Nejcharakterističtější vlastností vzorku je značný stupeň kataklázy zrn. Kalcit nevykazuje zonalitu ve smyslu předešlého vzorku, ale je po okrajích tvořen tmavšími částmi, které zachycují nečistoty z okolní alterované horniny. Centrální část výbrusu je tvořena patrně Cc₂, který je velice

světlý a průhledný. Zde se také nachází největší množství sporadicky se vyskytujících trailů sekundárních inkluzí velikosti do 5 um a inkluzí primárních stejné velikosti (Obr. 20). Vzorek je monominerální a neobsahuje rudní složku.



Obr. 20. Dvoufázové H₂O-soli inkluze v kalcitu ve vzorku KH-1B

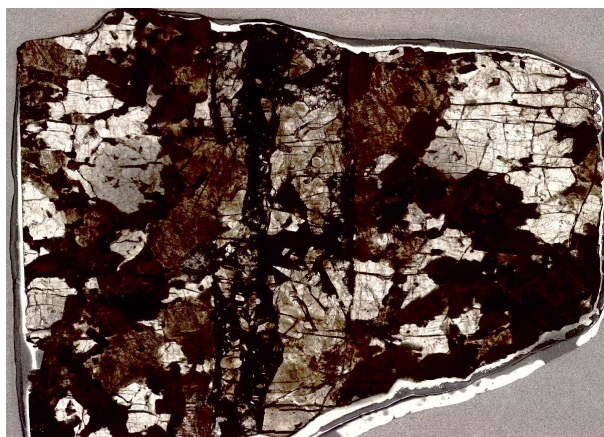
Vzorek KH-2

Složení: Křemenná žíla s antimonitem v hornině

Lokalizace: Kobylská žíla – Proudkovická štola

Parageneze: Qtz+Anti+Au+Cc+Aspy

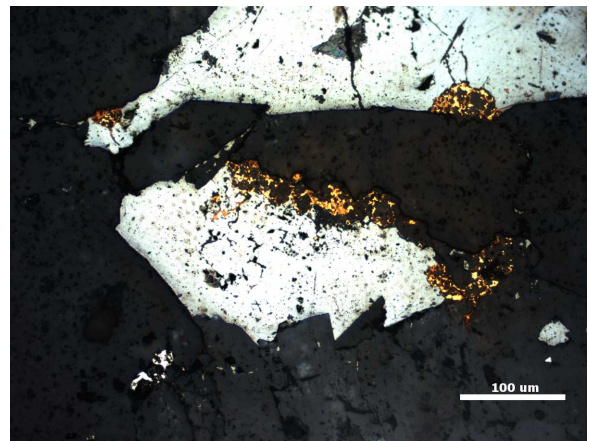
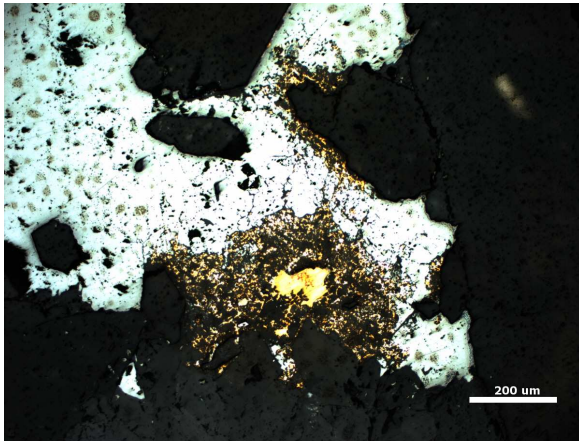
Popis vzorku:



Výbrus je zhotoven z materiálu, který byl získán in-situ z Kobylské žíly v oblasti Proudkovické štoly. Výbrus je tvořen křemennou rudní žílou šíře 9 mm procházející slabě alterovaným biotiticko-amfibolickým granodioritem technického typu. Hranice rudní žíly s horninou jsou ostré. Rudní žíla je tvořena dvěma generacemi křemene. Starší křemen (Qtz₂) v žílovině tvoří hypautomorfně omezené krystaly.

Intergranulární prostory Qtz₂ vyplňuje masivní antimonit v doprovodu s kalcitem. Pravá strana rudní žíly je v důsledku mladší tektonické události vyplněna mladším mléčným křemenem (Qtz₃) do něhož místy zarůstají automorfní krystaly antimonitu. Qtz₃, antimonit a kalcit tmelí jemnozrnnou brekcií Qtz₂, jež se vytvořila v důsledku mladší tektonické události.

Uprostřed horní části rudní žíly se vyskytuje shluk Au zrn, která převážně narůstají na Qtz₂ a částečně jsou obklopena antimonitem (Obr. 21.). Největší zrno o velikosti cca 0,5 mm je v jeho centru tvořeno zónou masivního, pravděpodobně primárního zlata, které má složení 94,8% Au a 5,2% Ag. Toto celistvé, masivní zrno primárního Au obklopuje a na něj radiálně narůstá tzv. Au cementační. Toto cementační zlato je značně heterogenní, má radiální houbově mechovitý tvar a je značně porézní. Při pozorování v CL byly tmavé části, jimiž je cementační Au provázáno určeny jako kalcit.

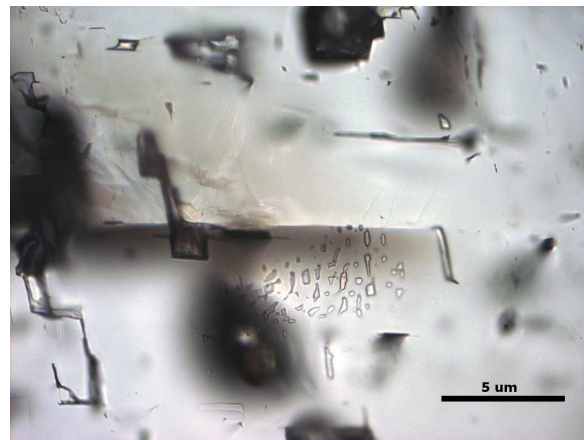


Obr. 21.. Zrna Au obklopené světlým antimonitem a tmavým křemenem

Qtz₂ obsahuje velmi malé množství dvoufázových plynokapalných inkluzí větších než 3 um (Obr. 22.). Distribuce těchto uzavřenin je značně nepravidelná, největší množství inkluzí obsahují nejmladší, často zonální, velmi světlá a průhledná zrna Qtz₂. Většina inkluzí se zde vyskytuje v podobě sekundárních inkluzí a jejich trailů (Obr. 23.). Velikost těchto sekundárních inkluzí je max. do 5 um. Inkluze primární se vykytují pouze sporadicky a jejich velikost je do 6 um. Všechny inkluze jsou vodného typu (H₂O-soli).



Obr. 22. Primární dvoufázová inkluze systému H₂O-soli,



Obr. 23. Trail sekundárních inkluzí

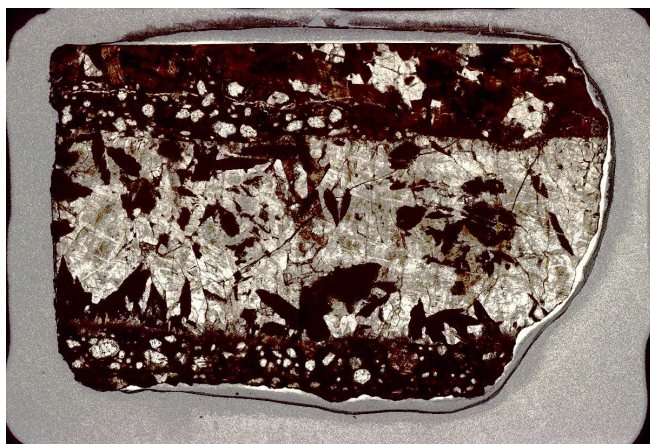
Vzorek K H-4

Složení: Křemenná žíla s antimonitem v granitu

Lokalizace: Kobylská žíla – Proudkovická štola

Paragenese: Qtz+Anti+Cc+Aspy

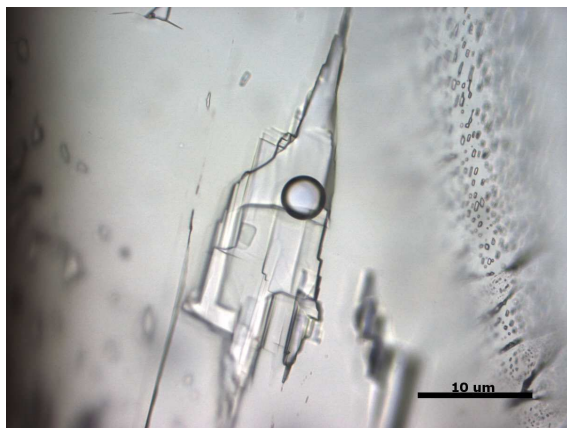
Popis vzorku:



Vzorek je stejného původu jako KH-2, pochází z materiálu kolektovaného in-situ z Kobylské žíly v oblasti Proudkovické štoly. Tento výbrus podobně jako výbrus předchozí tvoří křemenná rudní žíla pronikající biotiticko-amfibolický granodiorit technického typu. Rudní žíla je cca 1,3 cm mocná a je převážně tvořena křemennou výplní dvou typů, starší křemen (Qtz₂) a

mladší křemen (Qtz₃). Dalším podstatným minerálem antimonit, který hypautomorfně vyplňuje intergranulární prostory ve starším Qtz₂ a místy idiomorfně zarůstá do Qtz₃. Antimonit je anizotropní a vykazuje zřetelnou bireflexi. Dále u něj lze pozorovat projevy tlakového dvojčatnění. Starší křemen Qtz₂ vytváří až 0,6 cm velká, hypautomorfně omezená, undulózně zhášeující zrna. Mladší křemen Qtz₃ je přítomen na kontaktu žíloviny s alterovanou horninou a dále v některých místech tmelí brekcii Qtz₂. Kalcit lemuje některé kontakty antimonitových zrn s křemenem a vyskytuje se jako výplň drobných mikrožilek. Okolní alterovaná hornina obsahuje silně rozpraskaný arsenopyrit. Poruchy v něm místy vyplňuje mladší chalkopyrit.

V rámci studia plynokapalných inkluzí byl zjištěn nehojný výskyt sekundárních a primárních inkluzí o velikosti do 20 um (Obr. 24., 25.).



Obr. 24. Primární vodné inkluze s trailem inkluzí sekundárních.



Obr. 25. Primární inkluze typu H₂O-soli

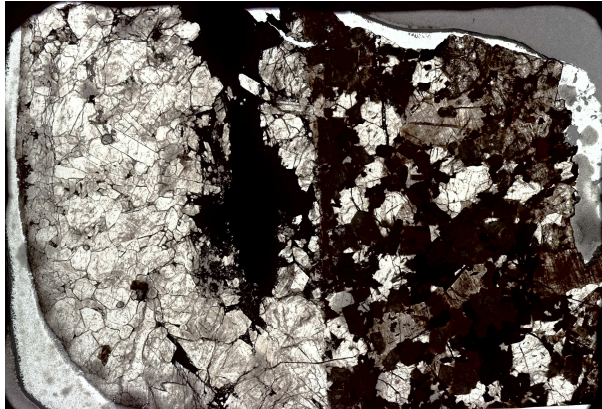
Vzorek SB-1

Složení: Křemenná žilovina s antimonitem v granitu

Lokalizace: Kobylská žíla, jáma Jindřiška-Milešov (sbíral - Koutek)

Paragenese: Qtz+Anti+Cc+Aspy

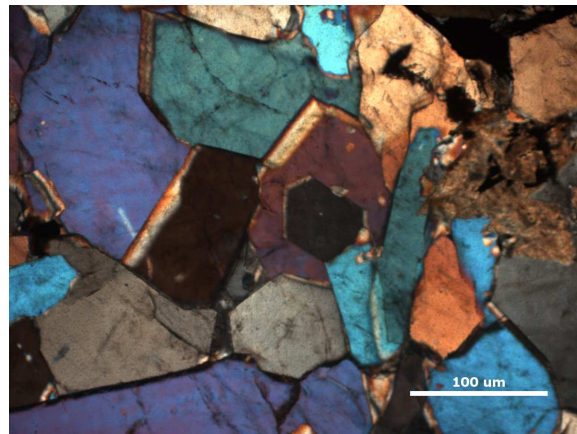
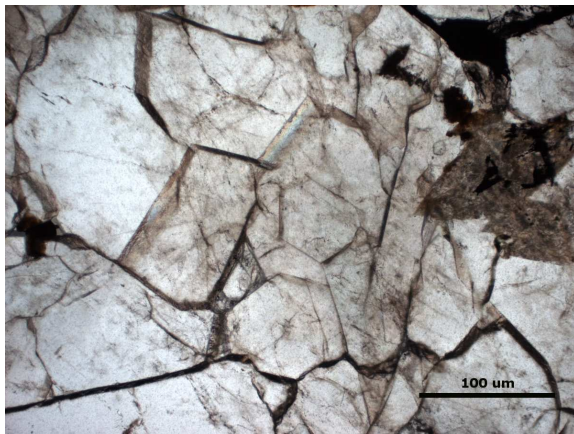
Popis vzorku:



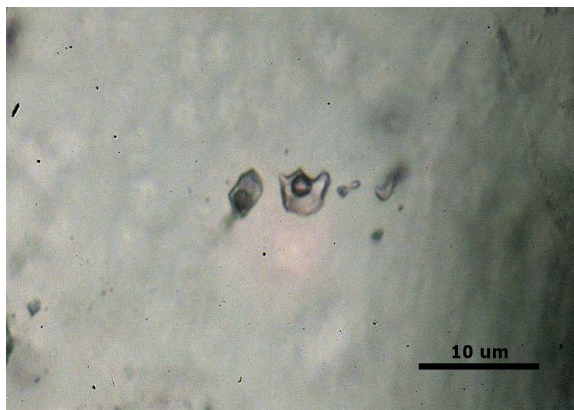
Rudní materiál pochází z historických sběrů na Kobylské žíle v oblasti jámy Jindřiška u Milešova (sbírky ÚGMNZ). Výbrus je z poloviny tvořen slabě alterovaným granitem technického typu a z poloviny křemennou rudní žílou obsahující antimonit. Hranice mezi horninou a rudní žílou je ostrá. Křemenná hmota obsahuje drobnější hypautomorfně vyvinutá zrna jež ve zkřížených nikolech silně undulózně

zhášejí (Obr. 26.). Antimonit vyplňuje intergranulární prostory v Qtz₁, je anizotropní a vykazuje známky bireflexe a tlakového dvojčatnění.

Primární fluidní inkluze o velikosti 5 – 10 um obsahují fluida H₂O-CO₂.soli a H₂O-soli (Obr. 27., 28.).



Obr. 26. Hypautomorfně omezená undulózně zhášející zrna Qtz₁.



Obr. 27. Primární inkluze H₂O-CO₂ typu



Obr. 28. Oddělení fází kapalného a plynného CO₂

Vzorek SB-5

Složení: Křemenná žilovina s antimonitem

Lokalizace: oblast Nová jáma (sbíral Sobotka, 1955)

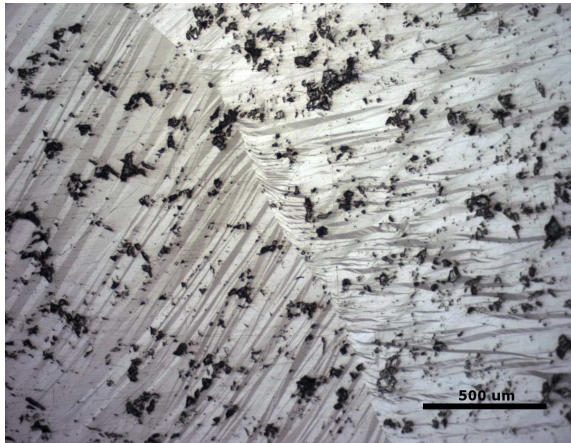
Parageneze: Qtz+Anti+Cc+Aspy

Popis vzorku:

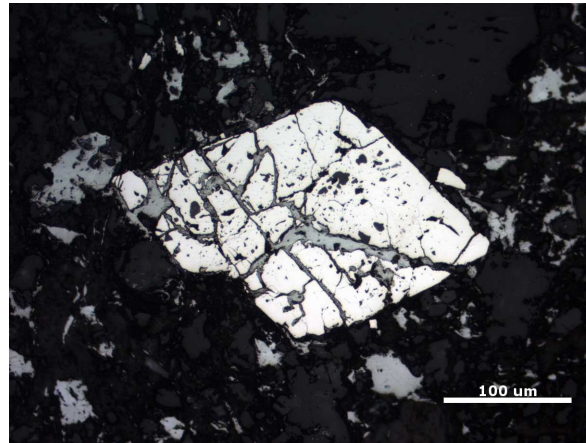


Vzorek pochází z depozitáře ložiskových sbírek ÚGMNZ a byl kolektován v roce 1955 Sobotkou v oblasti Nové jámy. Výbrus je převážně tvořen masivním křemenem (Qtz₁) jehož hypautomorfne vyvinutá zrna undulózně zháší. Tento křemen je značně tektonicky postižen, trhliny jsou vyplňovány Qtz₃, Cc, Anti a Aspy. Antimonit (Anti) automorfne zarůstá do nejmladšího křemene Qtz₃ a Cc. V masivních polohách je

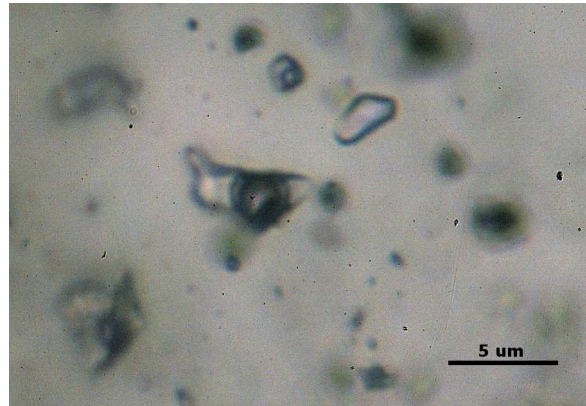
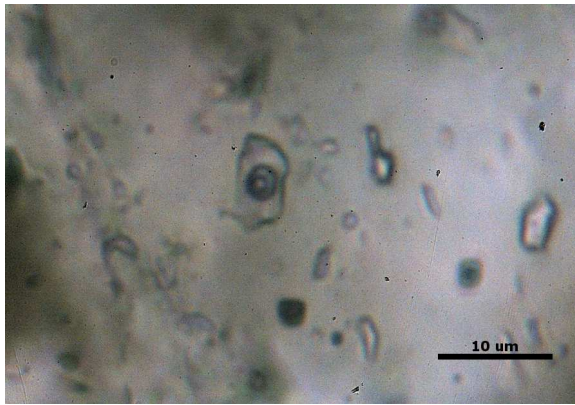
antimonit anizotropní. Projevuje značnou bireflexi a místy tlakové dvojčatnění (Obr. 29.). Arsenopyrit je rozpraskaný, tmelený mladším křemenem a antimonitem (Obr. 30.). Studium fluidních inkluzí byly prokázány roztoky H₂O-CO₂ a H₂O typu (Obr. 31.). Výskyt inkluzí o velikosti do 5 um je sporadický. Stupeň zaplnění (F) 0,75 je většinou konstantní.



Obr. 29. Anizotropní bireflexní antimonit



Obr. 30. Arsenopyrit v křemeni pronikáný antimonitem



Obr. 31. Inkluze typu $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ se zřetelným oddělením kapalné a plynné fáze CO_2

6.2. Elektronová mikroskopie a mikroanalýza

Chemické složení a empirické vzorce vybraných fází jsou uvedeny v Tab. 3 na konci této kapitoly.

6.2.1. Nábrus SB-41A

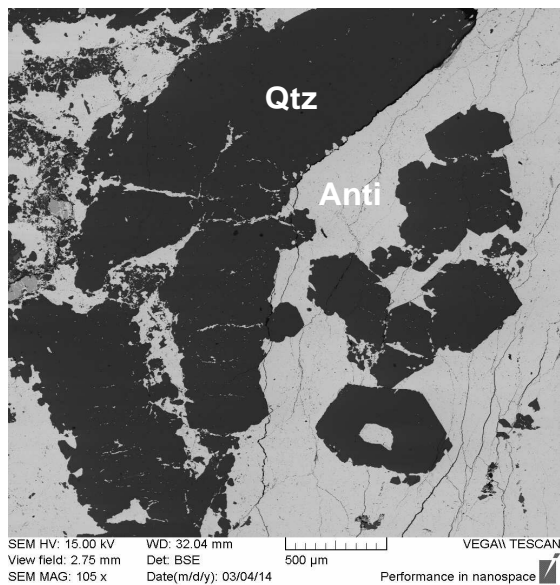
Složení: Masivní výplň antimonitu v křemenné žilovině

Lokalizace: Krásná Hora (sbíral Rus, 1947)

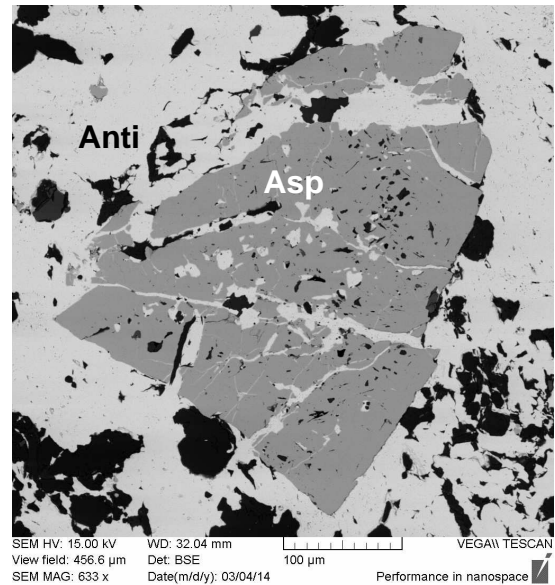
Parageneze: Qtz-Anti-Cc-Dol

Popis vzorku:

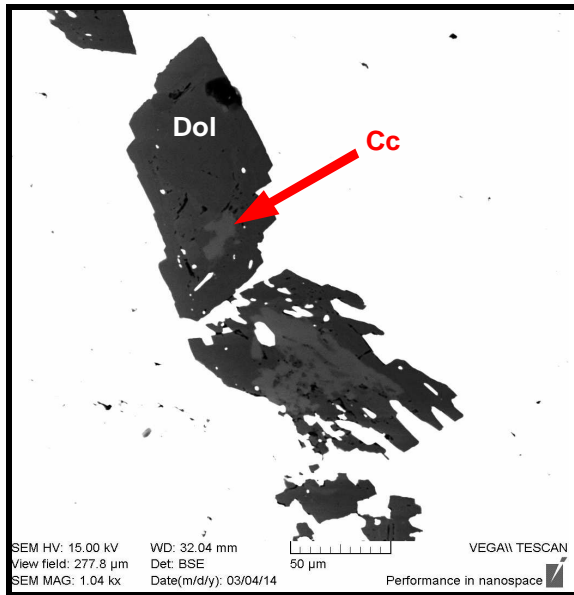
Nábrus je tvořen masivní antimonitovou výplní v Qtz₁ (Obr. 32.). Arsenopyrit se vyskytuje jak v antimonitu, tak v samotném křemenu. V obou případech je značně rozpraskaný a jak antimonit, tak křemen do něj pronikají po trhlinách (Obr. 33.). Antimonit a křemen jsou tmeleny mladším karbonátem se značným obsahem příměsí a nečistot. Ve spodní části nábrusu se v antimonitu nacházejí lineárně uspořádané klencovité krystaly kalcitu. Kalcit je v některých případech značně zatlačen dolomitem (Obr. 34.).



Obr. 32. Starší křemen Qtz₁ pronikáný antimonitem



Obr. 33. Rozpraskaný arsenopyrit pronikáný antimonitem



Obr. 34. Světlejší kalcit silně zatlačovaný dolomitem

6.2.2. Nábrus SB-42

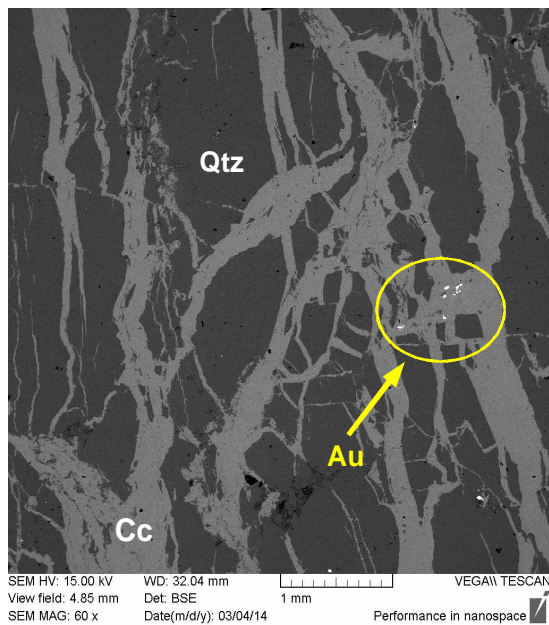
Složení: Masivní křemenná žilovina s antimonitem, akcesorickým zlatem a aurostibitem

Lokalizace: Krásná Hora

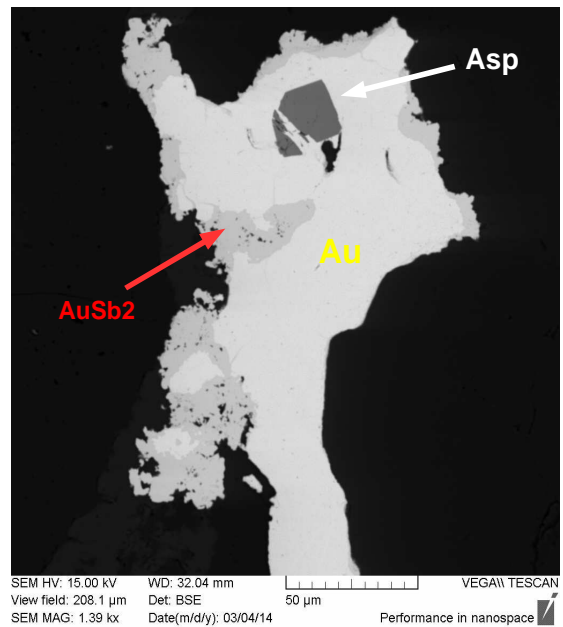
Parageneze: Qtz+Anti+Cc+Au+AuSb₂

Popis vzorku:

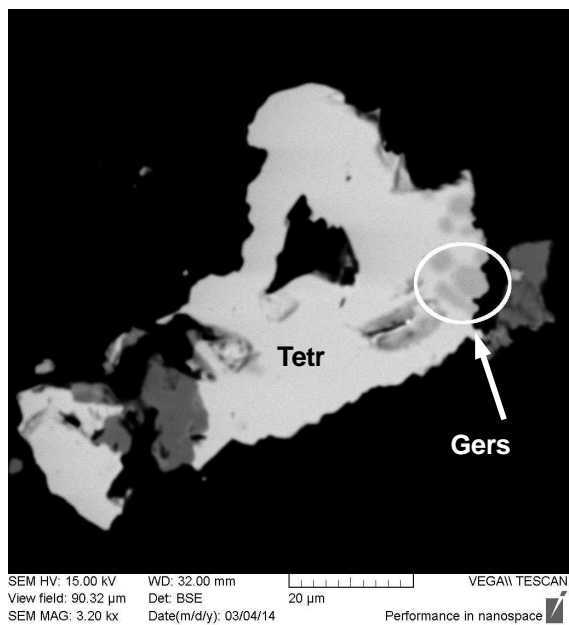
Hlavní komponentou vzorku je kataklasticky postižený křemen. Trhliny v křemeni jsou vyplňovány převážně kalcitem, méně pak antimonitem a akcesoricky zrna Au, AuSb₂, FeAsS a dalšími akcesorickými minerály (Obr. 35.) Některá zrna Au obsahují uzavřené krystaly arsenopyritu a jsou zatlačována aurostibitem (Obr. 36.). Ve vzorku byla analyzována zrna Zn-tetraedritu obsahující krystaly Fe-gersdorfitu (Obr. 37.).



Obr. 35. Kataklázovaný křemen vyplněný Cc a zrna Au



Obr. 36. Zrno arsenopyritu uzavřené v Au zatlačovaném AuSb₂



Obr. 37. Fe-gersdorfit uzavřený v tetraedritu

6.2.3. Nábrus SB-43

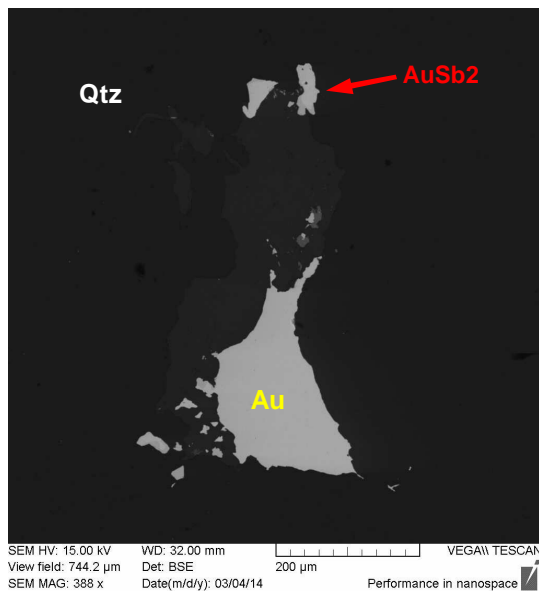
Složení: Masivní křemen, akcesorické zlato a aurostibit

Lokalizace: Krásná Hora

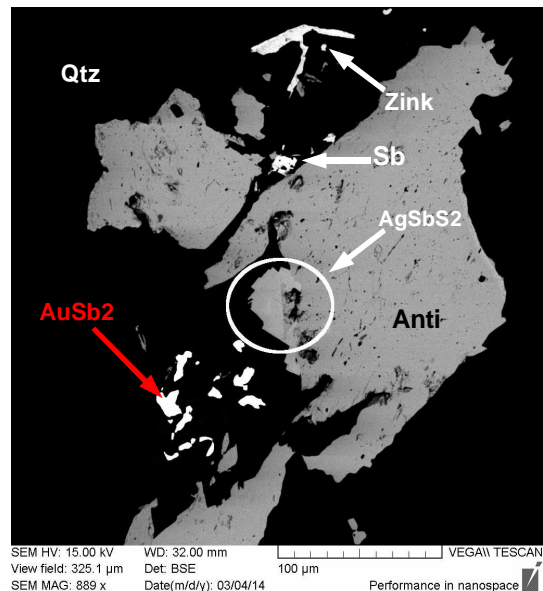
Paragenese: Qtz+Au+AuSb₂+Cc

Popis vzorku:

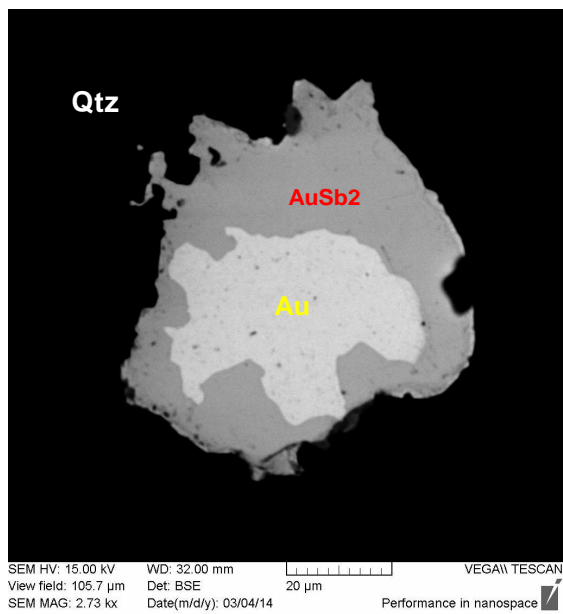
Vzorek se skládá z křemene, do kterého systémem paralelních žilek proniká mladší Cc, Qtz₃, antimonit, Au, AuSb₂ (Obr. 38.) a další akcesorické minerály. Ve vzorku se nachází též pyrrhotin těsně prostorově asociující s aurostibitem a zinkenitem (Pb₉Sb₂₂S₄₂), zajímavá je přítomnost ryzího antimonu a miargyritu (AgSbS₂) (Obr. 39.), jež jsou pravděpodobně reliktem vzniku aurostibitu. Zrna Au jsou v některých případech pravidelně zatlačována aurostibitem (Obr. 40.).



Obr. 38. Puklina v Qtz₁ vyplněná Au zatlačovaným AuSb₂



Obr. 39. Miargyrit (AgSbS₂) narůstající na zrno antimonitu



Obr. 40. Zrno Au zatlačované aurostibitem

Vzorek	Minerál	Anal. č.	Hm. %										Hm. %		
			S	Fe	Cu	As	Ag	Sb	Au	Pb	Zn	Ni	Celkem		
SB-43	miargyrit	1.	20,49					34,88	38,82						94,18
SB-43	zlato	2.						3,16		95,88					99,04
SB-43	zlato	3.						4,40		96,48					100,89
SB-43	zlato	4.						4,33		95,39					99,72
SB-43	zlato	5.						4,31		97,89					102,21
SB-43	zlato	6.						4,41		92,84					97,25
SB-43	aurostibit	7.							55,23	44,65					99,88
SB-43	aurostibit	8.							55,43	44,95					100,38
SB-43	aurostibit	9.							54,64	43,71					98,34
SB-43	aurostibit	10.							54,25	45,09					99,33
SB-43	chalkopyrit	11.	34,32	30,15	34,05				0,63						99,16
SB-43	chalkopyrit	12.	35,27	31,81	32,41										99,49
SB-43	pyrhotin	13.	38,35	59,71											98,06
SB-43	ryzí antimon	14.								97,48					97,48
SB-43	zinkenit	15.	21,98				0,08		44,85		30,71				97,61
SB-43	zinkenit	16.	21,32						43,53		29,51				94,35
SB-42	zlato	1.						4,33		94,65					98,98
SB-42	zlato	2.						4,47		95,52					100,00
SB-42	zlato	3.						4,67		97,55					102,22
SB-42	chalkopyrit	4.	35,20	29,18	33,57										97,94
SB-42	aurostibit	5.							54,88	45,05					99,94
SB-42	aurostibit	6.							55,33	45,10					100,43
SB-42	tetraedrit	7.	24,86	1,76	36,23			1,13	29,36			6,06			99,40
SB-42	arsenopyrit	8.	19,93	33,95			43,79								97,67
SB-42	arsenopyrit	9.	20,36	34,92			44,51								99,78
SB-42	arsenopyrit	10.	20,81	34,86			46,23								101,90
SB-42	gerdsdorfit	11.	19,41	8,39	1,00		44,56		1,50				25,11		99,96
SB-41A	arsenopyrit	1.	20,91	35,55			43,66								100,11
SB-41A	arsenopyrit	2.	20,25	35,29			42,63								98,16
SB-41A	antimonit	3.	27,46						72,11						99,57
KH-2	zlato	1.						0,39		94,20					94,58
KH-2	zlato	2.						0,05	0,51	99,38					99,94
KH-2	zlato cementační	3.						0,41	0,30	90,86					91,56

Tab. 3. Chemické analýzy (SEM-EDS) vybraných minerálů

Vzorek	Anal. č.	Au	Ag	Pb	Sb	Zn	Cu	Fe	As	Ni	S	Minerál
SB-43	1.		1,010		0,995						1,995	miargyrit
SB-43	2.	0.943	0.057									zlato
SB-43	3.	0.923	0.077									zlato
SB-43	4.	0.923	0.077									zlato
SB-43	5.	0.926	0.074									zlato
SB-43	6.	0.920	0.080									zlato
SB-43	7.	1.000			2.000							aurostibit
SB-43	8.	1.002			1.998							aurostibit
SB-43	9.	0.993			2.007							aurostibit
SB-43	10.	1.018			1.982							aurostibit
SB-43	11.						0.996	1.004			1.990	chalkopyrit
SB-43	12.						0.936	1.045			2.019	chalkopyrit
SB-43	13.							0.944			1.056	pyrhotin
SB-43	14.				1.000							ryzí antimon
SB-43	15.			8.993	22.352						41.591	zinkenit
SB-43	16.			8.924	22.406						41.669	zinkenit
SB-42	1.	0.923	0.077									zlato
SB-42	2.	0.921	0.079									zlato
SB-42	3.	0.920	0.080									zlato
SB-42	4.						0.984	0.973			2.044	chalkopyrit
SB-42	5.	1.010			1.990							aurostibit
SB-42	6.	1.005			1.995							aurostibit
SB-42	7.		0.176		4.063	1.561	9.606	0.531			13.062	tetraedrit
SB-42	8.							1.005	0.967		1.028	arsenopyrit
SB-42	9.							1.012	0.961		1.027	arsenopyrit
SB-42	10.							0.991	0.979		1.030	arsenopyrit
SB-42	11.						0.026	0.249	0.988	0.711	1.006	Fe-gersdorfit
SB-41	1.							1.021	0.934		1.045	arsenopyrit
SB-41	2.							1.035	0.932		1.034	arsenopyrit
SB-41	3.				2.044						2.956	antimonit
KH-2	1.	0.993	0.007									zlato
KH-2	2.	0.991	0.001		0.008							zlato
KH-2	3.	0.987	0.008		0.005							zlato

Tab. 3-pokračování: Přepočtené složení (a.p.f.u.) vybraných minerálů

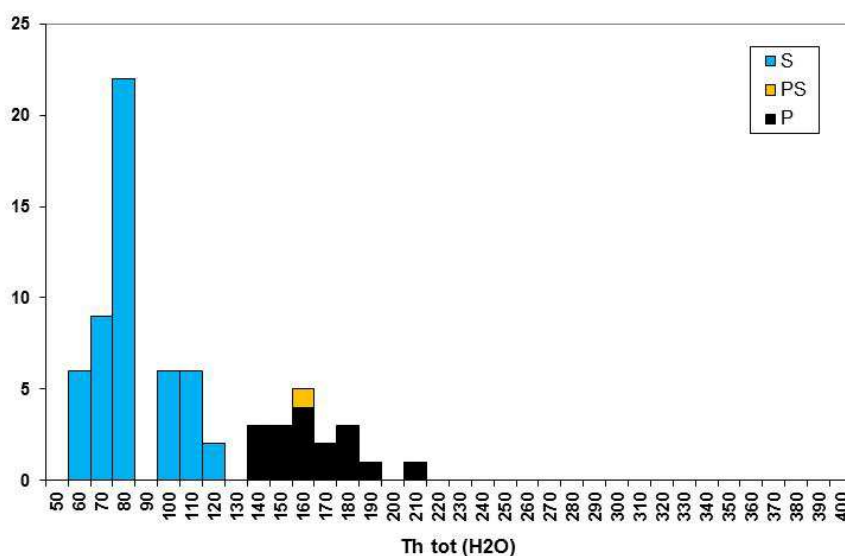
6.3. Fluidní inkluze

6.3.1 Kalcit

Fluidní inkluze v kalcitické žilovině byly studovány ve dvou výbrusech KH-1A a KH-1B. V rámci těchto dvou mikroskopických preparátů bylo odděleno větší množství úlomků, ve kterých bylo měřeno celkem 70 inkluzí. Ačkoliv ve vzorku KH-1A bylo přítomno velké množství primárních inkluzí, jen malá část z nich byla vhodná pro mikrotermometrické studium.

Vzhledem ke špatné transparentnosti obou vzorků, malým rozměrům inkluzí (\square 5 μm) bylo téměř nemožné určit teplotu prvního tání (T_{fm}) a velmi obtížné bylo i určit teplotu tání ledu ($T_{\text{m-ice}}$). Z naměřených dat proto výrazně převažují teploty homogenizací nad ostatními teplotami.

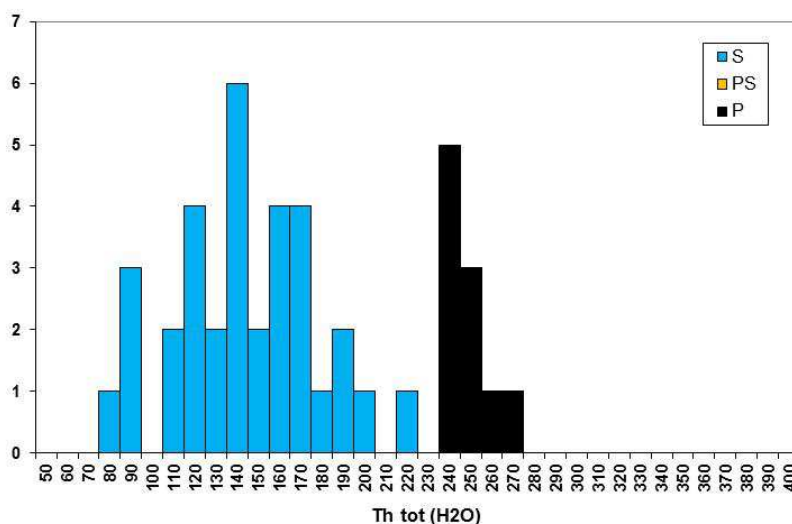
U všech analyzovaných inkluzí byla, dle předpokladů, zjištěna jen fluida typu H_2O -soli. Sekundární inkluze v těchto pozdních fluidech homogenizovaly v rámci rozpětí 60 až 120 $^{\circ}\text{C}$ (Obr. 41.). Největší počet sekundárních inkluzí homogenizoval při teplotách kolem 85 $^{\circ}\text{C}$. K fúzi fází v primárních inkluzích docházelo při teplotách od 135 do 210 $^{\circ}\text{C}$, největší počet primárních inkluzí homogenizoval okolo 165 $^{\circ}\text{C}$.



Obr. 41. Teploty homogenizace primárních a sekundárních inkluzí systému H_2O -soli v kalcitu

6.3.2 Křemen (H₂O-soli)

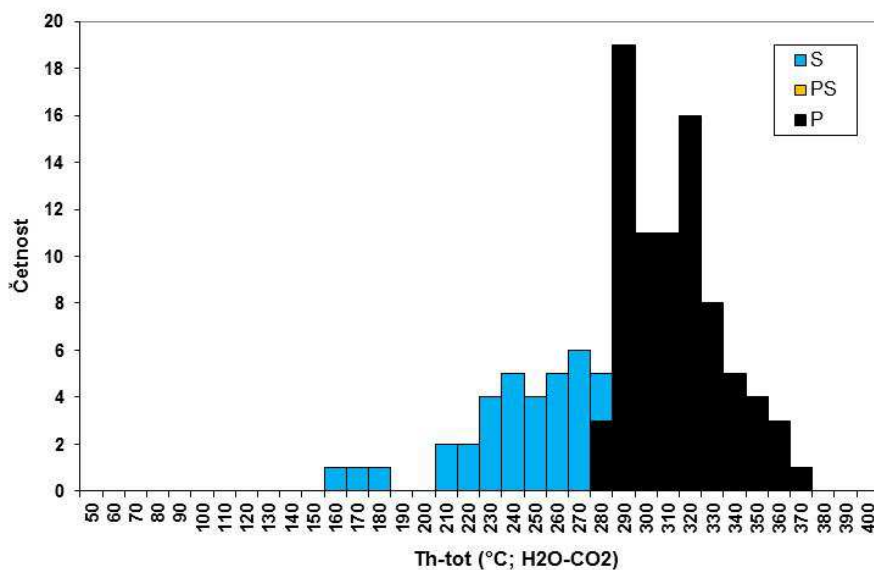
Vodné (H₂O-soli) inkluze v křemeni byly identifikovány ve všech vzorcích (KH-2, KH-4, SB-1, SB-2 a SB-5). Vzorky KH-2 a KH-4 obsahovaly výhradně H₂O-soli inkluze. Ve vzorcích SB-1, SB-2 a SB-5 se kromě inkluzí hojně vyskytovaly i inkluze typu H₂O-CO₂-soli. Sekundární inkluze ve starším křemeni Qtz₁ a Qtz₂ homogenizovaly v relativně širokém teplotním intervalu od 80 až do 220 °C (Obr. 42.). Průměrná teplota homogenizace sekundárních inkluzí je 140 °C. Inkluze primární homogenizovaly v relativně úzkém intervalu od 240 do 280 °C s vyšší afinitou spíše ke spodní hranici intervalu.



Obr. 42. Teploty homogenizace vodných (P-primární, S-sekundární) inkluzí v křemeni

6.3.3 Křemen (H₂O-CO₂-soli)

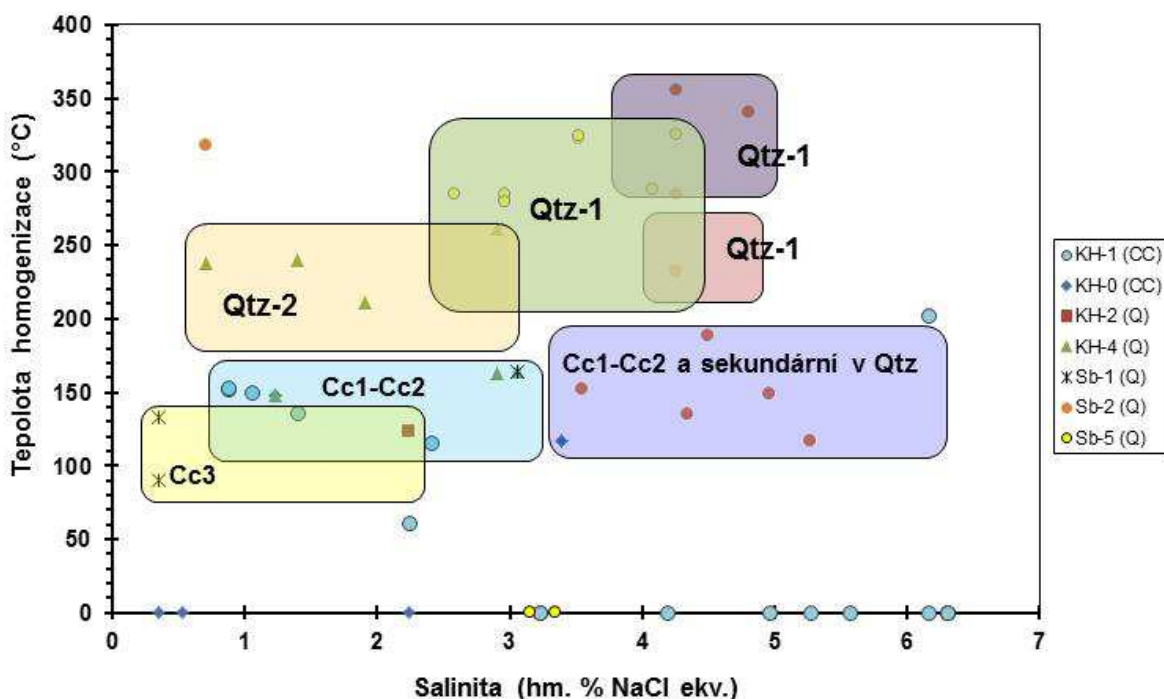
H₂O-CO₂ fluida byla identifikována pouze ve vzorcích pocházejících z historických sběrů křemenných žilovin (SB-1, SB-2 a SB-5). Tento typ fluid je vázán především na nejstarší křemen Qtz₁. Sekundární inkluze homogenizovaly v rozmezí cca 170 až 280 °C (Obr. 43.). Primární inkluze homogenizovaly v rozpětí 280 – 370 °C. Průměrná teplota homogenizace primárních inkluzí se pohybuje kolem 330 °C.



Obr. 43. Teploty homogenizace primárních a sekundárních inkluzí systému H₂O-CO₂ v křemenu

6.3.4 Salinita roztoků

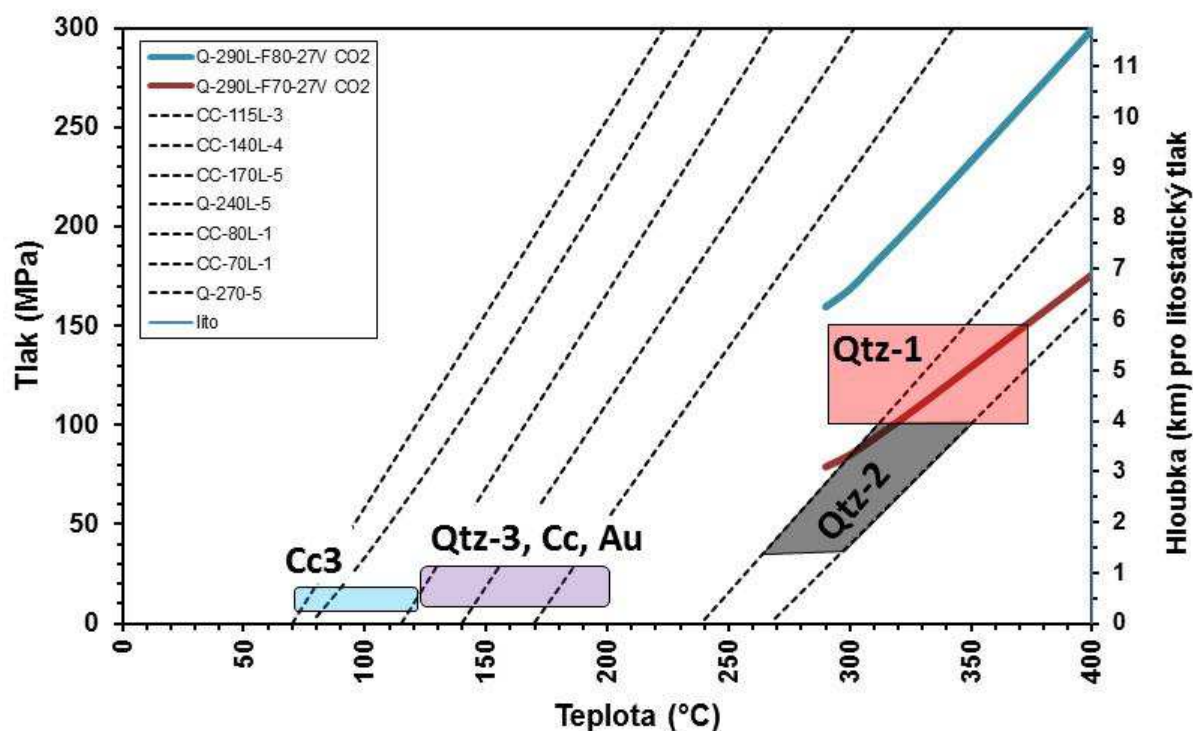
Obsah solí v sekundárních inkluzích uzavřených v kalcitu byl stanoven na 1 až 3 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$ (Obr. 44.). Pro primární inkluze v kalcitu byla detekována salinita v rozmezí od 3,5 do 6,5 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$. Salinita sekundárních vodných inkluzí v křemenu se pohybuje mezi 1 až 2 hm. % NaCl , primární vodné inkluze v křemenu (Qtz_2) vykazují salinitu okolo 1 až 3 hm. %. V inkluzích typu $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ zachycených ve starším křemenu (Qtz_1) byly odhadnuty salinity pro sekundární inkluze od 2,5 do 3,5 hm. % a salinity primárních roztoků kolem 3,5 až 5 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$. Obecně lze říci, že se snižující se teplotou homogenizace fluid se salinita roztoků snižuje.



Obr. 44. Salinity roztoků zachycených ve fluidních inkluzích

6.3.5 P-T podmínky vzniku žil

Na základě termometrických měření byly stanoveny izochory pro jednotlivé systémy fluid. Inkluze zachycené v nejstarším křemeni (Qtz₁) za teplotních podmínek kolem 350 °C vznikaly pravděpodobně za působení litostatického tlaku kolem 130 MPa (Obr. 45.), což odpovídá hloubce cca 5 km. K zachycení inkluzí v mladším křemeni (Qtz₂) došlo pravděpodobně při cca 280 °C v hloubce kolem 3 km. Naměřená data z inkluzí v kalcitech vznikajících za průměrných teplot homogenizace kolem 160 °C odpovídají nejspíše podmínkám zachycení v prostředí hydrostatického tlaku kolem 10-20 MPa v hloubkách kolem 1-2 km. Pozdější fluida odpovídající sekundárním inkluzím, byla zachycena za teplot pod 120 °C, v podmínkách hydrostatického tlaku kolem 15 MPa a hloubce kolem 1,5 km.



Obr. 45. Isochory pro jednotlivé systémy fluid a odhadované pT podmínky vzniku jednotlivých minerálních asociací

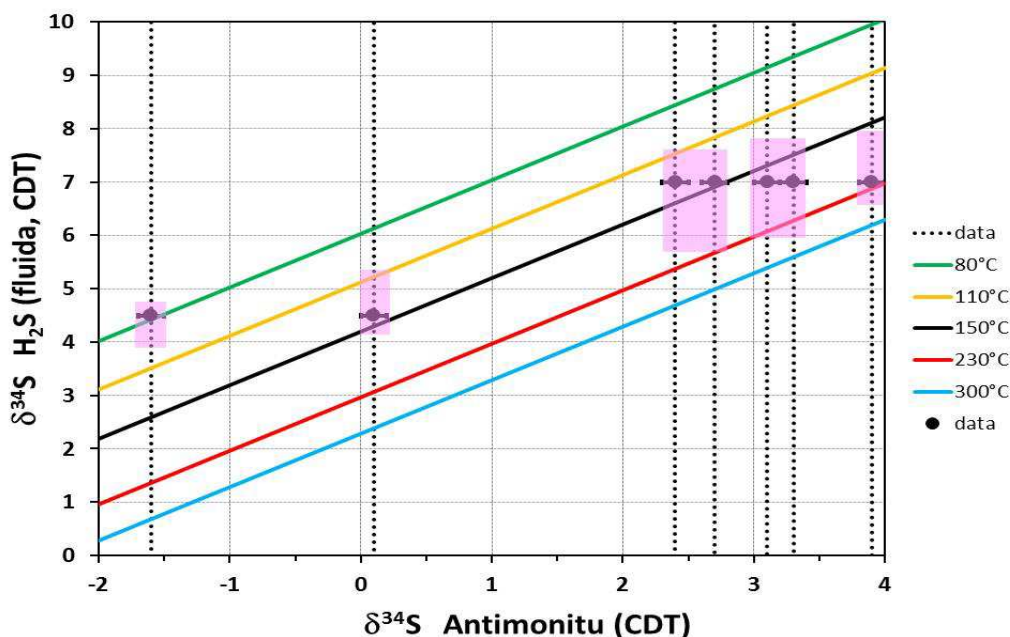
6.4 Izotopové složení síry v antimonitu

Celkem bylo odebráno 7 vzorků (Tab. 4.). Izotopové složení síry ($\delta^{34}\text{S}$) studovaných antimonitů leží v rozmezí od -1.6 do 3.9 ‰ CDT, přičemž hned na první pohled je zřejmé, že data tvoří dvě skupiny – jednu s průměrnou hodnotou -0.75 ‰ CDT, druhou s průměrem 3.08 ‰ CDT.

Vzorek	Minerál	Lokalita	$\delta^{34}\text{S}_{\text{min}}$ (‰ CDT)	Poznámka (charakteristika vzorku)
KH-30	Antimonit	Příčovy	-1.6	Antimonit vtroušený v mléčném Q.
KH-32	Antimonit	Kobylská žíla – Proudkovická št.	0.1	Antimonit + Křemen
KH-35	Antimonit	Kobylská žíla (KH-2 materiál)	2.4	Antimonit + křemen
KH-33	Antimonit	Důl Marie Qtz-Anti	2.7	Masivní antimonit
KH-44	Antimonit	Kobylská žíla – Proudkovická št.	3.1	Antimonit + křemn
KH-31	Antimonit	Nová Jáma Qtz-Anti	3.3	Masivní antimonit
KH-34	Antimonit	Důl Otto Anti	3.9	Antimonit + křemen

Tab. 4. Izotopové složení síry studovaných antimonitů

Na ložisku Krásná Hora, ani v jeho širším okolí se nevyskytuje baryt, či jiné primární sulfáty, mineralizace je čistě sulfidická a nejhojněji přítomným sulfidem je antimonit. Pak lze oprávněně předpokládat, že antimonit krystalizoval z roztoků, kde veškerá síra byla pouze ve formě sulfidické (H_2S). Potom, pro určení izotopového složení síry fluida ($\delta^{34}\text{S}_{\text{fluid}}$) je nutné odhadnout/určit teplotu, při níž antimonit krystalizoval. Tu na základě teplot homogenizací fluidních inkluzí v křemeni a karbonátu lze odhadnout v rozmezí od cca 230 do 100 °C (včetně tlakové korekce max. 30 °C). Možné varianty interpretace izotopového složení síry fluid naznačuje Obr. 46.



Obr. 46. Izotopové složení síry antimonitu a mateřského fluida

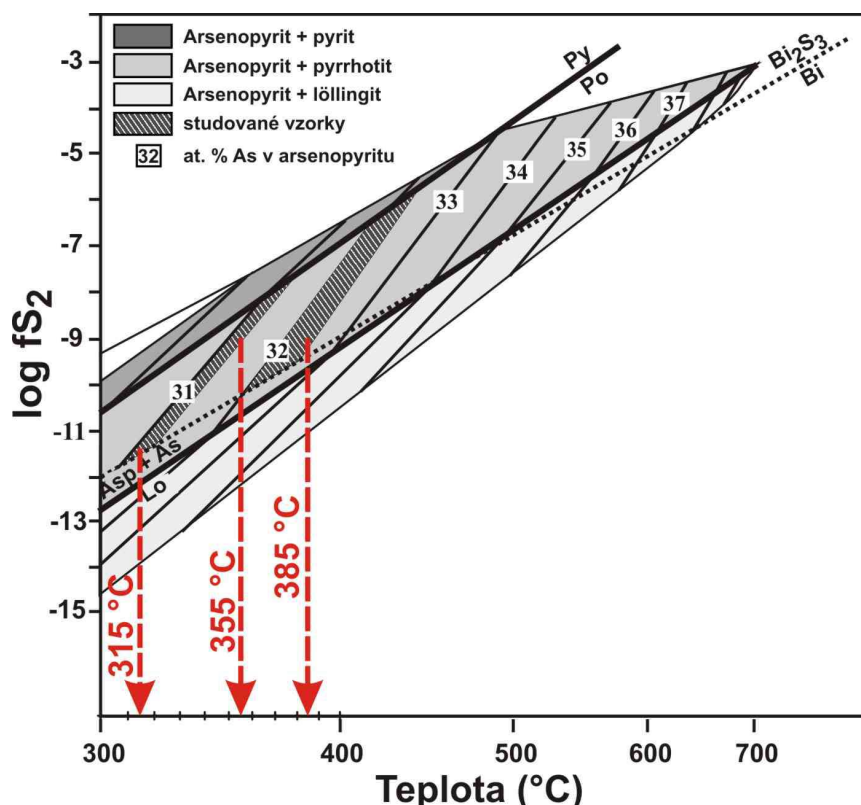
- hypotéza 1: Hodnota $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluida}}$ je konstantní v průběhu krystalizace všech studovaných antimonitů. Tato situace by vedla k nerealisticky velkému teplotnímu intervalu krystalizace všech vzorků – např. pokud by vzorek KH-30 krystalizoval při 100°C, pak by hodnota $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluida}}$ byla 3.6 ‰ CDT. Za daných podmínek by vzorek KH-31 krystalizoval za teploty až 954°C. To je zcela v rozporu s daty z fluidních inkluzí.
- hypotéza 2: všechny antimonity krystalizovaly za cca stejné teploty, např. 150 °C, pak by hodnota $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluida}}$ kolísala v rozmezí od 2.6 do 8.1 ‰ CDT.
- Hypotéza 3: obě izotopicky odlišné skupiny antimonitu krystalizovaly ze dvou izotopově odlišných roztoků za dvou odlišných rozpětí teplot, zvolených tak, aby byly v souladu s daty z fluidních inkluzí. Početnější skupina vzorků by pak mohla krystalizovat z fluida o hodnotě $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluida}} = 7$ ‰ CDT, za teplot 130-220°C. Méně početná skupina by naopak krystalizovala z fluida o hodnotě $\delta^{34}\text{S}_{\text{fluida}} = 4,5$ ‰ CDT, za teplot 80-140°C.

Jako reálné jsou pouze hypotézy 2 a 3. Hypotéza 2 by byla možná, pokud připustíme, že izotopové složení fluida bylo ovlivněno interakcí se sulfidy v okolních horninách, nebo že složení fluida bylo primárně více variabilní. Hypotéza 3 je rovněž velice pravděpodobná. Její výhodou je, že předpokládá menší variabilitu v izotopovém složení síry matečného fluida.

6.5. Arsenopyritový geotermometr

Experimentálním měřením stability ve fázovém systému Fe-As-S byla získána empirická data pro využití arsenopyritu jako geotermometru (Clark, 1960a,b, Kretschmar a Scott, 1976). Podle Sharp et al. (1985) je vzhledem k dramatickému vlivu vyššího tlaku na složení arsenopyritu tato metoda funkční pouze pro ložiska, jejichž stupeň metamorfózy dosahuje maximálně spodní amfibolitové facie.

Na základě kvalitativní mikroanalýzy (SEM-EDS) byly zjištěny obsahy arsenu pěti zrn arsenopyritů ze vzorků SB-41A a SB-42. Tyto arsenopyrity obsahovaly 31,321 a 32,241 at. % As. Data byla fitována do experimentálního grafu polí stability Fe-As-S fází, na základě čehož byly odhadnuty teploty vzniku arsenopyritů (Obr. 47.). Arsenopyrity s vyšším atomovým procentem As vznikaly při teplotách okolo 385 °C a arsenopyrity s nižším obsahem As vznikaly v rozmezí 315 až 360 °C. Teploty vzniku arsenopyritu zjištěné touto metodou odpovídají přibližně teplotám vzniku staršího křemene (Qtz₁) odhadnuté prostřednictvím termometrického studia fluidních inkluzí.



Obr. 47. Interpretace možných teplot vzniku arsenopyritu s využitím arsenopyritové termometru dle Kretschmar a Scott (1976)

7. DISKUZE

7.1. Sukcese žil a minerálů

7.1.1 Sukcese hydrotermálních žil

Na základě mikrotermometrického a mikroskopického studia byly stanoveny 3 generace křemenné výplně žil. Nejmladší křemen (Qtz_3) je obvykle velmi jemnozrný a vyplňuje trhliny ve starším křemenu (Qtz_1 , Qtz_2). Křemen Qtz_1 a Qtz_2 , pokud se neprotínají, lze od sebe jen velmi obtížně odlišit. Oba typy se však výrazně liší složením fluidních inkluzí. Nejstarší křemen (Qtz_1) obsahuje jak vodné (H_2O -soli) inkluze tak H_2O - CO_2 inkluze, které výrazně převládají. Mladší křemen (Qtz_2) H_2O - CO_2 inkluze neobsahuje a všechny inkluze jsou vodné (H_2O -soli). Nejmladší křemen (Qtz_3) je spíše akcesorickým minerálem a spolu s Cc_{1-2} a rudními minerály doprovází pozdní výplň puklin ve starším křemenu Qtz_1 a Qtz_2 . Vzhledem k jeho až amorfnímu charakteru a vysokému obsahu nečistot u něj nemohla být provedena mikrotermometrická analýza. Pukliny a intergranulární prostory v žilovině nejstaršího křemene Qtz_1 jsou vyplňovány mladší paragentickou formací $Anti+Cc_{1-2}+Au+AuSb_2+Qtz_3$. Nejstarší křemen (Qtz_1) s H_2O - CO_2 fluidními inkluzemi byl stanoven ve vzorcích SB-1, SB-2 a SB-5. Tyto vzorky pocházejí z oblasti jámy Jindřiška a Nová jáma a pocházejí z historických sběrů. V přístupné části Proudkovické štoly nebyly žíly křemene Qtz_1 zastiženy.

Křemen Qtz_2 je vzhledem k nižším teplotám vzniku a složení fluidních inkluzí považován za křemen mladší. Tento křemen byl stanoven ve vzorcích KH-2 a KH-4, které pocházejí z dobývek na Kobylské žíle v oblasti Proudkovické štoly.

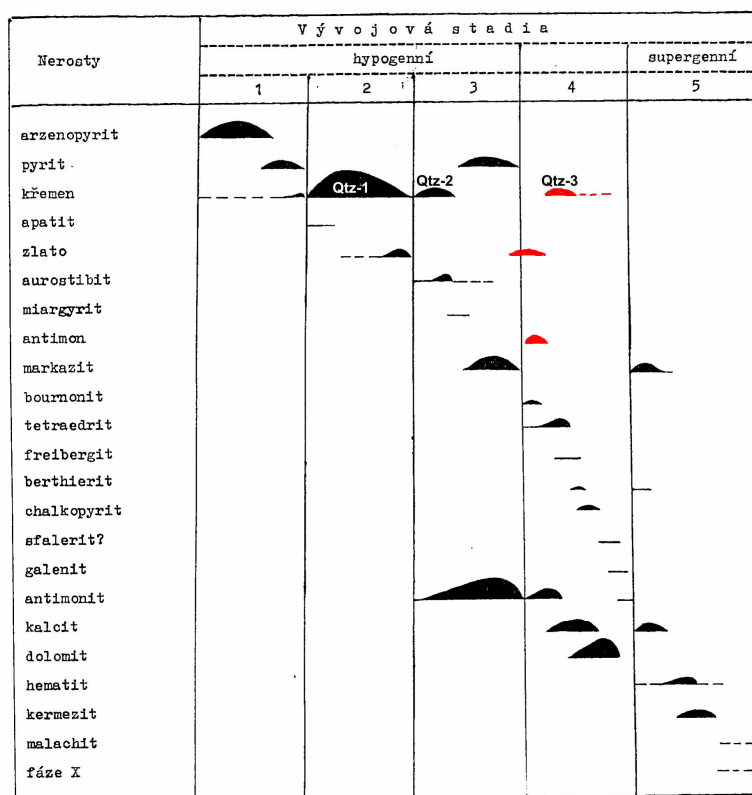
Složení fluid tak nepřímou potvrzuje přítomnost dvou generací křemenných žil na ložisku udávaných v literatuře. Antimonit, zlato a aurostibit jsou většinou mladší než Qtz_1 a Qtz_2 (vyplňují trhliny či dutiny v těchto fázích).

7.1.2. Sukcese minerálů

Sukcesně nejstarším minerálem mineralizace je arsenopyrit. Jeho zrna jsou značně podrcená a trhliny v něm vyplňují mladší minerály, zpravidla křemen Qtz_1 a Qtz_2 , antimonit, zlato, aurostibit a další. Arsenopyrit v rámci mineralizace není mobilizátorem ani koncentrátorem Au. Inkluze Au v arsenopyritu nebyly prokázány. Případy kdy Au nebo aurostibit narůstají na zrna arsenopyritu jsou dle Maličského (1990) dány buďto funkcí arsenopyritu jako elektrochemického článku na kterém se Au vysráželo anebo jejich náhodnou prostorovou asociací.

Nejstarší křemen Qtz_1 je v literatuře uváděn jako zlatonosný, což na základě svých pozorování nemohu potvrdit. Ve všech mnou pozorovaných vzorcích křemene Qtz_1 nebo Qtz_2 zrna Au vyplňovala jeho intergranulární prostory a trhliny jako součást sukcesně mladší formace $Anti+Au+AuSb_2+Cc_{1-2}+Qtz_3$. Na základě svých pozorování tedy nemohu potvrdit nejstarší křemen Qtz_1 a Qtz_2 jako zlatonosný. Jako zlatonosnou určuji sukcesně mladší formaci $Anti+Au+AuSb_2+Cc_{1-2}+Qtz_3$.

Na základě těchto pozorování uvádím upravené sukcesní schéma Sobotky (1954) a Maličkého (1990) v Obr. 48.



Obr. 48. Sukcesní schéma dle Sobotky (1954) a Maličkého (1990), doplněné autorem (červené symboly).

7.2 Teplotní podmínky vzniku mineralizace

Na základě výsledků optické mikrotermometrie byly stanoveny pravděpodobné teplotní podmínky vzniku mineralizace krásnohorských rudních žil.

Nejstarší fluida zachycená z homogenního roztoku H_2O-CO_2 -soli v Qtz_1 vykazovala teploty homogenizace od 280 do 370 °C. Po započtení možných variací v poměrech H_2O/CO_2 , či po zohlednění možné příměsi CH_4 , lze teplotu vzniku této mineralizace předpokládat v rozmezí kolem 350 °C.

Masivní křemenné žíly generace mladšího křemene Qtz_2 vznikaly později z fluid o nižších teplotách kolem 280 °C (Obr. 45.).

Vznik Au mineralizace předpokládám až v rámci přínosu mladších fluid (H_2O -soli) v paragenezi $Anti+Au-AuSb_2+Cc_{1-2}+Qtz_3$. Teplotu roztoků, ze kterých vznikla tato parageneze, odhaduji, po započtení tlakové korekce v rozmezí 120 – 200 °C. Není ovšem vyloučeno, že část „cementačního“ zlata mohla vzniknout za ještě nižších teplot (\square 100 °C).

Na základě znalosti empirických dat fázových změn v systému Fe-As-S byla dle obsahů As v arsenopyritech odhadnuta teplota vzniku arsenopyritů v rozsahu 300 až 400 °C (Obr. 47.), což odpovídá zhruba teplotám vzniku křemene Qtz_1, Qtz_2 .

7.3 Složení a původ fluid

V nejstarším křemenu (Qtz_1) byla prokázána nízkosalinní fluida H_2O-CO_2 -soli typu se stopami N_2 , CH_4 . Salinita těchto roztoků byla stanovena v rozmezí 4 až 5 hm % $NaCl_{ekv.}$. Tato fluida jsou patrně hlubinného původu a mohla vzniknout jak diferenciací magmatických těles, tak metamorfně. Izotopické složení síry fluida, z něž krystalizoval antimonit ($\delta^{34}S_{fluida} = 7 \text{ ‰ CDT}$) však odporuje magmatickému původu síry a spíše svědčí o mobilizaci síry z okolních hornin (jílovské pásmo, metamorfní ostrovy).

Sukcesně mladší křemen (Qtz_2) krystalizoval z fluid vodného typu o teplotách kolem 280°C a salinitě 0,7 až 3 hm. % $NaCl_{ekv.}$. Tato fluida mohou být stejného původu jako fluida starší ale jsou mladší.

Fluida, ze kterých precipitovala Au-Sb mineralizace, jsou ještě mladší a mohla by obsahovat i větší podíl fluid meteorického původu („hlubinně cirkulující meteorické roztoky“). V krajním případě lze původ Sb mineralizace hledat i v diferenciacním procesu magmatických těles středočeského plutonu.

Původ Au lze předpokládat v jeho remobilizaci ze starších hornin nacházejících se v širším okolí ložiska. Salinita fluid této mladší paragenetické formace $\text{Anti}+\text{Au}+\text{AuSb}_2+\text{Cc}_{1-2}+\text{Qtz}_3$ byla stanovena na základě termometrického měření fluid primárních fluidních inkluzí v kalcitu na 1 až 6 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$. Nevylučuji ovšem, že část mladšího „cementačního“ zlata krystalizovala z fluid, jehož salinita odpovídá salinitě fluid zachycených v sekundárních inkluzích v kalcitu, jejichž salinita byla stanovena na méně než 2 hm. % $\text{NaCl}_{\text{ekv.}}$.

7.4 Geneze ložiska

V literatuře je geneze krásnohorského Sb-Au ložiska vysvětlována buďto jako vznik dvou samostatných „naložených“ mineralizací (Sb a Au), jejichž těsné sepětí je dáno pouze prostorovou predispozicí, anebo jako samostatná paragenetická formace Sb-Au typu.

V rámci svých pozorování jsem stanovil těsné genetické sepětí Sb-Au v rámci mladší formace tvořené antimonitem, zlatem, aurostibitem, kalcitem a nejmladším křemenem (Qtz_3). Tato asociace minerálů tvoří výplň trhlin a intergranulárních prostor v generacích staršího křemene (Qtz_1 , Qtz_2). Na základě těchto faktů lze považovat mineralizaci krásnohorského rudního ložiska, podobně jako některá Sb-Au ložiska obdobného stáří a geneze ve francouzském Centrálním masívu, za samostatnou paragenetickou Sb-Au mineralizaci, kde zlato a antimonit vystupují v těsné genetické vazbě.

8. ZÁVĚR

Krásnohorské Sb-Au ložisko ležící v zóně varisky predisponovaného tektonického pásma je ložisko epizonálního charakteru, příslušející ke genetickému typu „orogenic gold“. Sb-Au mineralizace vznikala v časové a prostorové souvislosti s intruzí středočeského plutonu. Mineralizace byla utvářena v průběhu několika přínosových period. Generace žil staršího křemene (Qtz_1) vznikala z fluid o teplotách kolem 350 °C v předpokládané hloubce kolem 5 km. Mladší generace žil (Qtz_2) vznikala při teplotách kolem 280 °C a hloubce 3 - 4 km. Samotná Sb-Au mineralizace vznikala až v důsledku působení mladších epizonálních fluid. Vzhledem k celkové exhumaci variského orogenu to bylo již v menších hloubkách kolem 1 až 2 km při teplotách fluid 100 až 200 °C. Nelze vyloučit, že část „cementačního“ Au byla zachycena ještě později při teplotách nižších než 100 ° v rámci přínosové periody odpovídající roztokům zachycených sekundárních inkluzí.

Mikrotermometrická a mikroskopická analýza a mikroanalýza prokázaly geneticky velmi těsné sepětí Sb a Au mineralizace. Na základě těchto poznatků tedy lze mineralizaci krásnohorského rudního ložiska považovat za samostatnou paragenetickou Sb – Au formaci.

Ve světle rapidního růstu cen Au v posledních deseti letech a odhadovaným zásobám ložiska kolem 800 kg Au a 2900 tun Sb, lze dnes toto ložisko považovat za ekonomicky perspektivní. V případě přehodnocení státní surovinové strategie vlády ČR tak lze uvažovat o doporučení tohoto ložiska k těžbě.

9. SEZNAM LITERATURY

Bakker R.J., (1990). *Optimal interpretation of microthermometrical data from fluid inclusions: Thermodynamic modelling and computer programming*. Habilitation thesis, Ruprecht-Karls-University Heidelberg (Germany), str. 50.

Bellot J.-P., Lerouge C., Bailly L., Bouchot V. (2003). *The Biards Sb-Au bearing shear zone (Massif Central, France): An indicator of crustal-scale transcurrent tectonics guiding late variscan collapse*. Economic Geology, vol. 98, str. 1427-1447.

Benešová Z., Ďurišová J. (1980). *Plynokaplané uzavřeniny a jejich význam pro geologii*. Výzkumné práce ÚÚG, 23, str. 80, Praha.

Bernard J. H., Pouba Z., Čadek J., Čadková Z., Havelka J., Hettler J., Chrt J., Klomínský J., Koutek J., Legierski J., Lomozová V., Morávek P., Mrázek P., Mrňa F., Pertold Z., Petránek J., Pokorný J., Reichmann F., Šorf F., Tenčík I., Vaněček M., (1986). *Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu*. Ústřední ústav geologický, str. 167.

Blüml A., Malý R., Tacl A., (1982a). *Mineralogické zhodnocení rudnin z 2. patra ložiska Krásná Hora, odebraných 15. a 16. 2. 1982*. MS – archiv RD n.p. Příbram.

Blüml A., Malý R., Tacl A., (1982b). *Mineralogické zhodnocení rudnin ze 4. patra ložiska Krásná Hora*. MS – archiv RD n.p. Příbram.

Blüml A., Tacl A., (1982c). *Mineralogicko-geochemické zhodnocení technologického vzorku č. 4 z ložiska Krásná Hora*. MS – archiv RD n.p. Příbram.

Blüml A., (1983). *Mineralogicko-geochemické zhodnocení výsledků geologicko-průzkumných prací v oblasti Krásná Hora a Příčovy*. MS – archiv RD n.p. Příbram.

Blüml A., Straková S., (1984b). *Orientační mineralogické zhodnocení koncentrátů z Sb-Au rudnin Krásná Hora*. MS – archiv RD n.p. Příbram.

Blüml A., Holub M., Suček P., (1995). *Závěrečná zpráva – Krásná Hora, 1995*. Rudné doly n.p. Příbram. Archiv Geofond, Praha.

Bodnar R.J., Vityk M.O. (1994). *Interpretation of microthermometric data H₂O-NaCl fluid inclusions*, In: de Vivo B., Frezzotti M.L. (eds), Fluid inclusions in minerals, Methods and application. Short course IMA, str. 117-130.

Boiron M.C., Bakarar A., Cathelineau M., Banks D.A., Ďurišová J., Morávek P., (2001). *Geometry and P-V-T-X conditions of microfissural ore fluid migration: The Mokrsko gold deposit (Bohemia)*. Chemical Geology, č. 173, str. 207-225.

Bouchot V., Milési J.P., Lescuyer J.L., Ledru P., (1997). *Les minéralisations aurifères de la France dans leur cadre géologique autour de 300 Ma*. Chron Rexch Miniere 528, str. 13-62.

Bouchot V., Ledru P., Lerouge C., Lescuyer J.-L., Milesi J.-P. (2005). *Late variscan mineralizing systems related to orogenic processes: The French Massif Central*. Elsevier, Science Direct, Ore Geology Reviews, str. 169-197.

Cambel B., Jarkovský J., (1978). *Geochémia mikroprvkov v antimonitach z československých ložisek*. Nauka o Zemi XII., nakl. Veda, 226. Bratislava.

Clark L. A., (1960a). *The Fe-As-S system: phase relations and applications*. Economic Geology, vol. 55, str. 1345-1381.

Clark L. A. (1960b). *The Fe-As-S system. Variations of arsenopyrite compositions as a function of T and P*. Carnegie Inst. Wash. Year Book 59, str. 127-129.

Čviljova T. N., (1988). *Spravočník, opredělitel rudnych minéralov v ostráženom světlě*. Nakl. „Nědra“, Moskva.

Diamond L.W. (1992). *Stability of CO₂ clathrate hydrate + CO₂ liquid vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions*. Geochem. Cosmochem. Acta, 56, str. 273-280.

Řurišová J., Hurai V., (1991). *Fluidní inkluze v minerálech*. Rozpravy Československé Akademie Věd, Academia, 105, Praha.

Franke W., (1989). *Tectonographic units in the Variscan belt of central Europe*. Special Paper, Geological Society of America č. 230. str. 67-90.

Goldfarb R.J., Groves D.I., Gardoll S., (2001). *Orogenic gold and geologic time: a global synthesis*. Ore Geology Reviews 18, str. 1-75.

Groves D.I., Godfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F., (1998). *Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of the crustal distribution and relationship to other gold deposit types*. Ore geology Reviews 13, str. 7-27.

Chrt J., Rus V., Terčík I., (1975). *Současný stav a perspektivisty zlatých rud v Českém masívu*. Geol. průzkum, č. 10., str. 294-298.

Koutek J., (1964). *Geologie československých rudních ložisek. Ložiska českého jádra*. PřFUK, Praha.

Kretschmar U., Scott S. D. (1976). *Phase relations involving arsenopyrite in systém Fe-As-S and their application*. *Candien Mineralogist*, č.14, str. 364-386.

Malec J., Novák F., Blüml A., Litochleb J., (1985). *Mineralogický výzkum postmagmatických ložisek zlata Českého masivu*. MS – archiv ÚNS, Kutná Hora.

Maličský R., (1990). *Mineralogicko-technologický výzkum rudnin z ložiska Krásná Hora*. MS diplomová práce, katedra fyziky pevných látek, chemickotechnologická fakulta VŠCHT, str. 1 – 160.

Matte P., (1986). *Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe*. *Tectonophysics* 126, str. 329-374.

Morávek P., (1979). *Zlato v Českém masivu*. Čas. Národ. muzea, 6, str. 28, Praha.

Morávek P., Pouba Z., (1981). *Ložiska zlata v Českém masivu a problematika jejich metalogeneze*. Sborník Hornická Příbram, sekce L, str. 155-177.

Morávek P., Janatka P., Pertoldová J., Straka J., Ďurišová J., Pudilová M., (1989). *Mokrsko gold deposit - the largest gold deposit in the Bohemian Masiif, Czechoslovakia*. *Economic Geology Monograph* 6, str. 252-259.

Morávek P., Pouba Z., (1990). *L'or dans la metallogenie du massif de Boheme*. *Mineralium Deposita*, č. 25. str. S90-S98.

Morávek P., Eichler J., Doškář Z., Duda J., Ďurišová J., Hauk J., Janatka J., Kalenda F., Klomínský J., Květoň P., Litochleb J., Malec J., Mrázek I., Novák F., Pouba Z., Pudilová M., Punčochář M., Skácel J., Soukup B., Studničná B., Sztacho P., Špona P., Tásler R. ml., Váňa T., Vaněček M., Veselý J., (1992). *Zlato v Českém masivu*. Vydavatelství Českého geologického ústavu, Praha, str. 81-83.

Novák F., (1955). *Mineralogie a geneze krásnohorského pásma – mineralogicko-petrografický rozbor rudního materiálu a lokality*. Archiv ÚVR Kutná Hora, s. 52.

Novák F., Malec J. (1981). *Mineralogický výzkum zlata v Českém masivu*. Sborník Hornická Příbram, sekce G, str. 94-112.

Petrovskaja N.V. (1955). *O produktivnych miněralnych asocijach v zlotorudnych městorožděniach*. Zap. vsesoj. min. obšč., T. LXXXIV, č. 3, Moskva.

Rey P., Burg J.P., Casey M., (1997). *The Scandinavian Caledonides and their relationship to the Variscan belt*. In: Burg J.P., Ford M., *Orogeny Through Time*. Special Publications, vol. 121. Geological Society, London, str 179-200.

Roedder E., (1984). *Fluid inclusions*. Reviews in Mineralogy 12, Mineralogical Society of America, str. 644.

Rus V., Turnovec I., (1979). *K metalogenetickému vývoji území na východě Příbrami*. Geol. průzkum, 21, 11, str. 339-342.

Rus V., Bubníková O., (1980). *Economically prospective Sb-mineralizations in Bohemian Masiv*. Antimonitové rudy Československa, Geologický ústav Dionýsa Štúra, Bratislava, str. 21-30.

Rus V., (1980). *Ložiskový průzkum metamorfovaných ostrovů*. Sborník Hornická Příbram, sekce G, str. 113-120.

Satran V. (1966). *Problémy metalogeneze Českého masívu*. Sborník geol. věd, LG, č.8, str. 7-112.

Sharp Z. D., Essene E. J., Kelly W. C., (1985). *A re-examination of the arsenopyrite geothermometer: pressure considerations and applications to natural assemblages*. Canadian Mineralogist, vol. 23, str. 517-534.

Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H.M. (1985). *A practical guide to fluid inclusions studie*. Blackie, London, 293.

Sobotka J., (1954). *Aurostibit $AuSb_2$ na krásnohorsko-milešovských rudných žilách, první mikroskopický výskyt*. Rozpravy ČSAV, roč. 64, řada MPV, seš. 7, Praha.

Turnovec I., (1983). *Vztah mezi antimonitovou a Au mineralizací v krásnohorsko-milešovském rudním revíru ve středočeském plutonu*. Geologický průzkum. Pražské silniční a vodohospodářské stavby, Praha, vol.2, str. 53-54.

Turnovec I., (1984a). *Vztah mezi Sb a Au mineralizací v krásnohorsko-milešovském rudním revíru*. Hornická Příbram, sekce G, str. 279-291.

Turnovec I., (1984b). *Podmínky vzniku tzv. „Au-Sb formace“ v oblasti krásnohorsko-milešovské ve středních Čechách*. Sb. Vplyv geologického prostredia na zrudnenie, s. 207- 212.

Zachariáš J., Pudilová M., Žák K., Morávek P., Litochleb J., Váňa T., Pertold Z., (1997). *P-T conditions, fluid inclusions and O, C, S isotope characteristics of gold-bearing mineralizations within the Central Bohemian Metallogenic Zone*. Acta Universitatis Carolinae – Geologica, 41, 167-178.

Zachariáš J., (2000). *Úvod do studia plynokapalných inkluzí*. Ústav geologie, mineralogie a nerostných zdrojů. PřFUK Praha.

Zachariáš J., Stein H., (2001). Re-Os ages of Variscan hydrothermal gold mineralisations, Central Bohemian metallogenic zone, Czech Republic. In Piestrzynski et al. (eds) Mineral Deposits at the Beginning of the 21st. Century. Swete a Zeitlinger Publishers, Lisse, str. 841-854.

Zachariáš J., Pudilová M., Žák K., Janoušek V. (2001b) *Multiple fluid sources of Au-mineralization: The Jílové district, Bohemian Massif, Czech Republic*. In Pestrzinsky A. et al., eds., Mineral deposits at the beginning of the 21st Century: Lisse, Swets a Zeitlinger Publisher, str. 855-859.

Zachariáš J., Paterová B., Pudilová M., (2009). *Mineralogy, fluid inclusions, and stable isotopes constraints at the genesis of the Roudný Au-Ag deposit, Bohemian Massif*. Econ Geol 104, str. 53-72.

Zhang Y. G., Frantz J. D., 1987. *Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl – KCl – CaCl₂ – H₂O using synthetic fluid inclusions*. Chemical Geology, 64: 335-350.