

Univerzita Palackého v Olomouci
Přírodovědecká fakulta

Katedra geologie

**Mineralogie a podmínky vzniku 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.

prosinec
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 studia alterovaných hornin a hydrotermálních žil, s využitím polarizační mikroskopie, elektronové mikroanalýzy, termometrického studia fluidních inkluzí, metody vodných výluhů inkluzí a studia stabilních izotopů C a O. *Předrudní fáze* je charakteristická hydrotermálními přeměnami granitu. U episyenitu a křemenné žiloviny lze uvažovat o jednosměrném, kontinuálním vývoji fluid stejného původu. Fluidní roztoky před ochlazením měli během vysokých teplot ($T_h = 170-180\text{ }^\circ\text{C}$) stálou salinitu (0,2 hm. % NaCl ekv.). Hodnoty uhlíku fluid pro episyenitu ($\delta^{13}\text{C} = -15,8$ až $-5\text{ }‰$ PDB) signalizují organický uhlík, který pocházel 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 salinita roztoku zvýšila 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: 63

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: Diploma Thesis

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). Conditions of their formation have been interpreted on the basis of macro and microstudies of mineralized rocks and veins, using electron microanalysis thermometric fluid inclusion studies, methods of water extracts through the study of inclusions and stable isotopes C and O.

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 solutions before cooling had during high temperature ($T = 170-180\text{ }^{\circ}\text{C}$) constant salinity (0,2 wt.% NaCl equiv.). Values of fluid of carbon for episyenit ($\delta^{13}\text{C} = -15.8$ to $-5\text{ }_{\text{‰}}\text{PDB}$) indicate that organic carbon originated from a deep source. 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 salinity of 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: 63

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
Sericitizace	12
Albitizace	13
Chloritizace	13
Feriginace.....	14
Karbonatizace	14
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
Seznam použitých zkratk minerálů	63

1. Úvod

Úkolem předložené diplomové práce je dodat podrobnější charakteristiku různých typů minerálních hydrotermálních paragenezí 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. 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 (<http://www.mapy.cz>).

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. Moldanubikum v Českém masivu je nejvýchodnější část moldanubické zóny variských internid. Tato oblast je charakteristická složitou variskou tekto-metamorfózou, která probíhala v delším časovém horizontu. Starší metamorfóza (dalradský typ) probíhala za nižších teplot a vyšších tlaků, zatímco mladší (hercynská) s nižšími tlaky a vyššími teplotami. Na jihu se moldanubikum noří pod sedimenty alpské předhlubně, na JZ pod platformní sedimenty permu a mezozoika a na východní straně je nasunuto na periferní jednotky moravsko-slezské oblasti (Mísař et al. 1983). Hlavní tektonická linie, tzv. přibyslavská zóna protíná moldanubikum SSV-JJZ směru a představuje hlavní nasunutí východního moldanubika (Žák et al. 2011).

Moldanubikum se také vyznačuje intenzivně metamorfovanými horninami, kterými pronikají granitoidní intruze a téměř absencí sedimentárního pokryvu (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).

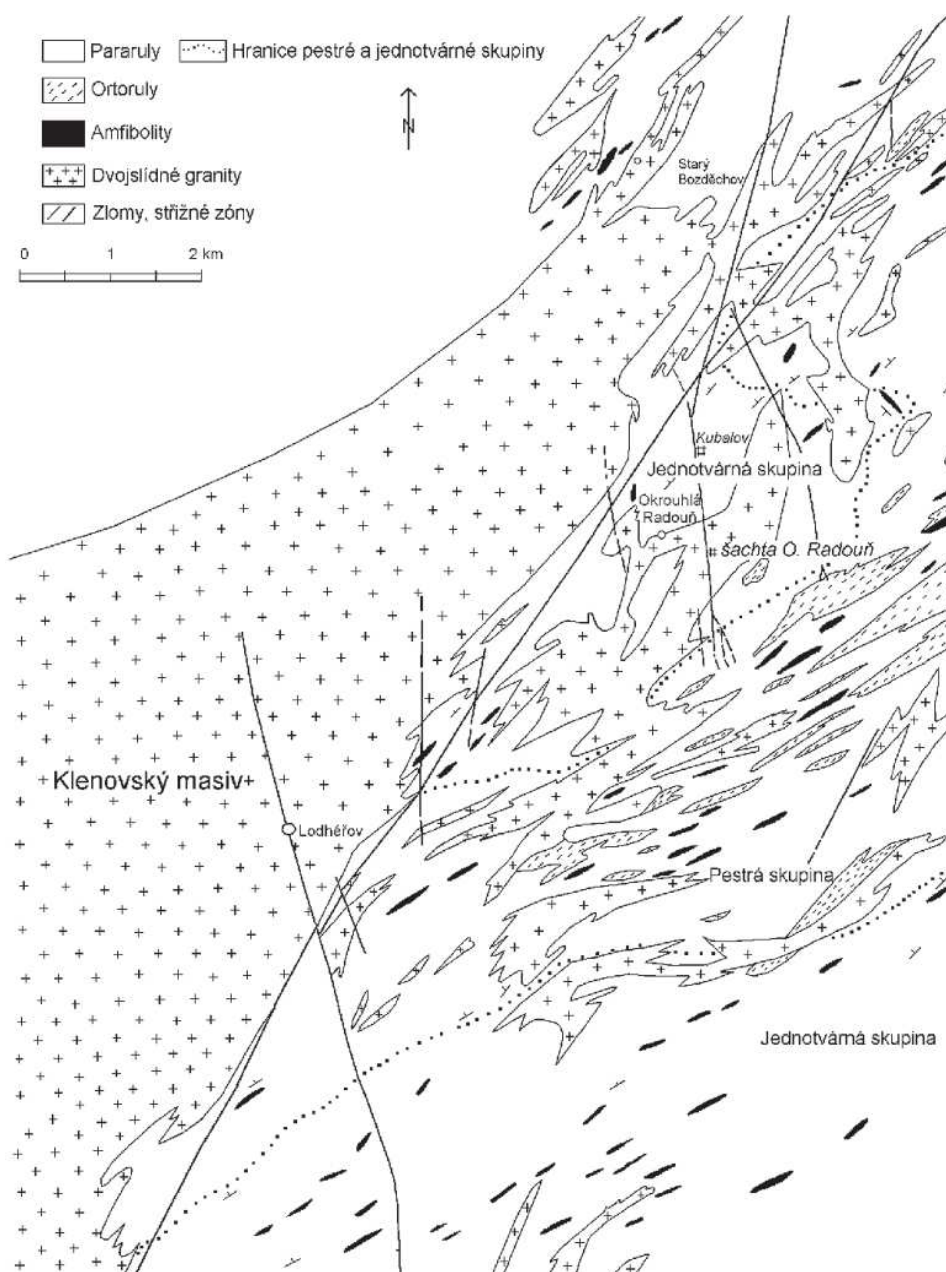
2.1. Jednotvárná skupina moldanubika

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 intenzivně 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).

V severní části ložiska se vyskytují 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) s 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 typu Lásenice-Deštná bylo magma generované za nízkoteplotního parciálního tavení metapelitů, zatímco granity typu Eisgarn vznikaly 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. Novější 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 bychom 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 saxonskou tektonikou směru SV-JZ (Patočka 1980), která měla 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 známé 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 systémů 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 rané stádium hydrotermálních přeměn, kdy v živcích vznikají drobné šupinky muskovitu a cordierit podléhá úplné chloritizaci. Se

stoupající intenzitou alterace se v sericitizovaných žilcích 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 představované 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 mozaikovitěho 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 drúzovitěho 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) lze vyvodit, 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 v sukcesním sledu. 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 . Izotopové 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 izotopové výměně s karbonáty a silikáty okolních hornin (Fiala-Čadek 1981).

Výsledky izotopových rozborů síry parageneticky pozdního pyritu mají široký rozptyl hodnot ^{34}S (od -16,0 do 31,7 ‰ CDT) a ukazují na biogenní redukci síranů (Hladíková-Šmejkal 1978).

Na základě izotopových 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:

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

Kde T_m je absolutní hodnota teploty tání ledu.

Pro chemické analýzy fluid byly vzorky odděleny od minerálních nečistot a rozetřeny v achátové misce (výsledná zrnitost 0,25-1 mm). Poté byly vzorky propláchnuty v deionizované vodě a sušeny při teplotě 50 °C. Získaná suspenze byla filtrována přes nylonový filtr (0,2 µm). Výsledný filtrát byl analyzován v iontovém chromatografu Dionex (DX-500) na Montanuniversität v Leobenu (analytik prof. W. Prochaska). Detekční limity byly získány pomocí mikro-membránového supresoru. Pro analyzované prvky byly použity odměrky o objemu 25 µl kromě I (50 µl). 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 ověřena s 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 výsledné analýzy jsou nad detekčním limitem.

Ze získaných obsahů aniontů a kationtů bylo možné vypočítat složení fluid uzavřených v kalcitech, křemenu a granitu. Přepočet je založen na průměrné salinitě získané 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 výpočet molárních poměrů:

stanovené koncentrace ve výluhu (ppb)

atomová hmotnost prvků

Postup výpočtu rekonstruovaného složení obsahu fluid:

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

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 karbonátu pro studium stabilních izotopů byly odděleny od ostatních minerálních zbytků. Následně byly vzorky rozetřeny v achátové misce a poslány na analýzy stabilních izotopů v ČGS v Praze. Analýzy byly prováděny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 253 (analyzovaly Mgr. I. Jačková a Ing. Z. Lněničková). CO₂ byl z karbonátů uvolněn kyselinou fosforečnou ve vakuu. Výsledky jsou porovnány se standarty PDB ($\pm 0,05$ ‰) a SMOW ($\pm 0,1$ ‰). Izotopové složení hydrotermálních roztoků bylo vypočítáno pomocí frakcionačních rovnic (Zheng 1999, Ohmot-Rye 1976) z internetové stránky:

<http://www2.ggl.ulaval.ca/cgibin/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

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

V textu jsou použity zkratky minerálů (Whitney-Evans 2010), které jsou uvedeny na konci práce. Dále je použita zkratka pro hmotnostní zastoupení daného oxidu (hmot. %).

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 hrubozrné (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 zrny (1 cm) nebo jemně zrnité - světle růžové barvy bez žilek (NO-8059).

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

6.1.2 Nealterovaný granit

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

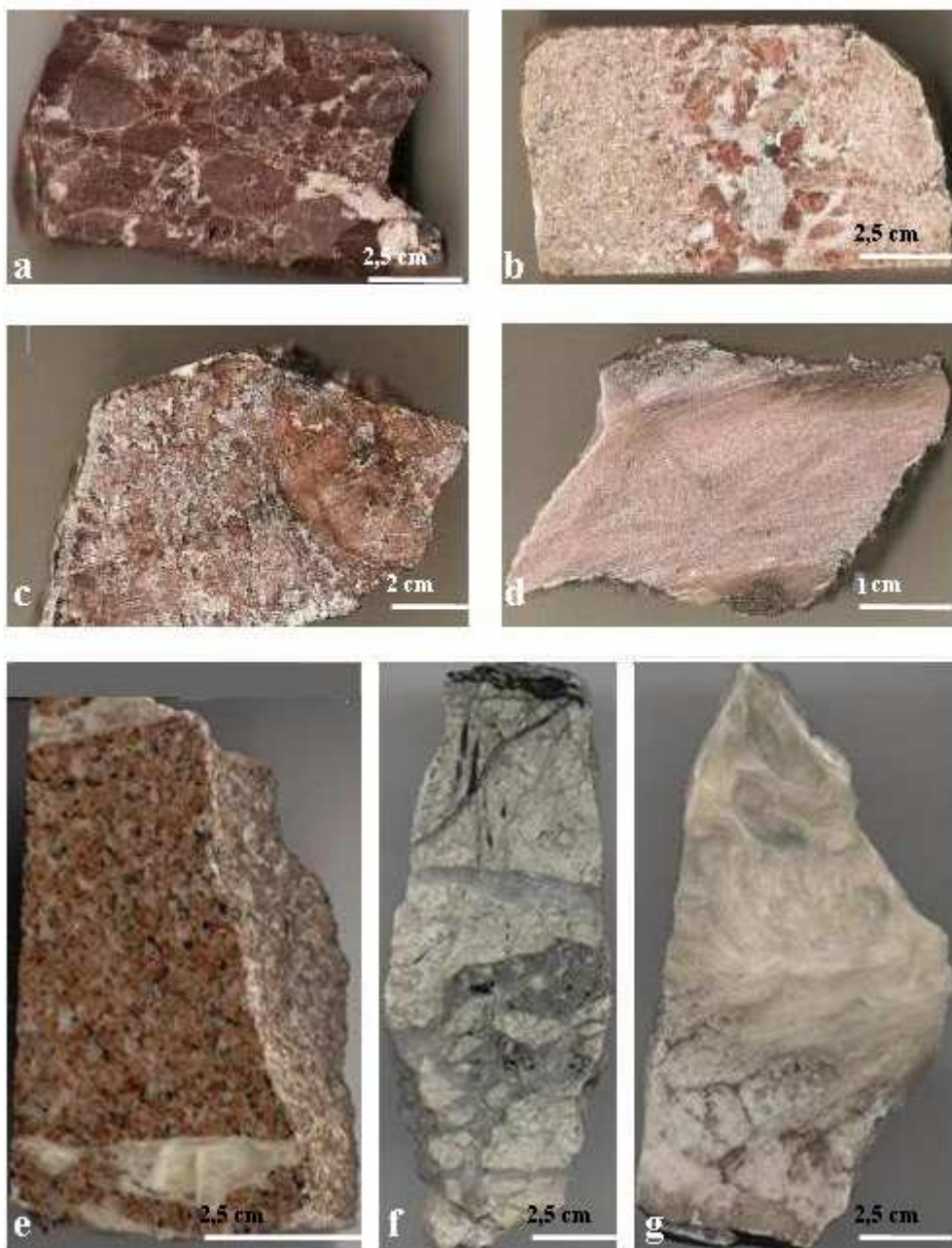
V hornině jsou hlavní minerály *albit*, *křemen*, *sericit*, *kalcit*, vedlejší jsou *K-živce*. Z akcesorií se zde vyskytují *muskovit*, *apatit*, *chlorit*, *zirkon*, *biotit* a *rutil*. Xenomorfní až automorfní zrna *rutilů*, *zirkonů* (0,1 mm) a *pyritů* (0,02 mm) jsou bez uzavření.

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 akcesorie *pyritu* (jako vedlejší minerál je 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 minerální 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) *hrubozrnného 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) Hrubozrnný episyenit (Se-1) tmavě hnědočervené barvy; b) Středně až jemně zrnitý episyenit (DOR-3b); c) Střednězrnitý episyenit (NO-8060); d) Ostrohranný úlomek kalcitové žíly s horninou (dioritový porfyrit), Pa-119; e) Střednězrnitý episyenit s žilkou (NO-8098); 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

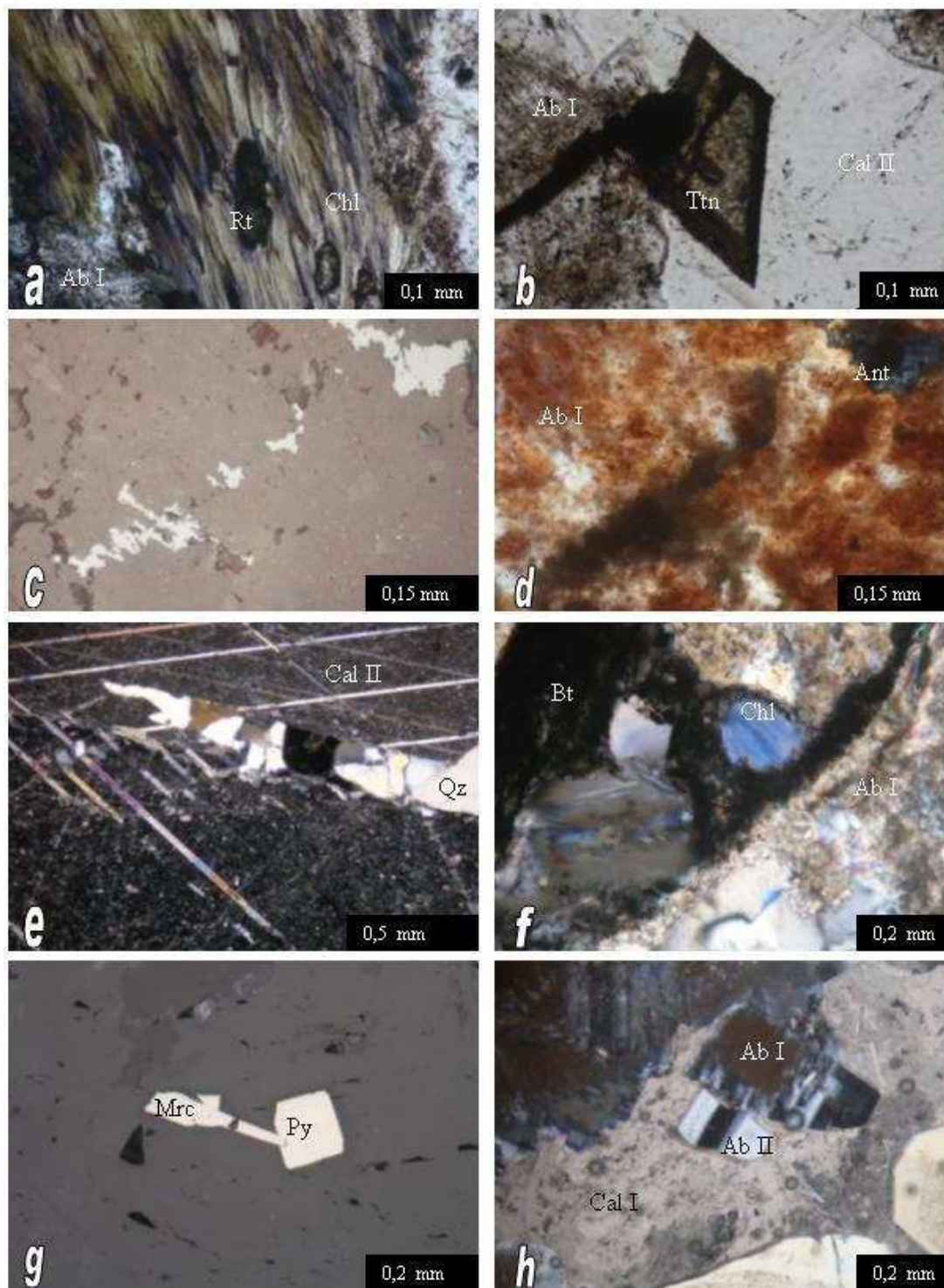
Pozorovatelný pouze v případě karlovarského dvojčatění, jinak opticky nerozeznatelný od albitu II. *Tvoří* hypautomorfní omezená tabulkovitá zrna (0,15-0,7 mm) s karlovarským dvojčatěním v asociaci s albitem I. Objevuje se mřížkování typické pro *mikroklin*. Jindy K-živce s odměšeninami albitové složky vytvářejí pertit. Při CL (katodová luminescence) emituje tmavě modrou luminescenci (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 sloupečků a jsou korodované pyritem. Pleochroismus je v odstínech tmavě zelené až světle žluté. Interferenční barva je modrá, růžová I. řádu. Individua neuzavírají minerální inkluze.

Rutil

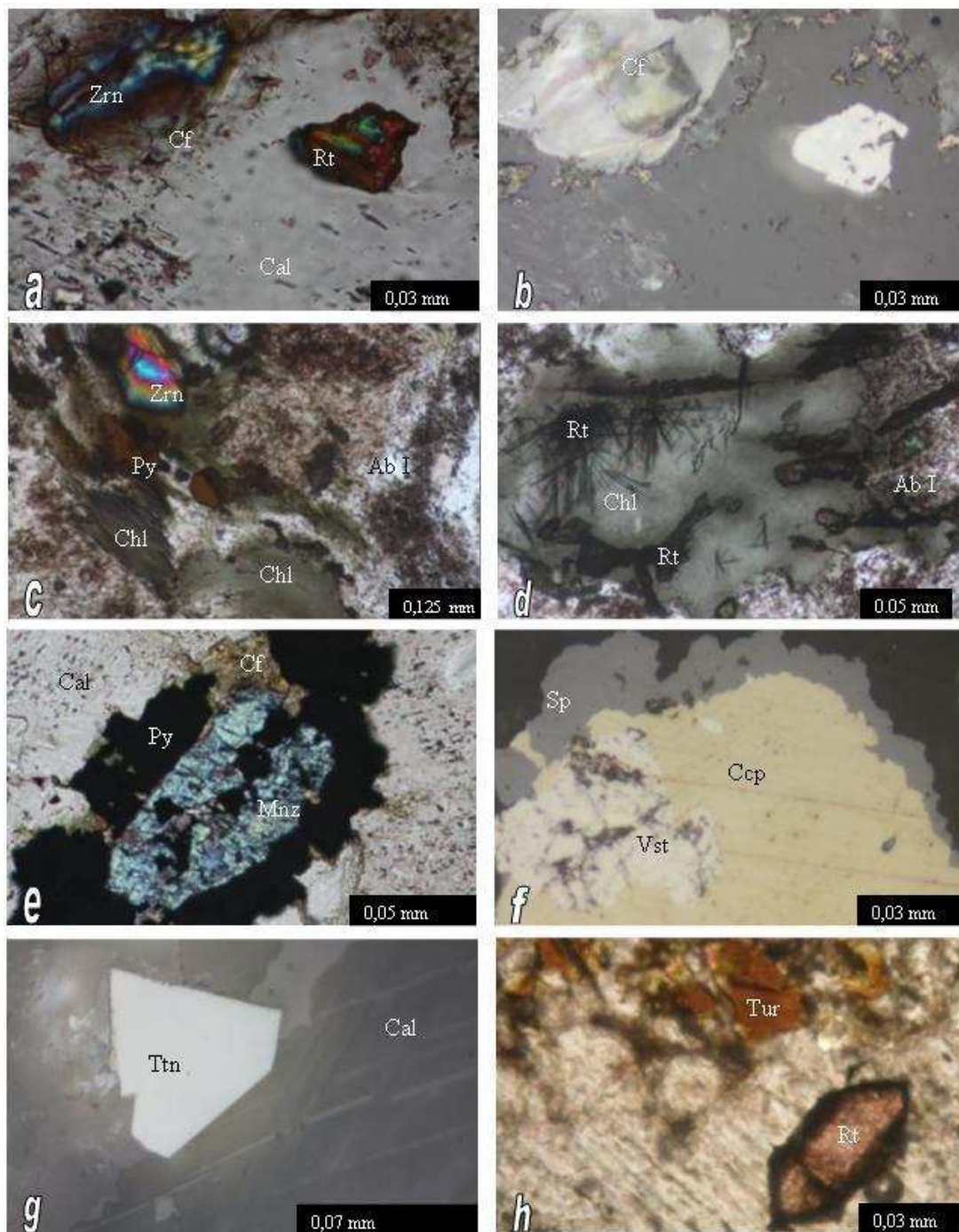
Xenomorfnní zrnka (0,05-0,1 mm) se nacházejí individuálně nebo ve skupinách v asociaci s chloritem. Tvar zrn je nepravidelný, většinou oválný, popř. sloupcovitý, ojedinele (obr. 5d) jehlicovitý (sagenit). Interferenční barvy jsou růžové, zelené, modré (obr. 4a) III. řádu. Reflexní barva je šedá s namodralým 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 ojedinele inkluze pyritu a coffinitu (Se-1) nebo jsou bez uzavřenin (NO-8098). Tvary 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. Při CL vyzařuje tyrkysově modrou luminescenci.



Obr. 5. a) Automorfní krystalek rutilu a lem coffinitu kolem zirkonu, XPL, episyenit, NO-8060; b) tetragonální 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

Má nehomogenní vzhled nebo vytváří ledvinité útvary (obr. 5a) v chloritu, zirkonu, rutilu a pyritu, popř. se vyskytuje jako inkluze v těchto minerálních fázích. Výjimečně má tetragonální omezení (obr. 5b), která syntakticky narůstají na zirkon. 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 pseudohehexagonálním 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 (0,005 mm) *pyritu I* 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 (mocnost 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 uzavřenin.

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 uzavřenin. 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* byly analyzovány živce, slídy, *chlorit*, *monazit*, *thorit*, *apatit*, *zirkon*, *coffinit*, *rutil*, *pyrit* a *sfalerit* (NO-8060, Re-503, NO-8059). V *kalcitové* žílovině (Pa-119) byl analyzován *coffinit*, *chalkopyrit* (chemicky neanalyzován, obr. 6e), *pyrit*, *bravoit* a *sfalerit*. V *křemenné* žílovině (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. % FeO, 0,2 hm. % CaO, 0,07 hm. % K₂O. Zastoupení jednotlivých kationtů ve vypočítaném empirickém vzorci odpovídá teoretickému vzorci.

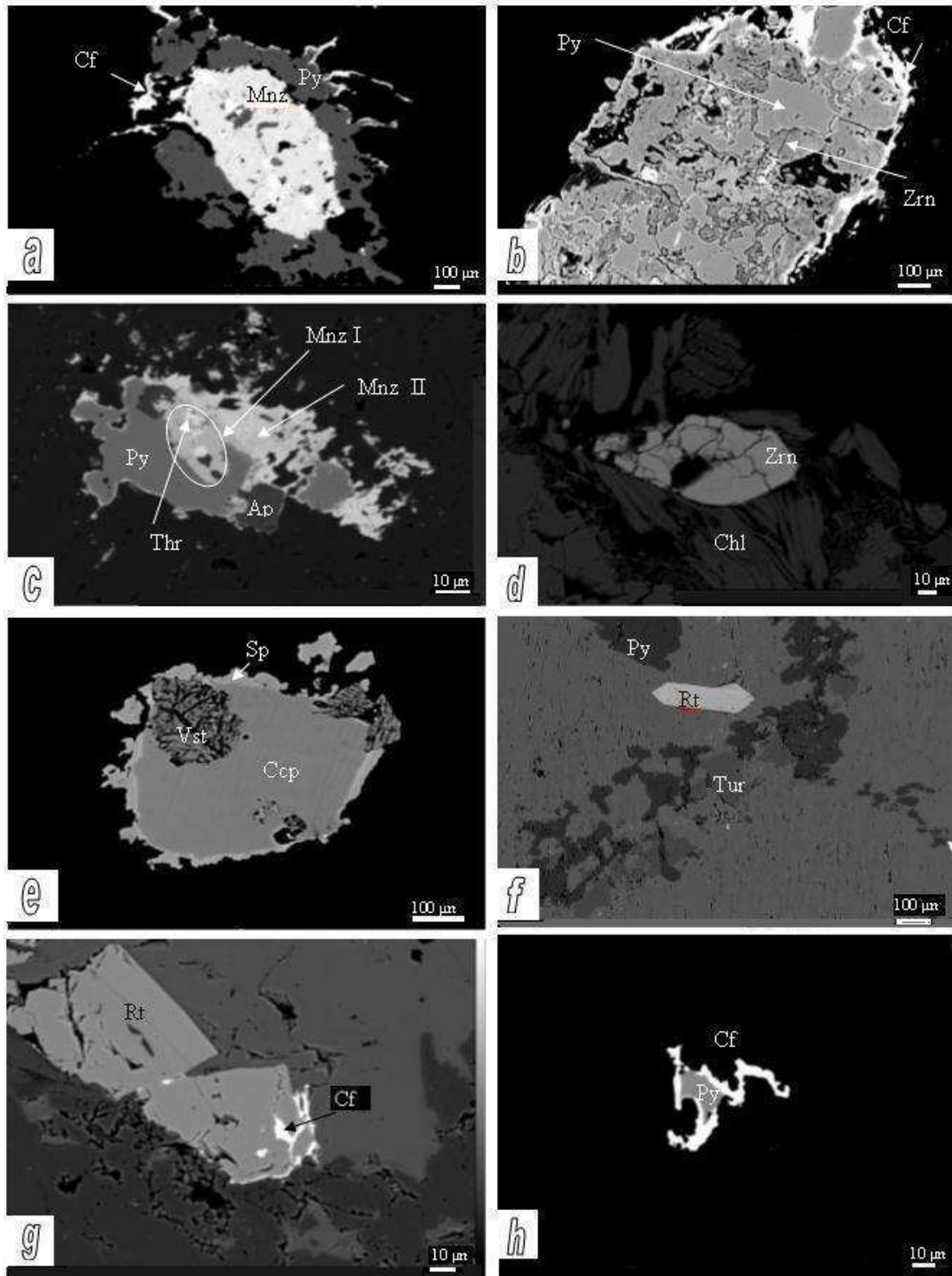
Biotit v *episyenitech* odpovídá podle Riedera et. al. (1998) *annitu* a *eastonitu* (obr. 7a). *Annit* obsahuje kromě jednoho případu s 2,61 hm. % TiO₂ jen nepatrné příměsi, max. 0,44 hm. % MnO, 0,25 hm. % F, 0,13 hm. % ZnO, 0,08 hm. % P₂O₅, 0,07 hm. % Na₂O, 0,06 hm. %, BaO, 0,06 hm. % CaO. *Eastonit* 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. Fotosnímky 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 v hm. % (1, 2, 3) monazitu I, (4, 5) monazitu II, (6, 7) thoritu, (8, 9) fluorapatitu v episyenitu (NO-8060, 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
Sr 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 příměsí* 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). Obsahuje příměsí *REE*, max. 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 v hm. % (1, 2, 3, 6) coffinitu, (7, 8, 9, 10) zirkonu v episyenitu (NO-8060) a (4, 5) coffinitu 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*) obohacený 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 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 (mladší generace) 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* 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

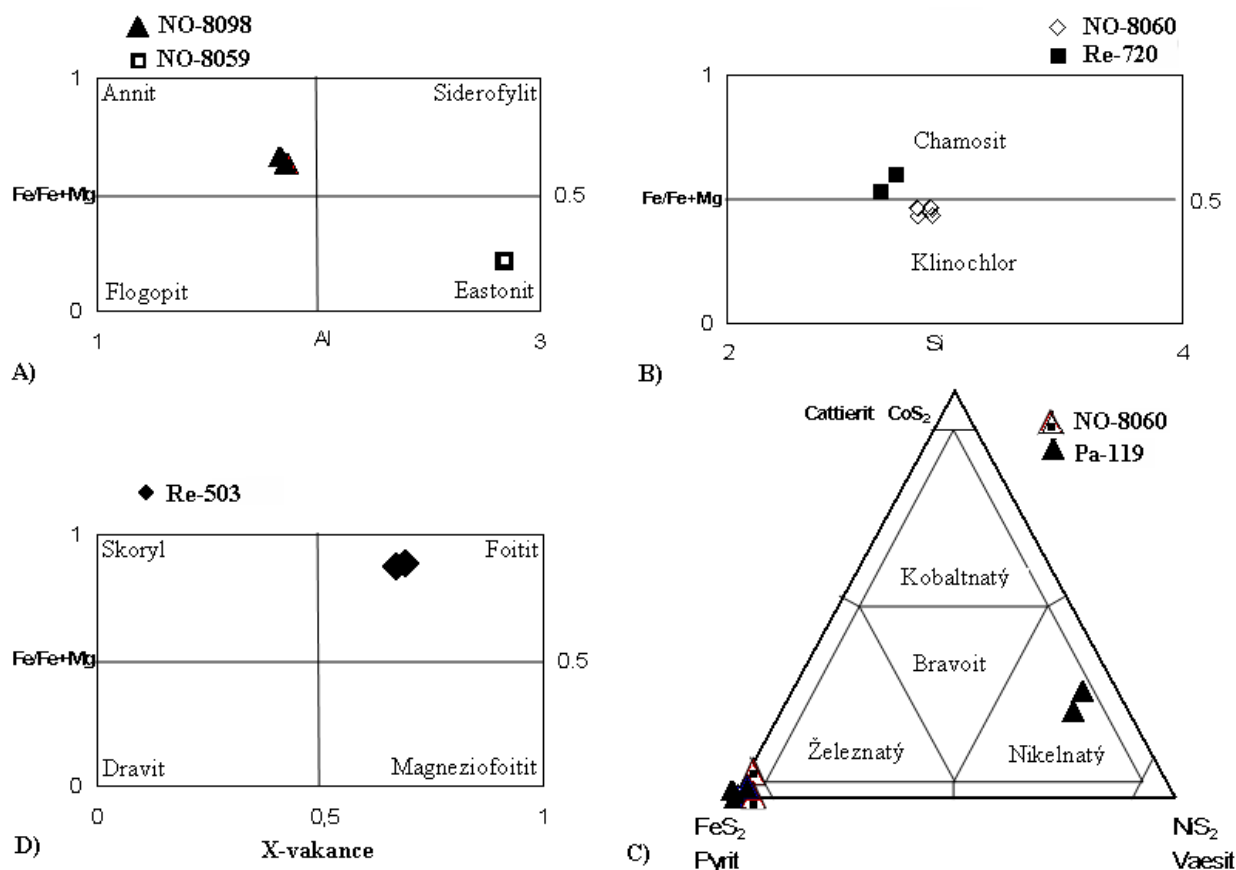
hm. % Al_2O_3 , 0,35 hm. % Nb_2O_5 , 0,20 hm. % CaO , 0,07 hm. % PbO , 0,05 hm. % Ta_2O_5 . Zastoupení kationtů ve vypočítaných empirických vzorcích se neliší od teoretického vzorce.

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* se 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).

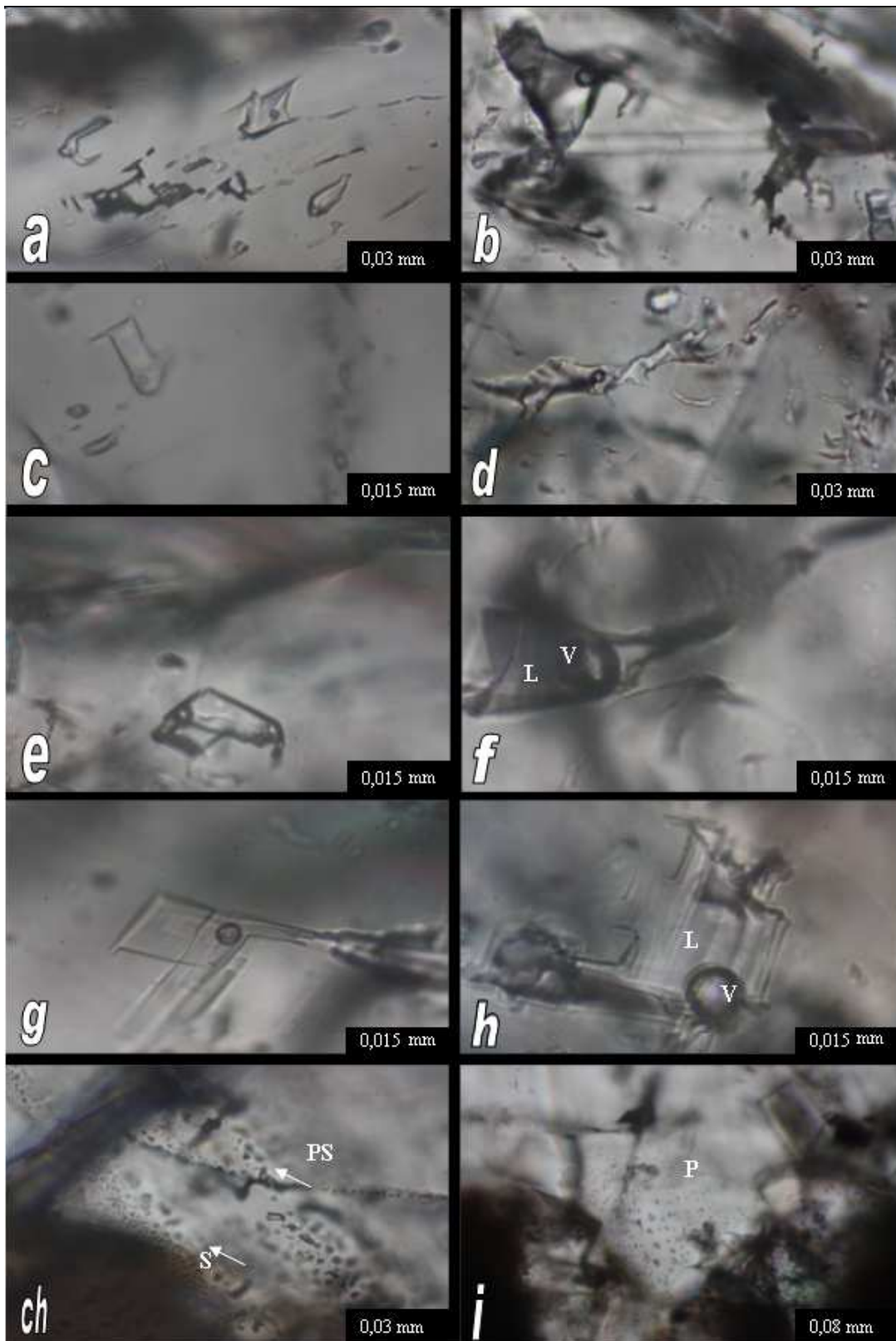
Primární inkluze jsou solitérní nebo tvoří méně početné skupiny s náhodnou distribucí. Tvary inkluzí jsou různé; ploché, oválné (výjimečně s vyběhajícím kanálkem), sférické, trojúhelníkovité nebo klencové („negativní krystal“). P inkluze (0,02-0,008 mm) jsou buď jednofázové (L; kapalné) nebo dvoufázové (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 s podobnou morfologií (tvar a velikost) jako u primárních FI. Občas je možné pozorovat zaškrcování FI, které jsou podélně protáhlé, někdy se zužujícím kanálkem uprostřed. Zaškrcování se vyskytuje u jednofázových inkluzí (0,006 mm) i dvoufázových FI (0,02 mm).

Sekundární inkluze tvoří řetízky, které protínající 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 kapalné fázi. Poměr kapalné a plynné fáze (tab. 3) je variabilní (NO-8060) nebo stálý (DOR-3b).

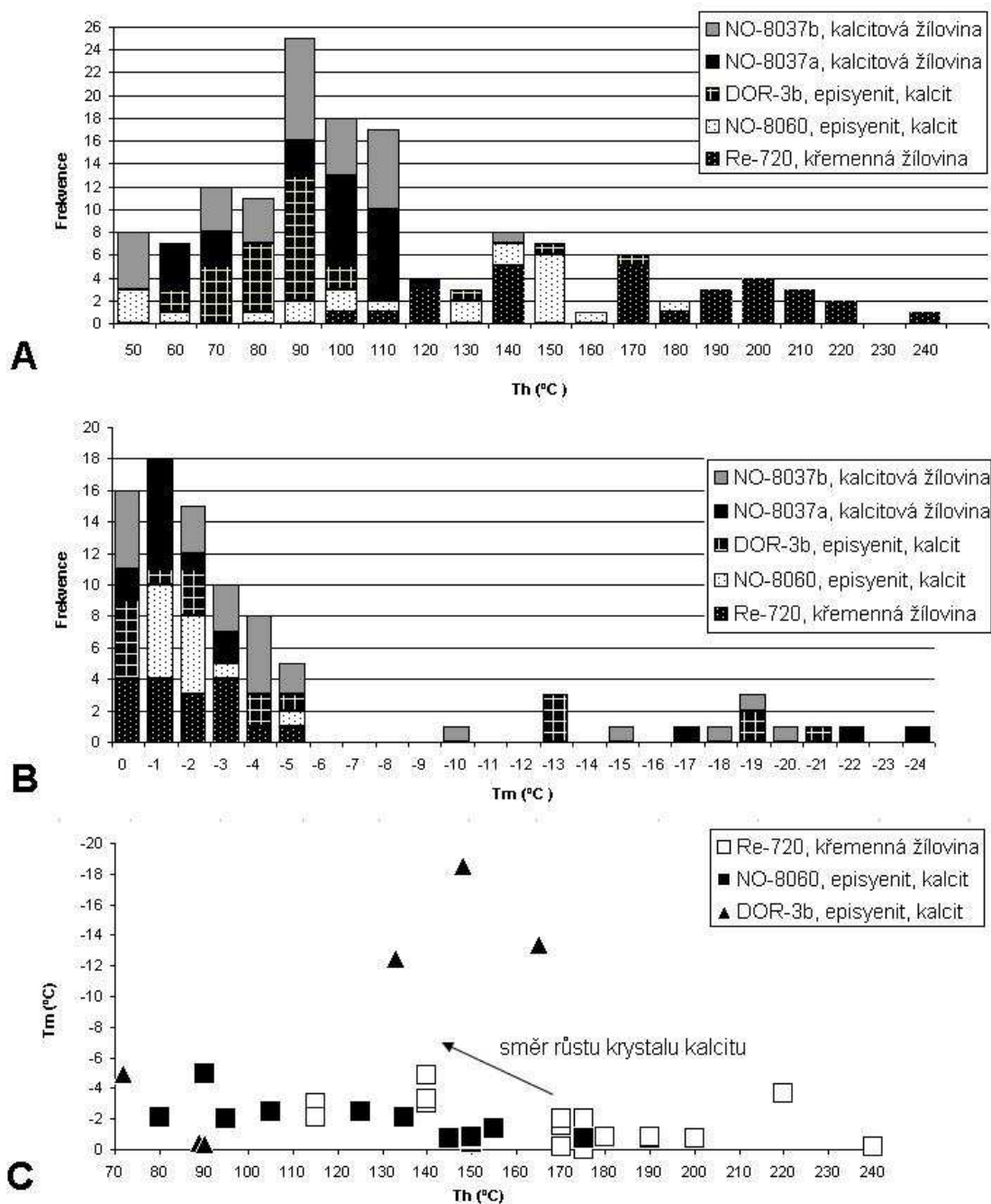
Primárně sekundární inkluze jsou pouze dvoufázové (L+V), tvořící řetízky, které neprotínají hranice minerálních zrn. Tvar inkluzí (0,001-0,007 mm) je nepravidelný, oválný (protažení do tenkých kanálků), trojúhelníkovitý, klencový.

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

Teplota homogenizace (T_h) primárních inkluzí (L+V) se pohybovala v rozmezí 59-175 °C. Největší četnost hodnot T_h inkluzí je 70-90 °C (DOR-3b), u NO-8060 je největší frekvence T_h kolem 150 °C. Při *kryometrii* inkluze zamrzaly od -34 do -76 °C. První kapalina se při zahřívání (T_e) objevuje u nízkosalinních roztoků od -10,5 do -4,2 °C, u výšesalinních roztoků ($T_m = -13,0$ °C) od -50 do -70 °C. Z naměřených hodnot teplot T_e vzorku DOR-3b není možno posoudit žádný trend. Poslední led tál od 0,0 do -23,0 °C, kdy největší četnost hodnot T_m 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 ($T_e = -50,0$ °C), u druhé FI se objevila při $T_e = -70,0$ °C. Pevná fáze měla jemnozrnný skvrnitý vzhled. T_e u vzorku NO-8037b je -18,8 °C. *Diagram T_h - T_m* (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 žíloviny

V měřeném vzorku z kalcitové žíloviny 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. Inkluze s jednofázovou (L) a dvoufázovou 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 žílovina, granit nebo některý z nerostů granitu) 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 molární 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 žílovině jsou molární 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 +14 až +15,5 ‰ SMOW, kdy větší rozmezí hodnot $\delta^{18}\text{O}$ je u kalcitů z episyenitů. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ kalcitů mají rozmezí -8,6 až -11,7 ‰ PDB. Episyenity mají hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ o něco lehčí (-7,3 až -8,9 ‰ PDB).

Tab. 4. Výsledky analýz izotopového 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)	-8,9	15,4	60/170	-15,8/-9,6	-8,4/+3,8
NO-8060	kalcit (episyenit)	-7,3	14,0	50/100	-15,1/-11,4	-11,7/-2,6
Pa-119	kalcit (žíla)	-11,7	15,4	-	-	-
NO-8037a	kalcit (žíla)	-8,6	15,5	60/110	-15,5/-12,7	-8,3/-1,5
NO-8037b	kalcit (žíla)	-9,3	15,3	50/140	-17,1/-11,2	-10,4/+1,5

6. Interpretace a diskuze

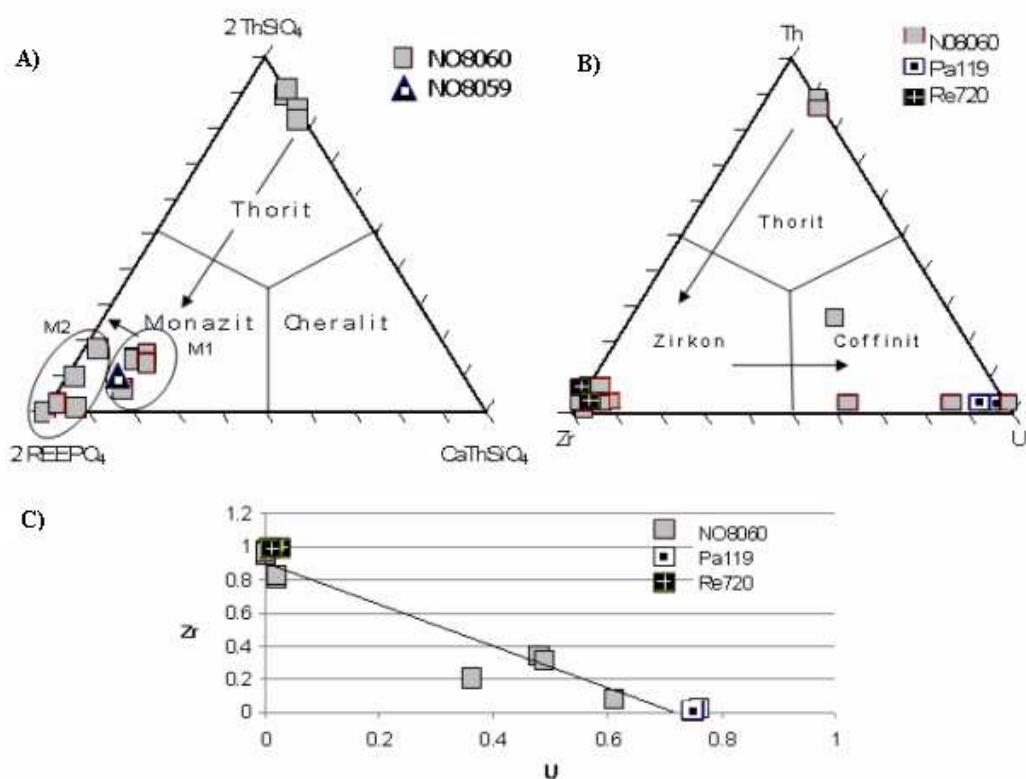
6.1. Minerální paragenese

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). Příměs thoritu může být příčinou variability vzájemných poměrů lehčích a těžších REE a yttria. Minerály monazit (včetně obsahu Pb) a zirkon v tavenině o teplotě 800 °C (Montel 1993, Cherniak et al. 2003) bývají většinou zachovány. Proto ztráta olova u monazitu může souviset i s fluidním tokem v dané oblasti. Přes zmíněné procesy anataxe a mobilizace fluid může být poměr U a Th v monazitu zachován (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 znazorňující 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 takéž pyritem. Distribuce U/Zr v zirkonu a coffinitu z episyenitů (obr. 10c) naznačuje izomorfní zastupování mezi U a Zr. Naproti tomu tytéž 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 thoría a zirkonia (obr. 10b), což by mohlo znamenat, že coffinit vznikal 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 byl mírně variabilní. To může být důsledkem: 1) různých podmínek v průběhu zachycení inkluzí (homogenní vs. heterogenní prostředí); 2) sekundárních procesů (po uzavření inkluzí) jako jsou difuze, unik kapaliny, délka zrání či dekrepitace (Barker-Goldstein 1990, Meunier-Velde 1989).

Podle Bodnara et al. (1985) jsou primární inkluze nepravidelného tvaru s nepravidelným zaplněním zachytávané při teplotě do 200 °C, zatímco inkluze zachycené nad teplotou 230 °C mají tvar „negativního krystalu“. Mírně variabilní vizuálně odhadnutý poměr fází (80-95% kapaliny) by tak mohl být důsledkem nepravidelného tvaru inkluzí, kdy nelze opticky přesně 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 ($T_h = 50-175\text{ }^\circ\text{C}$) a v kalcitové žilovině ($T_h = 46-140\text{ }^\circ\text{C}$) homogenizovaly v podobném intervalu teplot. Inkluze z křemenné žiloviny mají interval teplot znatelně širší ($T_h = 95-237\text{ }^\circ\text{C}$). 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 v kalcitové žilovině a episyenitech (0,2 až 23 hm. % NaCl ekv.). Oproti tomu v křemenné žilovině jsou variabilita a hodnoty salinity uzavíraných roztoků relativně nízké (0,2 až 8,0 hm. % NaCl ekv.).

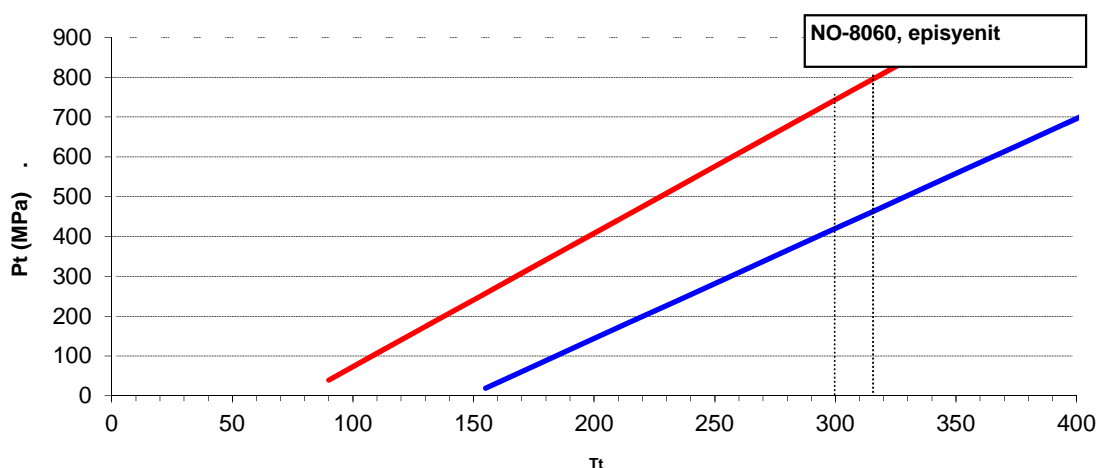
Distribuce vynesných hodnot v histogramu v episyenitech naznačuje, že mohlo docházet k mísení (Zachariáš 2000) méně salinních roztoků (0,2 hm. % NaCl ekv.) s vyšší teplotou ($T_h = 165-145\text{ }^\circ\text{C}$) s více salinními roztoky (8 hm. % NaCl ekv.) s nižší teplotou ($T_h = 135-70\text{ }^\circ\text{C}$). 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.

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.), což signalizuje mísení solanek s povrchovou vodou během dlouhodobého vývoje hydrotermálního systému.

Teploty z chloritového termometru podle Cathelineau (1988) a Jowetta (1991) v kombinaci s izochorami fluidních inkluzí udávají teplotu $300-315\text{ }^\circ\text{C}$ a tlak 3-8 kbar (obr. 11). Takto odvozené hodnoty tlaku a teploty však velmi pravděpodobně neodpovídají realitě, protože vypočítané isochory jsou z kalcitů porudního stádia, zatímco chlorit z předrudního stádia.

Obr. 11. Kombinace nezávislého chloritového geotermometru a vypočtených isochor z vodného roztoku v kalcitu.



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 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 (nebo některý z nerostů granitu) má naopak nejvyšší podíl NaCl (3,0-3,5 hm. %) z celkové salinity (7,2-9,1 hm. %). Podíly $CaCl_2$ a KCl z celkového obsahu solí jsou u obou mineralizací nízké. Tyto skutečnosti neodpovídají hodnotě T_e , kde lze předpokládat systém H_2O -NaCl-KCl ve fluidech pro kalcity a systém H_2O - $CaCl_2$ -KCl pro episyenity (Borisenko 1977). Pevná fáze, která se objevila při hodnotě T_e ($T_e = -50$ a $-18,8$ °C) v episyenitech, by tak mohla být považována spíše za fázi $MgCl_2 \cdot 12 H_2O$ (podobná hydrohalitu, který má jemnozrnný skvrnitý vzhled), než za halit nebo sylvín (kubický vzhled krystalů).

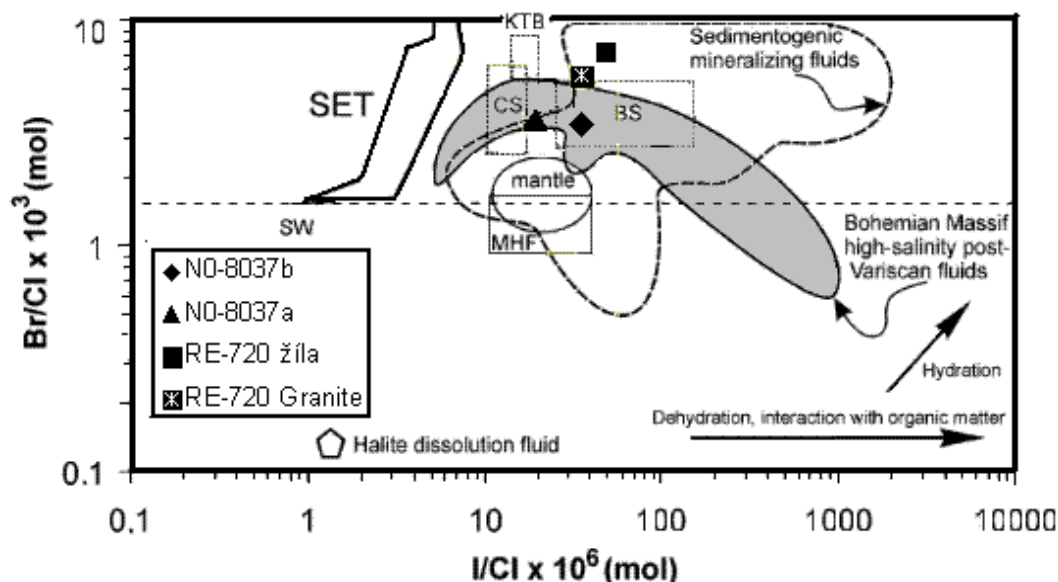
Při výpočtu izotopového složení hydrotermálního roztoku byly použity teploty z homogenizace fluidních inkluzí. Hodnota $\delta^{18}O$ vody hydrotermálního roztoku, z kterého krystalovala kalcitová žilovina, kolísá pro teploty 46-140 °C mezi -10,4 až +1,5 ‰ SMOW (tab. 4). Hodnota $\delta^{18}O$ vody hydrotermálního roztoku, z něhož vznikaly kalcity z episyenitů, kolísá pro teploty 50-165 °C mezi -11,7 až +3,8 ‰ SMOW (tab. 4). Tyto hodnoty mohou svědčit o přítomnosti mořské vody v kombinaci s vodou srážkovou. Data naznačují trend postupného snižování hodnoty $\delta^{18}O$ fluid s klesající teplotou. Tento trend může svědčit o snižování intenzity izotopové výměny mezi hydrotermálním roztokem a horninou, nebo nárůstu podílu meteorické vody v hydrotermálním systému (Hladíková 1988). Podle Fialy 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 izotopové výměně s karbonáty a silikáty okolních hornin.

Mírně pozitivní hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid lze vysvětlit infiltrací vody permských jezer nebo pánevních solanek, které byly modifikované odparem v tropickém klimatu (Rosenbaum-Sheppard 1986).

Záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ v rozmezí -5 ž -20 ‰ PDB získané Hladíkovou (1988) a autorkou předložené práce ($\delta^{13}\text{C} = -7,3$ až $-11,7$ ‰ PDB) ukazují na spoluúčast organického uhlíku při krystalizaci. Jeho zdrojem mohly být buď okolní grafitické břidlice, nebo descendentní roztoky (Hladíková-Šmejkal 1978). Podle naměřených dat ($\delta^{13}\text{C} = -8$ až -5 ‰ PDB) Hladíkové (1988) a nově získaných dat ($\delta^{13}\text{C} = -8$ až $-7,3$ ‰ PDB) pro episyenity lze předpokládat, že část uhlíku mohla také pocházet z hlubinného zdroje, tzn., ze svrchního pláště, spodní kůry nebo případně i homogenizované zemské kůry (Hladíková 1988). Vypočítané hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid pro kalcity z episyenitů mají hodnotu $-15,8$ až $-11,4$ ‰ PDB, což signalizuje přítomnost organického uhlíku v hydrotermálním procesu.

Pomocí Ramanovy spektrometrie byly v plynné fázi zjištěny plyny C_2H_6 , CH_4 a N_2 . Výskyt CH_4 v inkluzích křemenné žiloviny pravděpodobně souvisí s vyššími teplotními i tlakovými podmínkami předrudního vývojového stádia. Zdrojem methanu také mohla být organická hmota z permských sedimentů (Kříbek et al. 2002, Žák et al. 2002). Tuto skutečnost potvrzují výsledky z analýz výluhů FI, kdy daná fluida lze interpretovat jako sedimentogenní fluida (obr. 12). Přítomnost metanu by mohla souviset i s procesem retrográdní metamorfózy (Roedder-Edwin 1984) moldanubických metamorfitů s grafitem. Kříbek et al. (2002) a René (2002) tvrdí, že episyenitizace spojená s uranovým zrudněním je běžná i v metamorfitech moldanubika.



Obr. 12. I/Cl vs Br/Cl diagram výluhů fluidních inkluzí a jejich porovnávání s fluidy různého původu a různými vývojovými trendy (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 vrtu KTB (Český masiv). Srovnávací data použítá 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) a Zherebtsova -Volkova (1966). Data z žilného typu povariské mineralizace východní části Českého masivu jsou nepublikovaná data Z. Dolníčka.

6.3. Možné zdroje uranu

Většina geologů spojuje vznik pozdně variské hydrotermální uranové mineralizace žilného typu s mobilizací uranu během metamorfních, magmatických a hydrotermálních procesů.

Data získaná Solnickým (1972) ukazují chemické stáří uraninitu kolem 250 mil. let (pozdně variské) a coffinitu 45-68 mil. let (terciér). V terciéru však již nemohlo docházet k přetváření primárních uranových rud variskými hydrotermálními a metamorfními procesy.

Podle Vilhelma et al. (1984), Hájka a Uhlíka (1987) procesy epysienitizace souvisí se vznikem hlavní, variské mineralizace. Za zmínku stojí (Hein et al. 2002) podobnost produktů epysienitizace moldanubika a Centrálního masivu ve Francii. Podle scénáře Cuney (2002) uranová ložiska v oblasti Limousin ve Francii vznikla v prostředí peraluminických granitů v období 324 ± 4 mil. let. Z těchto granitů byl následně uran extrahován meteorickými a formačními vodami permských sedimentárních pánví (300–276 mil. 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).

Cathelineau et al. (1990) a Cuney et al. (1990) předpokládají, že protolitem peraluminických granitů Centrálního masivu byly pelitické sedimenty ordovického a silurského stáří bohaté organickým uhlíkem, které vykazují zvýšené obsahy uranu.

Peraluminický charakter měla i granitová tavenina z Okrouhlé Radouně (René 1991). Tento peraluminický granit má významnou distribuci zirkonu, apatitu a monazitu. Za zmínku však stojí zvýšený obsah hliníku v zirkonu (2,48 hm. % Al_2O_3), coffinitu (2,17 hm. % Al_2O_3 v episyenitech a 0,99 hm. % Al_2O_3 v kalcitové žilovině) a titanitu (5,71 hm. %), což by mohlo odrážet zvýšený obsah hliníku v okolním granitu. Také záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ ukazují na účast organického uhlíku při krystalizaci. Jeho zdrojem mohly být grafit obsahující metamorfity moldanubika, které byly natavené během variské metamorfózy. Vedle anataxe, mohl být uran také přinášěn roztoky z okolních hornin krystalinika. Například na zvýšené obsahy uranu v biotitických rulách upozorňuje René (2006).

Uranosné minerály jsou taktéž zdrojem uranu při vzniku ložiska Okrouhlá Radouň. Například monazit v biotitu z episyenitu obsahuje průměrně 1 hm. % UO_2 .

Velmi běžné jsou příměsi zirkonia v coffinitu z rudního stádia, zatímco coffinit z porudního (karbonátového) stádia je čistý. Substituční diagram (obr. 10) ukazuje, že Zr v coffinitu zčásti zastupuje U. Mísivost mezi fázemi USiO_4 a ZrSiO_4 je však dosti výjimečná (Jensen-Ewing 2001). Také syntaktické srůsty obou izostrukturálních fází mohly sehrát svou roli. Vysoké obsahy Zr (13 hm. %) v coffinitu lze přisoudit metastabilnímu stavu minerálu (Pointer et al. 1988). V coffinitu v episyenitech byly dále lokálně zjištěny obsahy 3,5 hm. % Y_2O_3 .

Pro některé monazity je ve srovnání s thoritem (5,0–10,0 hm. % UO_2) charakteristický nižší obsah uranu (0,45–1,54 hm. % UO_2). To může znamenat, že v průběhu hydrotermálních alterací mohlo dojít k mobilizaci části U z obou akcesorií za vzniku coffinitu.

6.4. Srovnání s dalšími uranovými ložisky

V České republice byly hydrotermální uranové mineralizaci žilného typu studovány na ložiskách Příbram, Jáchymov, Zálesí a Rožná.

V Příbrami je přítomná mineralizace siderit-sulfidická, kalcitová, kalcit-uraninitová, kalcit-sulfidická (Žák et al. 1991). Nízkosalinní fluida (5 hm. % NaCl ekv.) působila za relativně nízkých teplot ($T_h = 62\text{--}131\text{ }^\circ\text{C}$). Izotopová data (Žák et al.

1991) dokládají značnou roli srážkové vody, která se podílela na formování studované mineralizace.

Ložisko Jáchymov je reprezentantem tzv. „pětiprvkové“ asociace U-Ni-Co-As-Ag/Bi (zahrnující karbonát-uraninitovou, arzenidovou, arzenid-sulfidickou a sulfidickou mineralizaci). Vysokosalinní fluida (25 hm. % NaCl ekv.) cirkulovaly (Ondruš et al. 2004) za relativně vyšších teplot ($T_h = 105-198$ °C). Hodnota $\delta^{18}\text{O}$ vody hydrotermálního roztoku, z něhož vznikaly kalcity, je mezi +5 až +6 ‰ SMOW. Hlavní složkou roztoků tak mohly být metamorfní nebo magmatické vody. Zdroj uhlíku u ložiska Jáchymov je hlubinný (Ondruš et al. 2004), pocházející ze spodní kůry či pláště.

Uran se rovněž vyskytuje v rámci pětiprvkové formace (U-Ni-Co-As-Ag/Bi) jáchymovského typu) na ložisku Zálesí (mineralizační stádia – uraninitové, arzenidové a sulfidické). Diagonální distribuce Tm-Th hodnot pro ložisko Zálesí (Fojt et al. 2005) signalizuje trend mísení dvou typů fluid; z nichž první má vyšší teplotu i salinitu a druhý nízkou teplotu a nízkou salinitu. Izotopová data dokládají na ložisku Zálesí (Fojt et al. 2005) a Okrouhlá Radouň minimálně dva zdroje vody (srážková a mořská), které se podílely na formování studované mineralizace. Méně záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ u obou ložisek napovídají, že může jít o uhlík hlubinný (pocházející ze spodní kůry či pláště) nebo uhlík tzv. homogenizované zemské kůry nebo směs uhlíku pocházejícího z různých zdrojů z okolních hornin ložiska. Zatímco více záporné hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ indikují zastoupení lehkého uhlíku z organické hmoty. Zdroj organického uhlíku mohl být v grafitických břidlicích, nebo byl přinášán hydrotermálními fluidy a meteorickou vodou (nízksosalinní roztoky v kalcitech obou ložisek). Na ložisku Rožná je stádium předuranové (křemen-sulfidická a karbonát-sulfidická mineralizace), uranové a pouranové (křemen-karbonát-sulfidická mineralizace). Hodnoty T_h inkluzí vodného roztoku se pohybovaly od 119 do 206 °C. Nižší salinita v porudním stádiu ložiska Rožná (16,3 hm. % NaCl ekv.) a Okrouhlá Radouň (8 hm. % NaCl ekv.) 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, kdy je popisována aktivita vysoce salinních roztoků (23 hm. % NaCl ekv.), které autoři interpretují jako infiltrované pánevní vody s vysokým obsahem CaCl_2 a MgCl_2 . Stejných salinit dosahovalo také ložisko Okrouhlá Radouň, kde roztoky měly vyšší podíl MgCl_2 a promíchávaly se v širším teplotním intervalu. Počátek uranové mineralizace ložiska Okrouhlá Radouň by tak mohla souviset se vznikem permských pánví a oběhem

pánevních vod jako je tomu v případě ložiska Rožná (Křibek et al. 2002, Žák et al. 2002).

Hodnoty získané metodou chloritové termometrie na ložisku Okrouhlá Radouň (300-315 °C) a Rožná (250-330 °C) odpovídají přibližné teplotě 300 °C (předrudní stádium).

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 zcela vyloučit ani vliv sulfát redukujících bakterií v nízkoteplotních částech hydrotermálních systémů, nebo redukci sulfátů organickými látkami.

Inkluze s CH₄ v křemenné žilovině (předrudního stádia) ložiska Okrouhlá Radouň a Rožná mohou poukazovat na aktivitu fluidní fáze odvozené z organické hmoty permských sedimentárních rezervoárů (Křibek et al. 2002, Žák et al. 2002).

Obě ložiska mají podobnou genezi, pravděpodobně způsobenou mechanismy parciálního tavení a mobilizací fluid s extrahovaným uranem (Hein et al. 2002).

Uranonosné minerály jsou také významným zdrojem uranu, jak o tom svědčí nízké obsahy uranu v silně alterovaných horninách obou ložisek.

Opačný trend je na ložisku Okrouhlá Radouň, kde se mísí nízkosalinní fluida s vyšší teplotou s vícesalinními fluidy s nižší teplotou.

Coffinit obsahující zirkonium se vyskytuje v Jáchymově (Janeczek-Ewing 1995), Rožné (Křibek et al. 2009) a v Dyleni (Scharm-Scharmová 2001). Na ložisku Rožná a Okrouhlá Radouň příměs Zr dosahuje až 13 hm. % ZrO₂. Jensen a Ewing (2001) tento coffinit s vyšší příměsí Zr z ložiska v Gabonu označují jako méně známý (U, Zr) SiO₄.

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 na základě studia alterovaných hornin a hydrotermálních žil, s využitím polarizační mikroskopie, elektronové mikroanalýzy, termometrického studia fluidních inkluzí, metody vodných výluhů inkluzí a studia stabilních izotopů C a O.

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.

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.

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 MgCl_2 (až 9,5 hm. %).

Novotvořenými karbonáty v episyenitech zatlačují sericitizované a chloritizované živce. V těchto kalcitech 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.

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.

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., Reynolds, T., J., Kuehn, C., A., 1985: *Fluid inclusions systematics in epithermal systems*. Berger, B., R., and Bethke, P., M., Economic Geology: New York, Soc. of Econom. Geol., 73-97.

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: *Izučeníje solevogo sostava rastvorov gazovožidkích vklúčenij v mineralach metodom kriometrii*. Golog. i geofiz., 8, 16-27.

Brodin, B., V., 1971: *About mineralogy of some uranium deposits and occurrences south-eastern ore province (ČSSR)*. Uran. Indust., unpub. rep., Příbram.

Brodin, B., V., 1972: *Osobnosti mineralogii uranuim mestoroždenij i rudoprojavlenij moldanubika češskoj vetvi (Okrouhlá Radouň, Heřmaničky, Onšovice)*. MS fondy Čs. uran. prům., Příbram.

Brodin, B., V., 1974: *Osobnosti mineralogii i uslovij lokalizacii uranuim 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., Vignerresse, 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.

Fiala, V., 1977: *Hydrotermální alterace hornin ložiska Okrouhlá Radouň*. Kand. dis. práce, MS UDZČ, Zádňí 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., 1997: *U/Pb-Datierungen an Zirkonen und monaziten aus Gesteinen von österreichischen Anteil der Böhmisches Masse*. Unpub. PhD. Thesis, Univ. of Salzburg, 247.

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.

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

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.

Hoefs, J., 1997: *Stable isotope geochemistry*. Berlin, Spring., 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*. Springer., 381-398.

Hurai, V., Harčová, E., Huraiová, M., Ozdín, D., Prochaska, W., Wiegerová, V., 2002: *Origin of siderite veins in the Western Carpathians I 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.

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.

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.

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.

Jowett, E. C. (1991): *Fitting iron and magnesium into hydrothermal chlorite geothermometer*. GAC/MAC/ SEG Joint Annual Meeting, Program with Abstracts, A62, 16.

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 granitoidy 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 porfyrit 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 $2REEPO_4-CaTh(PO_4)_2-2ThSiO_4$, Discreditation of brabantite, and recognition of cheralite as the name for members dominated by $CaTh(PO_4)_2$* . *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.
- Pagel, M., Poty, B., Sheppard, S., M., F., 1980: *Contribution to some Saskatchewan uranium deposits mainly from fluid inclusion and isotope data.* In: Ferguson, J., Goleby, S., M., F., (eds): *Uranium in the Pine Creek geosyncline.* Int. Atomic energy Agency, 639-654.
- 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., 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., 1991: *Petrografie a chemismus granitů subtypů Číměř z okolí Okrouhlé Radouň*. Zpr. o geol. výzk.

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., 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.

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

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.

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.

Rosenbaum, J., Sheppard, S., M., F., 1986: *An isotopic study of siderites, dolomites and ankerites at high temperatures*. Geochim. Cosmochim. Acta 50, 1147-1150.

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

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 Radouni*. 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.

Whitney, D., L., Evans, B., W., 2010: *Abbreviations for names of rock-forming minerals*. Americ. Mineralog., 95, 185–187.

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

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 Sasyk-Sivash brine*. Geochem., 3, 656-670.

Zinovkin, A., D., Brodin, B., V., 1973: *Mineralogo-geologičeskije 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, K., Kříbek, B., Dobeš, P., Pudilová, M., Hájek, A., Holeczy, D., 2002: *Genetic model of the Rožná uranium deposit based on the stable isotope and fluid inclusion data*. — In: Kříbek, B. & Zeman, J. (eds.): *Uranium Deposits: From their genesis to their environmental aspects. Proc. of the Int. Workshop organized by the Czech Group of the IAGOD*. Czech Geol. Surv., 10-11, 127-130.

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>

<http://www.mapy.cz>.

Seznam použitých zkratek minerálů

Ab I	–	Albit (starší generace)
Ab II	–	Albit (mladší generace)
Ant	–	Anatas
Bt	–	Biotit
Cal I	–	Kalcit (starší generace)
Cal II	–	Kalcit (Mladší generace)
Ccp	–	Chalkopyrit
Cf	–	Coffinit
Chl	–	Chlorit
Mnz	–	Monazit
Mrc	–	Markazit
Py	–	Pyrit
Rt	–	Rutil
Sp	–	Sfalerit
Thr	–	Thorit
Ttn	–	Titanit
Tur	–	Turmalín
Vst	–	Bravoit
Zr	–	Zirkon