

Univerzita Palackého v Olomouci
Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie

**Mineralogická charakteristika uranového
ložiska Okrouhlá Radouň (moldanubikum)**

Diplomová práce



Autor: Sylvie Hermannová, bi-geo
prezenční studium

Vedoucí práce: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.
Konzultant: RNDr. Miloš René, CSc.

červen
2012

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně s použitím citované odborné literatury, kterou řádně cituji.

Podpis

Poděkování

Ráda bych poděkovala RNDr. Z. Dolníčkovi, Ph.D. za cenné připomínky a rady při vypracování diplomové práce a RNDr. M. Renému, CSc. za poskytnutí materiálů ke zpracování.

Za umožnění přístupu k mikrotermometrii fluidních inkluzí a uvedení do problému geneze studovaného typu fluid bych chtěla poděkovat Dr.R. Bakkerovi (Montanuniversität Leoben). Za zhotovení analýz výluhů fluidních inkluzí prof. W. Prochaskovi (Montanuniversität Leoben). Za provedení mikrosondových chemických analýz Dr. F.Zacariny (Montanuniversität Leoben) a Mgr. R. Škodovi PhD. (MU Brno). Za zhotovení izotopových analýz Mgr. I. Jačkové a Ing. Z. Lněničkové (ČGS Praha), a dalším bez kterých by dokončení práce ve stávající podobě nebylo možné.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Sylvie Hermannová

Název práce: Mineralogie a podmínky vzniku uranového ložiska Okrouhlá Radouň (moldanubikum)

Typ práce: Diplomová práce

Pracoviště: Katedra geologie

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

Rok obhajoby: 2012

Abstrakt: Na ložisku byly rozlišeny různé typy mineralizací (křemenná, předrudní hydrotermální, porudní karbonátová). Podmínky jejich vzniku byly interpretovány na základě makroskopického a mikroskopického studia, mikrosondy, fluidních inkluzí, stabilních izotopů a metodou vodného výluhu.

Předrudní fáze je charakteristická hydrotermálními přeměnami granitu. U episyenitu a křemenné žiloviny lze uvažovat o jednosměrném, kontinuálním vývoji fluid stejného původu. Fluida byla ještě před ochlazením vystavena vysokým teplotám ($T_h = 170-180\text{ °C}$), kdy salinita fluid je stálá (0,2 hm. % NaCl ekv.). Hodnota $\delta^{13}\text{C}$ mezi -15,8 a -11,4 ‰ PDB signalizuje přítomnost organického uhlíku z hlubinného zdroje, což může souviset s vyššími teplotními i tlakovými podmínkami.

Rudní fáze je charakteristická výskytem coffinitu, který se mísí se zirkonem. Charakteristická je absence uraninitu, který byl postižen coffinitizací. Uran byl pravděpodobně extrahován z okolních granitů.

Porudní mineralizace tvoří kalcity dvou generací v asociaci s křemenem, sulfidy a mladším coffinitem. Kalcitová žilná mineralizace vznikala pravděpodobně za nízkých teplot, kdy se obsah soli v roztoku zvýšil až na 23 hm. % NaCl ekv. Jedná se o fluida srovnatelná s vysokosalinními povariskými fluidy. Některé porudní karbonáty vykazují i sníženou salinitu (0,2-8 hm. % NaCl ekv.), což odráží ředění solanek srážkovými vodami.

Klíčová slova: moldanubikum, uranové ložisko, episyenity, mineralogie, fluidní inkluze, stabilní izotopy

Počet stran: 61

Počet příloh: 0

Jazyk: Český jazyk

Bibliographical identification:

Autor's first name and surname: Sylvie Hermannová

Title: Mineralogy and genetic aspects of the uranium deposit Okrouhlá Radouň (Moldanubicum)

Type of thesis: master

Department: Department of Geology

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2012

Abstract: The bearings were distinguished different types of mineralization (quartz, pre-ore hydrothermal, post-ore carbonate). The conditions of their formation were interpreted on the basis of macroscopic and microscopic studies, microprobe, fluid inclusions, stable isotopes and leaching method.

Pre-ore stage is characterized by hydrothermal alterations of granite. For episyenit and quartz veins can be considered unidirectional, continuous development of the fluid of same source. Fluid before cooling was exposed to high temperatures ($T_h = 170-180\text{ }^\circ\text{C}$), when the salinity of fluid is constant (0,2 wt.% NaCl equiv.). Value of $\delta^{13}\text{C}$ between -15.8 and -11.4 ‰ PDB indicates the presence of organic carbon from underground sources, which may be associated with higher temperature and pressure conditions.

Ore stage is characterized by the occurrence of coffinite, which is mixed with the zirconium. Characteristic is the absence of uraninite, which was affected coffinitization. Uran was probably extracted from the surrounding granites.

Post-ore mineralization consists of two generations calcites in association with quartz, sulphides and younger coffinite. Calcite vein mineralization probably originated at low temperatures when the salt content in the solution increased to 23 wt. %. NaCl equiv. It is a fluid similar to highsalinity post-Variscan fluid. Some post-ore carbonates also exhibit reduced salinity (0,2-8 wt.% NaCl equiv.), reflecting dilution of brine rainwater.

Key words: Moldanubicum, uranium deposit, episyenites, mineralogy, fluid inclusion, REE, stable isotopes

Number of pages: 61

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. Úvod	7
2. Geologická stavba širšího okolí ložiska	8
2.1. Jednotvárná skupina moldanubika	8
2.2. Pestrá skupina moldanubika	10
2.3. Variská intruzíva	10
3. Přehled dosavadních mineralogických poznatků	12
3.1. Hydrotermální přeměny hornin.....	12
3.2. Uranové zrudnění	14
3.3. Studium stabilních izotopů na ložisku Okrouhlá Radouň.....	15
4. Metodika	16
5. Laboratorní část	19
5.1 Makroskopický a mikroskopický popis	19
5.1.1 Materiál	19
5.1.2 Nealterovaný granit.....	19
5.1.3 Alterované granity - episyenity.....	19
5.1.4 Kalcitová žilovina	26
5.2. Chemické složení minerálů.....	28
5.3. Studium fluidních inkluzí	35
5.3.1. Fluidní inkluze z křemenné žiloviny.....	35
5.3.2. Fluidní inkluze v episyenitech	37
5.3.3. Fluidní inkluze z kalcitové žiloviny.....	39
5.3.4. Analýzy výluhů fluidních inkluzí	39
5.4. Studium stabilních izotopů	41
6. Interpretace a diskuze	42
6.1. Minerální parageneze.....	42
6.2. Podmínky vzniku hydrotermální mineralizace	44
6.3. Možné zdroje uranu	48
6.4. Srovnání s dalšími uranovými ložisky	49
7. Závěr	52
Literatura	54

1. Úvod

Úkolem předložené diplomové práce je dodat podrobnější charakteristiku různých typů minerálních hydrotermálních paragenéz přítomných na uranovém ložisku Okrouhlá Radouň.

Studované ložisko leží 15 km severně od Jindřichova Hradce, na severovýchodním okraji klenovského masivu, jež je součástí moldanubického plutonu.

V průběhu 70. let byla oblast klenovského masivu předmětem intenzivního vyhledávání na uranové rudy. K otevření ložiska průzkumnou šachticí došlo v roce 1965. Těžba probíhala v letech 1972 až 1990. Vytěženo bylo celkem 1 340 tun uranu.

Při dalším studiu rudní mineralizace byla nalezena rozsáhlá hydrotermální alterace, která má úzký vztah k rudní mineralizaci a její výskyt může být kritériem pro vyhledávání mineralizaci obdobného typu v jiných oblastech.

Přestože ložisku byla věnována v minulosti jistá pozornost, neznáme doposud bezpečně jeho podmínky vzniku, složení migrujících roztoků a jejich vztahy mezi magmatizmem a tektonikou.



Obr. 1. Geografická mapa širšího okolí Okrouhlá Radouň.

2. Geologická stavba širšího okolí ložiska

Území ČR náleží z větší části k Mezoevropě, která je představována Českým masivem. Český masiv představuje východní ukončení variského orogénu, jenž se táhne přes Německo, Centrální Francouzský a Armorický masiv, Iberský poloostrov až po marocké Mesety. Český masiv formovaný během kadomské a snad i kaledonské orogeneze dosáhl finální konsolidace v závěru variského orogénu s vrásnivými pochody, metamorfózou a bohatým vývojem těles granitoidů a místně i vulkanitů, zejména na rozhraní devon-spodní karbon, ve svrchním karbonu a během permu. Moldanubická oblast Českého masivu je nejvýchodnější součástí moldanubické zóny variských internid. Tato jednotka se vyznačuje extrémně složitou a dlouhodobou variskou tektometamorfózou. Mísař et al. (1983) rozlišil 2 stádia metamorfózy: 1) starší dalradského typu (vyšší tlaky a nižší teploty) a 2) mladší (hercynskou) typickou nižšími tlaky a vyššími teplotami. Ke svým okolním jednotkám má moldanubikum tektonické omezení - na jihu se moldanubikum noří pod sedimenty alpské předhlubně, na JZ pod platformní sedimenty permu a mezozoika a na východní straně je moldanubikum nasunuto na okrajové jednotky moravsko-slezské oblasti (Mísař et al. 1983). Hlavní tektonickou linií je tzv. přibyslavská mylonitová zóna, která přeťala moldanubikum SSV-JJZ směru a představuje nasunutí východního moldanubika na mikrodesku Brunie během raných stupňů vývoje kolem 335 Ma (Žák et al. 2011).

Obecně je moldanubikum charakterizováno silně metamorfovanými horninami proniknutými intruzivními tělesy granitoidních hornin a téměř chybějícím sedimentárním pokryvem (Chlupáč et al. 2002).

Ložisko U-rud Okrouhlá Radouň se nachází na severovýchodním okraji klenovského masivu. Klenovský masiv představuje největší samostatné granitové těleso na západ od centrálního moldanubického batolitu (René et al. 1999). Na jeho stavbě se podílejí pestrá i jednotvárná skupina (René 2008).

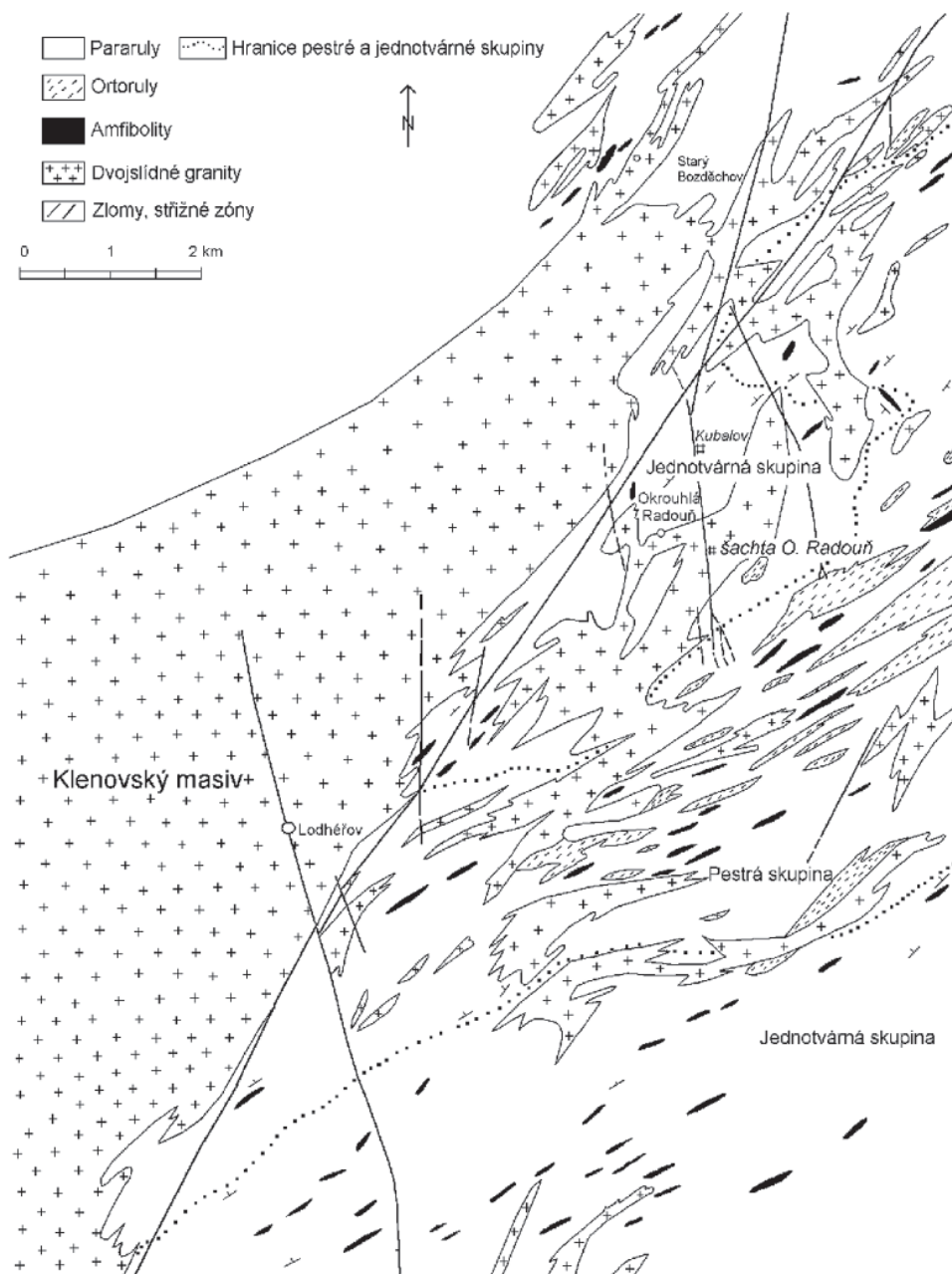
2.1. Jednotvárná skupina moldanubika

Nejrozšířenějším horninovým typem jsou různou intenzitou injikované biotitické až dvojslídne pararuly (Šedina 1976). Jedná se o tmavě šedé, až černošedé horniny obsahující K-živce, plagioklas, křemen a biotit, akcesoricky je zastoupen muskovit, sillimanit, granát, kyanit, apatit, rutil, zirkon, monazit a magnetit. V blízkosti střížných zón jsou intenzívně chloritizované a sericitizované (René 2006). Podstatnou část území většinou v plášti klenovského masivu tvoří nebulitické migmatity.

Vystupují jednak jako samostatná tělesa, nebo v těsné prostorové i genetické souvislosti s výskyty biotitických ortorul (Mrázek 1972), které vykazují spodno- až středněproterozoické stáří protolitu (Cháb et. al 2008).

V podobě vloček o mocnosti od decimetrů do několika desítek metrů zde dále nalézají kvarcitické biotitické pararuly a amfibolity (Šedina 1976).

Severní část ložiska tvoří horniny jednotvárné skupiny zastoupené biotitickými pararulami až migmatity s ojedinělými vložkami amfibolitů, kvarcitů a erlanů (Pletánek 1980).



Obr. 2. Geologická mapa severovýchodního okraje klenovského masivu (podle Pletánka 1980, upraveno Reném 2005).

2.2. Pestrá skupina moldanubika

Pestrá skupina je většinou reprezentována perlovými rulami prohnětenými s nepravidelně injikoványými hrubozrnnými biotitickými pararulami (Mrázek 1972). Dále se zde vyskytují mocné polohy kvarcitických rul až kvarcitů, úzké vložky biotitických jemnozrnných rul rohovcovitého vzhledu, polohy amfibolitů, metabazik, silně usměrněných granátických aplitů, krystalických vápenců a vložky erlanů a ultrabazik (Solnický 1972).

V jižní části ložiska se vyskytují horniny pestré skupiny zastoupené pararulami s vložkami amfibolitů, granulitů, krystalických vápenců, grafitických rul a erlanů (Pletánek 1980).

Při rozhraní obou skupin se vyskytuje granulitový komplex (Mrázek 1972) tvořen řadou větších, nepravidelně čočkovitých těles granulitů a granulitových rul, doprovázených hadci a amfibolity (Šedina 1976). Zirkon v granulitech vykazuje devonské až karbonské stáří (Cháb et. al 2008). Často jde o velmi intenzivní střídání úzkých poloh granulitového a pararulového charakteru (Šedina 1976).

2.3. Variská intruzíva

Variská intruzíva budují převážně západní, severní a centrální část ložiska (Pletánek 1980). Pronikají v apofýzách klenovského masivu (obr. 1) do pláště tvořeného metamorfovanými horninami moldanubika (Solnický 1972).

Z hlediska složení představuje klenovský masiv homogenní magmatické těleso, tvořené dvojslídnyými granity typu Lásenice (Holub et. al 1995) a Deštná (Klečka-Matějka 1991, René et. al 1999, 2003). Granity typu Lásenice-Deštná jsou na základě rozdílného chemického složení výrazně odlišné od granitu typu Eisgarn tvořícího moldanubický batolit (Klečka-Matějka 1991, René et. al 1999, 2003). U Lásenice-Deštná bylo magma generované za nízkoteplotního parciálního tavení metapelitů, zatímco granity typu Eisgarn byly formované za vyšších teplot ze zdroje více metapsamitického charakteru (René 2005).

Petrograficky byly rozlišeny tři subtypy náležící ke granitům typu Eisgarn; Nejrozšířenější porfyrická dvojslídňá žula až granodiorit čiměřského subtypu (Zoubek 1949), dvojslídňá žula až granodiorit mrákotínského subtypu (Koutek 1925) a subtyp Landštejn (Koutek 1925, Zoubek 1949).

Granity typu Lásenice-Deštná v prostoru uranového ložiska uzavírají starší bloky subtypu Číměř (Novák 1978). Na subtyp Číměř je často vázáno uranové zrudnění (Solnický 1972).

Frasl a Finger (1991) udávají absolutní stáří granitu typu Lásenice 310 až 330 mil. let, což řadí typ Lásenice k nejmladším granitům moldanubického batolitu. Novějšího datování dále ukazuje, že granity typu Eisgarn byly formovány během relativně krátké doby a to od 331 do 323 mil. let (Friedl 1997, Gerdes et. al 2002, 2003). Pokud by jsme vzali v úvahu, že granity typu Lásenice-Deštná jsou starší, než typ Eisgarn (Klečka-Rajlich 1984), tak by měly intrudovat kolem 330 mil.let, těsně po vysokoteplotní a nízkotlakové metamorfóze moldanubika (René et. al 2003), jež byla datovaná kolem 333 mil. let. (Friedl et al. 1993).

Z žilných hornin se v širším okolí ložiska se nacházejí aplity, pegmatity (Pletánek 1980). Nejmladším projevem magmatické činnosti jsou žíly dioritového porfyritu (Kratochvíl-Konta 1951).

Metamorfity moldanubika zachovávají generální směr horninových pruhů SV-JZ až VSV-ZJZ a upadají k SZ (Patočka 1980). Přibližně stejnou orientaci zachovávají také tělesa variských intruzív (Zelenka 1923, Mrázek 1972). Žulová tavenina tedy pronikala do moldanubických metamorfik rovnoběžně s foliací (Patočka 1980) a vytvořila s metamorfity jednotný komplex (Koudela 1985).

Nejvýraznější strukturou je s-j. poruchové pásmo, které je současně hlavní strukturou ložiska. V jižní, střední a částečně i v severní části ložiska je poruchová zóna kontinuální. Její průběh je v severních partiích ložiska narušen disjunktivní tektonikou směru SV-JZ (Patočka 1980), která měla hlavní vliv na uranové zrudnění (Koudela 1985).

V závěru variské tektogeneze došlo ke vzniku zlomů a poruchových pásem směru S-J, které byly mineralizované v závěru variské tektogeneze (Šedina 1976).

3. Přehled dosavadních mineralogických poznatků

Geologickými poměry ložiska Okrouhlá Radouň, mineralogií výplně zón a petrografií se zabývali Brodin (1971, 1972, 1974), Marešová (1967), Mrázek (1968, 1972), Solnický (1968, 1972), Zinovkin-Brodin (1973) a Šedina (1976).

Hydrotermálními alteracemi na ložisku se zabýval Fiala (1977), Fiala-Čadek (1981), Pletánek (1980), Arapov et. al (1984), Anderson et al. (1989) a René (2005, 2002).

3.1. Hydrotermální přeměny hornin

Ložisko Okrouhlá Radouň je vázáno na střížné tektonické zóny S-J směru, projevující se drcením a mylonitizací migmatitů a vývojem řady hydrotermálních přeměn (Solnický 1972), které předcházely vlastní uranové mineralizaci (Anderson et al. 1989).

Hydrotermálně alterované horniny ochuzené o křemen jsou definovány jako episyenity (Lacroix 1920). Episyenitizace jsou známe také v hercynských granitech Armorického a Centrálního Francouzského masivu (Poty et al. 1986, Cathelineau 1986, 1987). V Českém masivu se episyenitizace doprovázená uranovým zrudněním vyskytuje v granitech, ale i v metamorfitech moldanubika (Kříbek et al. 2002, René 2002).

Na ložisku Okrouhlá Radouň se alterace zvláště uplatňují v podloží poruchových struktur, v místech intenzivního výskytu puklinových systému a drobných struktur zpeřených k hlavní poruše (Šedina 1976).

Alterace v granitoidech se projevuje vysokou pórovitostí a nápadným zčervenáním horniny (od cihlově červeného do narůžovělého odstínu při vzdalování se od hydrotermální zóny), způsobené procesy hematizace a albitizace. Méně intenzivně se projeví sericitizace, silicifikace a karbonatizace (Arapov et. al 1984).

Silně alterované zóny jsou charakteristické nepřítomností křemene a draselného živce, které jsou nahrazeny albitem. V slabě alterovaných zónách dochází k sericitizaci živců a cordieritu a chloritizaci biotitu (Šedina 1976).

Zvláštností ložiska je výskyt plynu v silně alterovaných horninách, obsahující volný dusík, argon, radon a CO₂ (Arapov et. al 1984).

Sericitizace

Sericitizace se projevuje jako počáteční stádium hydrotermálních přeměn, kdy v živcích vznikají drobné šupinky muskovitu a cordierit podléhá úplné pinitizaci

(chloritizaci). Se stoupající intenzitou alterace se v sericitizovaných živcích objevují lupínky chloritů a jílové minerály (Šedina 1976). Podle Solnického (1972) bývá na jílové minerály vázáno disperzní uranové zrudnění.

Albitizace

Proces albitizace je nejintenzivnějším projevem alterace hornin. Postihla s výjimkou muskovitu všechny původní hlavní složky hornin. Albit vzniká na úkor křemene a původních živců (draselných i plagioklasů) a tmavých minerálů (Fiala-Čadek 1981).

Albitizace se projevuje celkovým zhrubnutím zrna. Albit tvoří v intenzivně alterovaných partiích hornin až 85% minerálního složení, zbytek připadá na kalcit, chlority a akcesorické minerály: sagenit, titanit, leukoxen, zirkon, apatit a rudní minerály: pyrit, hematit (Šedina 1976). Albitizací granitoidních hornin vznikají tzv. episyenity. Původní albit tvoří hypautomorfní zrna, výrazným znakem je zonalita s méně kyselým jádrem a často širokým kyselejším lemem – sericitizace postihuje hlavně jádra (Fiala-Čadek 1981). K-živce jsou představovány výhradně mikroklinem s převážně xenomorfním omezením zrn. Při postupu albitizace K-živců se objevují zřetelné lamely albitu. Dále se živce zakalují vznikajícím hematitem II. Obrisy původních zrn K-živce přeměněného na albit jsou zvýrazněny nahlučením hematitu II (Fiala-Čadek 1981). Hypautomorfní zrna novotvořeného albitu epitakticky narůstají na albitizované K-živce a plagioklasy. Tento epitaktický albit III narůstající na K-živce tvoří obdélníkové průřezy s výraznými lamelami (často s náznakem mozaikovitého zhášení), zatímco albit narůstající na plagioklas má průřezy podobné křemenu s méně výraznými lamelami. V podmínkách progresivní albitizace se snižuje počet lamel se zvýšením jejich velikosti, mizí hranice mezi albitem II a III a vzniká albit IV s mozaikovitým zhášením. Vývojová řada je dovršena vznikem drúzovitého albitu V, který tvoří drobné lištovité útvary s nízkým počtem lamel. Vyskytuje se často v asociaci s chloritem II a IV (Fiala-Čadek 1981).

Při albitizaci křemene muselo dojít k zvýšení rozpustnosti v podmínkách zvýšeného tlaku (Kennedy 1944) a k zvýšení pH roztoků (nízké pH by vedlo k rozkladu albitu).

Chloritizace

Paralelně s alterací živců se objevuje alterace tmavých minerálů probíhající v slabě alterovaných partiích hornin. Proměna biotitu začíná výraznou změnou pleochroismu,

dále dochází k jeho přeměně v zelený lupínkovitý chlorit I – pennin (Pletánek 1980). Současně se vznikem chloritu se uvolnil Ti, což se projevilo vznikem drobných jehliček sagenitu. Uvolněné Fe^{+2} přechází na Fe^{+3} , při čemž vzniká hematit (Šedina 1976). V intenzivně alterovaných partiích se chlorit vyskytuje v podobě velmi jemně šupinkatých agregátů s nazelenalou, nebo narůžovělou barvou. Občas bývá zbarvený žlutohnědě, pravděpodobně od oxidu železa. Fiala a Čadek (1981) jej popsali jako bezbarvý s nízkými interferenčními barvami (tmavě šedá až modrošedá). Tento chlorit II vzniká jednak na úkor chloritu I, jednak chloritizací původních živců (Šedina 1976). Z koroze novotvořených albitů (Fiala-Čadek 1981) se dá uvažovat, že vznik chloritů II následoval po albitizaci.

Další vývojové řady chloritů popsané Fialou a Čadkem (1979) jsou 1) světle zelený chlorit III tvořící nepravidelné chuchvalcovité nahloučeniny nebo výplně žilek s anomální indigově modrou interferenční barvou a 2) tmavě hnědozelený chlorit IV tvořící chuchvalcovité nahloučeniny s neostrými okraji (na rozdíl od předešlých typů).

Feriginace

Proces je spojen rovněž s albitizací, kolem plagioklasu a mikroklinu tvoří hematitové lemy na okrajích. Feriginace nepostihuje epitaktický albit (Fiala-Čadek 1981). Hematit se vyskytuje jednak jako červený pigment v albitu, jednak ve formě drobných krvavých červených šupinek (Šedina 1976).

Karbonatizace

Porudní stadium je charakteristické novotvořenými karbonáty (Brodin 1971). Karbonát se vyskytuje jednak ve formě jemně zrnitých, nepravidelných agregátů, které zatlačují sericitizované a chloritizované živce (karbonát I. generace), jednak ve formě hruběji zrnitých agregátů vyplňujících drobné trhlinky nebo prostory mezi živci v intenzivně alterovaných partiích (karbonát II generace). Množství kalcitu v silně alterovaných partiích hornin dosahuje až 30 % (Šedina 1976). Solnický (1972) a Brodin (1971) rozdělili karbonizaci na čtyři dílčí procesy následující po sobě. Minerální doprovod byly hlavně sulfidy, v menší míře křemen.

3.2. Uranové zrudnění

Zatímco se prakticky všechna ložiska v ČR nalézají ve skupinách v geologicky zřetelně ohraničených rudních oblastech, ložisko Okrouhlá Radouň je situováno jako

soliterní. V jeho blízkosti nebyly zjištěny žádné další projevy uranového zrudnění, které jsou v jiných rudních polích obvyklé (Anderson et al. 1989).

Markantní tektonická deformace severovýchodního okraje klenovského masivu koncentruje střížné zóny S-J směru doprovázené uranovou a křemen-karbonátovou mineralizací. Nejdůležitější střížná zóna ložiska Okrouhlá Radouň je označovaná jako hlavní Radouňská zóna OR-5 (René 2005). V této zóně na úrovni 8. patra převládá hydrotermálně metasomatický typ zrudnění, kdy uranové minerály reprezentované hlavně coffinitem a uraninitem jsou z velké části vázány na zcela alterované žuly a pararuly. Coffinit intenzivně zatlačuje uraninit. Rudní fáze mimo U minerálů je charakteristická vznikem titanitu, anatasu, apatitu, zirkonu a pyritu (Pletánek 1980).

Geochronologická data získaná Solnickým (1972) ukazují chemické stáří uraninitu kolem 250 mil. let (pozdně variské) a coffinitu 45-68 mil. let (počátek terciéru). V tuto dobu již nemohlo docházet k přetváření primárních uranových rud hercynskými hydrotermálními a metamorfními procesy. Údaje mohou tedy korelovat s třetihorní aktivizací Českého masivu a vulkanismem (Anderson et al. 1989).

Porudní mineralizace jsou hlavně kalcity několika generací v asociaci s křemenem a vzácněji se sulfidy Cu, Zn, Pb, Fe (Arapov et. al 1984) .

3.3 Studium stabilních izotopů na ložisku Okrouhlá Radouň

Hodnoty ^{13}C karbonátů (rozsah od -8,2 do -17 ‰ PDB) naznačují převážně organogenní původ uhlíku (Hladíková-Šmejkal 1978). Jeho zdrojem mohly být buď okolní grafitické břidlice, nebo descendentní roztoky s atmosférickým a půdním CO_2 . Izotopické rozborů kyslíku v karbonátech ukázaly značně negativní hodnoty ^{18}O (rozsah od -5,9 do -23,1 ‰ SMOW), které nasvědčují tomu, že se karbonáty tvořily z vod meteorického původu. Vývoj hodnot izotopů ^{18}O s hloubkou na ložisku dokazuje, že tyto vody byly ascendentní a postupně se obohacovaly o ^{18}O při izotopické výměně s karbonáty a silikáty okolních hornin (Fiala-Čadek 1981).

Výsledky izotopických rozborů síry parageneticky pozdního pyritu mají široký rozptyl hodnot ^{34}S (od -16,0 do 31,7 ‰ CDT) a ukazují na biogenní redukcí síranů.

Na základě izotopických rozborů kyslíku dvojic karbonátů kalcit – dolomit byla vypočítána teplota vzniku karbonátů na 110 – 160 °C (Hladíková-Šmejkal 1978).

4. Metodika

Vzorky ke zpracování mi byly poskytnuty RNDr. Milošem Reném, CSc. Před dalším zpracováním byly na jednotlivých vzorcích změřeny hodnoty radioaktivních prvků gamaspektrometrem GS-320 (výrobce Exploranium Inc., Kanada). Výsledky však jsou jen orientační (vzorky pro gamaspektrometrii nebyly zpracovány standardním způsobem z důvodu nedostatečné hmotnosti). Dále pak byl udělán stručný makropopis jednotlivých vzorků.

Ze vzorků byly vyhotoveny výbrusy. Vzorky byly prvně řezány diamantovou pilou. Výbrusy byly broušeny a leštěny ručně, v konečné fázi doleštěny pomocí leštičky Struers RotoPol-35 s unášecí hlavou Struers Pdm-Force20.

Následně byly výbrusy popisovány a pozorovány v procházejícím světle v polarizačním mikroskopu Olympus CX 41. Fotodokumentace a popis v odraženém světle byly prováděny na mikroskopu Olympus BX 50 s digitální videokamerou PixeLINK PL A 642.

Katodoluminiscenční pozorování bylo prováděné na polarizačním mikroskopu Leica DM 2500 P s katodoluminiscenčním systémem CL8200 MK5-1 (výrobce: CITL, Cambridge Information Technology Ltd., Velká Británie). Použity byly nepokovené leštěné výbrusy, urychlovací napětí 20 kV a proud svazku přibližně 300 mA.

Chemické analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX 100 na Ústavu geologických věd na MU v Brně (analytik Mgr. P. Gadas) ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 10 nA a průměr svazku 1 μm , pro titanit a zirkon byl použit proud svazku 20 nA. Doba načítání na píku – 20 s pro hlavní prvky, 40 s a 60 s pro prvky minoritní a stopové. Načtené hodnoty byly přepočítány použitím automatické PAP korekce.

Chemické analýzy monazitů byly provedeny na elektronové mikrosondě Superprobe JEOL JXA 8200 na Montanuniversität v Leobenu (analytik Dr. F. Zaccarini) ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 20 kV, proud svazku 10 nA a průměr svazku 1 μm . Doba načítání na píku – 20 s pro hlavní, minoritní a stopové prvky. Načtené hodnoty byly přepočítány použitím automatické PAP korekce.

Pro studium fluidních inkluzí byly vyhotoveny oboustranně leštěné destičky. Inkluze byly studovány pomocí mikroskopu Olympus BX 51 s nainstalovanou mikrotermometrickou komorou LINKAM THMSG 600. Změřeny byly teploty

homogenizace, zmražení a teploty tání ledu, z níž bylo možné vypočítat salinitu fluid.

Salinita fluidní fáze byla stanovena podle Bodnara (1993), podle rovnice:

$$\text{Salinita (hm. \% NaCl)} = 0,000 + 1,78 \cdot T_m - 000442 \cdot T_m^2 + 0,000557 \cdot T_m^3$$

Kde T_m je absolutní hodnota teploty tání ledu.

Pro chemické analýzy fluid uzavřených ve fluidních inkluzích byly vzorky podrceny v achátové misce na zrnitost mezi 0,25 až 1 mm. Všechny minerální nečistoty byly vybrány ručně. Poté byly vzorky opakovaně promyty v deionizované vodě (Montanuniversität Leoben) dokud nebyl povrch zbaven elektrolytů. Omyté vzorky byly sušeny při teplotě 50°C. 1 g vysušeného vzorku byl spolu s 5 ml deionizované vody rozetřen v čisté achátové misce. Výsledná suspenze byla filtrována přes 0,2 um nylonový filtr. Filtrát byl analyzován pomocí iontového chromatografu Dionex (DX-500) na Montanuniversität v Leobenu. Použit byl mikro-membránový supresor, který umožňuje nižší detekční limity této metody oproti obecným systémům bez auto-supresoru. Pro všechny analyzované prvky byly použity odměrky o objemu 25 ul kromě I (50 ul). Za těchto podmínek byly detekční limity následující: Cl (10 ppb), Br (2 ppb), F (5 ppb), I (0,1 ppb) a SO (10 ppb). Přesnost byla testována pomocí standardů zajišťující max. 5 % odchylku pro poměry (Na/Br, Cl/Br). Kationty (Ca, Mg, Na, K, Li) byly analyzovány pomocí systému Dionex DX-120. Všechny analýzy jsou nad detekčním limitem.

Z obsahů aniontů a kationtů získaných z výluhů fluidních inkluzí bylo zrekonstruováno složení fluid uzavřených v kalcitech, křemenu a granitu. Přepočítání je založeno na průměrném obsahu Cl v inkluzích, vypočtené z průměrné salinity, která byla získána z T_m z mikrotermometrického měření a z obsahu Cl stanoveného ve výluhu (ppb). Obsahy ostatních prvků jsou vypočteny na základě obsahu Cl a obsahu jednotlivých prvků (v ppb).

Postup vypočítání molárních poměrů: stanovené koncentrace ve výluhu (ppb) / atomová hmotnost prvků

Postup vypočítání rekonstruovaného složení obsahu fluid:

$$\frac{\text{hm.zlomek (W)} = \text{hm. \% NaCl ekv. (termometrie)} / M (\text{molární hmotnost NaCl})}{n (\text{NaCl}) + n (\text{KCl}) + 1,5 n (\text{CaCl}_2) + 1,5 n (\text{MgCl}_2)} \quad X \quad M (\text{NaCl})$$

Analogicky postupujeme pro výpočet složení obsahu fluid pro další soli (KCl, MgCl₂, CaCl₂).

Zjištění složení plynu v inkluzích bylo provedeno pomocí Ramanova spektrometru Jobin Yvon LABRAM (Montanuniversität v Leobenu), který je vybaven frekvenčním Nd-YAG laserem (100 mW, 532,2 nm) a He-Ne laserem (633 nm) a difrakční mřížkou.

Vzorky pro studium stabilních izotopů byly pečlivě vyseparovány od okolí. U křemene bylo nutné pro odstranění zbytků karbonátů a sulfidů vyluhování v kyselině chlorovodíkové a následné vyvaření v kyselině dusičné a destilované vodě. Poté byly vzorky rozetřeny v achátové mističce na analytickou jemnost a následně poslány na analýzy stabilních izotopů kyslíku do Institutu mineralogie a geochemie univerzity v Lausanne. Analýzy byly prováděny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 253 analytickou Benitou Putlitz. Kyslík z křemene byl uvolňován fluoračním činidlem BrF_5 při teplotě 500-650°C a následně redukován uhlíkem na CO_2 . Analýzy izotopového složení karbonátů byly provedeny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 v laboratořích oddělení stabilních izotopů na ČGS v Praze (analyzovaly Mgr. I. Jačková a Ing. Z. Lněničková). CO_2 byl z karbonátů uvolněn reakcí se 100% kyselinou fosforečnou ve vakuu. Sulfidy byly oxidovány oxidem měďnatým na SO_2 při teplotě 800°C ve vakuu. Výsledky jsou vztaženy ke standardům PDB, SMOW a CDT. Přesnost měření byla $\pm 0,1$ ‰ SMOW pro kyslík, $\pm 0,05$ ‰ PDB pro uhlík. Izotopové složení matečných fluid bylo vypočítáno pomocí frakcionačních rovnic. Frakcionační rovnice jsem převzala podle Zhenga (1999) a Ohmota rye (1976) z internetové stránky <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>. Jejich obecnou podobu lze vyjádřit jako:

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + B \cdot 10^3 \cdot T^{-2} + C$$

nebo

$$1000 \ln \alpha = A \cdot 10^9 \cdot T^{-3} + B \cdot 10^6 \cdot T^{-2} + C \cdot 10^3 \cdot T^{-2} + D.$$

5. Laboratorní část

5.1 Makroskopický a mikroskopický popis

5.1.1 Materiál

Brekcie nealterovaného granitu (obr. 3f) šedé barvy s křemennými žilkami (30%) s všesměrně zrnitou texturou (Re-720).

Alterované granity – episyenity – mají všesměrně masivní texturu a jsou buď hrubozrnné (mocnost 1 cm) - tmavě hnědočervené (obr. 3a) barvy (Se-1), střednězrnité – hnědé (NO-8098), tmavě růžové až šedé (NO-8060) barvy s kalcitovými žilkami (obr. 3c,e), středně až jemně zrnité – světle hnědé (obr. 3b) barvy (DOR-3b) s kalcitovými zrníčky (mocnost 1 cm) nebo jemně zrnité - světle růžové barvy bez žilek (NO-8059).

Kalcitová žilovina je buď v asociaci s žilnou horninou (dioritový porfyr) jako slabě nažloutlá až bílá kalcitová (NO-8037a) žilka nebo ostrohranný úlomek (Pa-119) růžové kalcitové žíly (obr. 3d). Bez okolní horniny je ostrohranný úlomek (NO-8037b) kalcitové bílé žíly (obr. 3g) s páskovanou texturou.

6.1.2 Nealterovaný granit

Křemenné žilky (0,6 mm) se protínají navzájem v hornině. Jednotlivá zrna (0,25-5 mm) undulózně nezháší. Individua křemene uzavírají v blízkosti horniny hypautomorfní až automorfní krystalky (0,05 mm) *titanitu* a *rutilu*.

V hornině jsou hlavní minerály *albit*, *křemen*, *sericit*, *kalcit*, vedlejší jsou *K-živce*. Z akcesorií se zde vyskytují *muskovit*, *apatit*, *chlorit*, *zirkon*, *biotit* a *rutil*. Xenomorfní až automorfní zrna *rutilů*, *zirkonů* (0,1 mm) a *pyritů* (0,02 mm) jsou bez uzavření.

5.1.3 Alterované granity - episyenity

Hlavní minerál je *albit*, vedlejší jsou *muskovit* (kromě NO-8060), popř. *sericit* (NO-8098, NO-8059), *biotit* (NO-8098, NO-8060). *Anatas*, *chlorit* a *coffinit* se nachází pouze u NO-8060. Četné jsou inkluze *pyritu* (jako vedlejší složka pouze u Se-1), *K-živce – mikroklínu* (u DOR-3b je vedlejší fází, u NO-8060 se nevyskytuje), *rutilu* (u Se-1 pouze v žilce), *zirkonu* (kromě NO-8059). Méně četné jsou inkluze *titanitu* (není ve NO-8059 a DOR-3b), *monazitu* (pouze u NO-8059, NO-8060), ojediněle *thoritu* (Se-1), *turmalínu* (DOR-3b) a *chalkopyritu* (NO-8059).

Jemnozrný kalcit (I. generace) vyplňuje volné prostory mezi *albity* a obsahuje inkluze *monazitů* s *pyritem* a *coffinit* (NO-8060). V zrnech (až 2 mm) nebo žilkách (4 mm) *hrubozrného kalcitu (II. generace)* se vyskytují inkluze *pyritu*, v ojedinělých případech *rutilu* a *zirkonu* (Se-1) nebo *markazitu* a *chalkopyritu* (NO-8098). Automorfní krystalky *pyritu III* (NO-8060) tvoří agregáty (0,08 mm) v zrnech kalcitu II. Tato generace je bez uzavření.



Obr. 3. Studované vzorky z lokality Okrouhlá Radouň; a) Hrubozrný episyenit (Se-1) tmavě hnědočervené barvy; b) Středně až jemně zrnitý episyenit (DOR-3b); c) Střednězrnitý episyenit (NO-8060); d) Střednězrnitý episyenit s žilkou (NO-8098); e) Ostrohranný úlomek kalcitové žíly s horninou (dioritový porfyrit), Pa-119; f) Brekcie granitu (Re-720) s křemennými žilkami; g) Ostrohranný úlomek kalcitové žíly (NO-8037a).

Albit

Hypautomorfní zrna (až 2 cm) jsou tlustě tabulkovitá, zonální a tvoří větší část horniny (odhadem až 80% u Se-1). V jednotlivých individuích lze rozlišit majoritní starší generaci I a minoritní mladší generaci II.

U *starší generace (albit I)* se vyskytuje sytě žlutá, hnědá, bílá až šedá interferenční barva I. řádu. Barva v PPL je hnědá a působí dojmem „zakalení“ (výrazná u vzorku Se-1). Tento dojem je způsoben pigmenty hematitu. Pleochroismus a polysyntetické lamelování se opticky neprojevuje. Tato generace je lokalizovaná v jádrech jednotlivých zrn, obklopená mladší generací albitu. U větších zrn lze pozorovat pronikání mladších žilek albitu přes centrální jádro. V albitu I jsou četné uzavřeniny chloritu, monazitu, pyritu, rutilu, zirkonu, muskovitu, biotitu, výjimečně turmalínu.

Mladší generace (albit II) v podobě žilek protíná subparalelně některá jádra albitu I (NO-8060). Interferenční barva je bílá až šedá I. řádu. Barva v PPL je světle hnědá. Objevuje se polysyntetické lamelování. Směrem od jádra mají lamely tendenci se zvětšovat a snižovat počet. Vzniká albit s mozaikovitým zhasením nebo ojediněle drúzovitý albit, který tvoří drobné lištovité útvary s nízkým počtem lamel (NO-8098).

K-živce

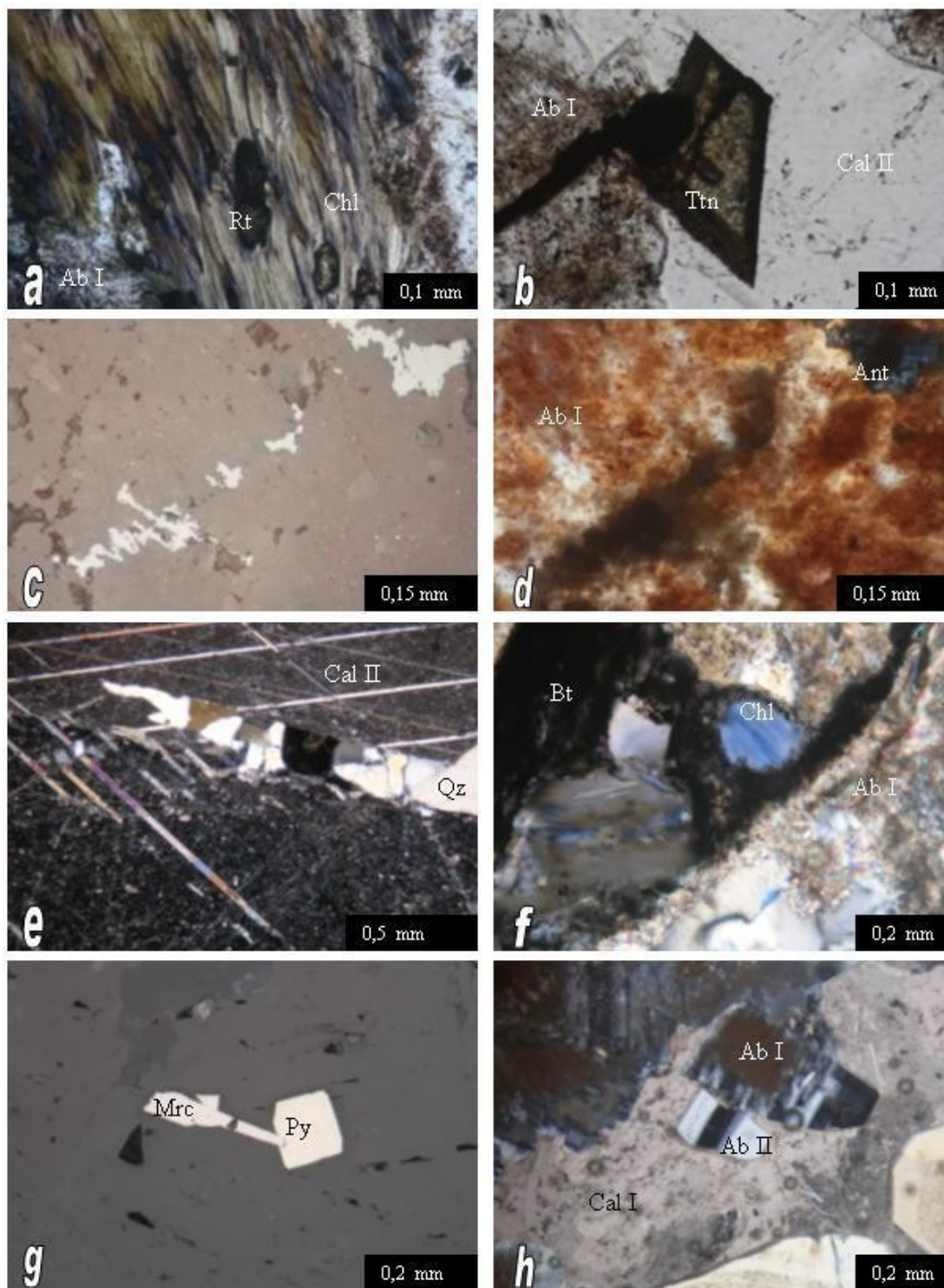
Pozorovatelný pouze v případě karlovarského dvojčatění, jinak opticky nerozeznatelný albitu II. Tvoří hypautomorfní omezená tabulkovitá zrna (0,15-0,7 mm) s karlovarským dvojčatěním v asociaci s albitem I. Objevuje se mřížkování typické pro *mikroclin*. Jindy K-živce s odmíšeninami albitové složky vytvářejí pertit. Při CL emituje tmavě modrou luminiscenci (DOR-3b). Individua neuzavírají žádné minerální fáze.

Muskovit, sericit

Tvary minerálních zrn (0,1 x 0,05 mm) jsou xenomorfní šupinky (Se-1), hypautomorfní tabulky nebo lupínky s paralelně protáhlými štěpnými trhlinami, které nejsou většinou zvlněné ani zprohýbané. Interferenční barva je zelená až světle růžová II. řádu. Minerál je v asociaci s albitem I, kalcitem, pyritem nebo biotitem (NO-8098). Individua neuzavírají žádné minerální fáze.

Biotit

Hypautomorfní zrna (0,1-1,25 mm) mají tvar lištovitých průřezů a vyskytují se v albitu I, K-živcích, muskovitu nebo kalcitu I. Pleochroismus je hnědý až světle zelený. V paralelně protaženém zrnu jsou viditelné štěpné trhliny, které jsou často zprohýbané a zvlněné. Minerál je bez přeměn.



Obr. 4. Snímky minerálů v polarizačním mikroskopu; a) Xenomorfní zrna rutilů v chloritu, PPL, episyenit, NO-8060; b) Kosočtverečný průřez titanitu s coffinitem, PPL, Se-1; c,d) Anatas tvořící agregáty v asociaci s albitem I, XPL, Se-1; e) Křemenná žilka v mladším kalcitu, NO-8037a, XPL; f) Chloritizace biotitu, XPL, Re-720; g) Markazit s pyritem v kalcitové žilce, PPL, NO-8098; h) Albit s mozaikovitým zhášením a drúzovitý albit, XPL, NO-8098.

Chlorit

Chlorit tvoří často agregáty (0,6 mm) v asociaci s albitem I a kalcitem I+II. Xenomorfní až hypautomorfní zrna (0,3 mm) mají tvar protáhlých tenkých lístečků či nepravidelných lupínků (útvary s neostrými okraji). Ojedinele uzavírá jehličkovitý (obr. 5d) agregát rutilu. Občas jsou viditelné štěpné trhliny, které nejsou příliš zprohýbané. Interferenční barvy jsou od světle hnědé, zelené, tmavě zelené až anomálně indigově modré (obr. 5c). Pleochroismus je od světlé hnědé až tmavě zelené. Vyskytují se inkluze rutilu, pyritu, coffinitu a zirkonu.

Turmalín

Xenomorfnní (obr. 5h) až hypautomorfní zrna (0,6 mm) jsou asociovaná s kalcitem II, albitem, pyritem a rutilem. Zrna mají tvar sloupečku a jsou korodovaná pyritem. Pleochroismus je v odstínech tmavě zelené až světle žluté. Interferenční barva je modrá, růžová I. řádu. Individua neuzavírají minerální inkluze.

Rutil

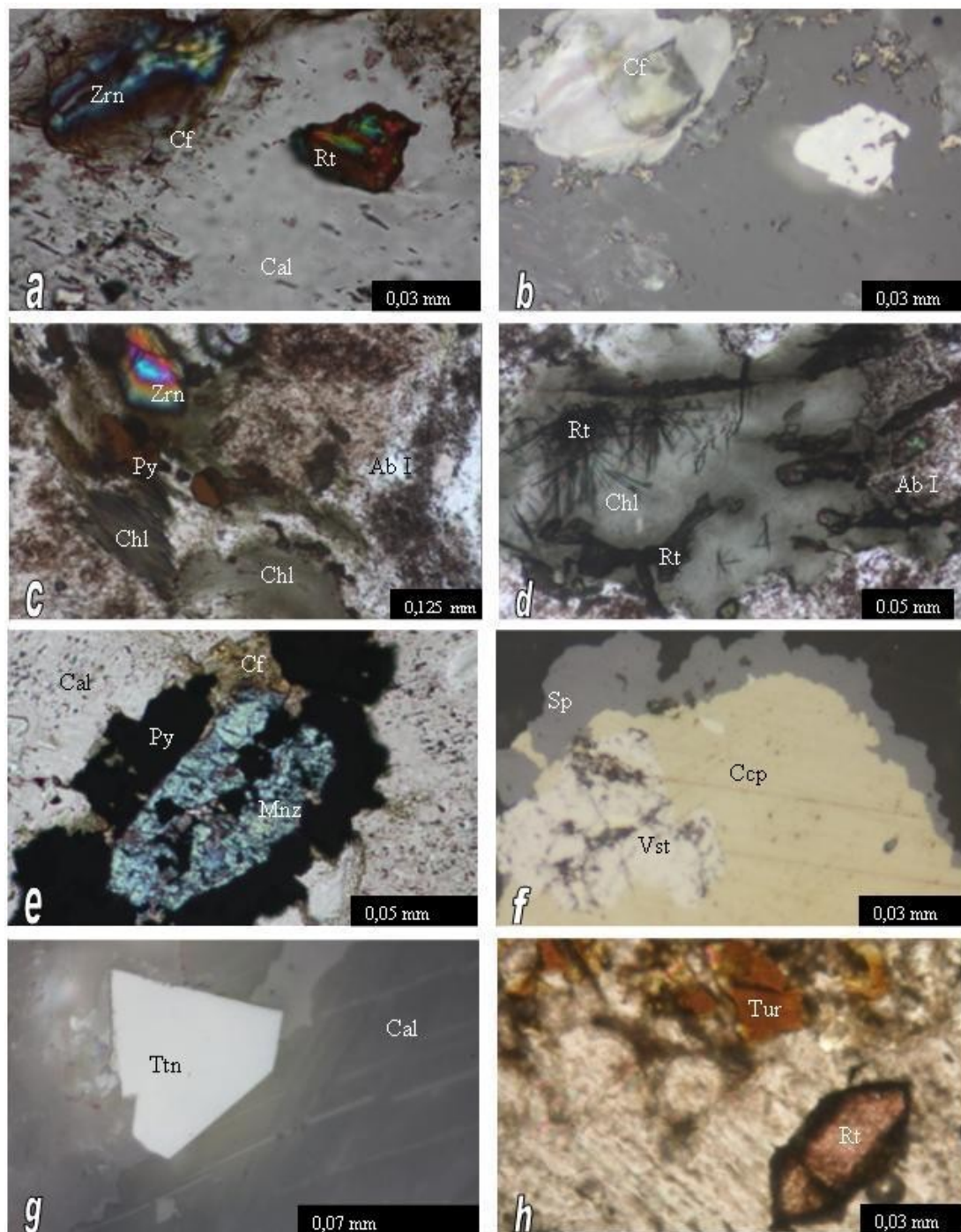
Xenomorfnní zrnka (0,05-0,1 mm) se nacházejí buď samostatně nebo ve skupinách v asociaci s chloritem. Tvar zrn je nepravidelný, většinou oválný, popř. sloupcovitý, ojedinele (obr. 5d) jehlicovitý (sagenit). Interferenční barvy jsou růžové, zelené, modré (obr. 4a) III. řádu. Reflexní barva je šedá s namodralým odstínem. Nelze rozlišit anizotropii ani pleochroismus (barva v PPL je hnědá nebo červená). Občas se vyskytují inkluze coffinitů (obr. 4a).

Titanit

Automorfnní krystalky (0,05-0,1 mm) jsou solitérní a nachází se pouze v žilce hrubozrnného kalcitu. Individua na místě kontaktu s horninou obsahují výjimečně inkluze pyritu a coffinitu (Se-1) nebo je bez uzavření (NO-8098). Tvar zrn jsou kosočtverečné průřezy. Reflexní barva je tmavě až středně šedá. Ojedinele se vyskytují žluté vnitřní reflexy. Interferenční barva je světle hnědá až žlutohnědá, překrytá vlastní barvou minerálu (obr. 4b).

Zirkon

Hypautomorfnní až automorfnní zrna (0,03-0,05 mm) zirkonu se často vyskytují ve formě inkluzí (NO-8060) v chloritu (obr. 5c). Větších rozměrů (0,125 mm) a výrazné růstové zonálnosti (NO-8098) dosahují inkluze v albitu I, biotitu a kalcitu I. Reflexní barva je středně šedá s vnitřními reflexy světle žluté, hnědé, jen výjimečně zelené, červené. Interferenční barvy vykazují celé spektrum barev III. řádu (obr. 5a,c). Některá individua mají růstovou zonálnost a uzavírají inkluze coffinitu. V CL emituje tyrkysově modrou luminiscenci.



Obr. 5. a) Automorfní krystalek rutilu a lem coffinitu kolem zirkonu, XPL, episyenit, NO-8060; b) krychlový krystalek coffinitu v zirkonu, PPL, NO-8060; c) Chlorit s inkluzemi pyritu a zirkonu s koloidním coffinitem, PPL, NO-8060; d) Agregát sagenitu v chloritu, PPL, NO-8060; e) Xenomorfní zrno monazitu v asociaci s coffinitem (koloidní struktura tvořící lem s pyritem), NO-8060, XPL; f) Bravovit obklopený chalkopyritem a sfaleritem v kalcitové žilce, PPL, Pa-119; g) Průřez krystalku titanitu v hrubozrnném mladším kalcitu, PPL, Pa-119; h) Korodovaný turmalín a automorfní krystalek rutilu, PPL, DOR-3b.

Coffinit

Vytváří ledvinité útvary nebo krustifikační kůrky (obr. 5a) v chloritu, zirkonu, rutilu a pyritu, popř. se vyskytuje jako inkluze v těchto minerálních fázích. Výjimečně má tvar krychlového krystalku (obr. 5b), který je uzavírán v zirkonu. Reflexní barva se jeví jako šedá se žluto-hnědými vnitřními reflexy. Pleochroismus ani anizotropie nejsou pozorovatelné.

Monazit

Xenomorfni až hypautomorfni zrna (0,06-0,1 mm) mají nejčastěji tvar oválný. Reflexní barva je šedá (krémová) bez vnitřních reflexů. Interferenční barva je béžová až azurově zelená III. řádu. Pleochroismus je v odstínech světle hnědé až bezbarvé. V jeho bezprostřední blízkosti se nachází často *coffinit* a *pyrit*, který kolem něj tvoří lemy (obr. 5e). *Monazit* často uzavírá inkluze *coffinitu*, *thoritu* a *pyritu*. Ve vzorku NO-8059 se nachází ojedinělý automorfni zonální krystalek (0,025 mm) s pseudohexagonálním tvarem. V reflexním světle má vnější tmavší (šedou) část a světlejší šedé jádro. Neobsahuje inkluze jiných minerálních fází.

Thorit

Xenomorfni zrna (0,12 mm) se vyskytují v asociaci s *pyritem I*, který tvoří okolo zrn lemy. Individua neprojevují pleochroismus. Má vystupující reliéf vůči *monazitu*. Reflexní barva je středně šedá bez vnitřních reflexů.

Anatas

Xenomorfni (0,05- 0,1 mm) až automorfni zrna tvoří agregáty v asociaci s *albitem I* (Se-1) nebo se vyskytuje často i v okolí puklin mezi *kalcitem* (NO-8060). Reflexní barva je šedá s namodralým odstínem a vnitřními reflexy světle žluté až hnědé barvy (obr. 4c). Anizotropie v XPL je slabá a pleochroismus nelze rozlišit. Interferenční barva je tmavě modrá II. řádu (obr. 4d). Individua neuzavírají žádné uzavřeniny.

Pyrit

Ve vzorku Se-1 se nachází skupinky volně rozptýlených hypautomorfni až xenomorfni zrn (*pyritu I* 0,005 mm) v asociaci s *albitem I*. *Pyrit I* v ojedinělých případech uzavírá inkluze *thoritu*. Generace xenomorfniho *pyritu II* (3,2 mm) vyplňuje volné prostory mezi *albitem I* a *kalcitem I*. Někdy uzavírá inkluze *kalcitu I*. Ve vzorku NO-8060 *pyrity* uzavírají inkluze *rutilu*, *monazitu* (obr. 5e), výjimečně *coffinitu*. Ve vzorku NO-8059 xenomorfni zrna (0,2 mm) tvoří agregáty (0,5 mm) a uzavírají krystalky *rutilu* (0,1 mm).

Kalcit

Starší generace (jemnozrnný kalcit I) vyplňuje volné prostory mezi *albity* a obsahuje inkluze *monazitů* s *pyritem* a *coffinitem* (NO-8060). V zrnech (až 2 mm) nebo žilkách (4 mm) *mladší generace (hrubozrnný kalcit II)* se vyskytují inkluze *pyritů*, v ojedinělých případech *rutilu* a *zirkonu* (Se-1) nebo *markazitu* a *chalkopyritu* (NO-8098). Automorfnní krystalky *pyritu III* (NO-8060) tvoří agregáty (0,08 mm) v žilce kalcitu II. Tato generace je bez uzavření.

Obě generace kalcitu v episyenitech mají stejné optické vlastnosti jako kalcity z žíly.

5.1.4 Kalcitová žilovina

Starší generace – jemnozrnný kalcit I: Hypautomorfnní až automorfnní zrna (0,3-0,5 mm) se vyskytují soliterně. Interferenční barva je béžová až modrá III. řádu. V PPL je kalcit béžový bez pleochroismu. *Kalcit I* uzavírá plynokapalné inkluze, pigment *hematitu*, místy *limonitu* (NO-8037b). Vyskytují se zde akcesorie xenomorfnního *rutilu* a *pyritu*, které jsou bez uzavření. U Pa-119 se vyskytuje *chalkopyrit* a automorfnně nebo xenomorfnně omezená zrna *pyritu*, který v ojedinělém případě uzavírá automorfnní krystalek *rutilu*.

Mladší generace – hrubozrnný kalcit II: Hypautomorfnní až automorfnní zrna (0,2-1,4 mm) tvoří nepravidelné agregáty. Interferenční barva je světle béžová až modrá III. řádu. V PPL je kalcit čirý a bez pleochroismu (ve vzorku Pa-119 se vyskytuje pseudopleochroický kalcit). Dvojčatné lamelování je podle jednoho i dvou systémů rovin. Lamely (0,04-0,08 mm) jsou od sebe vzdálené do 0,5 mm. *Kalcit II* obsahuje četné akcesorie *rutilu* (0,025 mm) a *pyritu* (0,02-0,1 mm). *Markazit*, křemen (0,25 mm mocná žilka) a *zirkon* (uzavřen v *pyritu*) se vyskytuje pouze ve vzorku NO-8037a (tato individua neuzavírají žádné další minerální fáze). Ve vzorku Pa-119 se vyskytují asociace *chalkopyritu*, *bravoitu* a *sfaleritu*, ojediněle na kontaktu s horninou je automorfnní krystalek *titanitu* bez inkluzí (obr. 5g). U No-8037b *pyrity* uzavírají inkluze *kalcitu I*.

Kalcit I emituje v CL mikroskopu oranžovou luminiscenci, *kalcit II* má světlejší luminiscenci. Kalcit II kvantitativně převažuje nad kalcitem I (NO-8098 obsahuje pouze kalcit II, NO-8037b má poměr generací přibližně stejný).

Bravoit

Xenomorfni až hypautomorfni zrna (0,02 mm) se nachází ve formě inkluzí v chalkopyritu (obr. 5f). V asociaci s tímto minerálem má výrazný vystupující reliéf. Reflexní barva je krémově bílá až hnědá. Individua neuzavírají žádné minerální inkluze.

Chalkopyrit

Xenomorfni zrna (0,05-0,1 mm) uzavírají zrna xenomorfního bravoitu. Automorfni zrna (0,15 mm) uzavírají xenomorfni až hypautomorfni zrna bravoitu (Pa-119). Ve NO-8098 se nevyskytují žádné minerální fáze ani asociace s jinými sulfidy. Reflexní barva je sytě žlutá. Anizotropie je nízká.

Sfalerit

Tvoří lemy kolem chalkopyritu v kalcitu II, společně s bravoitem ve vzorku tvoří asociace dosahující velikosti 0,2 mm (obr. 5f). Reflexní barva je středně šedá bez vnitřních reflexů.

Markazit

Automorfni až hypautomorfni zrnka (0,15-0,2 mm) se nachází v hrubozrnném kalcitu společně s mladším pyritem nebo soliterně (Pa-119). Individua mají obdélníkové průřezy. Anizotropie je dobře pozorovatelná.

5.2. Chemické složení minerálů

Chemická analýza (obr. 6) byla provedena na tektosilikátech (*albit*), fylosilikátech (*chlorit*, *muskovit*, *biotit*), sulfidech (*pyrit*, *sfalerit*, *bravoit*), fosfátech (*monazit*, *apatit*), oxidech (*rutil*), nesosilikátech (*zirkon*, *thorit*, *coffinit*, *titanit*) a cyklosilikátu (*turmalín*) pomocí elektronové mikrosondy.

V *episyenitech* byl analyzován živce, slídy, *chlorit*, *monazit*, *thorit*, *apatit*, *zirkon*, *coffinit*, *rutil*, *pyrit* a *sfalerit* (NO-8060, Re-503, NO-8059). V *kalcitové* žilovině (Pa-119) byl analyzován *coffinit*, *chalkopyrit* (chemicky neanalyzován, obr. 6e), *pyrit*, *bravoit* a *sfalerit*. V *křemenné* žilovině (Re-720) byl analyzován *chlorit*, *apatit*, *rutil* a *titanit*, v *granitu* *zirkon*.

Živce plagioklasové řady patří koncovému členu *albitu* ($An = 0$ mol. %) a obsahují nepatrné příměsi, max. 0,32 hm. % Fe, 0,2 hm. % CaO, 0,07 hm. % K₂O. Zastoupení jednotlivých kationtů ve vypočítaném empirickém vzorci odpovídá teoretickému vzorci.

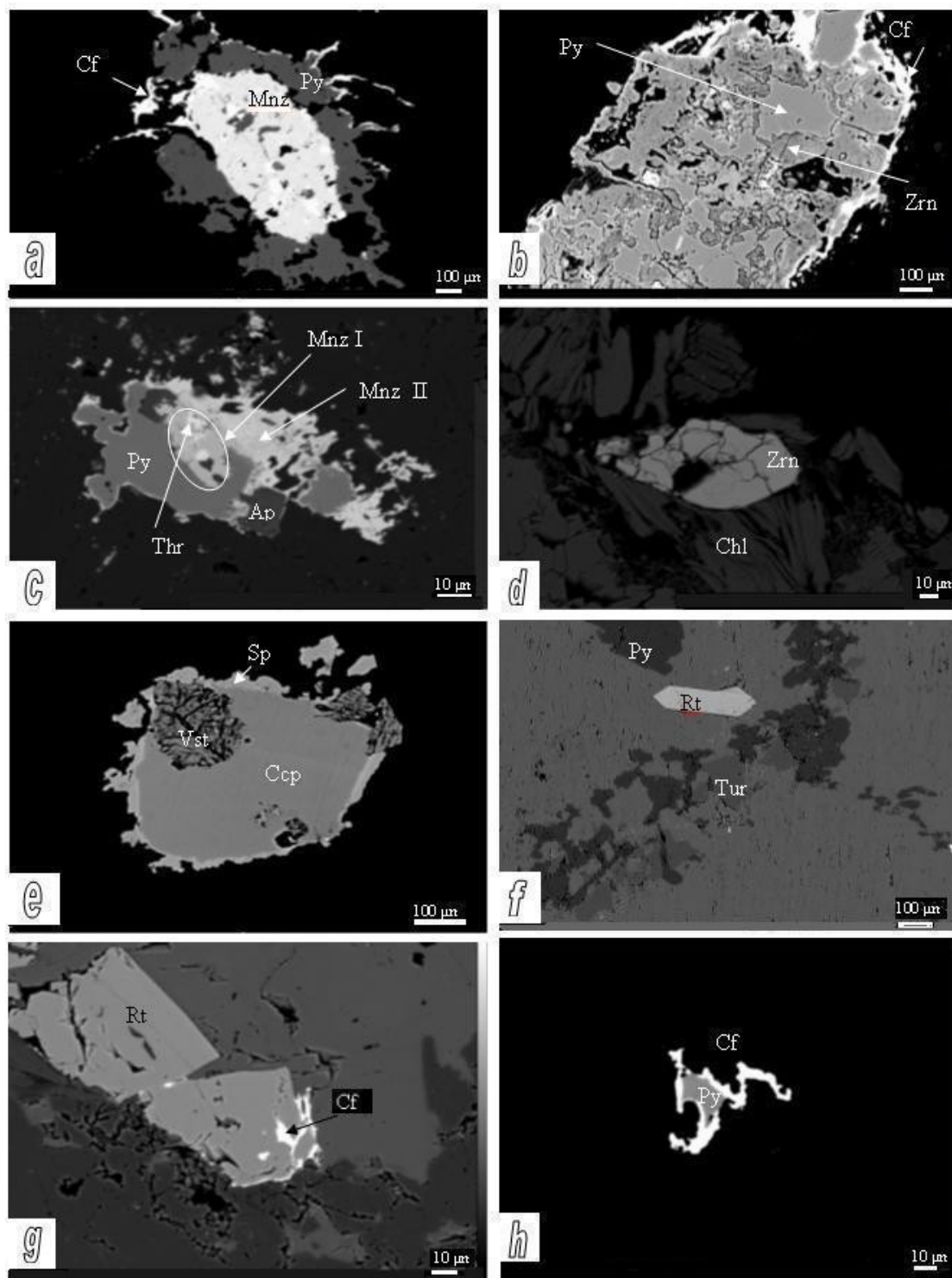
Biotit v *episyenitech* odpovídá podle Riedera et. al. (1998) *annitu* a *eastonitu* (obr. 7a). *Annit* obsahuje kromě jednoho případu s 2,61 hm. % TiO₂ jen nepatrné příměsi, max. 0,44 hm. % MnO, 0,25 hm. % F, 0,13 hm. % ZnO, 0,08 hm. % P₂O₅, 0,07 hm. % Na₂O, 0,06 hm. %, BaO, 0,06 hm. % CaO. *Eastonit* obsahuje nepatrné příměsi, max. 0,57 hm. % CaO, 0,13 hm. % TiO₂, 0,05 hm. % MnO, Na₂O a BaO.

Muskovit obsahuje příměsi, max. 1,93 hm. % MgO, 1,69 hm. % FeO, 0,54 hm. % CaO, 0,5 hm. % Na₂O, 0,33 hm. % F.

Chlorit dle klasifikace (obr. 7b) Baylisse (1975) je zastoupen *chamositem* v nealterovaném granitu a *klinochlorem* v *episyenitech*. *Klinochlor* v *episyenitech* obsahuje nepatrné příměsi, max. 0,2 hm. % TiO₂, 0,14 hm. % CaO, 0,11 hm. % MnO a F, 0,06 hm. % Na₂O a K₂O. *Chamosit* v *nealterovaném granitu* obsahuje nepatrné příměsi, max. 0,43 hm. % MnO, 0,15 hm. % CaO, 0,14 hm. % Cr₂O₃, 0,11 hm. % ZnO, 0,07 hm. % P₂O₅, 0,06 hm. % TiO₂.

Zastoupení kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích slíd se neliší od teoretického vzorce.

Turmalín dle klasifikace Hawthorneho a Henryho (1999) v *episyenitu* je zastoupen *foititem* (obr. 7c), který obsahuje nepatrné příměsi 0,61 hm. % TiO₂, 0,18 hm. % MnO, 0,15 hm. % ZnO, 0,16 hm. % CaO, 0,6 hm. % K₂O, 0,58 hm. % F.



Obr. 6. Snímky z mikrosondy z episyenitů (NO-8060, Re-503, NO-8059) a kalcitové žiloviny (Pa-119); a) monazit s inkluzí thoritu obklopený pyritem, NO-8060; b) Alterovaný zirkon s pyritem, NO-8060; c) Paragenetická sekvence: thorit – monazit I – F-apatit – pyrit – monazit II, NO-8060; d) zirkon s chloritem, NO8060; e) Paragenetická sekvence: bravoit-chalkopyrit-sfalerit, Pa-119; f) turmalín s pyritem a rutilem, Re-503; g) rutil s coffinitem, NO-8059 ; h) pyrit s coffinitem, Pa-119.

Tab. 1. Chemické složení (1,2,3) monazitu I, (4) monazitu II, (6,7) thoritu, (8,9) fluorapatitu v episyenitu (NO-8060, NO-8059), (5) monazitu II (hm. %) v episyenitu (NO-8059). Vypočítané empirické vzorce jsou přepočítané na 4 atomy kyslíku u monazitů a thoritů a 12,5 atomů kyslíku u fluorapatitů.

anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
P ₂ O ₅	30,92	30,68	31,05	28,02	29,68	0,78	0,87	40,78	41,52
ThO ₂	8,39	0,00	0,17	4,94	3,88	53,61	49,68	-	-
UO ₂	0,45	0,00	0,00	0,13	1,54	5,03	11,06	-	-
SiO ₂	0,39	0,24	0,14	0,94	0,15	11,73	12,47	0,10	0,03
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	-	-	0,04	0,25	-	-
La ₂ O ₃	11,71	16,48	16,23	15,34	12,51	0,17	0,39	0,18	0,00
Ce ₂ O ₃	25,39	30,95	33,20	30,26	26,23	0,26	0,62	0,17	0,16
Pr ₂ O ₃	3,44	4,32	4,50	3,30	2,88	0,06	0,22	-	-
Nd ₂ O ₃	7,64	8,50	8,80	11,60	10,69	0,56	1,20	0,00	0,24
Sm ₂ O ₃	1,72	1,85	1,94	2,02	2,30	0,00	0,20	-	-
Eu ₂ O ₃	0,54	0,91	1,14	-	-	0,00	0,00	-	-
Gd ₂ O ₃	1,35	0,98	0,92	1,12	1,80	0,48	0,59	-	-
Tb ₂ O ₃	0,07	0,00	0,02	-	-	0,03	0,02	-	-
Dy ₂ O ₃	0,67	0,18	0,15	0,28	1,22	0,92	0,98	-	-
Ho ₂ O ₃	0,61	0,22	0,10	-	-	0,34	0,47	-	-
Er ₂ O ₃	0,04	0,00	0,00	0,04	0,23	0,12	0,08	-	-
Tm ₂ O ₃	0,19	0,24	0,35	-	-	0,00	0,05	-	-
Yb ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	-	-	0,11	0,00	-	-
Lu ₂ O ₃	0,05	0,00	0,00	-	-	0,00	0,00	-	-
Y ₂ O ₃	2,67	0,39	0,10	0,30	3,51	1,46	1,45	0,00	0,02
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,20	0,01	0,00
As ₂ O ₃	-	-	-	0,07	0,02	-	-	0,03	0,04
FeO	0,04	0,00	0,02	0,04	0,00	1,47	0,55	0,00	0,19
CaO	1,57	0,35	0,26	0,31	1,63	1,95	2,07	57,20	55,84
PbO	0,00	0,00	0,00	0,08	0,15	0,26	0,11	0,00	0,00
MgO	0,00	0,00	0,00	-	-	0,00	0,05	0,01	0,03
BaO	-	-	-	-	-	-	-	0,06	0,00
MnO	-	-	-	-	-	-	-	0,01	1,00
SrO	-	-	-	-	-	-	-	0,00	0,29
Na ₂ O	-	-	-	-	-	-	-	0,15	0,16
F	0,54	0,72	0,80	-	-	0,12	0,00	4,38	3,98
suma	98,38	97,02	99,89	98,75	98,41	79,49	83,59	103,07	103,50
P ⁵⁺	1,020	1,030	1,020	0,960	0,990	0,050	0,050	2,910	2,940
Th ⁴⁺	0,070	0,000	0,000	0,050	0,030	0,840	0,730	-	-
U ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,080	0,170	-	-
Si ⁴⁺	0,020	0,010	0,010	0,040	0,010	0,810	0,810	0,010	0,000
Ti ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,010	-	-
La ³⁺	0,170	0,240	0,230	0,230	0,180	0,000	0,010	0,010	0,000
Ce ³⁺	0,360	0,450	0,470	0,450	0,380	0,010	0,010	0,010	0,000
Pr ³⁺	0,050	0,060	0,060	0,050	0,040	0,000	0,010	-	-
Nd ³⁺	0,110	0,120	0,120	0,170	0,150	0,010	0,030	0,000	0,010
Sm ³⁺	0,020	0,030	0,030	0,030	0,030	0,000	0,000	-	-
Eu ³⁺	0,010	0,010	0,020	-	-	0,000	0,000	-	-

Gd ³⁺	0,020	0,010	0,010	0,010	0,020	0,010	0,010	-	-
Tb ³⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	-	-
Dy ³⁺	0,010	0,000	0,000	0,000	0,020	0,020	0,020	-	-
Ho ³⁺	0,010	0,000	0,000	-	-	0,010	0,010	-	-
Er ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	-	-
Tm ³⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	-	-
Yb ³⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	-	-
Lu ³⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	-	-
Y ³⁺	0,060	0,010	0,000	0,010	0,070	0,050	0,050	0,000	0,000
Al ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,000
As ³⁺	-	-	-	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,080	0,030	0,000	0,010
Ca ²⁺	0,070	0,010	0,010	0,010	0,070	0,140	0,140	5,170	5,000
Pb ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mg ²⁺	0,000	0,000	0,000	-	-	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,000
Mn ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,070
Si ²⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,000	0,010
Na ⁺	-	-	-	-	-	-	-	0,020	0,030
F	0,070	0,090	0,100	-	-	0,030	0,000	0,580	0,530
suma	2,07	2,07	2,08	2,01	2,00	2,14	2,11	8,71	8,60

Zirkon (tab. 2) z *episyenitu bohatý na příměsi* má 3,78 hm. % CaO, 2,62 hm. % Y₂O₃, 2,48 hm. % Al₂O₃, 2,23 hm. % UO₂, 1,21 hm. % FeO, 1,31 hm. % ThO₂. Z nepatrných příměsí obsahuje 0,35 hm. % Sc₂O₃, 0,31 hm. % WO₃, 0,30 hm. % P₂O₅, 0,21 hm. % TiO₂, 0,53 hm. % Yb₂O₃, 0,44 hm. % HfO₂, 0,06 hm.% Bi₂O₃, 0,05 hm.% MnO.

Zirkon s *nižším zastoupením příměsí* obsahuje 1,99 hm. % HfO₂, 1,01 hm. % Y₂O₃, 1,04 hm. % P₂O₅. Z nepatrných příměsí obsahuje 0,52 hm. % UO₂, 0,26-0,17 hm. % Yb₂O₃, Sc₂O₃ a 0,07 WO₃. Zastoupení jednotlivých kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích téměř odpovídají teoretickému vzorci.

Thorit obohacený o uran (tab. 1) obsahuje 2,07 hm. % CaO, 1,45 hm. % Y₂O₃, z nepatrné příměsí max. 0,55 hm. % FeO, 0,25 hm. % TiO₂, 0,20 hm. % Al₂O₃, 0,11 hm. % PbO, z *lehkých REE* obsahuje příměsí 1,20 hm. % Nd₂O₃, 0,62 hm. % Ce₂O₃, 0,59 hm. % Gd₂O₃, 0,39 hm. % La₂O₃, 0,22 hm. % Pr₂O₃, 0,20 hm. % Sm₂O₃, z *těžkých REE* obsahuje 0,98 hm. % Dy₂O₃, 0,47 hm. % Ho₂O₃, 0,08 hm.% Er₂O₃, 0,05 hm.% Tm₂O₃.

Thorit s *nižším obsahem uranu* navíc obsahuje 1,95 hm. % CaO, 1,47 hm. % FeO, 1,46 hm.% Y₂O₃, 0,78 hm.% P₂O₅, 0,26 hm. % PbO, 0,12 hm. % F (tab. 1). Obsahy příměsí *REE* jsou 0,92 hm. % Dy₂O₃, 0,56 hm.% Nd₂O₃, 0,48 hm. % Gd₂O₃, 0,34 hm. % Ho₂O₃, 0,26 hm.% Ce₂O₃, 0,17 hm.% La₂O₃, 0,11 hm. % Yb₂O₃, 0,12 hm.% Er₂O₃.

Tab. č. 2. Chemické složení (1,2,3,6) coffinitu, (7,8,9,10) zirkonu v episyenitu (NO-8060) a (4,5) coffinitu (hm. %) z kalcitové žiloviny (Pa-119). Vypočítané empirické vzorce jsou přepočítané na 4 atomy kyslíku.

anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
WO ₃	0,18	0,24	0,10	0,05	0,10	0,21	0,31	0,39	0,07	0,06
P ₂ O ₅	0,59	0,72	0,81	0,63	1,82	0,88	0,30	0,26	1,04	0,57
TiO ₂	0,28	0,31	0,22	0,00	0,02	0,21	0,21	0,18	0,00	0,01
ThO ₂	0,36	0,20	0,05	0,00	0,04	17,53	1,31	0,95	0,08	0,06
UO ₂	41,57	47,26	55,81	67,00	61,92	30,52	2,23	1,93	0,52	0,21
SiO ₂	17,22	19,78	21,59	20,21	16,63	17,32	27,14	25,74	31,08	31,09
ZrO ₂	13,78	13,35	3,15	0,00	1,26	8,24	48,94	48,19	62,09	61,78
HfO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,44	0,45	1,99	2,06
Y ₂ O ₃	1,88	2,11	0,61	1,30	0,87	3,42	2,62	2,66	1,01	0,50
Al ₂ O ₃	1,89	1,73	2,17	1,56	0,99	1,37	2,48	2,65	0,00	0,06
Bi ₂ O ₃	0,00	0,00	0,00	0,00	0,11	0,00	0,06	0,10	0,00	0,06
Sc ₂ O ₃	0,20	0,26	0,11	0,06	0,04	0,33	0,34	0,62	0,17	0,11
Yb ₂ O ₃	0,34	0,27	0,04	0,09	0,12	0,19	0,53	0,55	0,26	0,13
FeO	0,63	0,16	0,18	0,49	2,22	0,70	1,21	0,89	0,04	0,00
MnO	0,07	0,03	0,00	0,08	0,02	0,15	0,05	0,07	0,00	0,00
CaO	3,29	3,52	3,22	3,28	1,59	3,25	3,78	3,51	0,02	0,18
Na ₂ O	0,00	0,00	0,12	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,03	0,04	0,09	0,11	0,11	0,06	0,03	0,04	0,00	0,00
Cl	0,06	0,03	0,00	0,02	0,02	0,04	0,04	0,01	0,01	0,01
suma	82,36	90,00	88,25	94,88	87,90	84,40	92,02	89,18	98,38	96,89
W ⁶⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
P ⁵⁺	0,030	0,030	0,030	0,030	0,090	0,040	0,010	0,010	0,030	0,020
Ti ⁴⁺	0,010	0,010	0,010	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000
Th ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,210	0,010	0,010	0,000	0,000
U ⁴⁺	0,480	0,490	0,610	0,750	0,760	0,360	0,020	0,020	0,000	0,000
Si ⁴⁺	0,890	0,930	1,060	1,020	0,920	0,910	0,930	0,910	0,970	0,990
Zr ⁴⁺	0,350	0,310	0,080	0,001	0,030	0,210	0,810	0,830	0,950	0,960
Hf ⁴⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,020
Y ³⁺	0,050	0,050	0,020	0,030	0,030	0,100	0,050	0,050	0,020	0,010
Al ³⁺	0,110	0,100	0,130	0,090	0,060	0,080	0,100	0,110	0,000	0,000
Bi ³⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sc ³⁺	0,010	0,010	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,020	0,000	0,000
Yb ³⁺	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010	0,000	0,000
Fe ²⁺	0,030	0,010	0,010	0,020	0,100	0,030	0,030	0,030	0,000	0,000
Mn ²⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca ²⁺	0,180	0,180	0,170	0,180	0,090	0,180	0,140	0,130	0,000	0,010
Na ⁺	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F ⁺	0,000	0,010	0,010	0,020	0,020	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000
Cl ⁺	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
suma	2,16	2,13	2,13	2,14	2,10	2,16	2,13	2,13	1,99	2,01

Fluorapatit z *episyenitu* obsahuje (tab. 1) nepatrné příměsi, max. 0,24 hm.% Nd₂O₃, 0,19 hm. % FeO, 0,18 hm. % La₂O₃, 0,17 hm. % Ce₂O₃, 0,10 hm. % SiO₂.

Monazit I (*starší generace*) obohacen o yttrium (tab. 1) obsahuje příměsi 2,67 hm. % Y_2O_3 , 1,57 hm. % CaO, 0,54 hm. % F, 0,45 hm. % UO_2 , 0,39 hm. % SiO_2 , z lehkých REE obsahuje příměsi 3,44 hm. % Pr_2O_3 , 1,72 hm. % Sm_2O_3 , 1,35 hm. % Gd_2O_3 , 0,54 hm. % Eu_2O_3 . Z těžkých REE obsahuje nepatrné příměsi 0,67 hm. % Dy_2O_3 , 0,61 hm. % Ho_2O_3 , 0,19 hm. % Tm_2O_3 , 0,05 hm. % Lu_2O_3 .

Monazit I (*mladší generace*) ochuzený o thorium a uran (tab. 1) obsahuje nepatrné příměsi 0,72 hm. % F, 0,39 hm. % Y_2O_3 , z lehkých REE příměsi 4,32 hm. % Pr_2O_3 , 1,85 hm. % Sm_2O_3 , 0,98 hm. % Gd_2O_3 , 0,70 hm. % Eu_2O_3 . Z těžkých REE obsahuje nepatrné příměsi 0,18 hm. % Dy_2O_3 , 0,22 hm. % Ho_2O_3 .

Monazit II obohacený o uran a yttrium (tab. 1) obsahuje příměsi 1,63 hm. % CaO, z lehkých REE obsahuje příměsi 2,88 hm. % Pr_2O_3 , 2,30 hm. % Sm_2O_3 , 1,80 hm. % Gd_2O_3 , 1,05 hm. % Eu_2O_3 , obsahy těžkých zemin jsou 1,22 hm. % Dy_2O_3 , 0,23 hm. % Er_2O_3 .

Coffinit (tab. 2) z *episyenitu* ($U_{0,61}Si_{1,06}O_{4,00}$) obsahuje příměsi 3,22 hm. % CaO, 3,15 hm. % ZrO_2 , 2,17 hm. % Al_2O_3 , z nepatrných příměsí 0,81 hm. % P_2O_5 , 0,61 hm. % Y_2O_3 , 0,22 hm. % TiO_2 , 0,18 hm. % FeO, 0,10 hm. % WO_3 , 0,11 hm. % Sc_2O_3 , 0,12 hm. % Na_2O , 0,09 hm. % F, a 0,05 hm. % ThO_2 .

Coffinit z *episyenitu* obohacený o zirkonium a yttrium (tab. 2) obsahuje příměsi 3,25 hm. % CaO, 1,37 hm. % Al_2O_3 , z nepatrných příměsí 0,88 hm. % P_2O_5 , 0,33 hm. % Sc_2O_3 , 0,21 hm. % TiO_2 , WO_3 , 0,19 hm. % Yb_2O_3 , 0,15 hm. % MnO, 0,7 hm. % FeO, 0,6 hm. % F.

Coffinit z *kalcitové žiloviny* ochuzený o zirkonium (tab. 2) obsahuje příměsi 3,28 hm. % CaO, 1,30 hm. % Y_2O_3 , z nepatrných příměsí 0,63 hm. % P_2O_5 , 0,49 hm. % FeO, 0,11 hm. % F, 0,09 hm. % Yb_2O_3 , 0,08 hm. % MnO, 0,06 hm. % Sc_2O_3 , 0,05 hm. % WO_3 .

Coffinit z *kalcitové žiloviny s příměsí zirkonia* (tab. 2) obsahuje příměsi 1,82 hm. % P_2O_5 , 1,59 hm. % CaO, z nepatrných příměsí obsahuje 0,99 hm. % Al_2O_3 , 0,87 hm. % Y_2O_3 , 0,10 hm. % WO_3 , 0,11 hm. % F, 0,12 hm. % Yb_2O_3 .

Titanit z *křemenné žiloviny* obsahuje příměsi 5,71 hm. % Al_2O_3 , 2,01 hm. % F a nepatrné příměsi, max. 0,44 hm. % BaO, 0,06 hm. % V_2O_3 , 0,05 hm. % Na_2O a FeO. Zastoupení kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích se téměř neliší od teoretického vzorce.

Rutil v *episyenitu* obsahuje nepatrné příměsi, max. 1,17 hm. % SiO_2 , 0,89 hm. % FeO, 0,35 hm. % Al_2O_3 , 0,72 hm. % Nb_2O_5 , 0,39 hm. % CaO, 0,13 hm. % PbO, 0,12 hm. % WO_3 . *Rutil* v *žilovině* obsahuje max. 0,57 hm. % SiO_2 , 0,39 hm. % FeO, 0,17

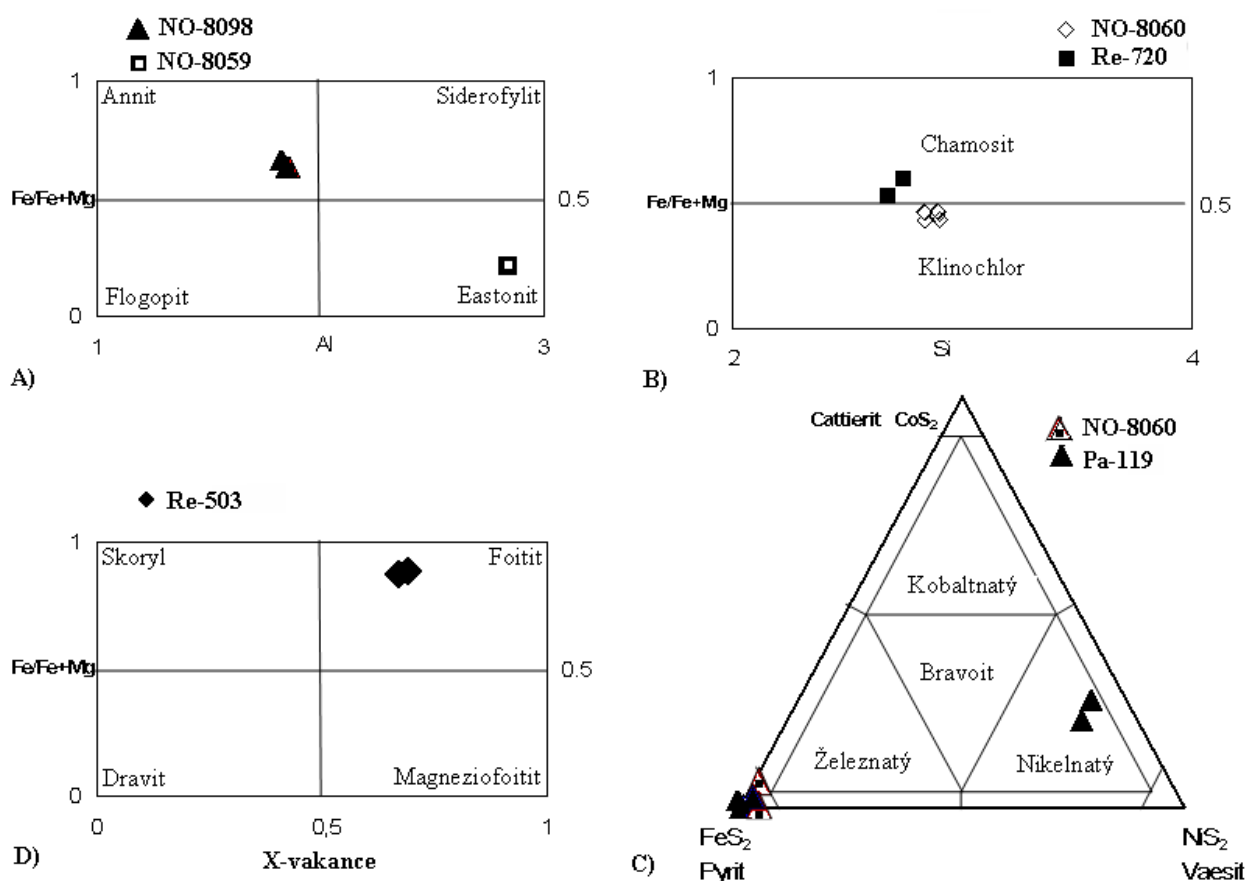
hm. % Al_2O_3 , 0,35 hm. % Nb_2O_5 , 0,20 hm. % CaO , 0,07 hm. % PbO , 0,05 hm. % Ta_2O_5 . Zastoupení kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích se neliší od teoretického vzorce.

Pyrit z *kalcitové žiloviny* obsahuje nepatrné příměsi, max. 0,08 hm.% As, 0,11 hm.% Cd. Pyrit z *episyenitu* obsahuje pouze 0,08 hm.% As.

Bravoit z *kalcitové žiloviny* obsahuje 6,88 hm.% Fe, 5,07 hm.% Cu, 13,88 hm.% Co.

Sfalerit z *kalcitové žiloviny* ze zvýšeným obsahem železa (7,39 hm.% Fe) obsahuje nepatrné příměsi, max. 0,74 hm.% Cu, 0,05 hm.% Co a Cd. Sfalerit z *episyenitu* obsahuje jen nepatrné příměsi, max. 0,24 hm.% Fe a 0,31 hm.% Cu.

Zastoupení kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích sulfidů se neliší od teoretického vzorce.



Obr. 7. a) Klasifikační diagram biotitu (Rieder et al. 1998); b) Klasifikační diagram chloritu (Bayliss 1975); c) Klasifikační diagram turmalinu (Hawthorne-Henry 1999); d) Názvosloví v systému pyrit, bravoit, cattierit (Kostov-Minčeva 1981) znázorňující chemismus jednotlivých typů sulfidů na episyenitech (NO-8060) a kalcitových žilách (Pa-119).

5.3. Studium fluidních inkluzí

Fluidní inkluze (FI) byly studované v křemenné žíle v nealterovaném granitu, v zrnech kalcitů z episyenitů a v kalcitových žílách.

5.3.1. Fluidní inkluze z křemenné žiloviny

V měřeném vzorku (RE-720) se nacházejí primární (P), primárně-sekundární (PS) a sekundární (S) fluidní inkluze (FI).

Primární inkluze jsou solitérní nebo tvoří méně početné skupiny s náhodnou distribucí. Tvary inkluzí jsou různé; ploché, často s hladkým povrchem uhlazené, oválné (výjimečně s vybíhajícím kanálkem), sférické, trojúhelníkovité nebo klencové („negativní krystal“). P inkluze (0,02-0,008 mm) jsou buď jednofázové (L; kapalné) nebo dvoufázové (L+V, plynokapalné). Poměr kapalné a plynné fáze (LVR) je různý, přibližně s obsahem 80-90% kapalné složky. Sférická plynná fáze (někdy pohyblivá) je uzavřena v kapalné fázi.

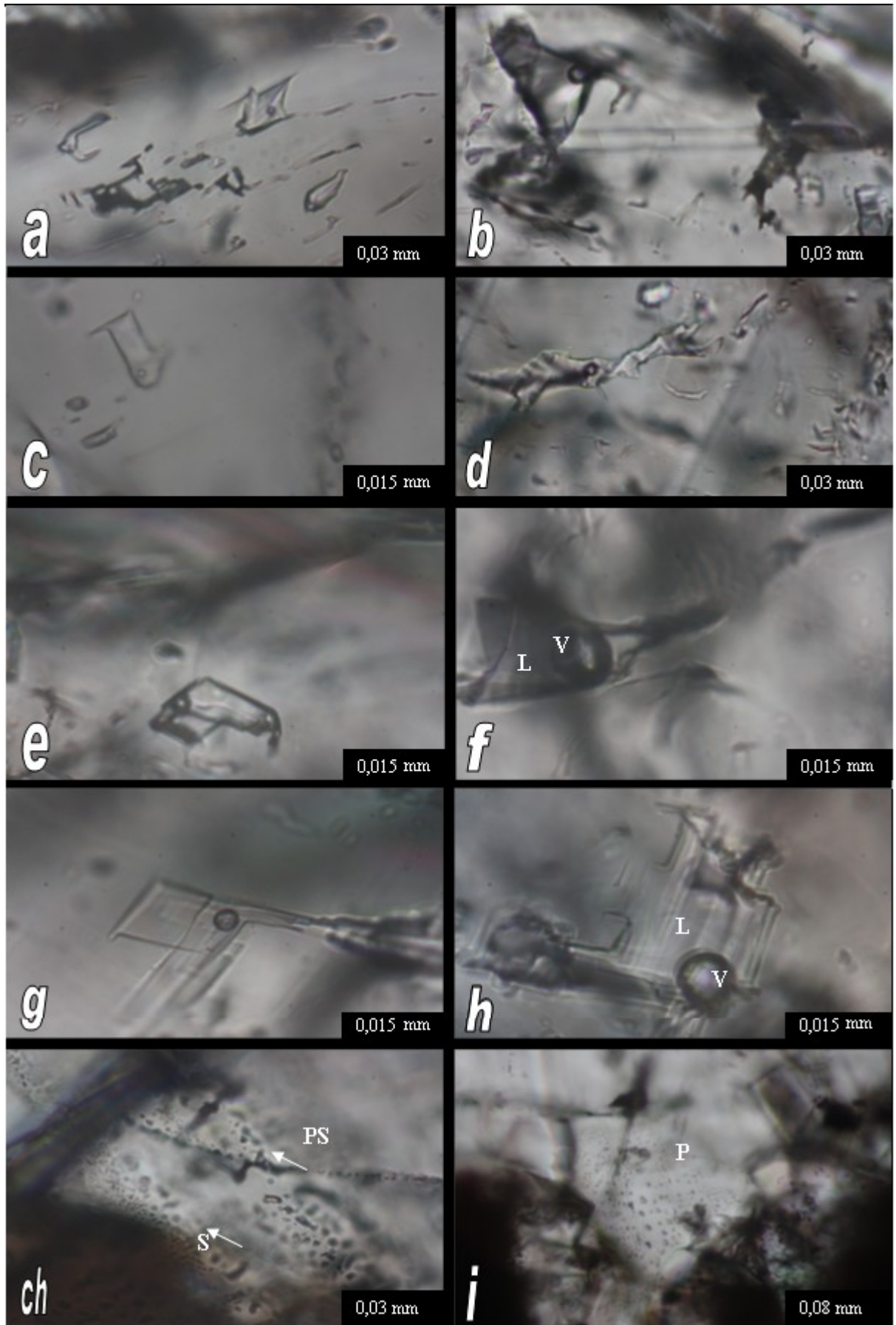
Primárně sekundární inkluze se vyskytují na vyhojených trhlinách, tvarem a velikostí jsou podobné primárním FI. Občas je možné pozorovat zaškrcování FI, které jsou podélně protáhlé, někdy ze zužujícím se kanálkem uprostřed. Zaškrcování se vyskytuje u jednofázových inkluzí (0,006 mm) i dvoufázových FI (0,02 mm).

Sekundární inkluze tvoří řetízky, které protínají hranice sousedních minerálních zrn. Tvar inkluzí (0,01 mm) je nepravidelný. Inkluze mají pouze kapalnou složku (L).

Teplota homogenizace (T_h) na kapalinu u primárních inkluzí (L+V) se pohybovala v rozmezí 95-237 °C, kdy největší četnost hodnot T_h je mezi 140 °C a 170 °C. Při kryometrii inkluze zamrzaly při teplotách (T_f ; teplota mrznutí) od -38 do -46 °C. Vzhledem k malým velikostem inkluzí nebylo možné sledovat teploty prvního tání pevné fáze (T_e ; teplota eutektika). *Tání posledního ledu* (T_m) bylo od -0,1 do -4,9 °C.

Diagram

T_h - T_m (obr. 9c) naznačuje, že docházelo k mísení roztoků s proměnlivým obsahem soli za různých teplotních podmínek. Pomocí Ramanovy spektrometrie byly v plynné fázi inkluzí zjištěny plyny C_2H_6 , CH_4 a N_2 .



Obr. 9. a) Skupina P inkluzí (L+V) v kalcitu z žiloviny, nepravidelného tvaru, popř. tvaru blížící se negativnímu krystalu, NO-8037a; b) kapalinou bohatá P inkluze (L+V) trojúhelníkovitého tvaru, NO-8037a; c) P inkluze (L+V) blížící se tvaru negativního krystalu v kalcitu z episyenitu, NO-8060; d,e,f,g,h) P inkluze (L+V), NO-8037a; ch) distribuce drobných sekundárních inkluzí s planárním uspořádáním, NO-8060; i) distribuce primárních inkluzí s náhodným uspořádáním v krystalu, NO-8060.

5.3.2. Fluidní inkluze v episyenitech

V zrníčkách kalcitu z episyenitů se nacházejí primární (P), primárně-sekundární a sekundární FI (pouze u NO-8060).

Primární FI (L, L+V) se nacházejí buď soliterně (0,01-0,02 mm) nebo skupinově (0,002-0,015 mm) s náhodnou distribucí. Tvary inkluzí jsou ploché, oválné (někdy s vybíhajícím kanálkem u NO8060), sférické, trojúhelníkovité nebo klencové („negativní krystal“). Sférická plynná fáze (někdy pohyblivá) je uzavřena v kapalně fázi. Poměr kapalně a plynně fáze (tab. č. 3.) je variabilní (NO-8060) nebo stálý (DOR-3b).

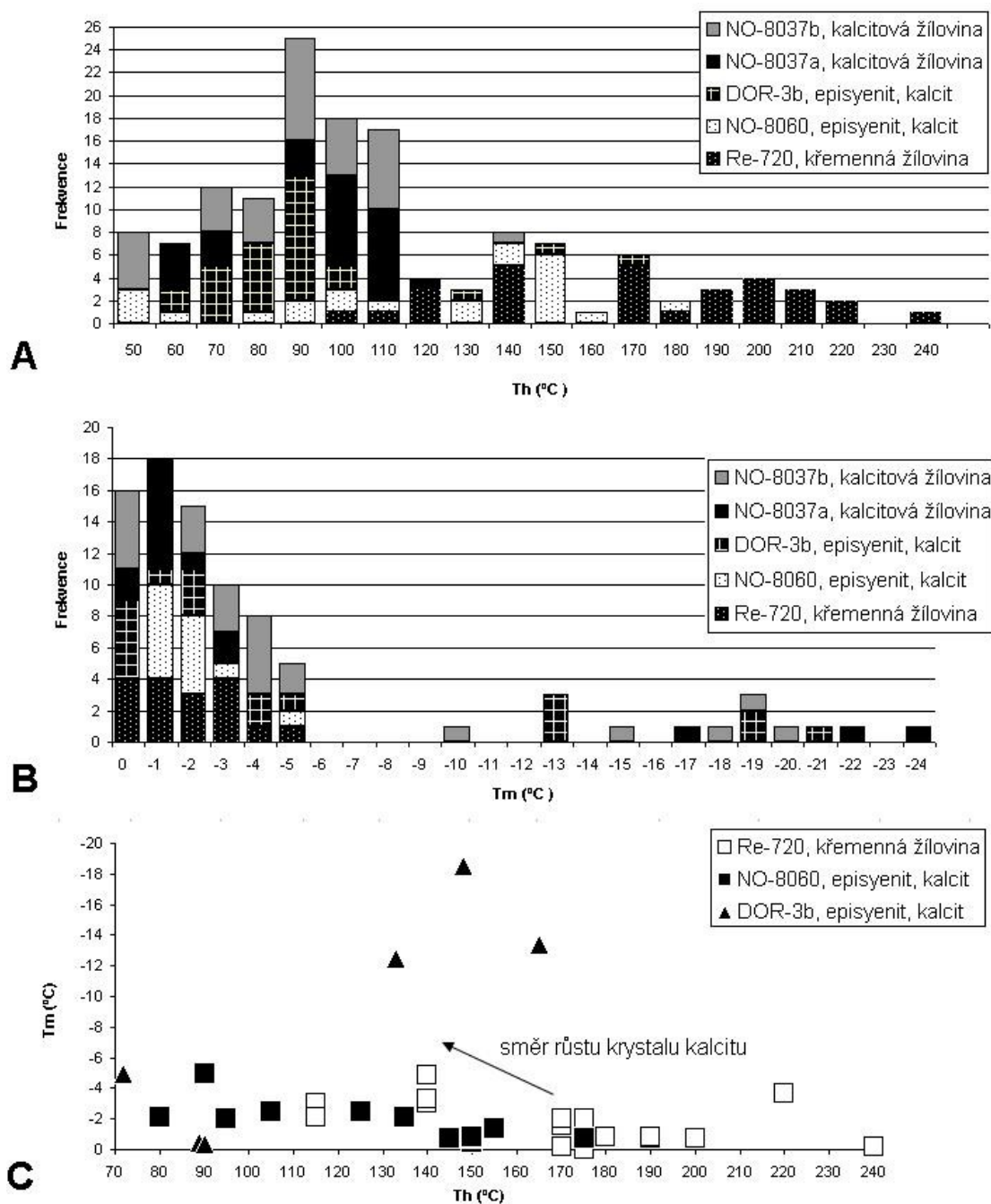
Primárně sekundární inkluze jsou pouze dvoufázové (L+V), tvořící řetízky, které neprotínají hranice minerálních zrn. Tvar inkluzí (0,001-0,007 mm) je nepravidelný, oválný (protažení do tenkých kanálků), trojúhelníkovitý, klencový.

Sekundární inkluze mají planární uspořádání, které probíhá skrz hranice sousedních minerálních zrn. Tvar inkluzí (0,01 mm) je nepravidelný s obsahem pouze kapalně složky nebo oválný (0,001 mm) s obsahem plynně a kapalně složky.

Teplota homogenizace (Th) primárních inkluzí (L+V) se pohybovala v rozmezí 59-175 °C. Největší četnost hodnot Th inkluzí je 70-90 °C (DOR-3b), u NO-8060 je největší frekvence Th kolem 150 °C. Při *kryometrii* inkluze zamrzaly od -34 do -76 °C. První kapalina se při zahřívání (Te) objevuje u nízkosalinních roztoků od -10,5 do -4,2 °C, u výšesalinních roztoků (Tm = -13,0 °C) od -50 do -70 °C. Z naměřených hodnot teplot Te vzorku DOR-3b není možno posoudit žádný trend. Poslední led tál od 0,0 do -23,0 °C, kdy největší četnost hodnot Tm je od 0 do -5,0 °C. Ve dvou inkluzích (DOR-3b) se objevila pevná fáze; u první se pevná fáze objevila dvakrát a to při -53,0 a -17,0 °C (Te = -50,0 °C), u druhé FI se objevila při Te = -70,0 °C. Pevná fáze měla jemnozrnný skvrnitý vzhled. Te u vzorku NO-8037b je -18,8 °C. *Diagram Th-Tm* (obr. 9c) naznačuje, že docházelo k mísení více roztoků v různých teplotních podmínkách.

Tab. 3. Výsledky mikrotermometrie primárních fluidních inkluzí.

vzorek	minerál	geneze	fázové složení	velikost (mm)	LVR (%)	Th (°C)	Tf (°C)	Tm (°C)	Te (°C)	salinita (%)
Re-720	křemen	P	L+V	0,02-0,008	80-90	95-237	-38/-46	-0,1/-4,9	n.z	0,2-8,0
NO-8060	kalcit	P	L+V	0,02-0,015	90-95	50-175	-33/-47	-0,7/-5,0	n.z	1,7-8,0
DOR-3b	kalcit	P	L+V	0,01-0,002	90	59-165	-34/-76	0,0/-21,0	-50/-70	0,2-23,0
NO-8037a	kalcit	P	L+V	0,03-0,01	90-95	55-115	-33/-47	-0,1/-24,0	n.z	0,2-23,0
NO-8037b	kalcit	P	L+V	0,004-0,008	90	46-140	-37/-75	-0,1/-19,5	-18,8	0,2-23,0



Obr. 9. Grafická prezentace výsledků mikrotermometrie primárních inkluzí v kalcitu z episyenitu; a) histogram teplot homogenizace na kapalinu; b) histogram teplot tání ledu; c) diagram teplot tání ledu versus teplota homogenizace na kapalinu.

Šipka indikuje ochlazení a zvyšující se salinitu během růstu krystalu kalcitu NO-8060.

5.3.3. Fluidní inkluze z kalcitové žiloviny

V měřeném vzorku z kalcitové žiloviny se nacházejí primární a primárně-sekundární inkluze.

Primární inkluze jsou jednofázové (0,001-0,01 mm) a dvoufázové (0,008-0,03 mm). Inkluze (L) mají tendenci tvořit početné skupiny, v jejichž okolí se vyskytují solitérní (0,03 mm) inkluze (L+V, LVR = 90-95 %). Tvary jsou planární, většinou nepravidelné, ploché, méně často pravidelné, oválné, oválné s vyběhávajícím kanálkem, sférické nebo trojúhelníkovité, popř. mají tvar negativního krystalu (obr. 9). Ve výjimečném případě má inkluze hnědou barvu (NO-8037b). Inkluze mají buď variabilní (NO-8037a) nebo stejný (NO-8037b) poměr kapalné a plynné složky (tab. 3). Sférická plynná fáze (někdy pohyblivá) je uzavřena v kapalné fázi. *Primárně sekundárních inkluze* (0,001 mm) se nacházejí kolem růstových zón (obr. 9). Tyto FI dosahují menších rozměrů, zatímco jejich početnost je vysoká. FI mají tvar oválný, trubičkovitý nebo se podobají negativnímu krystalu. FI s jednofázové (L) a dvoufázové složkou se vyskytují společně.

Teplota homogenizace na kapalinu u primárních inkluzí (L+V) se pohybovala v rozmezí 46-140 °C, kdy největší četnost hodnot T_h inkluzí je mezi 60 a 110 °C. Při *kryometrii* (T_f) inkluze zamrzaly od -33 do -75 °C a poslední led tál od 0 do -24,0 °C, kdy největší četnost hodnot T_m inkluzí je od -0,1 do -5,0 °C. Hodnoty T_e se nepodařilo zachytit. Hodnoty T_m/T_h se nepodařilo naměřit ve stejných inkluzích pro vytvoření *diagramu T_h-T_m* .

5.3.4. Analýzy výluhů fluidních inkluzí

Čtyři vzorky (křemenná a kalcitová žilovina a granit) byly studovány pomocí analýzy výluhů fluidních inkluzí (stanoven obsah Na, Cl, K, Mg, Br, I a Ca). Poměry těchto prvků nám mohou pomoci k přesnější interpretaci zdroje fluid a interakce fluid s okolními horninami. Koncentrace prvků byly přepočteny s pomocí průměrné salinity fluid.

Nízké molární poměry K/Cl, Na/Cl a Mg/Cl (tab. 4) vykazují kalcity i křemen, což indikují lehce snížené obsahy K, Na a Mg ve fluidech. Oproti tomu vyšší mol. poměry Cl/Br a nejvyšší mol. poměr Cl/I mají kalcity (tab. 4). Hodnoty dokládají snížené obsahy Br a I a zvýšené obsahy Cl ve fluidech kalcitu (v granitu a křemenné žilovině jsou mol. poměry taktéž vysoké).

Celkový obsah solí ve vysokosalinních fluidech z kalcitu je 13,7-15,5 hm. %, z toho je 8,7-9,5 hm. % $MgCl_2$, 2,4-4,7 hm.% NaCl, 1,0-2,1 hm. % $CaCl_2$, 0,3-0,6 hm.

% KCl. V nízkosalinných fluidech z kalcitu je obsah solí 4,8 hm. %, z toho 3,0 hm. % MgCl₂, 0,8 hm.% NaCl, 0,7 hm. % CaCl₂, 0,2 hm. % KCl. V nízkosalinných fluidech z křemene je obsah solí 7,2-9,1 hm. %, z toho 2,1-2,3 hm. % MgCl₂, 3,0-3,5 hm.% NaCl, 0,1-0,2 hm. % CaCl₂, 1,5-3,7 hm. % KCl.

Tab. 4. Výsledky analýz výluhů fluidních inkluzí.

Vzorek	Stanovené koncentrace ve výluhu (ppb)										
	Li	Na	K	Mg	Ca	F	Cl	Br	I	NO ₃	SO ₄
NO-8037b	0.66	1362	566	799	12012	34	4177	37	0.58	-	610
NO-8037a	1.30	2776	256	417	11715	7	8248	67	0.58	-	458
Re-720 žíla	5.34	2263	4748	65	1030	139	2473	34	0.51	456	507
Re-720 granit	1.96	6296	4522	286	5981	357	5753	67	0.71	656	917
Vzorek	Vypočítané molární poměry										
	K/Na	Mg/Na	Ca/Na	Br/Na	Mg/Cl	Na/Cl	Br/Cl	I/Cl	K/Cl	Ca/Cl	
NO-8037b	0.24	0.55	5.06	0.008	0.28	0.50	0.004	38.64	0.003	2.54	
NO-8037a	0.05	0.14	2.42	0.007	0.07	0.52	0.004	19.57	0.001	1.26	
Re-720 žíla	1.23	0.03	0.26	0.004	0.04	1.41	0.006	58.09	0.049	0.37	
Re-720 granit	0.42	0.04	0.54	0.003	0.07	1.69	0.005	34.57	0.020	0.92	

5.4. Studium stabilních izotopů

Stabilní izotopy uhlíku a kyslíku v kalcitech byly studovány v kalcitové žilovině (NO-8037a, NO-8037b, Pa-119) a v kalcitech z episyenitů (DOR-3b, NO-8060). Laboratorně stanovené hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ a $\delta^{18}\text{O}$ jsou uvedeny v tab. 4.

Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ se pohybují v úzkém rozmezí +13,99 až +15,6 ‰ SMOW, kdy větší rozmezí hodnot $\delta^{18}\text{O}$ je u kalcitů z episyenitů. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů mají rozmezí -14,91 až -16,41 ‰ PDB. Episyenity mají hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ o něco lehčí (-9,59 až -15,76 ‰ PDB).

Tab. 4. Výsledky analýz izotopického složení uhlíku, kyslíku a vypočítané hodnoty $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ fluid.

Minerál				Hydrotermální roztok		
Vzorek	Minerál	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)	T (°C)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰ PDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ SMOW)
Dor-3b	kalcit (episyenit)	-8.85	15.41	60/170	-15,76/-9,59	-8,44/+3,80
NO-8060	kalcit (episyenit)	-7.31	13.99	50/100	-15,08/-11,35	-11,70/-2,61
Pa-119	kalcit (žíla)	-11.65	15.36	-	-	-
NO-8037a	kalcit (žíla)	-8.62	15.54	60/110	-15,53/-12,7	-8,31/-1,45
NO-8037b	kalcit (žíla)	-9.29	15.25	50/140	-17,06/-11,22	-10,44/+1,49

6. Interpretace a diskuze

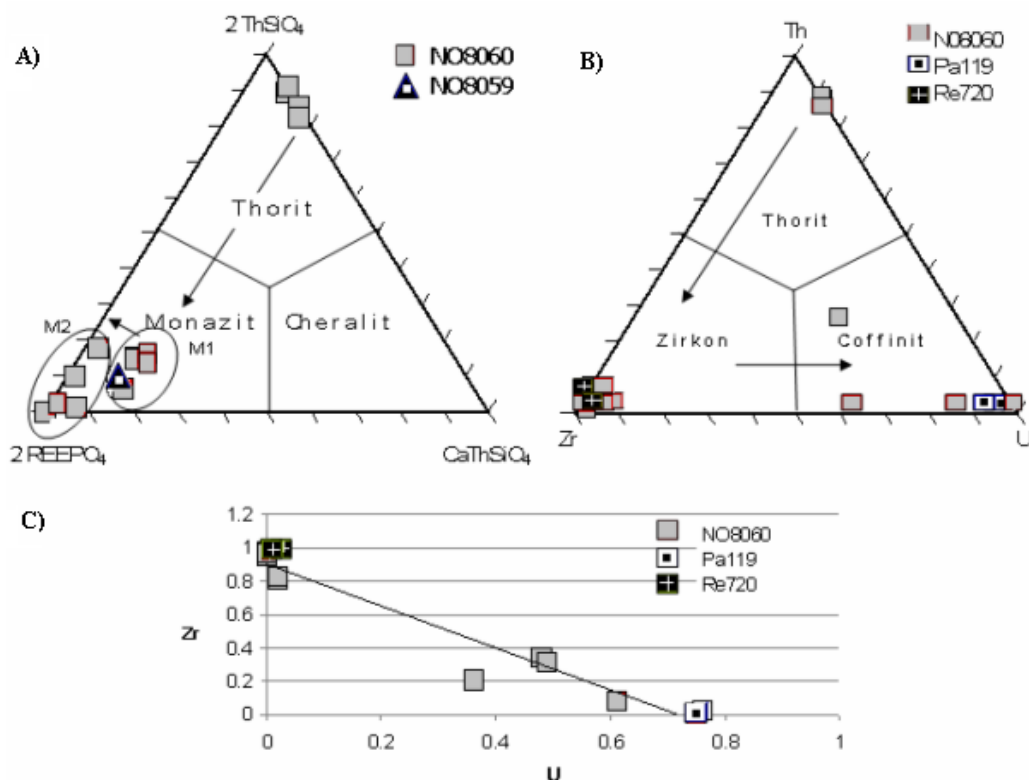
6.1. Minerální paragenese

Předrudní fáze je charakteristická procesy hydrotermálních přeměn. V granitech se projevuje hlavně alterací biotitů, živců a křemene za vzniku sericitu, albitu, chloritu a anatasu.

Sericitizace v episyenitech je počáteční stádium přeměn (tab. 5), kdy v živcích vznikají drobné šupinky sericitu. Šedina (1976) proces sericitizace přiřadil i do fáze rudní a porudní, Arapov et. al (1984) pouze do předrudní. Proces albitizace je nejintenzivnějším projevem alterace v předrudní fázi. Albit I vzniká na úkor původních živců (draselných i plagioklasů) a albit II z novotvořeného albitu I. Albit I podléhá procesu hematizace. Chloritizace biotitu se projevila také vznikem rutilu (sagenit) a hematitu. Podle Arapova et. al (1984) a Šediny (1976) však chloritizace probíhala nejintenzivněji během rudní a porudní karbonátové fáze. Anatas vzniká jako alterační produkt z TiO_2 minerálů. Biotity, které nejsou postižené chloritizací, jsou často zprohýbané a zvlněné vlivem deformací, zatímco chlority nemají štěpné trhliny původního biotitu zprohýbané vlivem deformace. Další generace chloritů vzniká jednak na úkor chloritu I, jednak chloritizací původních živců. Víceméně homogenní chemické složení chloritů (obr. 7b) naznačuje úzkou vazbu mezi chamositem z křemenné žiloviny a klinochlorem z episyenitu. To nasvědčuje možnosti, že chlorit vznikal během jedné, pravděpodobně předrudní fáze.

Předrudní fáze je dále charakteristická výskytem apatitu, zirkonu, thoritu, monazitu a pyritu. Zirkon I, který se nevyskytuje v asociaci s dalšími akcesoriemi, má výraznou růstovou zonálnost v PPL způsobenou různými podmínkami během růstu. Thorit je podle fotografie z mikrosondy (obr. 6c) nejstarší, za ním následuje monazit I, apatit, pyrit a nejmladší minerální fázi je monazit II. Monazit I (obr. 10a) má izomorfní příměsi thoria a vápníku, zatímco monazit II má příměs thoria, ale deficit vápníku. Tento deficit je pravděpodobně způsoben vznikem apatitu, což potvrzuje sukcesní sled minerálních fází zmíněný výše. Všechny analyzované monazity odpovídají v podrobné klasifikaci IMA monazitu - Ce (převažuje koncový člen CePO_4). Izomorfní příměs thoritové komponenty způsobuje rozdíly v rozměrech základní buňky a je tak zřejmě příčinou variability vzájemných poměrů lehčích a těžších vzácných zemin a yttria. Monazit – včetně obsahu radiogenního Pb – může být zachován, podobně jako zirkon, např. v granitové tavenině až do teplot přes 800 °C (Montel 1993, Cherniak et al. 2003). Obtížně však lze předvídat odolnost obou

minerálů při metamorfóze nebo parciálním tavení, kdy má značný význam i aktivita fluidní fáze. Rozpouštění a opětovná krystalizace monazitu spojená se ztrátou původního radiogenního olova mohou být těžko identifikovatelné – dokonce naložené procesy ani nemusí výrazně ovlivnit zonálnost koncentrací např. U a Th v monazitu (Grew et al. 2008). Podle mého názoru se na odstranění olova z původního monazitu mohly významně podílet i mladší alterace provázející vznik coffinitu, který zpravidla vytváří lem kolem monazitu.



Obr. 10. a) Ternární diagram (Linthout 2007) chemismu genetických typů monazitu a thoritu v episyenitech; b) Ternární diagram znázorňující vztahy mezi coffinitem, zirkonem a thoritem u episyenitů (NO-8060), kalcitové žiloviny (Pa-119) a granitu (Re-720); c) Substituční diagram U/Zr (apfu) v coffinitu a zirkonu. Šipka značí sukcesní sled minerálních fází.

Rudní fáze je charakteristická výskytem coffinitu, který vyhojuje trhliny mezi novotvořenými minerály nebo se izomorfně mísí se zirkonem. Takto alterované zirkony II jsou korodované také pyritem. Distribuce U/Zr v zirkonu a coffinitu z episyenitů (obr. 10c) naznačuje izomorfní zastupování mezi U a Zr. Naproti tomu tyto minerální fáze z křemenné a kalcitové žiloviny jsou čisté. To potvrzuje, že docházelo k mísení zirkonu s coffinitem jen v rudní fázi, zatímco v předrudní a porudní nikoliv (obr. 10b). Charakteristická je absence uraninitu, který byl postižen

coffinitizací. Podle Šediny (1976) byl malý výskyt uraninitu vázán na rudní a porudní fázi. Coffinit se dle Arapova et. al (1984) vyskytoval pouze v porudní fázi, zatímco podle Šediny (1976) v rudní fázi.

Porudní mineralizace tvoří kalcity dvou generací v asociaci s křemenem, sulfidy a coffinitem. Coffinit v kalcitové žilovině je chemicky čistý, bez příměsí thoria a zirkonia (obr. 10b), což by mohlo znamenat, že coffinit vznikl i během porudní karbonátové fáze.

Tab. 5. Sukcesní schéma jednotlivých minerálních fází.

Minerály	Vývojové stádium		
	Předrudní	Rudní	Porudní-kalcitové
Sericit	-----		
Albit I-II	I- - - - - II- - -		
Hematit	-----		
Chlorit	-----		
Sagenit	-----		
Rutil	-----		
Thorit	---		
Monazit	I-----II--		
Apatit	---		
Coffinit		---	-----
Zirkon I-II	I- - - - -	II- - - - -	---
Pyrit	---	---	I-- II-- III
Vaesit			-----
Sfalerit			---
Chalkopyrit			-----
Markazit			-----
Kalcit			I----- II--
Titanit			--?--

6.2. Podmínky vzniku hydrotermální mineralizace

Poměr kapalné a plynné fáze v některých primárních inkluzích studovaných minerálů byl mírně variabilní. To může být výsledkem podmínek panujících v hydrotermálním systému v průběhu uzavírání inkluzí (homogenní vs. heterogenní prostředí, délka zrání inkluzí) nebo může být způsoben sekundárně, po uzavření inkluzí procesy, jakými jsou unikání kapaliny, difuze, dekrepitace a srážení pevných fází (Barker a Goldstein 1990, Meunier-Velde 1989). U inkluzí vodného roztoku podle Bodnar (1985) primární inkluze zachycené při teplotě do 200 °C mají nepravidelný tvar i nepravidelné zaplnění, zatímco inkluze zachycené nad teplotou 230 °C mají zpravidla pravidelné zaplnění a tvar „negativního krystalu“. Na základě analogie tedy mírně

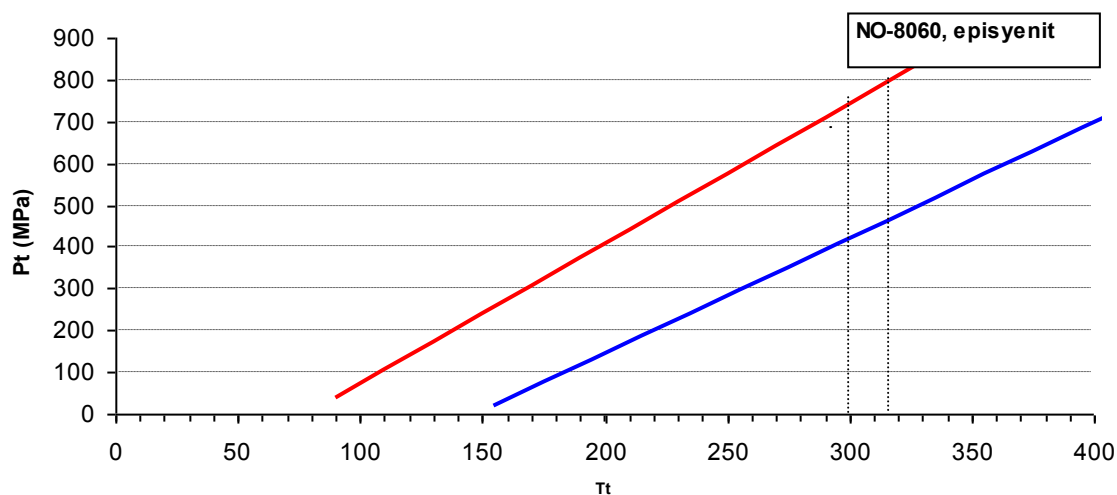
variabilní poměr fází (80-95%) považují za důsledek nepravidelného tvaru inkluzí, kdy nelze opticky jednoznačně identifikovat stupeň jejich zaplnění. Také graficky znázorněné hodnoty Th-Tm v diagramu vykazují diagonální trend, a proto se lze domnívat, že se jedná o inkluze zachycené z homogenního fluida.

Primární inkluze v episyenitech ($T_h = 50-175\text{ °C}$) a v kalcitové žilovině ($T_h = 46-140\text{ °C}$) homogenizovaly v podobném intervalu teplot. Inkluze z křemenné žiloviny mají interval teplot ($T_h = 95-237\text{ °C}$) znatelně širší. Současně i nejvyšší naměřená hodnota T_h u křemenné žiloviny je výrazně vyšší, než hodnoty T_h u karbonátové mineralizace.

Naměřený široký rozsah hodnot T_m ledu nasvědčuje variabilní salinitě uzavíraných roztoků (0,2 až 23 hm. % NaCl ekv.) v kalcitové žilovině a episyenitech. Oproti tomu v křemenné žilovině jsou variabilita a hodnoty salinity uzavíraných roztoků relativně nízké (0,2 až 8,0 hm. % NaCl ekv.).

Distribuce vynesných hodnot v histogramu v episyenitech naznačuje, že mohlo docházet k mísení (Zachariáš 2000) méně salinních roztoků (0,2 hm. % NaCl ekv.) s vyšší teplotou ($T_h = 165-145\text{ °C}$) s více salinními roztoky (8 hm. % NaCl ekv.) s nižší teplotou ($T_h = 135-70\text{ °C}$). V episyenitech by se tak mohlo jednat o zachycení inkluzí z více typů fluid za různých teplotních či tlakových (obr. 11) podmínek, kdy dochází ke zvyšování salinity se snižující se teplotou. Teploty z chloritového termometru podle Cathelineau (1988) a Jowetta (1991) v kombinaci s izochorami fluidních inkluzí udávají teplotu 300-315°C a tlak 3-8 kbar.

Obr. 11. Kombinace nezávislého chloritové geo-termometru a vypočtených isochor z vodného roztoku.



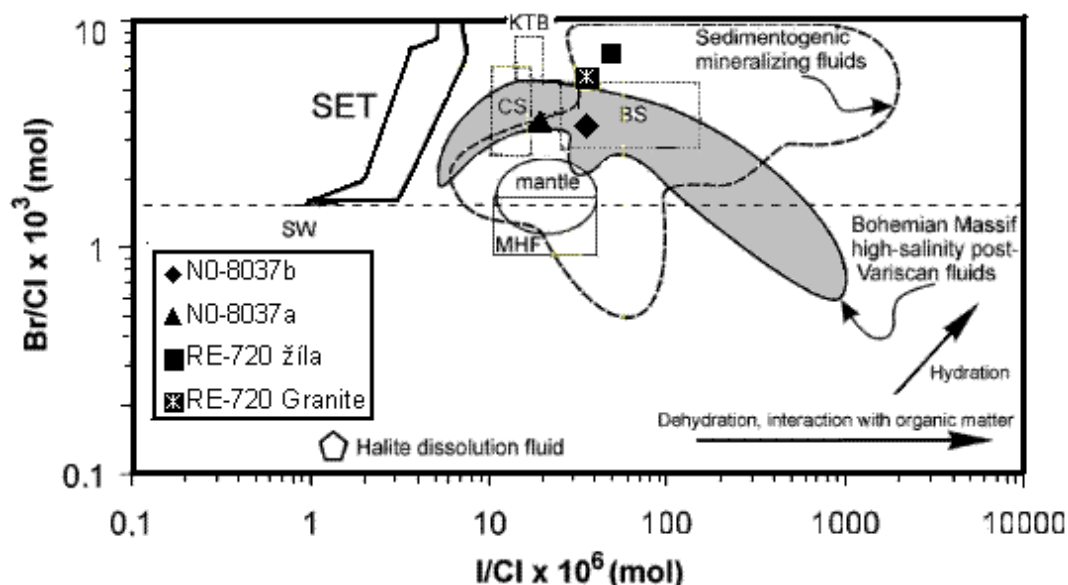
Podobný vztah mezi teplotou a salinitou má také křemenná žilovina. U obou mineralizací se dá tedy uvažovat o jednosměrném, kontinuálním vývoji fluid, kdy během mírného ochlazení docházelo k mísení fluid pravděpodobně stejného původu. O stejném původu fluid lze uvažovat, protože fluida byla ještě před ochlazením vystavena vysokým teplotám ($T_h = 170-180\text{ }^\circ\text{C}$), kdy salinita fluid za těchto podmínek je stejná (0,2 hm. % NaCl ekv.). Samotná křemenná mineralizace však vznikala za vyšších teplot ($T_h = 240\text{ }^\circ\text{C}$) než u episyenitů (křemenné žíly vznikly dříve než episyenity) kdy se během poklesu teploty zvyšovala salinita roztoků.

Kalcitová žilná mineralizace probíhala jako závěrečné porudní stádium pravděpodobně za nízkých teplot, kdy se obsah soli v roztoku zvýšil až na 23 hm. % NaCl ekv. Podle hodnot z analýz výluhů FI v kalcitech se jedná o fluida srovnatelná a vysokosalinními povariskými fluidy Českého masivu (obr. 12). Porudní karbonáty vykazují také sníženou salinitu (0,2-8 hm. % NaCl ekv.). Nižší salinita v porudním stádiu pravděpodobně odráží ředění solanek povrchovými vodami v průběhu dlouhodobého vývoje hydrotermálního systému.

Metodou vodného výluhu byla zjištěna celková salinita porudního karbonátového stadia ve vysokosalinních (23 hm. % NaCl ekv.) fluidech 13,7-15,5 hm. %, z toho největší podíl soli má MgCl_2 (8,7-9,5 hm. %). Stejně tak nízkosalinní fluida (0,2-8 hm. % NaCl ekv.) s hodnotou salinity vypočítané z analýz vodného výluhu 4,8 hm. % mají nejvyšší podíl MgCl_2 (3,0 hm. %). Křemenná žilovina a granit má naopak nejvyšší podíl NaCl (3,0-3,5 hm.%) z celkové salinity (7,2-9,1 hm. %). Podíly soli CaCl_2 a KCl z celkového obsahu soli jsou u obou mineralizací nízké. Tyto skutečnosti neodpovídají hodnotě T_e , kde lze předpokládat systém $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{KCl}$ ve fluidech pro kalcity a systém $\text{H}_2\text{O}-\text{CaCl}_2-\text{KCl}$ pro episyenity (Borisenko 1977). Pevná fáze, která se objevila při hodnotě T_e ($T_e = -50$ a $-18,8\text{ }^\circ\text{C}$) v episyenitech, by tak mohla být považována spíše za fázi $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{ H}_2\text{O}$ (podobná hydrohalitu, který má jemnozrnný skvrnitý vzhled), než za halit nebo sylvín (kubický vzhled krystalů). Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku, z kterého krystalovala kalcitová žilovina, kolísá pro teploty 46-140 $^\circ\text{C}$ mezi -10,4 až +1,5 ‰ SMOW (tab. 4). Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku, z něhož vznikaly kalcity z episyenitů, kolísá pro teploty 50-165 $^\circ\text{C}$ mezi -11,7 až +3,8 ‰ SMOW (tab. 4). Tyto hodnoty svědčí o přítomnosti mořské vody v kombinaci s vodou srážkovou. V teplotních intervalech je mírně naznačen trend postupného snižování hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid s klesající teplotou. Tento trend může svědčit o snižování intenzity izotopické výměny mezi hydrotermálním roztokem a horninou, nebo nárůstu podílu meteorické vody v

hydrotermálním systému (Hladíková 1988). Podle Fiala a Čadka (1981) vývoj hodnot $\delta^{18}\text{O}$ karbonátů s hloubkou na ložisku dokazuje, že tyto vody byly ascendentní a postupně se obohacovaly o ^{18}O při izotopické výměně s karbonáty a silikáty okolních hornin. Uhlík fluid pro episyenity má hodnotu -15,8 až -11,4 ‰ PDB, což signalizuje přítomnost organického uhlíku v hydrotermálním procesu. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ mezi -8 až -5 ‰ PDB napovídají, že zdroj uhlíku pocházel z hlubinného zdroje, tzn., že může pocházet ze svrchního pláště nebo spodní kůry, případně může jít o uhlík tzv. homogenizované zemské kůry, zprůměrovaný z různých zdrojů. Záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ v rozmezí -5 ž -20 ‰ PDB ukazují na spoluúčast organického uhlíku při krystalizaci (Hladíková 1988). Jeho zdrojem mohly být buď okolní grafitické břidlice, nebo descendentní roztoky s atmosférickým a půdním CO_2 (Hladíková-Šmejkal 1978).

Pomocí Ramanovy spektrometrie byly v plynné fázi zjištěny plyny C_2H_6 , CH_4 a N_2 . Výskyt CH_4 v inkluzích pravděpodobně souvisí s vyššími teplotními i tlakovými podmínkami předrudního vývojového stádia. Přítomnost CH_4 v předrudním stádiu by také mohla souviset s uvolněním a maturací organické hmoty z permských sedimentárních bazénů (Hein et al. 2002). Tuto skutečnost potvrzují výsledky z analýz výluhů FI, kdy fluida z granitu a křemenné žiloviny vznikala ze sedimentogenních fluid (obr. 12).



Obr. 12. I/Cl vs Br/Cl diagram fluid ve vzorcích analyzovaných pomocí výluhů fluidních inkluzí; Porovnávání s fluidy různého původu a modelování různých vývojových trendů (šipky); SW mořská voda, SET trajektorie evaporace mořské vody, MHF nekontaminované magmatické hydrotermální fluida, CS solanky z Kanadského štítu, BS Solanky z Baltického štítu, KTB hluboké salinní fluida z vrtů KTB (Český masiv). Srovnávací data použité z Boiron et al. (2003), Fehn-Snyder (2005), Frapé-Fritz (1987), Hurai et al. (2002), Johnson et al. (2000), Kendrick et al. (2001, 2002a, b), Svensen et al. (2001), and Zhrebtsova -Volkova (1966). Data z žilného typu povariské mineralizace západní části Českého masivu (nepublikovaná data Z. Dolníčka).

Přítomnost metanu by mohla eventuelně souviset i s procesy retrográdní metamorfózy v dané oblasti - inkluze s CH₄ jsou v nížce až středně metamorfovaných horninách běžné (Roedder-Edwin 1984). Jiní autoři také zmiňují, že episyenitizace doprovázená uranovým zrudněním se vyskytuje v granitech, ale i v metamorfitech moldanubika (Kříbek et al. 2002, René 2002).

6.3. Možné zdroje uranu

Objasnění zdroje uranu při vzniku uranové mineralizace je velmi nesnadným úkolem. Převážná většina francouzských a německých geologů spojuje vznik pozdně variské hydrotermální uranové mineralizace žilného a zónového typu s několikanásobnou remobilizací uranu při metamorfních, magmatických a hydrotermálních procesech. Práce Vilhelma et al. (1984) a Hájka a Uhlíka (1987) spojují procesy episyenitizace se vznikem hlavní, variské mineralizace. Hein et al. (2002) upozorňují na nápadnou petrochemickou podobnost produktů episyenitizace v moldanubiku a Centrálním masivu ve Francii.

Model vytvořený Cuneyem (2002) předpokládá například pro uranová ložiska v oblasti Limousin ve Francii (1) vznik uranem obohacených peraluminických granitů v období 324 ± 4 mil. let a (2) následnou extrakci uranu z těchto granitů meteorickými vodami a formačními vodami permských pánví v období 300–276 milionů let. Na ložisku U-rud Okrouhlá Radouň by se mohlo jednat o podobnou genezi (křemenná a kalcitová žilovina vznikala ze sedimentogenních fluid a meteorické vody). Geochronologická data získaná Solnickým (1972) ukazují chemické stáří uraninitu kolem 250 mil. let (pozdně variské) a coffinitu 45-68 mil. let (terciér). V terciéru již nemohlo docházet k přetváření primárních uranových rud variskými hydrotermálními a metamorfními procesy.

Cathelineau et al. (1990) a Cuney et al. (1990) předpokládají, že protolitem peraluminických granitů Centrálního masivu ve Francii, na které jsou prostorově vázána uranová ložiska, byly pelitické sedimenty ordovického a silurského stáří bohaté organickým uhlíkem, které vykazují zvýšené obsahy uranu. Na ložisku Okrouhlá Radouň důkazy o genetické či prostorové vazbě mineralizace na peraluminické granity chybí. Také přítomnost CH₄ ve fluidech předrudního stádia pravděpodobně souvisí s maturací organické hmoty permských sedimentárních bazénů (Hein et al. 2002). Za zmínku však stojí zvýšený obsah hliníku během rudní a karbonátové mineralizace u zirkonu (2,48 hm. % Al₂O₃), coffinitu (2,17 hm. % Al₂O₃ v episyenitech a 0,99 hm. % Al₂O₃ v kalcitové žilovině) a titanitu (5,71 hm. %), což

by mohlo odrážet zvýšený obsah hliníku v okolním granitu. Je pravděpodobné, že uran byl extrahován z hornin, které prošly procesem tavení a ve kterých došlo k jejich obohacení uranem při vzniku taveniny (Hein et al. 2002).

Možným zdrojem uranu mohl být monazit, obsahující průměrně 1 hm. % UO_2 . Mimo velmi významné úlohy parciálního tavení a granitizace při prekoncentraci uranu na ložisku je třeba připustit, že alespoň část uranu mohla být hydrotermálními roztoky mobilizována i z ostatních hornin (Hein et al. 2002).

Z mikrosondových analýz vyplynulo, že coffinit poměrně často obsahuje příměsi zirkonia, někdy dokonce pozoruhodně vysoké. Zirkonium bývá zastoupeno v starším coffinitu z rudního stádia, zatímco mladší coffinit z porudního karbonátového stádia je čistý. Obsahy ZrO_2 někdy přesahují až 13 hm. %, většinou však jsou obsahy nižší. Vzhledem k izostrukturální povaze $USiO_4$ a $ZrSiO_4$ může Zr v coffinitu zčásti izomorfně zastupovat U, míšivost obou fází je však až na výjimky (Jensen a Ewing 2001) považována za dosti omezenou. V případě vyšších obsahů Zr v coffinitu je proto třeba hledat i jiné vysvětlení. Patrně dosud nejvyšší obsahy Zr (až 11,7 hm. % ZrO_2) v coffinitu zjistili Pointer et al. (1988), kteří soudí, že takový chemismus nejspíše odpovídá metastabilnímu stavu minerálu. Nelze také vyloučit, že vedle izomorfie mohou hrát někdy roli i syntaktické srůsty obou izostrukturálních fází, a to na úrovni submikroskopických (např. nanometrových) domén. Některé vzorky coffinitu obsahují také yttrium, jehož přítomnost lze vysvětlit určitou omezenou izomorfní míšivostí mezi izotypními fázemi $USiO_4$ a YPO_4 . Pointer et al. (1988) popisují coffinit s obsahem až 15,9 hm. % Y_2O_3 . V coffinitu v episyenitech z Okrouhlé Radouně byly lokálně zjištěny obsahy 3,5 hm. % Y_2O_3 .

6.4. Srovnání s dalšími uranovými ložisky

Z České republiky byly fluidní inkluze zkoumány v žilné hydrotermální uranové mineralizaci na ložiscích Příbram, Jáchymov, Zálesí a Rožná.

Na uranovém ložisku v Příbrami je přítomná mineralizace siderit-sulfidická, kalciová, kalcit-uraninitová, kalcit-sulfidická (Žák et al. 1991). Hodnoty Th inkluzí vodného roztoku se pohybovaly od 62 do 131°C. Salinita byla velmi nízká (5 hm. % NaCl ekv.), v tom se toto ložisko zřetelně odlišuje od ostatních uranových ložisek. Izotopická data dokládají na ložisku zdroje srážkové vody, které se podílely na formování studované mineralizace.

Ložisko Jáchymov je reprezentantem tzv. „pětiprvkové“ asociace U-Ni-Co-As-Ag/Bi (zahrnuje karbonát-uraninitovou, arzenidovou, arzenid-sulfidickou a

sulfidickou mineralizací). Inkluze vodného roztoku homogenizovaly (Ondruš et al. 2004) při teplotách od 105 do 198 °C, typická je výrazně vysoká salinita (25 hm. % NaCl ekv.). Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku, z něhož vznikaly kalcity, je mezi +5 a +6 ‰ SMOW. Tyto hodnoty mohli být pravděpodobně metamorfované nebo magmatické.

Ložisko Zálesí je také reprezentantem tzv. „pětiprvkové“ asociace U-Ni-Co-As-Ag/Bi jáchymovského typu. Shoda s uvedeným zrudněním se projevuje hlavně v paušálním vývoji mineralizace, odrážející se ve třech mineralizačních stádiích – uraninitovém, arzenidovém a sulfidickém. Diagonální distribuce Tm-Th hodnot pro uranové ložisko Zálesí (Fojt et al. 2005) signalizuje trend mísení fluid; z nichž první má vyšší teplotu i salinitu a druhý nízkou teplotu a nízkou salinitu. Opačný trend je na ložisku Okrouhlá Radouň, kde se mísí nízkosalinní fluida s vyšší teplotou s vícesalinními fluidy s nižší teplotou. Izotopická data dokládají na ložisku Zálesí a Okrouhlá Radouň minimálně dva zdroje vody (srážková a mořská), které se podílely na formování studované mineralizace.

Zdroj uhlíku u ložisek Okrouhlá Radouň, Zálesí a Jáchymov je hlubinný, pocházející ze spodní kůry či pláště; uhlík tzv. homogenizované zemské kůry (Hoefs 1997), nebo směs uhlíku pocházejícího z různých zdrojů v okolí ložiska.

Na ložisku Rožná je stádium předuranové (křemen-sulfidická a karbonát-sulfidická mineralizace), uranové a pouranové (křemen-karbonát-sulfidická mineralizace). Hodnoty Th inkluzí vodného roztoku pohybovaly od 119 do 206 °C. Nižší salinita (16,3 hm. % NaCl ekv.) v porudním stádiu pravděpodobně odráží ředění solanek povrchovými vodami v průběhu dlouhodobého vývoje hydrotermálního systému (Kříbek et al. 2009). Naopak tomu je v předrudním a na počátku rudního stádia popisována aktivita vysoce salinních roztoků (23 hm. % NaCl ekv.). Stejných salinit dosahovalo také ložisko Okrouhlá Radouň, kde se však roztoky promíchávaly v širším teplotním intervalu. Obě ložiska také vykazují široký rozsah izotopového složení síry (od -16,0 do 31,7 ‰ CDT), což je pro mladší pouranové mineralizace Českého masivu typické (Žák et al. 1991). Vzhledem k nízkým teplotám hydrotermální mineralizace (Okrouhlá Radouň, Th = 46-165 °C) obou ložisek, nelze vyloučit ani vliv sulfát redukujících bakterií v nízkoteplotních částech hydrotermálních systémů, nebo redukci sulfátů organickými látkami.

Teplotní rozmezí formování uranových ložisek v ČR v zásadě odpovídá údajům Potyho a Pagela (1988), kteří uvádějí, že většina uranových mineralizací ve světě vznikla za teploty od 90 do 250 °C.

Okrouhlá Radouň není jediným naším uranovým ložiskem, kde coffinit obsahuje zirkonium. Zr-coffinit byl zjištěn také v Jáchymově (Janeczek-Ewing 1995), Rožné (Kříbek et al. 2009) a v Dyleni (Scharm-Scharmová 2001). Vystává otázka, kdy lze ještě hovořit o Zr-coffinitu, a kdy se již jedná o jiný, zatím nedostatečně známý (U, Zr)-silikát. Před podobným problémem stojí také Jensen a Ewing (2001) při studiu coffinitu a (U, Zr)-silikátů z ložiska Oklo – Okélobondo v Gabonu. V Zálesí (Fojt et al. 2005) také proběhla coffinitizace uraninitu. Tento coffinit (bez příměsí Zr) se vyznačuje výrazným deficitem SiO_2 .

7. Závěr

Na ložisku U-rud byly rozlišeny a zkoumány různé typy mineralizací (křemenná, předrudní hydrotermální, porudní karbonátová) uložené v pararulách či granitech. Podmínky jejich vzniku byly interpretovány zejména na základě studia výbrusů v polarizačním mikroskopu, v katodoluminiscenci, na mikrosondě, a dále byly využity i mikrotermometrické analýzy fluidních inkluzí, analýzy stabilních izotopů a analýzy iontového obsahu inkluzí metodou vodného výluhu.

Předrudní fáze je charakteristická především hydrotermálními přeměnami okolních hornin. V granitech se projevuje hlavně alterace biotitů, živců a křemene za vzniku sericitu, albitu, chloritu a anatasu. S procesem albitizace je spojena také feriginace. Porudní stádium je charakteristické novotvořenými karbonáty, které zatlačují sericitizované a chloritizované živce. V episyenitech se mohlo jednat o zachycení inkluzí z více typů fluid za různých teplotních či tlakových podmínek, kdy dochází ke zvyšování salinity se snižující se teplotou. Podobný vztah mezi teplotou a salinitou má také křemenná žilovina. U obou mineralizací se dá tedy uvažovat o jednosměrném, kontinuálním vývoji fluid, kdy během mírného ochlazení docházelo k mísení fluid pravděpodobně stejného původu. Fluida byla ještě před ochlazením vystavena vysokým teplotám ($T_h = 170-180\text{ }^\circ\text{C}$), kdy salinita fluid za těchto podmínek je stálá (0,2 hm. % NaCl ekv.). Samotná křemenná mineralizace však vznikala za vyšších teplot ($T_h = \text{až } 240\text{ }^\circ\text{C}$) než u episyenitů, kdy se během poklesu teploty zvyšovala salinita roztoků.

Předrudní fáze je dále charakteristická výskytem apatitu, zirkonu, thoritu, monazitu a pyritu. Thorit je nejstarší, za ním následuje monazit I, apatit, pyrit a nejmladší minerální fázi je monazit II. Všechny analyzované monazity odpovídají monazitu – Ce, který má variabilní poměry lehčích a těžších vzácných zemin a yttria. Uhlík fluid pro episyenity má hodnotu $\delta^{13}\text{C}$ mezi -15,8 a -11,4 ‰ PDB, což signalizuje přítomnost organického uhlíku v hydrotermálním procesu. Uhlík pocházel z hlubinného zdroje, což může souviset s vyššími teplotními i tlakovými podmínkami předrudního vývojového stádia. Přítomnost CH_4 ve fluidech předrudního stádia by také mohla souviset s maturací organické hmoty z permských sedimentárních bazénů (Hein et al. 2002).

Rudní fáze je charakteristická výskytem coffinitu, který se významně mísí se zirkonem. Charakteristická je absence uraninitu, který byl postižen coffinitizací. Uran byl pravděpodobně extrahován z okolních granitů, ve kterých došlo k jejich obohacení

uranem při vzniku taveniny. Zdrojem uranu mohl být monazit, obsahující průměrně 1 hm. % UO_2 . Nelze však vyloučit, že alespoň část uranu mohla být hydrotermálními roztoky mobilizována i z ostatních hornin. Z chemismu všech akcesorií, zejména monazitu, coffinitu, thoritu a zirkonu, vyplývá značný vliv alteračních procesů na redistribuci U, Zr, Th, P a REE.

Porudní mineralizace tvoří kalcity dvou generací v asociaci s křemenem, sulfidy a mladším coffinitem, který je svým složením čistý (bez zvýšeného obsahu Zr). Kalcitová žilná mineralizace vznikala pravděpodobně za nízkých teplot, kdy se obsah soli v roztoku zvýšil až na 23 hm. % NaCl ekv. Jedná se o fluida srovnatelná s vysokosalinními povariskými fluidy, která se postupně obohacovala o ^{18}O při interakci s karbonáty a silikáty okolních hornin.

Některé porudní karbonáty vykazují také naopak sníženou salinitu (0,2-8 hm. % NaCl ekv.), což odráží ředění solanek srážkovými vodami v průběhu dlouhodobého vývoje hydrotermálního systému s mírně klesající teplotou. Ve vysokosalinních a nízkosalinních fluidech je největší podíl soli MgCl_2 (až 9,5 hm. %).

Literatura

- Anderson, J., Komínek, J., Milovanov, J., Ordynec, G., Romanidis, K., 1989: Determination of the origin of ore deposit Okrouhlá Radouň. *Geol. hydrometalurg. uran.*, 13, 75-94.
- Arapov, J., A., Bojcov, V., J., Česnekov, N., I., Halbrštát, J., Nový, V., Šorf, F., 1984: Československá ložiska uranu. *Čs. uran. prům.*, Praha, 350 pp.
- Barker, C.,E., Goldstein, R.,H., 1990: Fluid inclusion technique for determining maximum temperature and its comparison to the vitrinite reflectance geothermometer. *Geol.*, 18, 1003-1006.
- Bayliss, P., 1975: Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can. Miner.*, 13, 178.
- Bodnar, R., J., 1993: Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R., J., 1995: Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. In: Thompson, J., F., H., Ed.: *Magmas, Fluids, and Ore Deposits. Short Course Series, Miner. Assoc. Can.*, 23, 139-152.
- Boiron, M., C., Cathelineau, M., Banks, D., A., Fourcade, S., Vallance, J., 2003: Mixing of metamorphic and surficial fluids during the uplift of the Hercynian upper crust: consequences for gold deposition. *Chem. Geol.*, 194, 119-141.
- Borisenko, A., S., 1977: Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vključenij v mineralach metodom kriometrii. *Golog. i geofiz.*, 8, 16-27.
- Brodin, B., V., 1971: About mineralogy of some uranuim deposits and occurrences south-eastern ore province (ČSSR). *Uran. Indust.*, unpub. rep.
- Brodin, B., V., 1972: Osobennosti mineralogii uranových mestoroždenij i rudoprojavlenij moldanubika češskoj vetvi (Okrouhlá Radouň, Heřmaničky, Onšovice). *MS fondy Čs. uran. prům.*, Příbram.
- Brodin, B., V., 1974: Osobennosti mineralogii i uslovij lokalizacii rudných tel v nižnich častjach uranovogo mestoroždenija Okrouhlá Radouň. *MS fondy Čs. uran. prům.*, Příbram.
- Cathelineau, M., 1986: The hydrothermal alkali metasomatism effects on granitic rocks: Quartz dissolution and related sub-solidus changes. *J. of Petrol.*, 27, 945-965.
- Cathelineau, M., 1987: U-Th-REE mobility during albitization and quartz dissolution in granitoids: evidence from south-east French Massif Central. *Bull. Minér.*, 110, 249-259.

Cathelineau, M., 1988: Cations site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Cl. Miner.*, 23, 471-485.

Cathelineau, M., Boiron, M., C., Holliger, P., Poty, B., 1990: Metallogenesis of the French part of the Variscan orogen. Part II: time-space relationships between U, Au, Sn-W ore deposition and geodynamic events: mineralogical and U-Pb data. *Tectonophys.*, 177, 59-79.

Cuney, M., Friedrich, M., Blumenfeld, P., Bourguignon, A., Boiron, M., C., Vigneresse, J., L., Poty, B., 1990: Metallogenesis in the French part of the Variscan orogen. Part I: Preconcentration in Pre-Variscan and Variscan formations-a comparison with Sn, W and Au. *Tectonophys.*, 177, 39-57.

Cháb, J., Breitr, K., Fatka, O., Hladil, J., Kalvoda, J., Šimůnek, Z., Štorch, P., Vašíček, Z., Zajíc, J., Zapletal, J., 2008: Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. *Č. geol. služ.*, Praha, 283 pp.

Cherniak, D., J., Watson, E., B., Grove, M., Harrison, T., M., 2003: Pb diffusion in monazite: A combined RBS/SIMS study. *Geochim. cosmochim. Acta*, 68-4, 829-840.

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

Fiala, V., 1977: Hydrotermální alterace hornin ložiska Okrouhlá Radouň. *Kand. dis. práce*, MS UDZČ, Zádní Chodov.

Fiala, V., Čadek, J., 1981: Hydrotermální alterace hornin ložiska Okrouhlá Radouň. *Sbor. Geol. Věd., Lož. Geol. Miner.*, 22, 129-200.

Fehn, U., Snyder, G., T., 2005: Residence times and source ages of deep crustal fluids: interpretation of ¹²⁹I and ³⁶Cl results from the KTB-VB drill site, Germany. *Geofl.*, 5, 42-51.

Fojt, B., Dolníček, Z., Kopa, D., Sulovský, P., Škoda, R., 2005: Paragenetická charakteristika hypogenních minerálních asociací uranového ložiska Zálesí u Javorníku ve Slezsku. *Čas. Slez. Muz. Opava (A)*, 54, 223-280.

Frape, S., K., Fritz, P., 1987: Geochemical trends from groundwaters from the Canadian Shield. In: Fritz, P., Frape, SK (eds) *Saline waters and gases in crystalline rocks*. *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 33, 19-38.

Frasl, G., Finger, F., 1991: Geologisch-petrographische Exkursion in den österreichischen Teil des Südböhmischen Batholiths. *Eur. J. Miner.*, 23-40.

Friedl, G., Quandt, A., von Ochsner, A., Finger, F., 1993: Timing of the Variscan orogeny in the South Bohemian massif deduced from new U-Pb-zircon and monazite dating. *Terr. Nov. Abstr.*, 5, 235-236.

Friedl, G., 1997: U/Pb-Datierungen an Zirkonen und monaziten aus Gesteinen von österreichischen Anteil der Böhmisches Masse. Unpub. PhD. Thesis, Univ. of Salzburg, 247 pp.

Gerdes, A., Friedl, G., Parrish, R., Quandt, A., Finger, F., 2002: U-Pb Dating of South Bohemian granites: constraints for the longevity of melting Cadomian Crust. *Earth Sci. in Austr. Pang.*, 1, 56.

Gerdes, A., Friedl, G., Parrish, R., Quandt, A., Finger, F., 2003: High-resolution geochronology of Variscan emplacement – the South Bohemian Batholith, *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 53-54.

Grew, E., S., Yates, M., G., Wilson, C., J., L., 2008: Aureoles of Pb(II)-enriched feldspar around monazite in paragneiss and anatectic pods of the Napier Complex, Enderby Land, East Antarctica: the roles of dissolution-reprecipitation and diffusion. *Contr. Miner. Petrol.*, 155, 363-378.

Hájek, A., Uhlík, Z., 1987: Vývoj uranové mineralizace v rudním poli Rožná-Olší. *Zbor. sem. miner. urán. a s nimi súvisiacich sur.*, Čingov. 22, 96-104.

Hawthorne, F., C., Henry, D., J., 1999: Classification of the minerals of the tourmaline group. *Eur. J. Miner.*, 11, 201-215.

Hein, U., F., Leichmann, B., Kříbek, B., René, M., 2002: Evolution of ore-forming fluids along the Rožná-Olší shear zone, Bohemian Massif, Czech republic: Implication for local uranium deposition and comparison with U. Workshop organized by the Czech Group of the IAGOD, *Czech Geol. Surv.*, 0-11, 61-64.

Hladíková, J., Šmejkal, V., 1978: Isotopic criteria of the exogenous origin of carbonates and sulphides at the Okrouhlá Radouň hydrothermal deposit. *MS Uran. doly západ. Čechy, Zadní Chodov.*

Hladíková, J., 1988: *Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků.* UJEP, Brno.

Hoefs, J., 1997: *Stable isotope geochemistry.* Berlin, Springer., 79–93.

Holub, F., V., Klečka, M., Matějka, D., 1995: Moldanubian Zone- Igneous activity. In Dallmayer, R.D., Franke, W., Weber, K. (Eds): *Pre-Permian geology of Central and Eastern Europe*, Berlin, Springer., 381-398.

Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W., Wiegerová, V., 2002: Origin of siderite veins in the Western Carpathians 1 P-T-X- $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ relations in ore-forming brines of the Rudňany deposit. *Ore Geol. Rev.*, 21, 67-101.

Janeczek, J. Ewing, R., C., 1995: Mechanisms of lead release from uraninite in natural fission reactors in Gabon. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 59, 1917-1931.

- Jensen, K., A., Ewing, R., C., 2001: The Okélobondo natural fission reactor, southeast Gabon: Geology, mineralogy, and retardation of nuclear reaction products. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 113, 32-62.
- Johnson, L., H., Burgess, R., Turner, G., Milledge, H., J., Harris, J., W., 2000: Noble gas and halogen geochemistry of mantle fluids: Comparison of African and Canadian diamonds. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 64, 717-732.
- Kendrick, M., A., Burgess, R., Patrick, R., A., D., Turner, G., 2001: Noble gas and halogen evidence on the origin of Cu-Porphyry mineralising fluids. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 65, 2651-2668.
- Kendrick, M., A., Burgess, R., Leach, D., Patrick, R., A., D., 2002a: Hydrothermal fluid origins in Mississippi Valley-type ore districts: Combined noble gas (He, Ar, Kr) and halogen (Cl, Br, I) analysis of fluid inclusions from the Illinois Kentucky Fluorspar District, Viburnum Trend, and Tri-State Districts, Midcontinent United States. *Econ. Geol.*, 97, 453-469.
- Kendrick, M., A., Burgess, R., Patrick, R., A., D., Turner, G., 2002b: Hydrothermal fluid origins in a fluorite-rich Mississippi Valley type. *Geochim. Cosmochim., Acta*, 82, 33-43.
- Kennedy, G., C., 1944: The hydrothermal solubility of silica. *Econ. Geol.*, 39, 25-36.
- Klečka, M., Rajlich, P., 1984: Subhorizontal shear zones in mantle and on the western margin of the Central massif Moldanubian pluton, *Věst. Ústř. Úst. geol.*, 59, 275-282.
- Klečka, M., Matějka, D., 1991: Geochemical investigations of the Eisgarn granitoid group in the southern part of the Central Massif of the Moldanubian batholith. *Zpr. Geol. Výzk.*, 109-111.
- Kostov, I., Minceva, S., J., 1981: Sulphide minerals. *Acad. Sci.*, 325, 19-26.
- Koudela, R., 1985: Výzkum granitoidních hornin na ložisku Okrouhlá Radouň. VŠB, Ostrava, diplomová práce.
- Koutek, J., 1925: O mrákotínské žule. *Rozpr. Č. akad. věd*, 34, 18, 1-18.
- Kratochvíl, J., Konta J., 1951: Dioritový porfyr u Dívčích Kop, okres Kamenice nad Lipou. *Sbor. Ústř. Úst. geol.*, 585-698.
- Kříbek, B., Sulovský, P., Pudilová, M., Hájek, A., Holeczy, D., 2002: Retrograde-metamorphic and hydrothermal alterations at the Rožná uranium deposit (Moldanubian zone, Czech Republic), In: Kříbek, B., Zeman, J., (Eds.) *Uranium deposits: From their genesis to their environmental aspects*, *Czech Geol. Surv.*, 65-68.

- Kříbek, B., Žák, K., Dobeš, P., Leichmann, J., Pudilová, M., René, M., Scharm B., Scharmová, M., Hájek, A., Holeczy, D., Hein, U., F., Lehmann, B., 2009: The Rožná uranium deposit (Bohemian Massif, Czech Republic): shear zone-hosted, late Variscan and post-Variscan hydrothermal mineralization. *Miner. Depos.*, 44, 99-128.
- Lacroix, M., A., 1920: Les roches éruptives du Crétacé pyrénéen et la nomenclature des roches éruptives modifiées, *C. R. Acad. Sci. Paris*, 2, 170, 690-695.
- Linthout, K., 2007: Tripartite division of the system $2\text{REEPO}_4\text{-CaTh(PO}_4)_2\text{-}2\text{ThSiO}_4$, Discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $\text{CaTh(PO}_4)_2$. *Can. Miner.*, 45, 503-508.
- Marešová, Z., 1967: Úsek Okrouhlá Radouň. Mineralogická charakteristika šachty č. 64. MS fondy Geol. průzk. uran., Příbram.
- Meunier, A., Velde, B., 1989: Solid solute ions in I-S mixed layer minerals and illite. *Am. Miner.*, 74, 1106-1112.
- Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983: Geologie ČSSR I Český masív, Praha.
- Montel, J., M., 1993: A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chem. Geol.*, 110, 127-146.
- Mrázek, P., 1968: Zpráva o geologickém mapování 1:10 000 v okolí Okrouhlá Radouň. MS fondy Geol. průzk. uran., Příbram.
- Mrázek, P., 1972: Die geologischen Verhältnisse in der Umgebung der Uranerzlagerstätte Okrouhlá Radouň bei Jindřichův Hradec. *Sbor. Geol. Věd*, 15, 83-97.
- Novák, L., 1978: Geologicko-petrografické poměry na 8. patře uranového dolu Okrouhlá Radouň. UK, Praha, diplomová práce.
- Ohmoto, H., Rye, R., O., 1979: Isotopes of sulphur and carbon. In: Barnes, H., L., (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, - John Wiley & Sons, 509-567.
- Ondruš, P., Veselovský, F., Gabašová, A., Drábek, M., Dobeš, P., Malý, K., Hloušek, J., Sejkora, J., 2004: Ore-forming processes and mineral parageneses of the Jáchymov ore district. *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 3-4.
- Patočka, F., 1980: Strukturní poměry uranového ložiska Okrouhlá Radouň u Jindřichova Hradce. *Čas. Miner. Geol.*, 25, 29-39.
- Pletánek, Z., 1980: Geologicko-ložiskové poměry širšího okolí okrouhlá Radouň. UK, Praha, diplomová práce.

Pointer, C., M., Ashworth, J., R., Ixer, R., A., 1988: The zircon-thorite mineral group in metasomatized granite, Ririwai, Nigeria 2. Zoning and exsolution in zircon. *Miner. Petrol.* 39, 21-37.

Poty, B., Pagel, M., 1988: Fluid inclusions related to uranium deposits. A review, *J. Geol. Soc.*, 145, 1, 157-162.

Poty, B., Leroy J., Cathelineau, M., Cuney, M., Friedrich, M., Lespinasse, M., Turpin, L., 1986: Uranium deposits spatially related to granites in the French part of the Hercynian orogen, In: Fuchs, H., D. (Ed.) *Vein type uranium deposits*, TEC DOC, 361, 215-246.

René, M., Matějka, D., Klečka, M., 1999: Petrogenesis of the Klenov Massif. *Acta Mont.*, Ser. AB, 113, 107-134.

René, M., 2001: Geochemická charakteristika pararul uranového ložiska Okrouhlá Radouň. *Bull. miner. petrol. odd.*, 9, 252-257.

René, M., 2002: The distribution of REE-U-Th in hydrothermally altered rock at the Rožná uranium deposit. *Czech Geol. Surv.*, 107-110.

René, M., Matějka, D., Nosek, T., 2003: Geochemical constraints on the origin of the distinct type of two-mica granites (Deštná – Lásenice type) in the Moldanubian batholith, *Acta Mont.*, Ser. A, 130, 59-79.

René, M., 2005: Geochemical constraints of hydrothermal alterations of two-mica granites of the Moldanubian batholith at the Okrouhlá Radouň. *Acta Geodyn. Geomater.*, 2, 4 (140), 63-79.

René, M., 2006: Petrologie pararul ložiska uranových rud Okrouhlá Radouň. *Sbor. jih. Muz., Přír. vědy*, 46, 25-32.

René, M., 2008: Anomalous rare earth element, yttrium and zirconium mobility associated with uranium mineralization. *Terr. Nov.*, 20, 52-58.

Rieder, M., Cavazzini, G., D'Yakonov, Y., S., Frank-Kamenetskii, V., A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P., V., Muler, G., Neiva, A., M., R., Radoslovich, E., V., Robert, J., L., Sassi, F., P., Takeda, H., Weis, Z., Wones, D., R., 1998: Nomenclature of the micas. *Can. Miner.*, 36, 10-20.

Roedder, E., Edwin, J., 1984: Final report on a study of fluid inclusions in core from Gibson Dome No. 1 bore, Paradox Basin, Utah. U.S., *Geol. Surv. Op. Fil. Rep.*, 16, 84-696.

Scharm, B., Scharmová, M., 2001b: Mineralogicko-geochemické posouzení vzorku loužené rudy z ložiska Rožná s ohledem na zbytkový uran. *MS arch. GEAM Dolní Rožinka*.

Solnický, J., 1968: Stručná mineralogicko-petrografická a chemická charakteristika úseku Okrouhlá Radouň. MS fondy Č. uran. prům., Příbram.

Solnický, J., 1972: Mineralogické a geochemické poměry uranového ložiska Okrouhlá Radouň u Jindřichova Hradce. UK, Praha, diplomová práce.

Svensen, H., Jamtveit, B., Banks, D., A., Austerheim, H., 2001: Halogen contents of eclogite facies fluid inclusions and minerals: Caledonides, western Norway. *J. Metamorph. Geol.*, 19, 165–178.

Šedina, M., 1976: Ložiskově geologická charakteristika uranového zrudnění v Okrouhlé Radouň. MS fondy Č. uran. prům., Příbram.

Vilhelm, S., Linhart, R., Trojan, L., 1984: Generální výpočet zásob uranu v rudním poli Rožná-Olší. MS arch. GEAM, Dolní Rožínka.

Zachariáš, J., 2000: Úvod do studia plynokapalných inkluzí. Úst. geochem. miner. a nerost. zdroj., 44 pp.

Zelenka, L., 1923: O tvaru žulových intruzí u Jindřichova Hradce. *Sbor. Klub. Přír. věd*, 1921-22, 103-108.

Zelenka, L., 1924: O žulových intruzích u Jindřichova Hradce. *Čas. Nár. Muz.*, 98, 72.

Zheng, Y., F., 1999: Oxygen isotope fractionation in carbonate and sulphate miner. *Geochem. J.*, 33, 109-126.

Zherebtsova, I., K., Volkova, N., N., 1966: Experimental study of behaviour of trace elements in the process of natural solar evaporation of Black Sea water and Lake Sasky-Sivash brine. *Geochem. Int.*, 3, 656-670.

Zinovkin, A., D., Brodin, B., V., 1973: Mineralogo-geologočeskije osobennosti českoj vetvi moldanubikuma v svjazi s perspektivami jeje uranonosnosti. MS fondy Č. uran. prům., Příbram.

Zoubek, V., 1949: Zpráva o přehledném geologickém mapování na listu Jindřichův Hradec (list spec. Mapy 4354). *Věst. geol. Úst. ČSR*, 24, 193-195.

Žák, K., Dobeš, P., Kříbek, B., Pudilová, M., Hájek, A., Holeczy, D., 1991: Evolution of fluid types at the Rožná uranium deposit, Czech Republic. Stable isotope and fluid inclusion study. In: Piestrzyński J (ed) *Mineral deposits at the beginning of the 21st century*. Balkem. Lisse., 109-113.

Žák, J., Verner, K., Finger, F., Faryad, S., W., Chlupáčová, M., Veselovský, F., 2011: The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. *Lith.*, 121, 25-40.

<http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/isotope/generisotope.cgi>