

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
Katedra geologie



Jana Ulmanová

Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komni

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Environmentální geologie (B1201)

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

Olomouc 2015

Čestně prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně a za použití citované literatury.

V Olomouci dne

.....

podpis

Na tomto místě bych ráda poděkovala všem, kteří se jakkoliv podíleli na vzniku této práce. Poděkování patří především vedoucímu mé bakalářské práce RNDr. Zdeňkovi Dolníčkovi za odbornou pomoc při laboratorním i terénním výzkumu, za ochotu, trpělivost a cenné připomínky. Dále mé poděkování patří Mgr. Petru Gadasovi Ph.D. (MU Brno) a Mgr. Jaroslavu Kapustovi (UP Olomouc) za vyhotovení chemických analýz a fotografií z elektronového mikroskopu a Dr. Vlastimilu Maškovi (LF UP) za provedení Ramanovské analýzy.

Bibliografická identifikace

Jméno a příjmení autora: Jana Ulmanová

Název práce: Podmínky vzniku vybraných mineralizací z lomu Bučník u Komní

Typ práce: bakalářská práce

Pracoviště: Katedra geologie, Přírodovědecká fakulta, Univerzita Palackého v Olomouci

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

Rok obhajoby: 2015

Abstrakt: Tato práce se zabývá mineralogií a studiem fluidních inkluzí ve vybraných typech hydrotermální mineralizace z lomu Bučník. Ke studiu bylo využito metod WDX a EDX analýz, Ramanovy spektrometrie, mikrotermometrie fluidních inkluzí, katodové luminiscence a UV-fluorescence. V lomu byly zjištěny tři dosud nepopsané minerály (synchyzit-Ce, epidot, datolit). V kalcitu, v křemeni a v dolomitu byly přítomny L+V a L inkluze. V kalcitu z kalcitové žilky s granáty byly nalezeny i L+V+S inkluze s krystalem halitu. Dle naměřených mikrotermometrických parametrů byly rozlišeny dva typy fluid: nízkosalinní $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{KCl}\pm\text{MgCl}_2$ fluida a středněsalinní až vysokosalinní fluida systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$. Teploty homogenizace fluidních inkluzí se pohybovaly v rozsahu 97-368 °C. Fluida $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ se vyskytovala pouze v primárních a pseudosekundárních inkluzích v kalcitu ve vzorku dutiny s kalcitovou výplní a v kalcitové žilce s granáty. Jejich pravděpodobným zdrojem jsou magmatické solanky z intruze trachyandezitů.

Klíčová slova: Vnější Západní Karpaty, bělokarpatská jednotka, fluidní inkluze, inkluze s halitem, hydrotermální mineralizace, REE fluorokarbonát, datolit

Počet stran: 68

Počet příloh: 0

Jazyk: český

Bibliographical identification

Author's first name and surname: Jana Ulmanová

Title: Formation conditions of selected mineralizations from the quarry Bučník near Komňa

Type of thesis: bachelor's thesis

Institution: Department of Geology, Faculty of Science, Palacký University in Olomouc

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph. D.

The year of presentation: 2015

Abstract: This thesis deals with the study of mineralogy and fluid inclusions in selected types of mineralization in the quarry Bučník. The research methods included WDX and EDX analysis, Raman spectrometry, microthermometry of fluid inclusions, cathodoluminescence and UV-fluorescence. Three previously undescribed minerals (synchysite-Ce, epidote, datolite) were found in the quarry. L+V and L inclusions were present in calcite, quartz and dolomite. In calcite from calcite vein with garnets were also found L+V+S inclusions containing halite cube. There were distinguished two types of fluids according to measured microthermometric parameters: low-salinity H₂O-NaCl±KCl±MgCl₂ fluids and medium- to high-salinity H₂O-NaCl-CaCl₂ fluids. Homogenisation temperatures of fluid inclusions were in the range of 97-368 ° C. H₂O-NaCl-CaCl₂ fluids occurred only in primary and pseudo-secondary inclusions in calcite from the sample of cavity with calcite and calcite vein with garnets. Their likely sources are magmatic brines from the intrusion of trachyandesites.

Key words: Outer Western Carpathians, Bílé Karpaty unit, hydrothermal mineralization, fluid inclusions, halite bearing inclusions, REE fluorocarbonate, datolite

Number of pages: 68

Number of appendices: 0

Language: Czech

Obsah

1. ÚVOD.....	6
2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ.....	7
3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH MINERALOGICKÝCH VÝZKUMŮ.....	14
4. METODIKA.....	18
5. VÝSLEDKY.....	20
5.1 Terénní výzkum.....	20
5.2. Mikroskopický popis mineralizace.....	24
5.2.1. Minerální výplně drúzových dutin v trachyandezitu.....	24
5.2.2. Žilné mineralizace.....	27
5.3. Chemismus minerálů.....	31
5.4. Studium vzorků katodovou luminiscencí.....	39
5.5. Studium vzorků UV-mikroskopii.....	41
5.6. Studium fluidních inkluzí.....	42
5.6.1. Fluidní inkluze v minerálech drúzových dutin v trachyandezitu.....	42
5.6.2. Fluidní inkluze v minerálech hydrotermálních žil.....	47
6. DISKUZE.....	53
6.1. Mineralogie a chemismus minerálů.....	53
6.2. Studium fluidních inkluzí.....	56
7. ZÁVĚR.....	64
LITERATURA.....	65

1. ÚVOD

Obec Komňa se nachází ve Zlínském kraji v okrese Uherské Hradiště na okraji chráněné krajinné oblasti Bílé Karpaty. Dva kilometry jihozápadně od ní na kopci Bučník (obr. 1) byl roku 1951 založen dnes již třetířádný činný kamenolom. Svodnickým souvrstvím vlárského vývoje bělokarpatské jednotky zde pronikají žíly trachyandezitu. Bučník je v dané oblasti mineralogicky nejbohatší lokalitou. Mimo jiné se zde vyskytuje hydrotermální sulfidické zrudnění žilného typu, které zde bylo objeveno v roce 1954. Lokalita byla mnohokrát v minulých letech studována z mineralogického a petrografického hlediska, ale podmínky vzniku zdejších mineralizací nebyly dosud objasněny.

Cílem této bakalářské práce bude podat podrobnější genetickou charakteristiku různých typů hydrotermální mineralizace v neovulkanitech a v sedimentech a přinést prvotní data k podmínkám vzniku a původu hydrotermálních roztoků na základě studia fluidních inkluzí. Vlastnímu laboratornímu výzkumu předchází odběr reprezentativních vzorků vybraných mineralizací a vypracování rešeršní části, která bude zaměřena na geologickou charakteristiku širšího okolí lokality a zpracování přehledu předchozích mineralogických výzkumů.

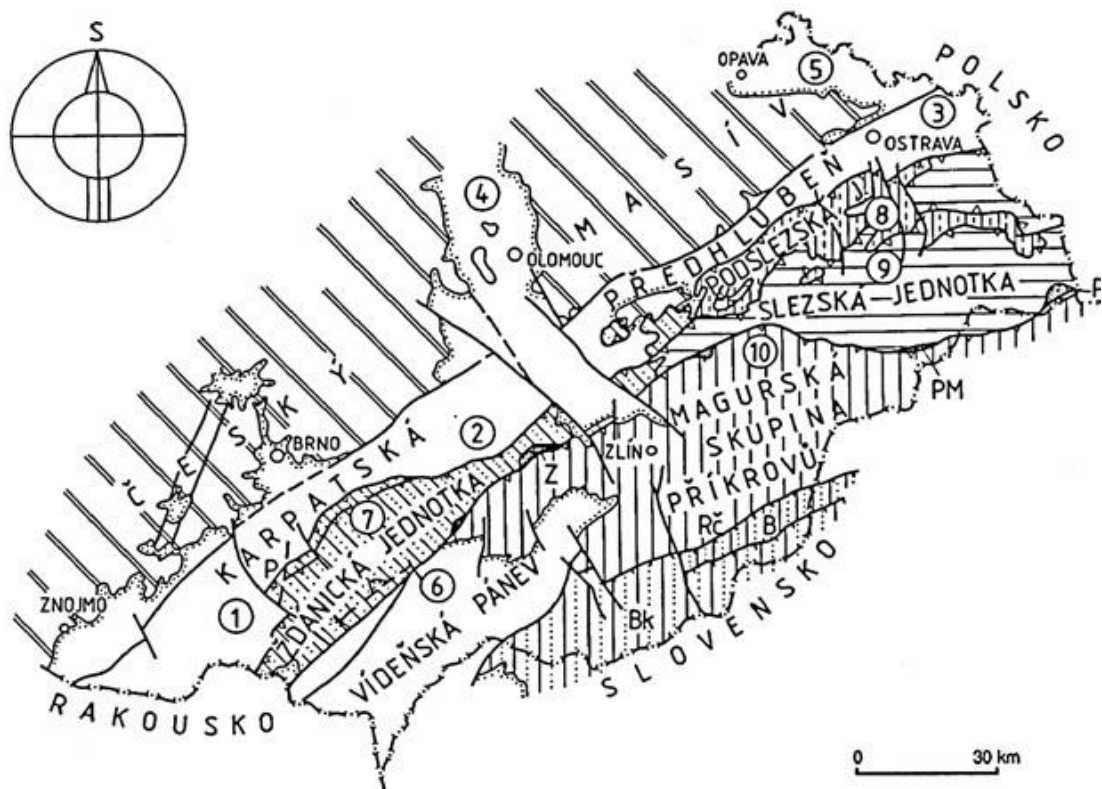


Obr. 1 Satelitní snímek okolí lomu Bučník (převzato z www.google.cz, upraveno)

2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA ZÁJMOVÉHO ÚZEMÍ

Flyšové pásmo

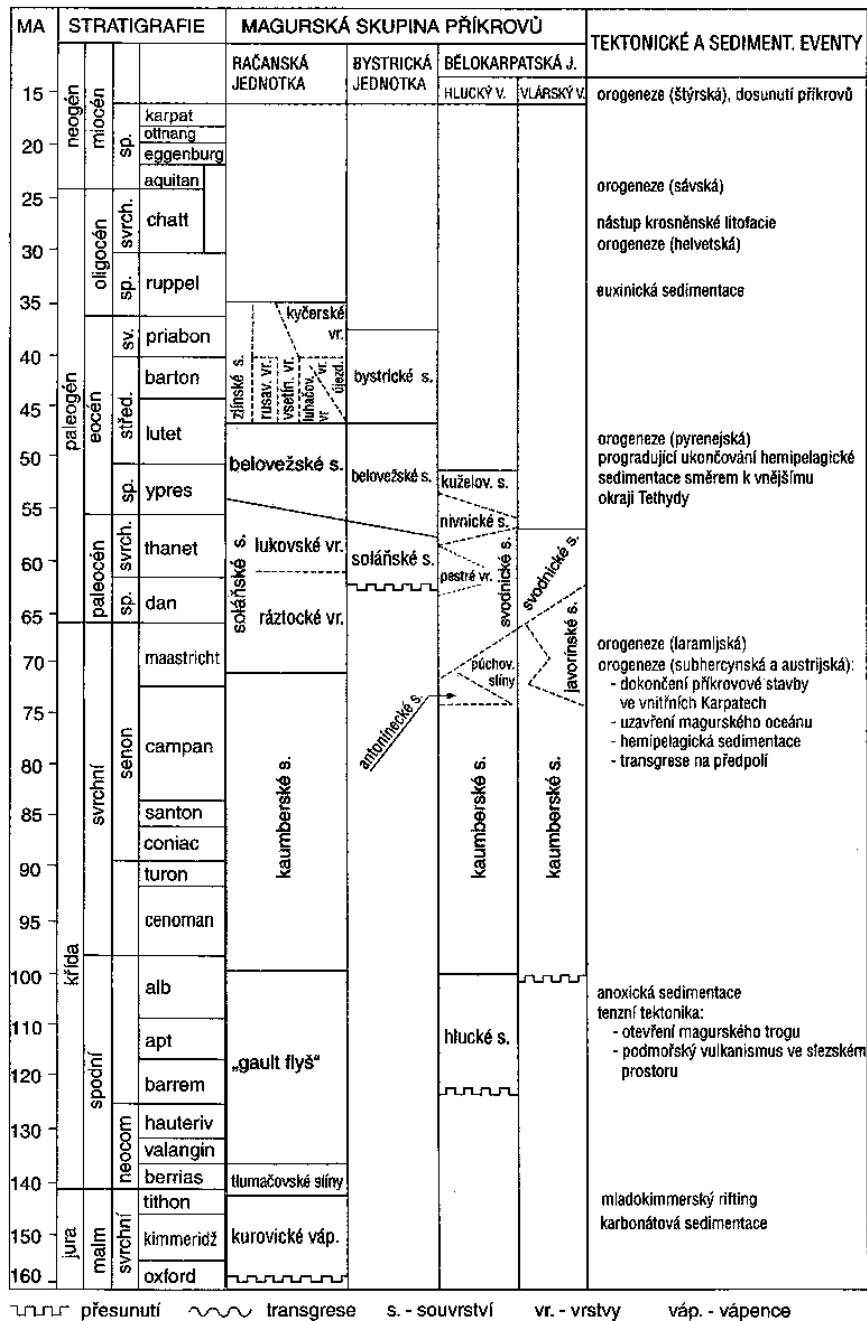
Flyšové pásmo (obr. 2) Západních Karpat představuje složitý komplex příkrovů, jehož sedimenty byly působením orogenních procesů zvrásněny a dalekosáhle přesunuty k severozápadu na kratogenní předpolí během třetihor. Z geografického hlediska zaujímá flyšové pásmo na území ČR východní část Moravy a Slezska. Ve jeho stavbě (obr. 2) rozlišujeme vnější skupinu příkrovů a magurskou skupinu příkrovů. Vnější skupina příkrovů zahrnuje jednotky pouzdřanskou, ždánickou, podslezskou, slezskou, zdouneckou a předmagurskou. Magurská skupina příkrovů je tvořena faciálně-tektonickými jednotkami račanskou, bystrickou a bělokarpatskou (Stráník et al. 1993).



Obr. 2 Regionální geologické členění Západních Karpat v České republice (upraveno dle Čtyrský, Stráník 1995). Rč – račanská jednotka; B – bystrická jednotka; Bk – bělokarpatská jednotka; Z – ždánická jednotka; P – pouzdřanská jednotka; PM – předmagurská jednotka

Magurská skupina příkrovů

Magurská skupina příkrovů (obr. 3) je charakteristická flyšovou sedimentací s rytmickým střádáním psamitů a pelitů. Z orografických celků zabírá Chřiby, Hostýnsko-vsetínskou hornatinu, Bílé Karpaty a Javorníky (Čtyroký, Stráník 1995).



Obr. 3 Stratigrafické schéma mezozoika a terciéru magurské skupiny příkrovů flyšového pásma Západních Karpat na Moravě a ve Slezsku (Chlupáč et al. 2002, upraveno).

Na jihu je omezena bradlovým pásmem, na východě zasahuje na polské území a na jihozápadě se noří pod sedimenty vídeňské pánve. Sedimentace v prostoru magurské skupiny příkrovů začala v juře, největšího rozvoje však dosahovala v paleogénu. Podloží

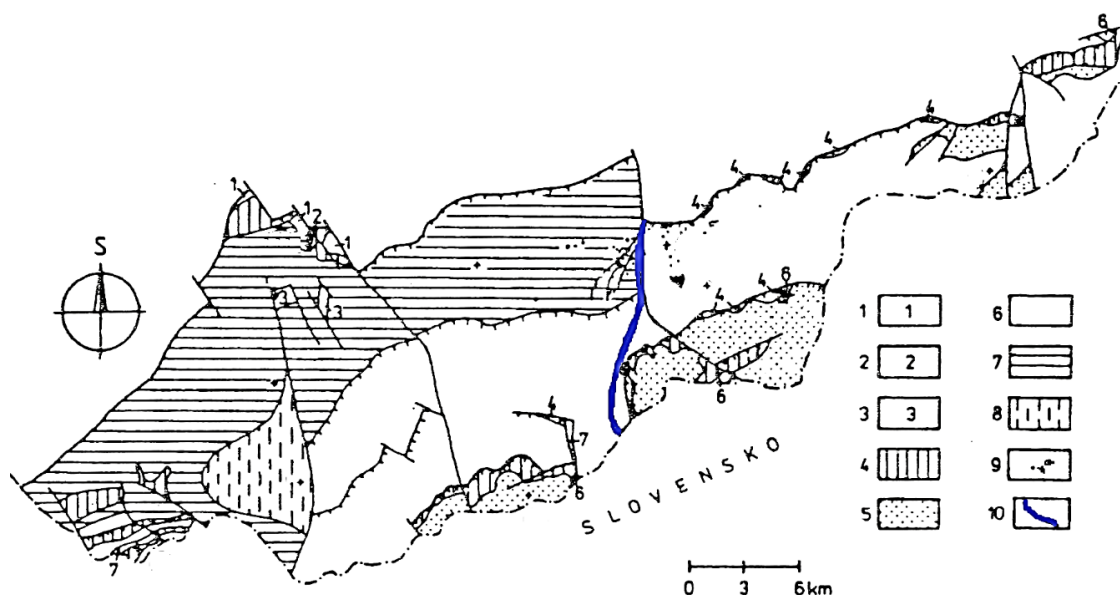
tvoří předmezozoické horniny známé z Českého masívu, které se k jihu stýkají s předmezozoickými jednotkami centrálních Karpat. Tento podklad je známý z valounů a slepenců magurského flyše (Krystek 1965). Směrem k vnějšímu okraji orogénu lze ve všech jednotkách sledovat postupný trend mládnutí v ukončování sedimentace. Račanská jednotka s bystrickou jednotkou vykazují výraznou pásemnou stavbu. Račanská jednotka je tvořena sedimenty albu až spodního oligocénu a její průběh lze sledovat na celém území ČR. V podloží vídeňské pánve pokračuje na území Rakouska. Bystrická jednotka zahrnuje sedimenty s relativně vysokým obsahem karbonátového tmelu ve stratigrafickém rozsahu paleocén až svrchní eocén. V jihozápadní části je ukončena nezdenickým zlomem (Čtyroký, Stráník 1995).

Bělokarpatská jednotka

Bělokarpatskou jednotku tvoří sedimentární horniny cenomanu až středního eocénu. Sedimenty jsou intenzivně zvrásněny v ploché struktury s málo výraznou pásemnou stavbou. Na Moravě jednotka zabírá území Bílých Karpat a tvoří podloží severní části vídeňské pánve. Bělokarpatská jednotka se od bystrické a račanské jednotky značně litofaciálně odlišuje, a to zejména nepřítomností pískovcových vrstev ve spodním oddílu paleogénu (Čtyroký, Stráník 1995). Sedimentace v ní začala ve spodní křídě, kde je reprezentována hluckým souvrstvím (barrem-alb) o mocnosti zhruba 120 m, v jehož spodní části jsou převládající složkou tmavé vápnité jílovce a ve svrchní části se střídají vápence se slíny (Chlupáč et al. 2002). Ve svrchní křídě se ukládalo v bělokarpatské jednotce nejdříve kaumberské (gbelské) souvrství, pro které je typická převaha pelagických až hemipelagických rudohnědých pískovců. Bělokarpatská jednotka je v období vyššího senonu až středního eocénu značně faciálně variabilní, a proto v ní byl vymezen vlárský a hlucký vývoj (obr. 4).

Vlárským vývojem je tvořena horská část Bílých Karpat. Vývojově nejstarší je javorinské souvrství, které navazuje na kaumberské souvrství. Javorinské souvrství je charakteristické převahou drobně až středně zrnitých pískovců nad zelenošedými a tmavošedými prachovými jílovci a jeho mocnost dosahuje až 500 m. Na javorinském souvrství spočívá svodnické souvrství, v kterém dominují šedé vápnité jílovce litologicky podobné vápnitým jílovcům vsetínských vrstev račanské jednotky. U svodnického souvrství převládá středně rytmický flyšový vývoj, který je doprovázen pískovcovými sekvencemi o mocnosti až několika desítek metrů. Svodnické souvrství ve vlárském vývoji dosahuje celkové mocnosti až 900 m (Stráník et al. 1993).

Hlucký vývoj tvoří západní část bělokarpatské jednotky a vyznačuje se oproti vlárskému vývoji značnou převahou jílovců s tenkými písčitými laminami (Kováč et al. 1993). Je v něm rozlišeno svodnické, nivnické a kuželovské souvrství. Na kauberské souvrství nasedá nejprve svodnické souvrství, které má podobný litofaciální vývoj jako ve vlárském vývoji. V jeho nadloží se nachází nivnické souvrství (paleocén až spodní eocén) o mocnosti cca 800 m, které se vyznačuje šedými, okrovými a zelenošedými vápnitými jílovci, jež se střídají s lávkami vápnitých laminových pískovců ve vývoji drobně až středně rytmického flyše. V nadložním kuželovském souvrství (spodní eocén) jednoznačně převažují vápnité zelenošedé až šedé dočervena zvětrávající jílovce nad ojedinělými pískovci. Jsou doprovázeny slabými vložkami červeně zvětrávajících pelokarbonátů. Mocnost kuželovského souvrství je přibližně 250 m. V jeho nadloží se místy dochovaly spodno až střednoeocenní pestré vrstvy s rudými jílovci, které faciálně a mikrobiostratigraficky odpovídají belovežskému souvrství račanské jednotky (Stráník et al. 1993).



Obr. 4 Geologická skica bělokarpatské jednotky (Krejčí et al. 1994, upraveno). 1 – hlucké souvrství; 2 – púchovské slíny; 3 – antonínecké souvrství; 4 – kauberské (gbelské) souvrství; 5 – javorinské souvrství; 6 – svodnické souvrství; 7 – nivnické souvrství; 8 – kuželovské souvrství; 9 – vulkanity; 10 – linie oddělující vlárský a hlucký vývoj

Tektonika magurské skupiny příkrovů

Na složité stavbě magurského příkrovu se podílely orogenní pohyby helvétské, sávské a štýrské. Helvétské pohyby se uplatnily při vyvrásnění sedimentární výplně magurského sedimentačního prostoru a založení zárodečné formy příkrovu. Projevy sávského vrásnění jsou díky nepřítomnosti sedimentů vyššího oligocénu téměř neodlišitelné od účinků vrásnění helvétského. Za štýrského vrásnění dostal magurský příkrov podobu dnešní stavby. Je budován dílčími příkrovy račanským, bystrickým a bělokarpatským (Stráník et al. 1993). Podle Matějky a Rotha (1952) je nasunutí bělokarpatské jednotky významnější než přesun bystrické jednotky přes račanskou. Nasvědčuje tomu větší faciální odlišnost bělokarpatské jednotky a úložné poměry.

V oblasti se rovněž uplatňuje zlomová tektonika. Nejvýznamnějším příčným zlomem v prostoru magurské skupiny příkrovů je nezdenický zlom, který nápadně porušuje všechny jeho jednotky. V povrchové stavbě ukončuje bystrickou jednotku a hlucký dílčí příkrov. Tento zlomový systém prošel několika vývojovými obdobími. Jeho vznik je spojen se vznikem magurského příkrovového systému ve spodním oligocénu. V další fázi došlo k oslabení míst podél mezivrstevních přesmyků, které posloužily jako výstupové cesty pro vulkanity. Nejmladší etapou je deformační fáze spojená s oživením stávajících a vznikem nových přesmyků a vrás v průběhu sarmatu. Nezdenický zlom představoval také migrační cestu pro minerální vody, ropné látky a hydrotermální roztoky, z nichž vzniklo polymetalické zrudnění (Krejčí, Poul 2010).

Vulkanity na Uherskobrodsku

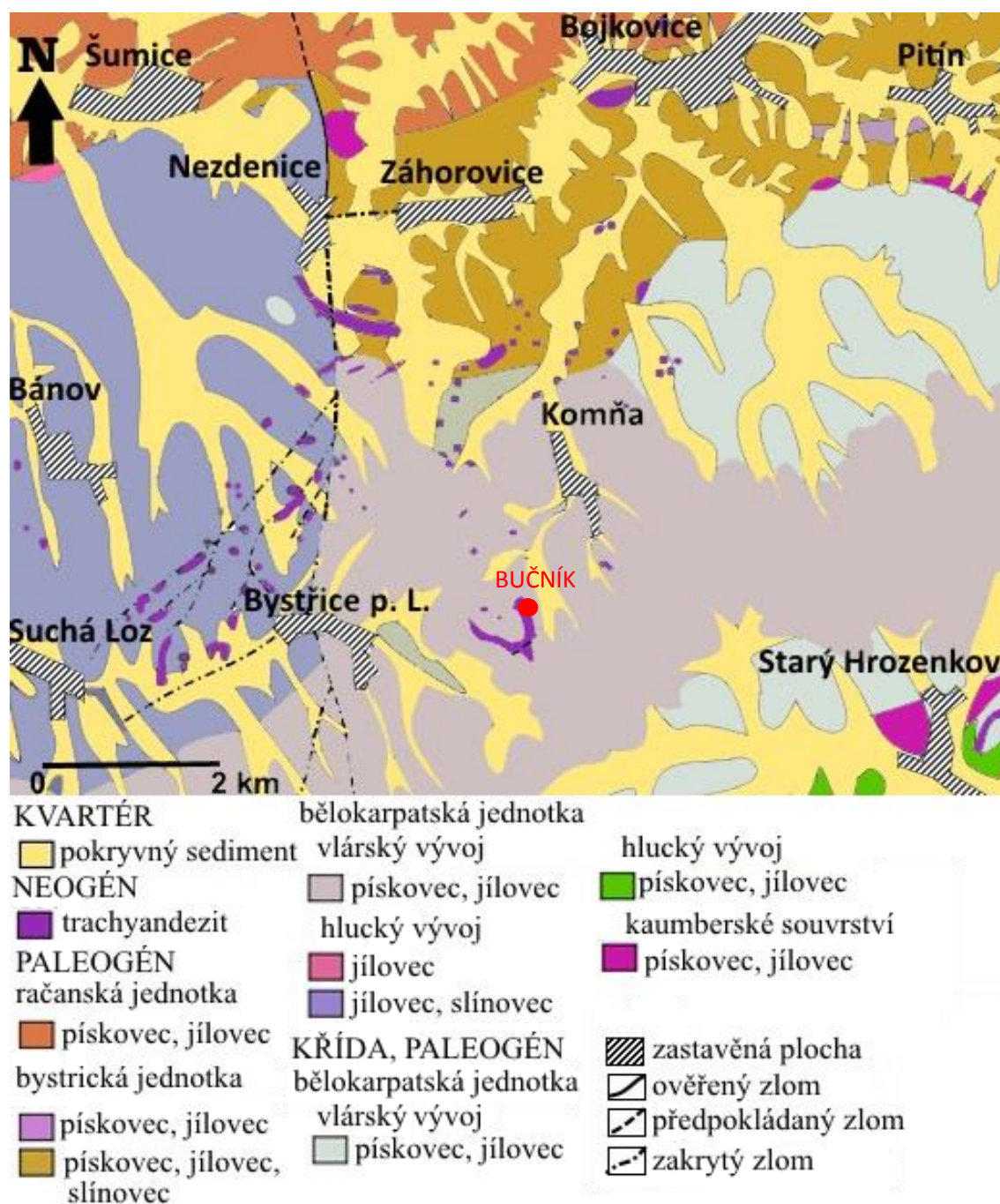
Kromě sedimentárních hornin se na Uherskobrodsku vyskytují tělesa neovulkanických hornin (obr. 5), která prostupují všemi dílčími jednotkami magurské skupiny příkrovů (Adamová et al. 1995). Oblast, ve které vyvěřeliny vystupují, leží na severozápad od hlavního hřebene Bílých Karpat a na severu je přibližně ohraničena říčkou Olšavou (Krystek 1955, Adamová et al. 1995). Mezi plošně největší výskyty patří pruh ležící jižně od Nezdenic o délce 1500 m a maximální šířce 200 m a dále pruh na jižním a východním svahu vrcholové části kopce Bučník (obr. 5). Další drobnější výskyty se soustřeďují převážně v pruhu širokém 1300 m, který má směr SV–JZ a vede od Suché Lozi na severovýchodní svah vrcholu Valy (Krejčí, Poul 2010). Neovulkanická tělesa se vyskytují v podobě pravých i ložních žil s mocností od 0,5 do 20 m, jejichž sklony se pohybují od velmi příkrých po téměř vodorovné (Krystek 1955). Byl zjištěn i rozvětvený

cedrový lakolit s nepravou mocností 24,7 m, který tvoří vrchol kopce Bučník. Na několika výskytech byly nalezeny vulkanické brekcie tvořící výplně přírodních kanálů (Krejčí 1990 in Krejčí, Poul 2010). Stáří uherskobrodských vyvřelin stanovili Přichystal et al. (1998) metodou K/Ar na 13,5–14,8 Ma (střední až svrchní baden). Datovány byly vzorky z lomu „U kyselky“ v Nezdenicích. Pécskay et al. (2002) datovali vzorky vulkanitů z Hrádku, Bánova, Starého Hrozenkova a Bystřice pod Lopeníkem. Jejich stáří bylo změřeno na 13,4–14,8 Ma (svrchní baden popř. spodní sarmat).

Intruze uherskobrodských neovulkanitů proběhla pravděpodobně až po nasunutí příkrovů během začínajícího rozpadu orogénu. Důležitou roli při ní sehrál nezdenický zlom, jenž otevřel lokální přírodní cesty, jimiž vulkanity intrudovaly. Nedlouho po intruzi došlo k jejich křehkému porušení, které se pravděpodobně odehrálo, když těleso ještě nebylo vychladlé (Poul et al. 2010). Vulkanity východně od Uherského Brodu se svým chemismem odlišují od andezitů vnitřních Karpat, což naznačuje jejich možnou kontaminaci z vnějšího zdroje (Stráník et al. 1993). Podrobný petrografický a petrochemický popis těchto vyvřelin podává Krystek (1955), který je popisuje jako trachyandezity a bazalty a rozeznává šest dílčích typů. Podle Shrbeného (1974) převažují mezi uherskobrodskými vyvřelinami trachyandezity, pouze kolem Starého Hrozenkova mají neovulkanity charakter bazaltů. Trachyandezity dále rozlišuje na dvě skupiny dle výskytu. Vyvřeliny vyskytující se kolem Komni, Bojkovic a Nezdenic jsou světle šedé, místy s namodralým odstínem, a obsahují vyrostlice živců. Trachyandezity z okolí Bánova mají o něco tmavší barvu (až téměř zelenošedou) a chybí v nich fenokrysty živců.

Uherskobrodské vulkanity se oproti průměrným hodnotám andezitů východního Slovenska a Pienin vyznačují zvýšenou alkalitou způsobenou vysokým obsahem Na_2O a K_2O (Adamová et al. 1995). Trachyandezity obsahují značné množství xenolitů hlubinných a žilných hornin. Krystek (1958) je rozděluje na sourodé a cizorodé. Mezi sourodé xenolity řadí úlomky starších andezitických hornin nebo bazaltů a dále úlomky různých typů gaber, dioritů a granodioritů, z žilných hornin je popsán dioritový porfyr. Tyto xenolity dosahují převážně velikosti v rozmezí 1–5 cm, výjimkou jsou xenolity z lomu na Bučníku u Komni, jež dosahují až 25 cm. Mezi cizorodé xenolity patří úlomky flyšových hornin, většinou tepelně přeměněných. Zvláštní skupinou jsou rudní xenolity, které jsou tvořené pyrotinem a pyritem. V okolí vulkanických těles byly sedimenty kontaktně přeměněny, přičemž pískovce byly vypáleny na kvarcity a jílovce na porcelanity. Při tuhnutí magmatu se v chladnoucí hornině vytvářely dutiny kulovitého a vejčitého tvaru vlivem unikajících plynů. Doznívající sopečnou činnost provázely výrony

teplých vod z hlubin země, které vnikly do dutin a daly tak vzniknout některým druhotným minerálům (Kruťa 1946).



Obr. 5 Geologická mapa zkoumané oblasti s vyznačenou studovanou lokalitou (převzato z www.geology.cz, upraveno)

3. PŘEHLED DOSAVADNÍCH MINERALOGICKÝCH VÝZKUMŮ

Lom na kopci Bučník je situován 2 km jihozápadně od obce Komňa. Jedná se o třítážový stěnový kamenolom, který byl založen roku 1951. Jsou zde těženy biotit-amfibolický trachyandezit a kontaktně metamorfované sedimenty svodnického souvrství, které jsou využívány na výrobu drceného kameniva. Ve svodnickém souvrství bělokarpatské jednotky jsou uloženy tři ložní žíly andezitu. Vrchol kopce je tvořen hlavní žilou, další dvě vystupují na jeho svazích. Střední žíla o mocnosti cca 20 m je otevřena lomem (Kruťa 1966). Lokalita Bučník je nejbohatším mineralogickým nalezištěm na jihovýchodní Moravě a jedním z nejbohatších nalezišť v České republice. Bylo zde popsáno přes 60 druhů nerostů (Bedáň 2006). Hydrotermální mineralizace se vyskytuje v podobě výplní dutin, hydrotermálních žil (rudní žíly, kalcit-zeolitové žíly, kalcit-granátové žíly, zrudněné brekcie) a vtroušeninového zrudnění v propylitizovaném andezitu (Přichystal 1974).

Charakteristiku mineralogických poměrů zde nejdříve provedl Černý (1958). V severní části lomu, kde je andezit silně postižen propylitizací v pásmech o mocnosti 0,3–5 m, rozlišil tři dílčí zóny s různým stupněm přeměny a odlišným petrografickým charakterem. Vnější zóna přechází postupně do nepropylitizovaného andezitu, hornina zde má šedo zelenou barvu a tmavé vyrostlice jsou postiženy uralitizací a plagioklas sericitizací. Střední zóna má nejmenší mocnost. Andezit je zde o něco světlejší a jeho součástky jsou postiženy silnou chloritizací a sericitizací, také zde vzniká novotvořený albit. Ve vnitřní zóně je hornina v nejsilnějším stádiu přeměny. Má šedobílou barvu, je drolivá a tvoří ji sericit, karbonát a jílová hmota. Ve všech zónách je přítomen také křemen s pyritem. Nejsilněji přeměněné partie jsou tvořeny pouze jílovou hmotou.

Po propylitizaci došlo v přeměněných i nepřeměněných partiích andezitu ke vzniku dvou systémů svislých puklin, do nichž vnikly hydrotermální roztoky a daly vzniknout rudním žilám. Pukliny mající směr SV–JZ jsou poněkud rozevřeny a místy doprovázeny drcenými, brekciovitými andezity. Tento systém puklin podle Černého (1958) zahrnuje i hlavní rudní žíly, které dosahují průměrné mocnosti 2–3 cm. Druhý systém puklin probíhá ve směru SZ–JV. Tyto pukliny jsou téměř sevřeny a zrudnění je zde nepatrné a nepřesahuje mocnost 1 cm. Ojedinele se vyskytují také pukliny ve směru Z–V. Rudní žíla na puklině tohoto směru dosahuje místy až 6 cm. Podle Přichystala (1974) se pukliny směru SV–JZ zdají být starší než pukliny směru SZ–JV. Mimo samotné rudní žíly se zrudnění vyskytuje v podobě impregnací rudních nerostů v okolí rudních žil

a v podobě zrudněných brekcií, kde rudní minerály stmelují brekciovitě partie andezitu (Černý 1958). Ty představují největší rudní akumulace v bučnickém andezitu, mají však velmi malý rozsah. Rudní minerály se vzácně vyskytují i na nepravidelných puklinách pískovců. Jako rudní minerály rudních žil uvádí Černý (1958) sfalerit, arzenopyrit, pyrit, pyrhotin, galenit, chalkopyrit a markazit. Z nerostů hlušiny jsou zastoupeny převážně kalcit, křemen, méně ankerit, siderit a chlorit. Pro rudní žíly je běžná symetrická stavba (obr. 6), kdy na stěnu pukliny narůstá nejprve křemen, pak rudní minerály a střed je vyplněn karbonáty.



Obr. 6 Zonální výplň rudní žíly (Černý 1958)
pr – propylit, p – pyrit, as – arsenopyrit, sf – sfalerit, c – kalcit, a – ankerit, g – galenit a chalkopyrit

Podle Černého (1958) jsou nejstaršími minerály křemen, chlorit a pyrit, které slabě impregnují okolní horninu. Jsou uzavírány arzenopyritem, sfaleritem a pyrhotinem, přičemž nejdříve krystalizoval arzenopyrit, po něm sfalerit s pyrhotinem, které se spolu běžně laločnatě prorůstají. Dále krystalizoval galenit a chalkopyrit a po nich karbonáty. Nejstarší z nich je kalcit, ankerit se vyskytuje v centrálních částech žil. Nejmladším avšak nejméně se vyskytujícím karbonátem je siderit, který tvoří povlaky na starších karbonátech. Vzácně se také ve středu žil objevuje antimonit, který krystalizuje po ankeritu. Podle téhož autora došlo na rudních žilách ke dvěma mechanickým deformacím. K první mechanické deformaci došlo po krystalizaci arzenopyritu, ve kterém se vytvořily trhliny, které byly následně vyplněny sfaleritem. Ke druhému tektonickému postižení došlo po krystalizaci galenitu a chalkopyritu. Přichystal (1974) s výše popisovanou sukcesí minerálů na rudních žilách převážně souhlasí, avšak uvádí jisté odlišnosti. Podle něho došlo ke krystalizaci pyritu až po krystalizaci galenitu a následné mechanické deformaci. Po této deformaci začala krystalizovat i druhá generace arzenopyritu.

Přichystal (1974) dále popisuje z rudních žil ojediněle i baryt, který zde patří k nejmladším minerálům. Podle téhož autora je v centrech žil někdy přítomna i bituminózní látka tmavě červené až žluté barvy, kterou označuje jako asphalt. Také bývá jemně rozptýlena i v některých karbonátech. Krobot (2011) popisuje sukcesi rudních žil obdobným způsobem jako Černý (1958) a Přichystal (1974), ale podle něho došlo k prvnímu tektonickému postižení až po krystalizaci sfaleritu a galenitu, jejichž trhlíny jsou vyplněny druhou generací pyritu a chalkopyritu, po jejichž krystalizaci došlo k druhé tektonické epizodě a následné krystalizaci karbonátů.

Fojt a Přichystal (1979) analyzovali chemismus bučnického sfaleritu a karbonátů pomocí spektrálních, chemických a termických analýz. Ve sfaleritu byl zjištěn poměrně vysoký obsah Fe (15,30–16,81 hm. %) a přítomnost prvků charakteristických pro středněteplotní až vysokoteplotní sfalerity (Co, Ni, Sn), naopak v něm chybí prvky indikující nízké teploty vzniku (As, Bi, Ga, Ge, Hg). To podle autorů svědčí o vysokoteplotním vzniku bučnického sfaleritu. Studie karbonátů na rozdíl od předchozích studií ukázala, že poměrně často se objevují karbonáty dolomit–ankeritové řady, které mají narůžovělou až hnědožlutou barvu a podle jejich chemismu je lze označit za železnaté a železnato-manganaté dolomity. Zhruba stejně často se vyskytuje kalcit. Vzácně byl zjištěn jako nejmladší karbonát siderit.

Kromě výše popsaných rudních žil byl objeven i izolovaný výskyt žilek rtuťnaté mineralizace v propylitizovaném andezitu, který byl vůbec prvním nálezem sulfidů rtuti na Moravě (Fojt, Kruřa 1968). Ty byly objeveny nejprve v úlomcích andezitu v jihovýchodní části svrchní etáže lomu. Později byly objeveny žilky svislého sklonu a směru SV–JZ přímo ve skalní stěně. Jejich mocnost se pohybuje mezi 1–2 mm, výjimečně dosahuje i 3,6 mm. V ideálním případě je stavba žil taková, že na stěnu žíly narůstají markazit s pyritem, na ně narůstá cinabarit a střed je vyplněn karbonátem, v jehož dutinách je někdy přítomna asfaltu podobná organická látka. Někdy je kalcit zcela nahrazen látkou jílové konzistence, kterou se nepodařilo blíže určit. Občas se vyskytuje i druhá modifikace HgS (metacinabarit), jehož zrna bývají obalena cinabaritem. Přítomnost metacinabaritu podle výše zmíněných autorů indikuje vyšší teploty vzniku a výskyt výše popsané organické hmoty v této minerální asociaci ukazuje na souvislost hydrotermálních procesů s cirkulací naftových vod.

V propylitizovaném andezitu byly rovněž nalezeny zeolit-kalcitové žilky bez sulfidů, kde převažujícím minerálem byl laumontit. Tyto žíly pravděpodobně představují doznívající fázi hydrotermálního procesu (Přichystal 1974). Z pukliny v porcelanitu byl

také popsán chabazit, který se vyskytoval v asociaci s kalcitem, laumontitem a vzácnými sulfidy (Černý, Povondra 1965). Chabazit se vyznačuje poměrně vysokým obsahem stroncia (cca 3 hm. % SrO). Zvýšený obsah stroncia byl rovněž zjištěn Přichystalem (1974) v barytu a laumontitu. Podle autora to ukazuje na možnost kontaminace rudonosných roztoků okolními sedimenty.

Na puklinách kontaktně přeměněných pískovců byly nalezeny Krobotem (2011) žilky s granáty o mocnosti max. 2 mm orientované ve směru SV–JZ. Granát tvoří červenohnědá zrna o velikosti 3–5 mm omezená vlastními krystalovými plochami. Starší jádra granátu jsou tvořena andraditem a jejich lemy tvoří grosulár. Zrna granátu jsou obklopena bílým kalcitem. Kromě těchto fází se v granátu vyskytují jehličky minerálu, které nebylo možné pro jejich malé rozměry spolehlivě kvantitativně analyzovat na elektronové mikrosondě. Pravděpodobně se jedná o wollastonit (Dolníček, Krobot 2013).

Dalším typem výskytu hydrotermální mineralizace jsou výplně dutin v andezitu. Mají nepravidelný tvar a jsou v andezitu náhodně rozmístěny. Z těchto dutin popisuje Černý (1958) křemen, chlorit, aktinolit, pyrit, sfalerit, pyrhotin, baryt, laumontit, anatas, brookit, molybdenit a tridymit. Vyskytují se i dutiny odlišného charakteru, které jsou vyplněny hrubě krystalovaným namodralým barytem, kalcitem a aragonitem. Nejdříve vykrystalizovanými minerály jsou křemen, chlorit, anatas, brookit, na ně nasedají baryt a sulfidy a nejmladšími jsou laumontit a karbonáty.

Přichystal (1974) uvádí ještě kromě výše uvedených typů zrudnění rudní xenolity, o kterých se již dříve zmiňoval ve své práci Krystek (1958). Jsou tvořeny hlavně pyrhotinem, pyritem a chalkopyritem, vzácně je přítomen i galenit a sfalerit. Dosahují velikosti od 1 do 5 cm. Pravděpodobně patří geneticky k hlubinným horninám xenolitů.

Díky tomu, že rudní žíly mají téměř svislé sklony a vystupují přímo k povrchu, byly vystaveny povrchovým vodám a zpřístupněny tak intenzivnímu zvětrávání. Častou přeměnou je limonitizace, které podléhají všechny sulfidy a siderit. Arzenopyrit se mění na skorodit. Přeměnou galenitu vzniká cerusit, vzácněji wulfenit. Chalkopyrit zvětrává na malachit a azurit nebo je zatlačován bornitem, chalkozínem a covellinem. Rozpadem vápenatých karbonátů vzniká sádrovec (Černý 1958). Již dříve uvádí Černý (1957) hawleyit s greenockitem, které vyplňují malé dutinky ve sfaleritu jako žluté výkvěty a poprašky.

4. METODIKA

Terénní výzkum byl zaměřen na dokumentaci hydrotermální mineralizace a odběr vzorků. Orientace hydrotermálních žil byla změřena geologickým kompasem a dále zpracována v programu StereoNet. Dále byly odebrány reprezentativní vzorky žilné mineralizace a výplní dutin v trachyandezitu. Byla provedena fotodokumentace lomu.

Z odebraných vzorků jsem zhotovila na Katedře geologie PřF UP v Olomouci leštěné výbrusy a oboustranně leštěné destičky pro studium fluidních inkluzí, které byly vyhodnoceny v optické laboratoři. Preparáty byly pozorovány pod polarizačním mikroskopem Olympus BX-50 v procházejícím i odraženém světle.

U vybraných minerálních fází byla provedena analýza na elektronovém mikroskopu JEOL JXA-8600 s EDX analyzátozem na Katedře geologie PřF UP. Před analýzou byly vzorky potaženy tenkou vrstvou grafitu. Analýzy jednotlivých fází zhotovil Mgr. J. Kapusta. Při analýze bylo použito urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 10 nA. Bylo využito těchto standardů: diopsid (Mg, Ca), pyrop (Al), mikroklin (Si), elementární mangan (Mn), magnetit (Fe), stroncianit (Sr), sfalerit (S, Zn), GaAs (As), elementární antimon (Sb). Některé vzorky byly analyzovány ve WDX modu na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně, kde analýzy provedl Mgr. P. Gadas, Ph. D. Při analýze REE karbonátů a epidotů bylo použito urychlovací napětí 15 kV a proud svazku 20 nA, pro ostatní minerály byl použit proud svazku 10 nA. Jako standardy byly použity: albit (Na), sanidin (Si, Al), pyrop (Mg), titanit (Ti), fluorapatit (P, Ca), chromit (Cr), vanadinit (Cl, V), wollastonit (Ca), almandin (Fe), spessartin (Mn, Si), ScVO_4 (V), gahnit (Zn), topaz (F), baryt (Ba), polucit (Cs), leucit (Rb), SrSO_4 (Sr), Mg_2SiO_4 (Mg), brabantit (Th), CrTa_2O_6 (Ta), TiO (Ti), columbit Ivigtut (Nb), ScVO_4 (Sc), zirkon (Zr), NdPO_4 (Nd), PrPO_4 (Pr), LaPO_4 (La), CePO_4 (Ce), YPO_4 (Y), SmPO_4 (Sm), DyPO_4 (Dy), GdPO_4 (Gd), ErPO_4 (Er), YbPO_4 (Yb), HoPO_4 (Ho), EuPO_4 (Eu), elementární uran (U), elementární cín (Sn).

Vzhledem k tomu, že všechny leštěné výbrusy obsahovaly karbonát, byly podrobeny katodoluminiscenčnímu studiu za účelem identifikace různých generací karbonátu. Katodoluminiscence byla provedena na přístroji se „studenou katodou“ CITL CL8200 MK5-1 s mikroskopem Leica DM2500 P za podmínek: vakuum 0,003 mbar, napětí 15 kV, proudová hustota okolo $450 \mu\text{A}/\text{mm}^2$. Při studiu byla provedena fotodokumentace digitálním fotoaparátem Olympus C 70-70.

Dále byly výbrusy zkoumány pod UV zářením na fluorescenčním mikroskopu Olympus BX-41 s episkopickým fluorescenčním iluminátorem BX-RFA. Na mikroskopu byl nastavený fluorescenční filtr s excitačním rozsahem 460–490 nm. Dokumentační fotografie byly pořízeny fotoaparátem Olympus C 70-70.

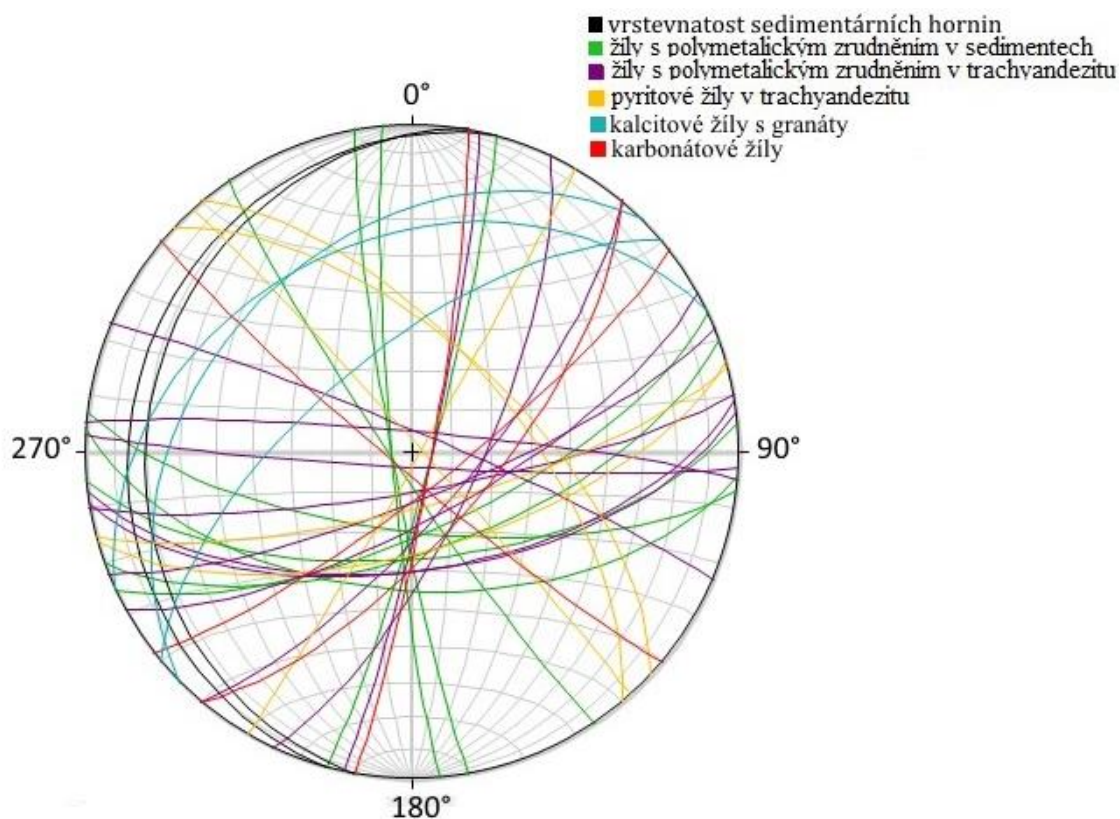
Ke studiu fluidních inkluzí byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky lepené za studena vteřinovým lepidlem. Preparáty byly nejdříve podrobeny petrografickému studiu inkluzí a poté byly pomocí nitrometanu odlepeny od podložních skel a rozlámány na velikost vhodnou pro mikrotermometrická měření. Fluidní inkluze byly zkoumány na mikroskopu BX-51 s nainstalovanou mikrotermometrickou komorou LINKAM THMSG 600. Změřeny byly tyto parametry: teplota homogenizace (T_h), teplota zamrznutí (T_f), teplota eutektika (T_e) a teplota tání poslední pevné fáze (T_m).

K identifikaci TiO_2 fáze byla využita analýza pomocí Ramanova spektrometru WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+ s excitací o vlnové délce 532 nm (25 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv 50x/NA 0,8, doba načítání spektra 1 minuta). Analýza byla provedena na Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP Olomouc analytikem Dr. V. Maškem.

5. VÝSLEDKY

5.1 Terénní výzkum

V terénní etapě byly v lomu Bučník odebrány pro studijní účely reprezentativní vzorky (tab. 1) různých typů hydrotermální mineralizace ze spodní a střední etáže lomu a byla provedena kompasová měření (obr. 7). Horní etáž nebyla v průběhu terénní etapy přístupna. Hydrotermální žíly prostupují jak trachyandezity, tak i sedimenty bělokarpatské jednotky. Zdokumentované žíly dosahovaly až na výjimky (viz níže) mocnosti do 3 mm. V sedimentech i v trachyandezitu byly zastiženy žilky s polymetalickým sulfidickým zrudněním, dále byly zjištěny žilky pouze se sfaleritem, karbonát – sfaleritové žilky, žilky pouze s pyritem, karbonátové žilky a kalcitové žilky s granáty. Všechny rudní žíly i čistě karbonátové žilky mají podobný průběh. Jsou vázány na tři hlavní systémy, reprezentované směry SV–JZ, SZ–JV a V–Z. Některé pyritové žilky mající směr SZ–JV se na rozdíl od ostatních rudních žil uklánějí k SV. Také kalcitové žilky s granáty, které mají průběh shodný s ostatními žilami, se uklánějí na opačnou stranu (k SV) pod úhlem 35–65°. Vrstevnatost sedimentů má ve spodní i střední etáži průběh ve směru SSV–JJZ a uklání se k ZSZ pod úhlem 15–20°.



Obr. 7 Obloukový diagram s vynesnými měřeními orientace vrstevnatosti sedimentárních hornin a orientace hydrotermálních žil zobrazené na spodní hemisféru Lambertovy projekce.

Ve spodní etáži lomu (obr. 8) byl z balvanů propylitizovaného trachyandezitu u severozápadní stěny odebrán vzorek drúzové dutiny (vzorek SP012, obr. 9a) o velikosti až 6 cm. Dutina je vystlána hrubozrnným karbonátem, který ve středu dutiny přechází v klencové krystaly dosahující velikost až 1 cm. V karbonátu lze pozorovat zonalitu, kde se střídají polohy bezbarvého karbonátu s bílým až lehce nažloutlým karbonátem. Stěnu dutiny místy porůstají povlaky šedozeleného chloritu. Někdy lze pozorovat i drobné krystalky křišťálu o velikosti do 1 mm omezeného vlastními plochami, které narůstají přímo na horninu.

Dále byl ze severozápadní stěny spodní etáže odebrán vzorek karbonátové žíly se sfaleritem v propylitizovaném trachyandezitu (vzorek SP112, obr. 9b). Žíla má mocnost 0,5–1,5 cm. Karbonát je zde převažujícím minerálem a je bezbarvý až světle žlutý. Tvoří drobně zrnité agregáty. Sfalerit se vyskytuje na styku žíly s okolní horninou, má hnědočernou barvu, polokovový lesk a je omezen vlastními krystalovými plochami. Jeho krystaly dosahují velikosti až 4 mm.

Ze severozápadní stěny střední etáže lomu byl odebrán vzorek drúzové dutiny s karbonátovou výplní v propylitizovaném andezitu (vzorek ST022, obr. 9c). Karbonát má medově žlutou barvu a tvoří drobné sedlovitě prohnuté klencové krystalky. Na řezu je zřetelně vidět růstovou zonálnost, kde se střídají zóny průhledného karbonátu se zakaleným neprůhledným karbonátem. Maximální velikost dutiny je 10 cm.

Ve východní stěně střední etáže lomu byly zastiženy in situ kalcitové žíly s granáty (vzorek ST111, obr. 9d) o mocnosti do 3 mm v kontaktně metamorfovaných pískovcích. Žíly mají směr SV–JZ se sklonem 35–65° k severozápadu. Červenohnědý granát tvoří okrouhlá zrna o velikosti cca 0,5 mm a prostor mezi nimi je vyplněn středně zrnitým bezbarvým kalcitem.

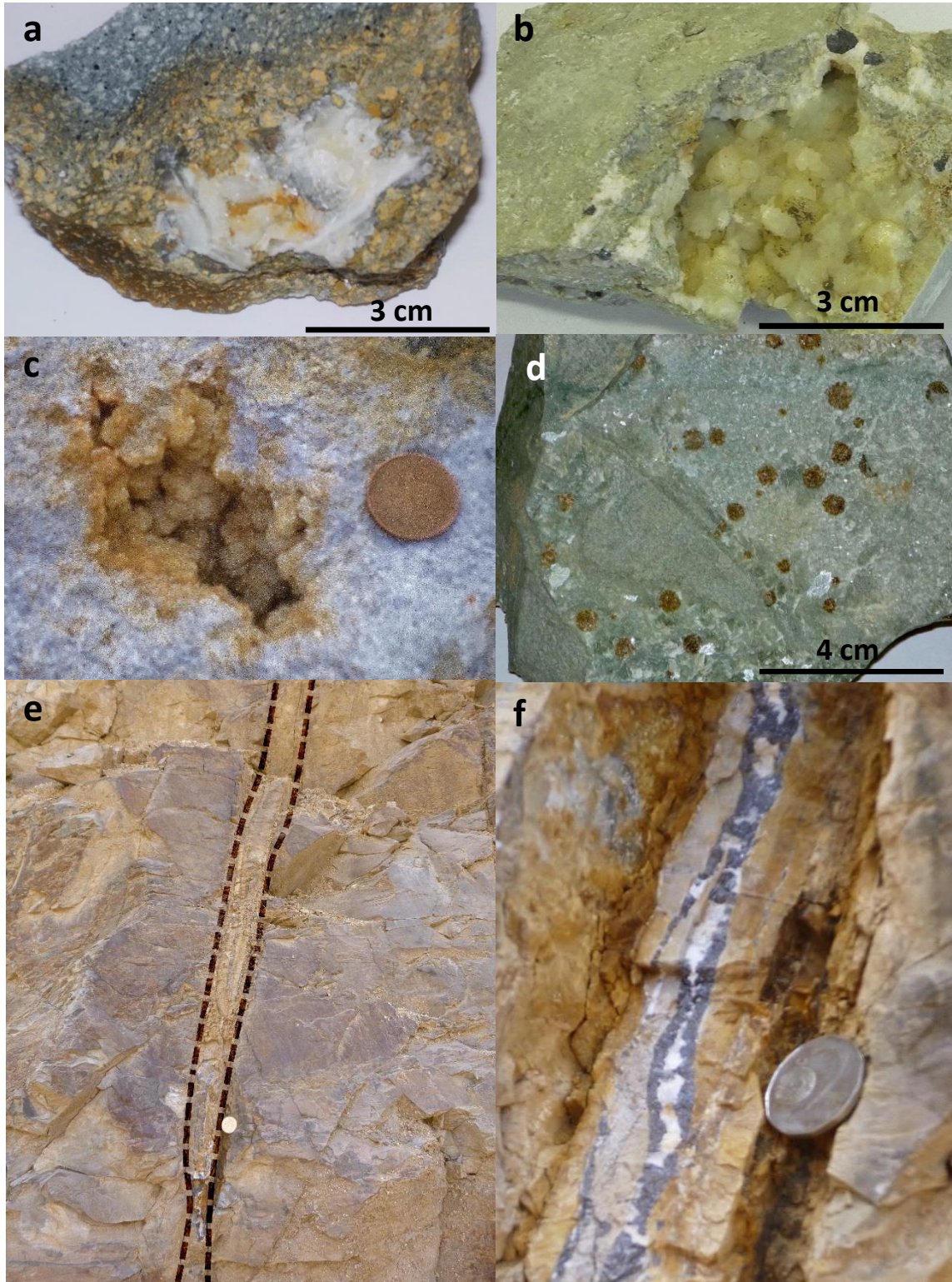
Dále byla rovněž v severozápadní stěně střední etáže objevena v jílovcí žíla s polymetalickým sulfidickým zrudněním (vzorek ST131, obr. 9e, f), která byla zastižena in situ. U žíly byl naměřen směr SZ–JV se sklonem 80–85° k jihozápadu. Žíla má mocnost od 0,3 do 1,5 cm a má symetrickou stavbu. Na stěnu žíly narůstá černý sfalerit tvořící drobně zrnité agregáty s polokovovým leskem a jemnozrnný galenit, který má olověně šedou barvu a kovový lesk. Střed žíly je vyplněn mléčně bílým celistvým karbonátem, v jehož středu jsou v některých částech žíly přítomny drobné krystalky medově žlutého karbonátu.

Tab. 1 Přehled vzorků zpracovaných v této práci

Označení vzorku	Typ mineralizace	Minerální asociace	Lokalizace	Hornina
SP012	dutina s kalcitovou výplní	křemen, chlorit, pyrit, kalcit, siderit, baryt, synchyzit-Ce, TiO ₂ fáze	spodní etáž	Trachyandezit
SP112	karbonátová žíla se sfaleritem	křemen, chlorit, sfalerit, kalcit, dolomit, siderit	spodní etáž	Trachyandezit
ST022	dutina s dolomitovou výplní	křemen, dolomit, siderit, anatas	střední etáž	Trachyandezit
ST111	kalcitová žíla s granáty	křemen, kalcit, granát, epidot, datolit, laumontit	střední etáž	Pískovec
ST131	polymetalická rudní žíla	sfalerit, galenit, arsenopyrit, křemen, kalcit	střední etáž	Jílovec



Obr. 8 Severozápadní a jihozápadní stěna spodní, střední a části horní etáže lomu Bučník (foto Rostislav Koutňák, 8.5.2015)



Obr. 9 Dutina v propylitizovaném trachyandezitu vyplněná karbonátem (vzorek SP012) ze spodní etáže (a); karbonátová žilka se sfaleritem v propylitizovaném trachyandezitu (vzorek SP112) ze spodní etáže (b); dutina v propylitizovaném trachyandezitu vystlaná karbonátem (vzorek ST022) ze střední etáže (c); kalcitová žilka s granáty v kontaktně přeměněném pískovci (vzorek ST111) ze střední etáže (d); polymetalická rudní žila v jílovci (vzorek ST131) ze střední etáže, celkový průběh žíly (e), detail žíly (f)

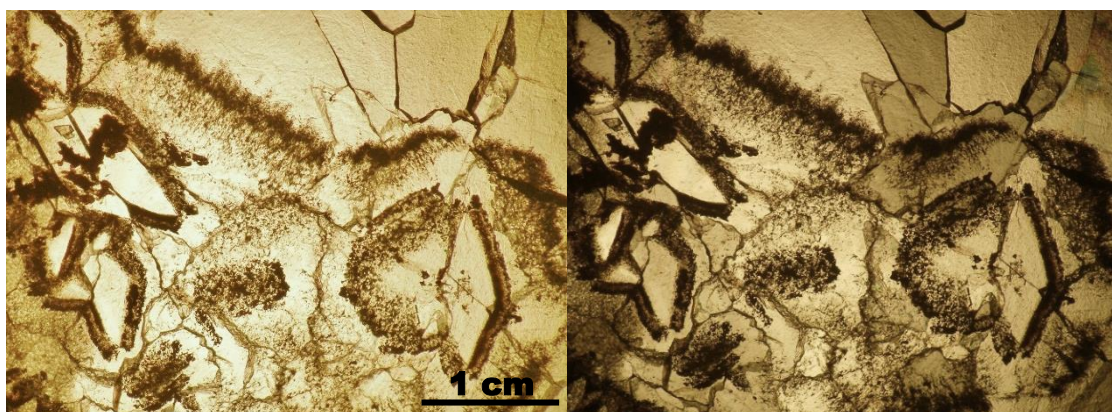
5.2. Mikroskopický popis mineralizace

5.2.1. Minerální výplně drúzových dutin v trachyandezitu

Dutina s kalcitovou výplní (SP012)

Nejstarším minerálem této drúzové dutiny je křemen, který narůstá přímo na horninu. Krystaly tvoří okrouhlé, šestiúhelníkové či krátce sloupcovité průřezy. Křemen je automorfně až hypautomorfně omezen. Velikost krystalů se pohybuje od 0,08 do 0,8 mm. V XPL křemen vzácně zháší undulózně. Křemen obsahuje primární a sekundární fluidní inkluze, jejichž velikosti se pohybují od 1 do 15 μm .

Na křemen nebo přímo na horninu narůstá hypautomorfně až xenomorfně omezený kalcit. Tvar zrn je izometrický, nepravidelný a někdy lze vidět i trojúhelníkový průřez. Lamely v kalcitu jsou řídké a tlusté, ale vyskytují se pouze ojediněle. Někdy lze pozorovat dva systémy štěpnosti, které svírají úhel 120° . Zrna kalcitu jsou zonální (obr. 10), přičemž jednotlivé zóny se liší tím, zda jsou zakaleny tmavě hnědým pigmentem či fluidními inkluzemi nebo jsou nezakaleny. V části vzorku je kalcit limonitizován. Fluidní inkluze jsou v kalcitu zastoupeny všemi genetickými typy (viz kapitola 5.6.1). V obraze odražených elektronů byly zjištěny i drobné klencové krystalky sideritu uzavřené v kalcitu. Zjištěn byl také synchyzit-Ce (obr. 11), který tvoří automorfně až hypautomorfně omezená zrna tabulkovitého tvaru či zrna s lichoběžníkovým průřezem, která jsou obklopena kalcitem. Velikost zrn synchyzitu-Ce se pohybuje od 50 do 130 μm .

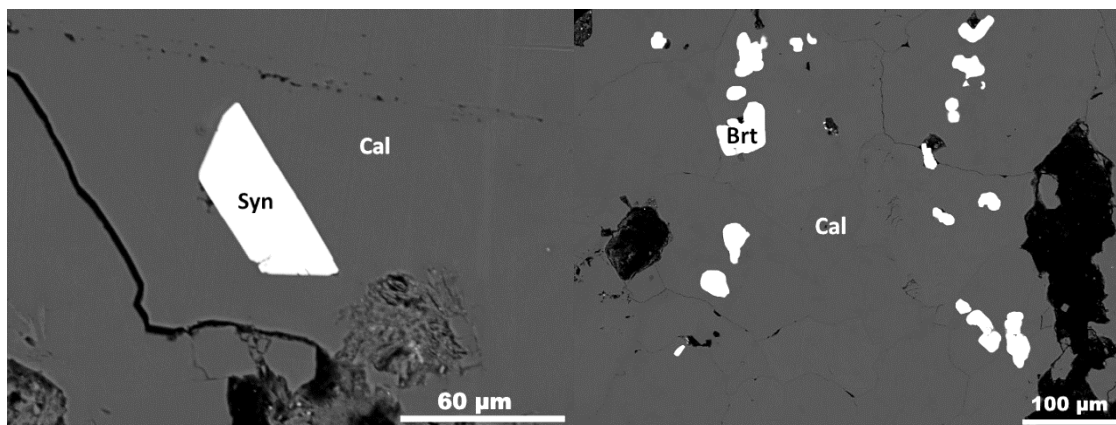


Obr. 10 Hypautomorfně omezená zonální zrna kalcitu (vzorek SP012) ve výbruse, vlevo v PPL, vpravo v XPL.

V odraženém světle jsem pozorovala pyrit, který má izometrický tvar a xenomorfní omezení. Vyskytuje se nejčastěji při okraji výplně dutiny obklopený kalcitem nebo přímo v propylitizovaném trachyandezitu. Zrna pyritu jsou od okrajů zatlačována

limonitem, někdy jsou limonitizací postiženy i středy pyritů. Velikost zrn pyritu se pohybuje od 0,03 do 0,25 mm.

Dále byla v elektronovém mikroskopu identifikována drobná zrna barytu (obr. 11) o velikosti 20 až 50 μm , která se vyskytovala převážně ve shlucích a byla uzavíraná v zrnech kalcitu. Baryt tvoří hypautomorfně a xenomorfně omezená izometrická zrna.



Obr. 11 Vzorek SP012 v BSE obraze (foto J. Kapusta), hypautomorfně omezený synchyzit-Ce (vlevo), shluk zrn barytu (vpravo). Synchyzit-Ce (Syn), kalcit (cal), baryt (brt)

Na okrajích drúzové dutiny v trachyandezitu se nacházejí nepravidelné agregáty chloritu, které mají ve výbruse v PPL zelenohnědou barvu bez pleochroismu. Na něj vzácně narůstají automorfně omezené izometrické krystalky apatitu a drobná automorfně omezená zrna TiO_2 fáze, která mají v PPL namodralou barvu a jsou nepleochroická. Mohlo by se jednat o anatas, který byl potvrzen Ramanovou spektrometrií ve vzorku ST022, kde vykazoval stejné optické vlastnosti.

Dutina s dolomitovou výplní (ST022)

Křemen je nejstarším minerálem dutiny a narůstá na její stěny. Je automorfně až hypautomorfně omezen. Zrna mají nejčastěji šestiúhelníkový průřez, méně často lze pozorovat krátké sloupce. Velikost zrn se pohybuje od 0,1 do 0,8 mm. V křemeni se vyskytují primární a pseudosekundární inkluze o velikosti do 20 μm . Kromě fluidních inkluzí uzavíral křemen i automorfní jehlicovitou minerální fázi. V PPL je bezbarvá a oproti křemeni má výrazně vystupující reliéf, v XPL má interferenční barvy I.-II. řádu a zháší šikmo pod úhlem 18-29° vůči protažení. V důsledku drobné velikosti se ji ale nepodařilo přesně identifikovat.

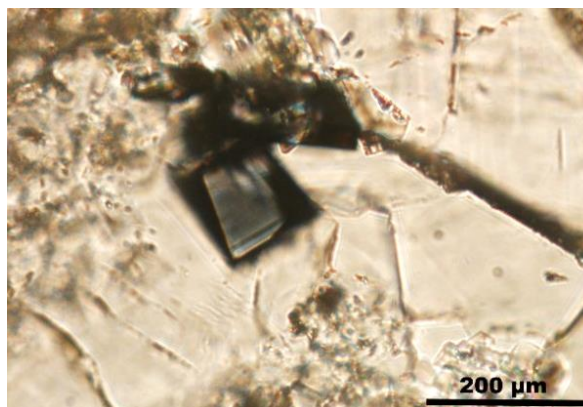
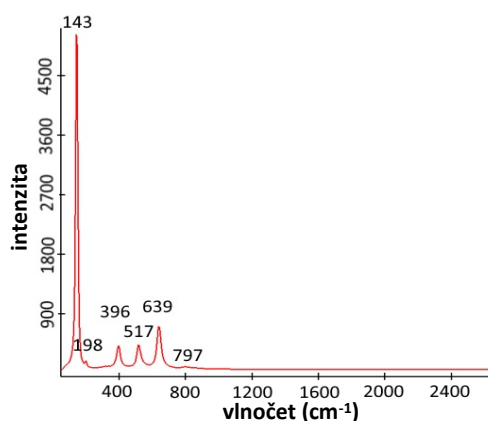
Na horninu rovněž narůstají i automorfně omezené krystaly TiO_2 fáze, která byla určena Ramanovou spektrometrií (obr. 12) jako anatas (obr. 13). Ve vzorku má

tabulkovitý, kosočtverečný a dipyramidální tvar. V PPL má nebesky modrou barvu bez pleochroismu. Krystaly dosahují velikosti do 0,25 mm.

Apatit se nachází v podobě automorfně a hypautomorfně omezených krystalů, nejčastěji na okraji dutinek v trachyandezitu či mezi zrna dolomitu. Tvoří krátké sloupce nebo šestiúhelníkové průřezy o velikosti 0,1 až 0,3 mm. V polarizačním mikroskopu je apatit velmi těžko odlišitelný od křemene, který je ve vzorku též omezen vlastními plochami a tvoří stejné tvary jako apatit. Dobře lze tyto minerály odlišit katodovou luminiscencí.

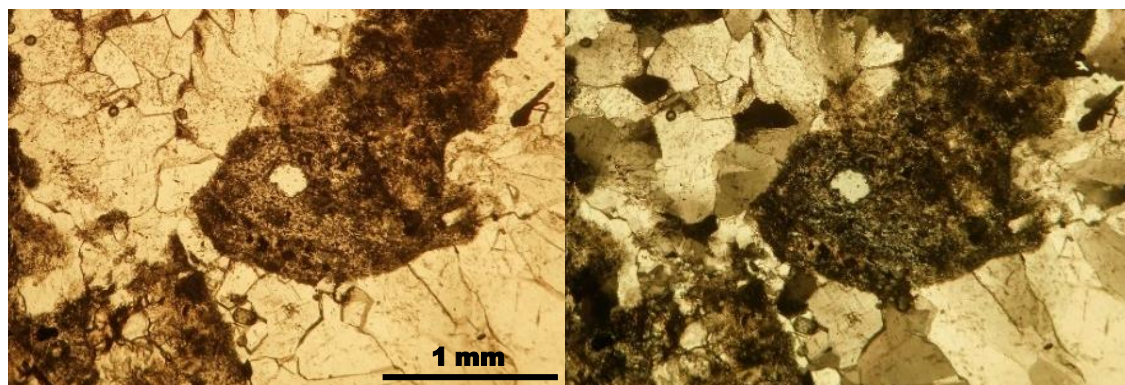
Dolomit vyplňuje převážnou část dutiny a je ve výbruse xenomorfně až hypautomorfně omezen (obr. 14). Jeho zrna mají nejčastěji nepravidelný tvar, někdy se vyskytují i zrna s kosočtverečným či trojúhelníkovým průřezem. Lamely se v dolomitu vyskytují pouze zřídka a jsou neprůběžné a někdy i zprohýbané. Dolomit obsahuje primární a sekundární fluidní inkluze o velikosti do 25 μm .

Pomocí elektronového mikroskopu byl dále určen siderit (obr. 15a), který ve formě až 50 μm mocných žilek protíná zrna dolomitu. Siderit je hypautomorfně omezen a ve výbruse má kosodélníkové, trojúhelníkové a nepravidelné průřezy.



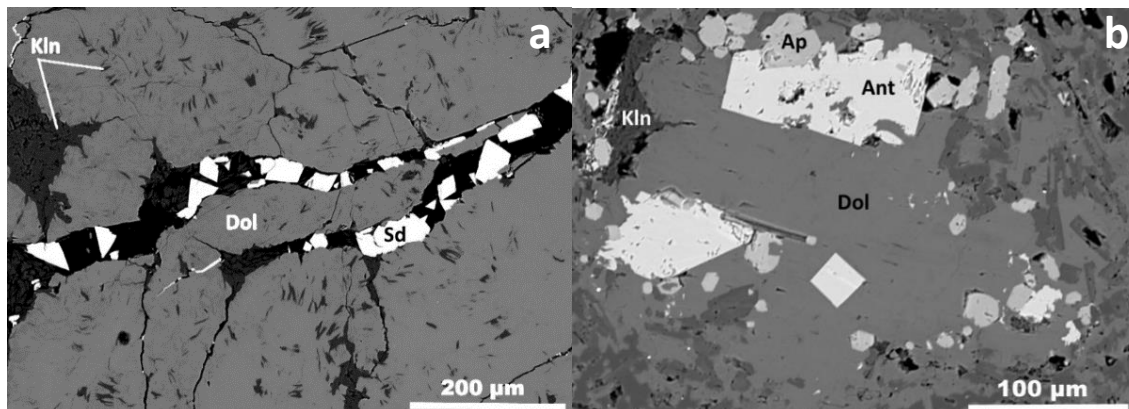
Obr. 12 Ramanovské spektrum anatasu (vzorek SP022)

Obr. 13 Automorfně omezený anatas obklopený kalcitem v PPL (vzorek SP022)



Obr. 14 Hypautomorfně omezená zrna dolomitu (vzorek ST022), ve výbruse, vlevo v PPL, vpravo v XPL

Spolu se sideritem patří k nejmladší výplni dutiny xenomorfně omezený jílový minerál, který byl pomocí EDX analýzy určen jako minerál skupiny kaolinitu (obr. 15a, b). Nejčastěji tvoří drobné šupinkovité inkluze v zrnech dolomitu, ale také se nachází v žilce se sideritem nebo vyplňuje prostory mezi jednotlivými zrny dolomitu.



Obr. 15 Vzorek ST022 v BSE obraze (foto J. Kapusta). Sideritová žilka v dolomitu s jílovým minerálem skupiny kaolinitu (a); anatas, apatit a minerál skupiny kaolinitu narůstající na okraj mandle v trachyandezitu (b). Dol – dolomit, kln – minerál skupiny kaolinitu, sd – siderit, ant – anatas, ap – apatit.

5.2.2. Žilné mineralizace

Kalcitová žíla se sfaleritem (SP112)

Křemen je přítomen ve dvou generacích. Starší generace křemene narůstá přímo na horninu a tvoří automorfně až hypautomorfně omezená zrna izometrického tvaru nebo šestiúhelníkové průřezy či sloupce. Mladší generace křemene tvoří xenomorfně omezená nepravidelná zrna vyplňující prostory mezi zrny karbonátu. Velikost zrn se pohybuje od 0,1 do 1 mm. Zřídka lze pozorovat undulózní zhášení. Křemen obsahuje primární a pseudosekundární inkluze, jejichž velikost se pohybuje od 1 do 15 μm .

Na křemen nebo přímo na horninu narůstá chlorit, který se vyskytuje v podobě radiálně paprscitých agregátů. V PPL je žlutozelený a neplochroický. V XPL má slámově žlutou anomální interferenční barvu.

Dalším minerálem je automorfně omezený sfalerit, který je ve výbruse v PPL z větší části opakní a jen místy prosvítá rudě červená barva. Tvar krystalů je izometrický. Sfalerit má v tomto vzorku velikost 1–2 mm.

Nejmladším minerálem žíly je hypautomorfně až xenomorfně omezený karbonát. Jeho zrna mají nejčastěji nepravidelný lištovitý tvar, někdy se vyskytuje trojúhelníkový nebo kosočtvercový průřez. Některá zrna jsou zakalena tmavě hnědým pigmentem a

místa lze pozorovat i růstovou zonálnost, projevující se zakalením pouze v určitých zónách. Velikost zrn karbonátů se pohybuje v rozmezí od 0,1 mm do 2 mm. Lamely byly pozorovány pouze ojediněle a jsou tenké, řídké a průběžné. Karbonát obsahuje jednofázové i dvoufázové primární, pseudosekundární i sekundární inkluze o velikosti do 40 μm (viz kapitola 5.6.2).

Polymetalická rudní žíla (ST131)

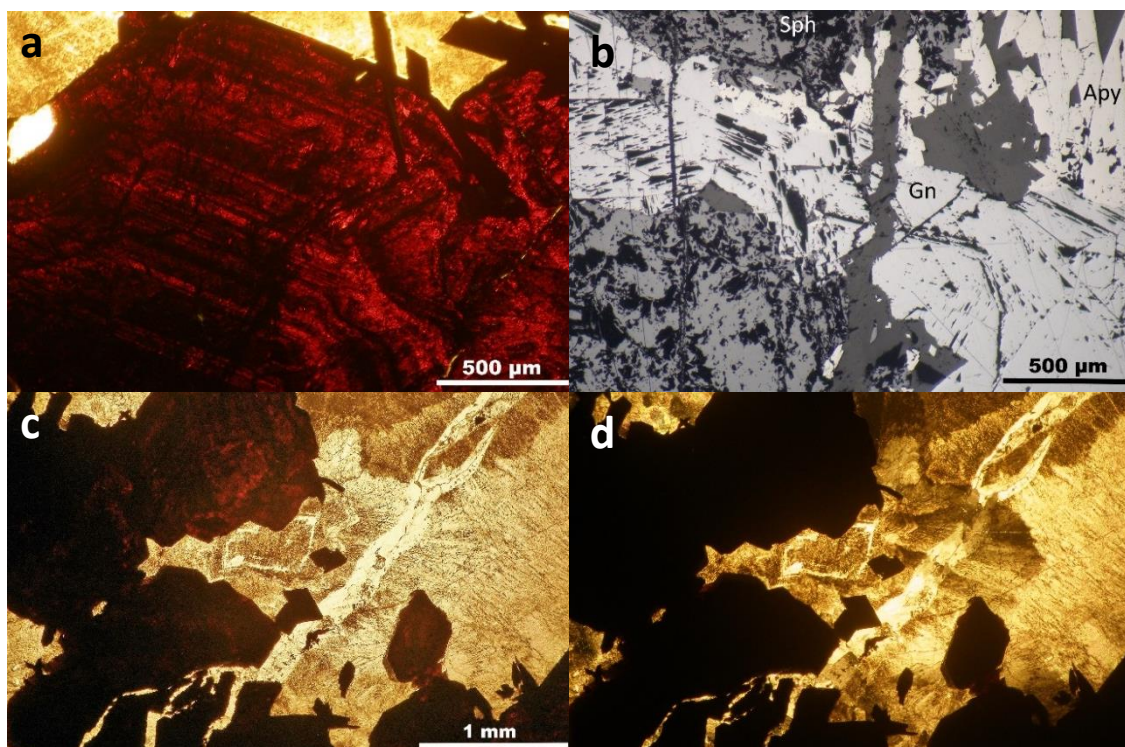
Sfalerit je nejhojnějším rudním minerálem. Nasedá symetricky na obě stěny žíly. Tvoří izometrická hypautomorfně omezená zrna s velikostí do 1 mm. V PPL je zonální (obr.16a). Střídají se zde zóny cihlově červené a červenočerné.

Sfalerit prorůstá s galenitem (obr. 16b), na něhož narůstají automorfně až hypautomorfně omezená zrna arzenopyritu. Galenit se vyskytuje v téměř stejném množství jako sfalerit. V odraženém světle tvoří galenit xenomorfně omezená zrna s charakteristickými trojúhelníkovými vyštipnutinami.

Arzenopyrit tvoří dlouze, méně často krátce sloupcovité krystaly či kosodélníkové průřezy o velikosti 0,1 až 0,5 mm.

Střed žíly je vyplněn hypautomorfně až xenomorfně omezeným kalcitem, který je nejčastěji zakalený hnědošedým pigmentem a pravděpodobně i fluidními inkluzemi. Lze pozorovat nepravidelnou zonálnost, která se projevuje různou intenzitou zakalení. Kalcitem a všemi rudními minerály pronikají žilky mladší generace kalcitu (obr. 16c,d) o mocnosti do 0,1 mm. Oproti starší generaci kalcitu postrádá mladší generace zakalení pigmentem. V části vzorku je karbonát silně limonitizován. V kalcitu se vyskytují fluidní inkluze primárního a sekundárního typu. Vyskytují se v řádcích či shlucích. Primární inkluze se vyskytují podél růstových zón, sekundární inkluze je protínají. Rozměry obou typu inkluzí jsou velmi malé, pohybují se v rozsahu 1–12 μm . Inkluze jsou převážně jednofázové, někdy se vyskytují i dvoufázové inkluze s vysokým stupněm zaplnění. Tvary inkluzí jsou často okrouhlé či nepravidelné, vyskytují se i tvary negativního krystalu. Tento vzorek jsem nepodrobila mikrotermometrickému měření kvůli malým rozměrům inkluzí a značnému zakalení zrn.

Vzácněji se vyskytují ve vzorku i xenomorfně omezená nepravidelná či izometrická drobná zrna křemene, která vyplňují dutiny v kalcitu a patří k nejmladším fázím žíly.



Obr. 16 Zonální černočervené zrno sfaleritu a kosodélníková zrna opakního arzenopyritu (vzorek ST131) ve výbruse v PPL (a); vzorek ST131 v odraženém světle (b), mladší generace kalcitu pronikající starším kalcitem a sfaleritem (vzorek ST131) ve výbruse v PPL (c), v XPL (d). Sfalerit (sph), galenit (gn), arzenopyrit (apy)

Kalcitová žíla s granáty (ST111)

Křemen ve vzorku není příliš hojný. Vyskytuje se v dutinkách mezi zrny kalcitu. Je automorfně až hypautomorfně omezen a má izometrický, někdy krátce sloupcovitý či šestiúhelníkový tvar. Někdy jsou drobná zrna uzavírána datolitem. Křemen má velikost od 0,03 do 0,5 mm. Křemen obsahuje jednofázové i dvoufázové primární fluidní inkluze převážně okrouhlých tvarů, jejichž velikosti se pohybují v rozmezí od 1 do 7 μm .

Kalcit (obr. 17) tvoří nepravidelná zrna či lištovitě průřezy. Je xenomorfně až hypautomorfně omezen. Na zrnech lze často pozorovat dva systémy různě širokých lamel (obr. 17a, b), které mohou být řídké i husté. Kalcit je často zakalen tmavě hnědým pigmentem. V kalcitu se vyskytuje velké množství primárních a sekundárních fluidních inkluzí (viz kapitola 5.6.2). Kromě fluidních inkluzí jsem pozorovala i automorfně omezenou jehlicovitou fázi, kterou se ale kvůli drobné velikosti nepodařilo přesně určit. Interferenční barvy a ani zhášení nebylo možné pozorovat, jelikož se jehličky jevily celé jako opakní.

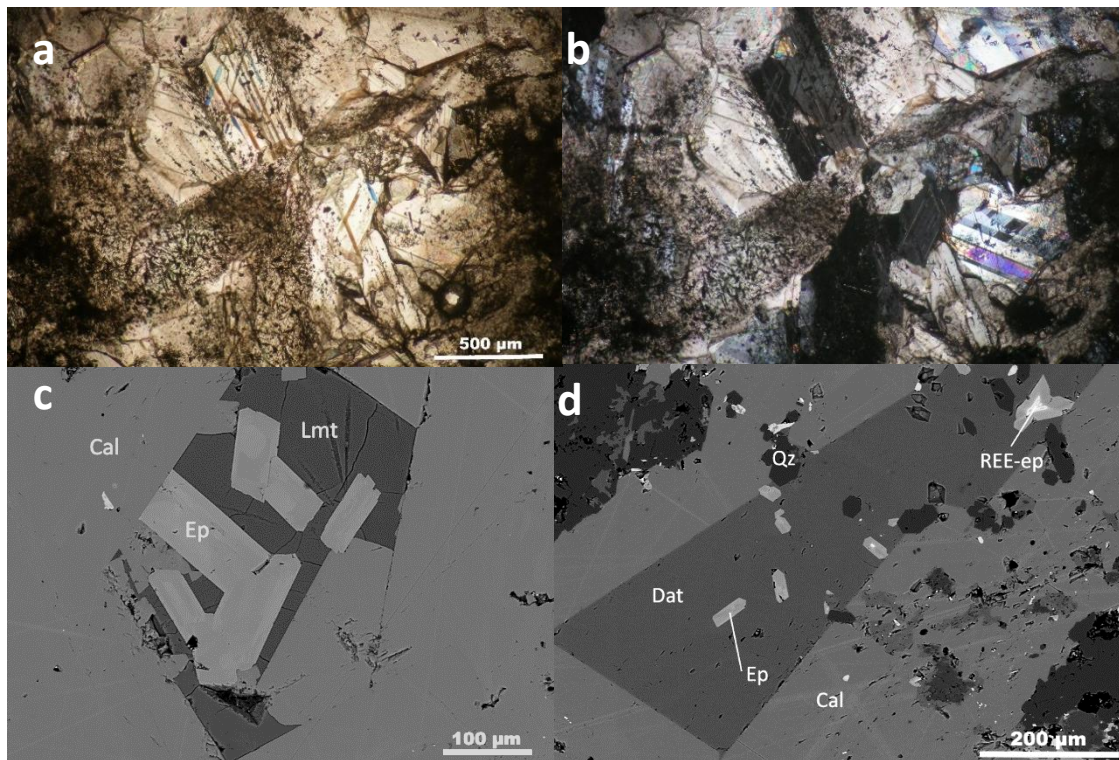
Dalším minerálem na žíle je granát, který je v PPL lehce nažloutlý bez pleochroismu. Má izometrický okrouhlý tvar a je hypautomorfně až xenomorfně omezen. Velikost jednotlivých zrn kolísá od 0,1 do 0,3 mm. Od okrajů je místy zatlačován

kalcitem. V granátu se zřídka vyskytují převážně jednofázové primární a sekundární fluidní inkluze drobných rozměrů.

Na dutinky mezi zrny kalcitu je vázán výskyt automorfně až hypautomorfně omezeného epidotu (obr. 17c, d), který nejčastěji tvoří sloupečky, méně často má kosočtverečný průřez. Epidot je obkloповán mladším datolitem a kalcitem. V PPL je epidot citrónově žlutý se slabým pleochroismem. Velikost krystalů se pohybuje od 0,01 do 0,2 mm.

WDX analýzou byl určen ve vzorku xenomorfně omezený datolit (obr. 17d), který tvoří nepravidelná zrna a vyplňuje prostory mezi zrny kalcitu a zároveň uzavírá drobné krystaly epidotu a křemene.

Dále byl na elektronovém mikroskopu identifikován minerál ze skupiny zeolitů (obr. 17c), který vyplňuje dutinky v kalcitu, kde se vyskytuje epidot někdy spolu s křemenem. Zeolit je spolu s datolitem nejmladším minerálem žiloviny a tvoří xenomorfně omezená nepravidelná zrna.

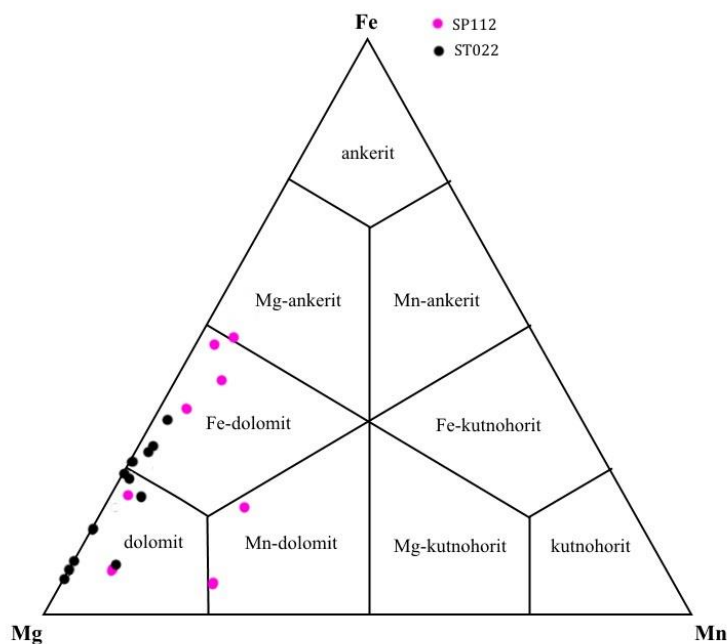


Obr. 17 Hypautomorfně omezená zrna kalcitu s lamelami (vzorek ST111) v PPL (a), tentýž záběr v XPL (b); vzorek ST11 v BSE obraze (foto J. Kapusta), dutina v kalcitu vyplněná epidotem a laumontitem (c), datolit v dutině kalcitu uzavírající krystalky epidotu, REE-bohatého epidotu a křemene, BSE obraz (d), foto J. Kapusta. Cal-kalcit, qz-křemen, ep-epidot, dat-datolit

5.3. Chemismus minerálů

Pomocí WDX a EDX analýz byl zjišťován chemismus karbonátů, chloritů, sulfidů, TiO₂ fáze, apatitu, jílových minerálů, epidotů, laumontitu, datolitu a barytu.

Z karbonátů byly přítomny karbonáty dolomitové skupiny (tab. 2, 3), kalcit (tab. 4, 5) a siderit (tab. 5). Karbonáty dolomit-ankeritové řady náleží podle klasifikačního diagramu Trdličky a Hoffmanna (1975 in Krobot 2011) převážně k dolomitu a Fe-dolomitu, méně často k Mn-dolomitu a Mg-ankeritu (obr. 18). Ve vzorku SP112 se střídají minerály dolomitové skupiny se sideritem a kalcitem. Na obr. 19a je zachycený případ, kdy došlo k nahrazení jádra původního karbonátového zrna mladšími karbonáty. Okolí této pseudomorfózy tvoří kalcit (analýza 1/15 v tab. 4), který je také přítomen v její vnější zóně (analýzy 1/14), kde je relativně bohatý na Mn a nepravidelně se prorůstá s dolomitem (analýza 1/9 v tab. 2). Pak následuje úzká zóna kopírující tvar původního zrna, která je tvořena kalcitem (analýzy 1/11 a 1/13 v tab. 4) a na níž místy narůstá siderit (analýza 1/17) a křemen. Část vnitřku vyloučené dutiny je pak vyplněna zonálními krystalky minerálu dolomitové skupiny (analýzy 1/4-8 v tab. 2), kde se střídají zóny s nízkým a vysokým obsahem Fe. Zbylý prostor je vyplněn relativně čistým kalcitem (analýza 1/12 v tab. 4). Ve vzorku dutiny s dolomitovou výplní (ST022) je u karbonátů skupiny dolomitu v BSE obraze patrná růstová zonálnost (obr. 19b), kdy směrem k okrajům klesá obsah Fe, ale těsně při okraji se vyskytuje tenká zóna s vyšším obsahem Fe. V jedné analýze (2/7) byla v dolomitu detekována přítomnost Sr (0,54 hm. % SrO).



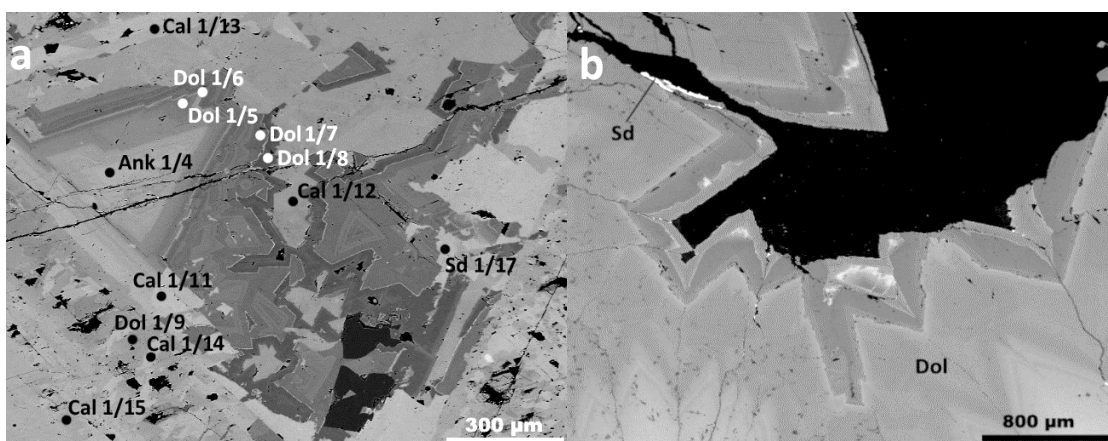
Obr. 18 Studované karbonáty dolomitové skupiny v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmanna (1975 in Krobot 2011)

Tab. 2 EDX analýzy (obsah oxidů v hm. %) karbonátů dolomit-ankeritové řady ze vzorku SP112

	1/1	1/2	1/3	1/4	1/5	1/6	1/7	1/8	1/9
MgO	11,96	15,24	9,13	7,99	7,61	9,20	10,69	12,10	9,45
CaO	28,61	30,78	32,90	29,97	31,60	29,53	32,71	37,60	34,13
MnO	1,51	0,71	2,07	1,26	4,93	1,05	6,02	1,45	2,23
FeO	12,13	7,19	12,50	14,50	4,02	15,01	1,31	1,70	11,44
Total	54,21	53,92	56,60	53,72	48,16	54,79	50,73	52,90	57,25
Mg	0,595	0,729	0,446	0,416	0,430	0,466	0,557	0,593	0,454
Ca	1,023	1,059	1,154	1,122	1,284	1,076	1,226	1,321	1,178
Mn	0,043	0,019	0,057	0,037	0,158	0,030	0,178	0,040	0,061
Fe	0,339	0,193	0,343	0,424	0,127	0,427	0,038	0,047	0,308
Catsum	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000

Tab. 3 EDX analýzy (obsahy oxidů v hm. %) karbonátů dolomit ankeritové řady ze vzorku ST022

	2/1	2/2	2/3	2/4	2/5	2/6	2/7	2/8	2/9	2/10	2/11	2/12	2/13
MgO	16,75	15,53	19,50	21,54	18,12	12,86	21,12	16,78	18,70	15,60	15,52	11,92	14,10
CaO	31,73	30,78	31,60	32,49	35,82	32,75	31,53	31,87	31,60	31,30	30,04	34,87	31,06
MnO	0,46	-	-	-	-	0,84	-	-	2,14	1,16	0,70	0,82	0,79
FeO	9,13	9,79	5,55	2,46	3,06	11,60	2,90	9,69	3,19	7,45	11,25	10,68	10,47
SrO	-	-	-	-	-	-	0,54	-	-	-	-	-	-
Total	58,07	56,10	56,70	56,49	57,00	58,05	56,09	58,34	55,60	55,50	57,51	58,29	56,42
<i>přepočteno na 2 kationty</i>													
Mg	0,745	0,720	0,861	0,931	0,795	0,593	0,926	0,744	0,842	0,727	0,708	0,549	0,660
Ca	1,015	1,026	1,002	1,009	1,130	1,085	0,994	1,015	1,023	1,048	0,985	1,154	1,045
Mn	0,012	-	-	-	-	0,022	0,000	0,000	0,055	0,031	0,018	0,021	0,021
Fe	0,228	0,255	0,137	0,060	0,075	0,300	0,071	0,241	0,081	0,195	0,288	0,276	0,275
Sr	-	-	-	-	-	-	0,009	-	-	-	-	-	-
Catsum	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000



Obr. 19 Střídání poloh karbonátů ve vzorku SP112 (čísla odpovídají analýzám z tab. 2), BSE obraz (a), zonálnost dolomitu ve vzorku ST012, BSE obraz (b). Dol – dolomit, Cal - kalcit, Sd – siderit, Qz – křemen, foto J. Kapusta

Některá zrna kalcitu se vyznačovala zvýšenými obsahy Mn (max. 14,41 hm. % MnO), dále byly obsaženy příměsí Mg (0,11–1,61 hm. % MgO) a Fe (1,01–1,85 hm. % FeO). Siderit obsahuje zvýšené obsahy Mg (2,50–3,30 hm. % MgO) a Ca (3,90 až 8,10 hm. % CaO). Podle diagramu (obr. 20) Trdlíčky a Hoffmana (1975 in Krobot 2011) spadají analyzované siderity převážně do pole sideritu, ale objevuje se i Mg-bohatý siderit (analýza 1/16 v tab. 4) a Ca-Mg-bohatý siderit (analýza 1/17).

V dutině s kalcitovou výplní (vzorek SP012) byl nalezen pomocí mikrosondové analýzy REE-fluorokarbonát. Podle výsledků WDX analýz (tab. 6) byl určen jako

synchyzit-Ce. Poměr Ca (1,065–1,189 apfu):REE (1,000) je blízký 1:1 a převažujícím prvkem vzácných zemin je Ce (21,95–23,48 hm. % Ce₂O₃), dále jsou přítomny ještě La (15,81–17,20 hm. % La₂O₃), Nd (4,85–5,36 hm. % Nd₂O₃), Pr (1,62–1,97 hm. % Pr₂O₃), Y (0,04–0,09 hm. % Y₂O₃), Sm (0,28 hm. % Sm₂O₃), Gd (0,09–0,24 hm. % Gd₂O₃) a Yb (do 0,03 hm. % Yb₂O₃).

Tab. 4 Výsledky EDX analýz kalcitu (vzorek SP112 a ST131) a sideritu (vzorek ST022 a SP112), obsahy oxidů v hm. %

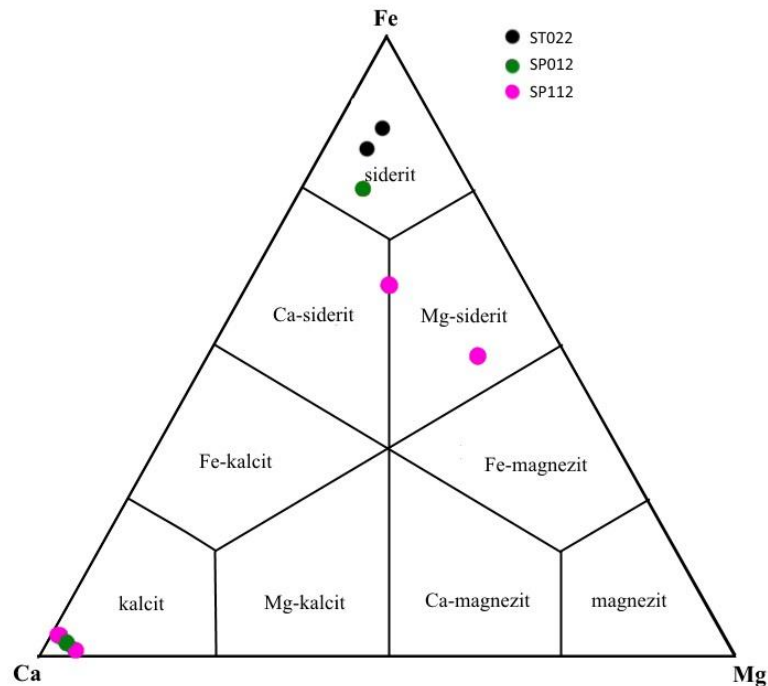
	kalcit						siderit					
	vzorek SP112						vzorek ST131		vzorek ST022		vzorek SP112	
	1/10	1/11	1/12	1/13	1/14	1/15	3/1	3/2	2/14	2/15	1/16	1/17
MgO	0,55	0,11	1,20	0,69	-	-	1,56	1,61	2,30	2,49	14,14	6,85
CaO	51,11	44,57	54,18	50,78	47,19	52,25	43,47	40,43	5,73	3,89	6,73	9,45
MnO	5,64	11,41	-	7,87	9,78	2,29	14,41	14,14	-	-	2,04	3,01
FeO	1,48	1,69	1,85	-	-	1,01	-	-	51,46	53,68	32,58	36,92
Total	58,78	57,78	57,23	59,34	56,97	55,55	59,44	56,19	59,49	60,06	55,49	56,23
<i>přepočteno na 1 kationt</i>												
Mg	0,013	0,003	0,029	0,017	-	-	0,038	0,042	0,065	0,070	0,368	0,190
Ca	0,889	0,809	0,946	0,876	0,859	0,953	0,762	0,751	0,117	0,079	0,126	0,188
Mn	0,078	0,164	-	0,107	0,141	0,033	0,200	0,208	-	-	0,030	0,047
Fe	0,020	0,024	0,025	-	-	0,014	-	-	0,818	0,851	0,476	0,574
Catsum	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000

Tab. 5 WDX analýzy (oxidy v hm. %) sideritu (4/1) a kalcitu (4/2) ze vzorku SP012

	4/1	4/2
P ₂ O ₅	0,00	0,04
SO ₂	0,01	0,01
SiO ₂	0,04	0,00
MgO	3,30	0,09
SrO	0,05	0,15
FeO	48,54	1,43
MnO	0,75	1,09
ZnO	0,14	0,03
CaO	8,10	54,18
Na ₂ O	0,05	0,00
Total	60,98	57,00
<i>přepočteno na 1 kationt</i>		
Si	0,001	0,000
Mg	0,089	0,002
Sr	0,000	0,001
Fe	0,737	0,020
Mn	0,012	0,015
Zn	0,002	0,000
Ca	0,158	0,961
Na	0,002	0,000
Catsum	1,000	1,000

Tab. 6 WDX analýzy (v hm. %) synchyzitu-Ce ze vzorku SP012

	4/3	4/4	4/5	<i>přepočteno na $\sum REE = 1$</i>			
				4/3	4/4	4/5	
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,02	P	0,001	0,002	0,001
ThO ₂	0,12	0,27	0,62	Th	0,002	0,003	0,008
UO ₂	0,01	0,00	0,10	U	0,000	0,000	0,001
SiO ₂	0,00	0,08	0,35	Si	0,000	0,004	0,020
ZrO ₂	0,00	0,00	0,01	Y	0,003	0,002	0,001
Sc ₂ O ₃	0,00	0,00	0,01	La	0,350	0,360	0,361
Y ₂ O ₃	0,09	0,06	0,04	Ce	0,483	0,486	0,489
La ₂ O ₃	15,81	17,28	17,20	Pr	0,043	0,035	0,034
Ce ₂ O ₃	21,95	23,49	23,48	Nd	0,112	0,108	0,099
Pr ₂ O ₃	1,97	1,69	1,62	Sm	0,006	0,005	0,009
Nd ₂ O ₃	5,23	5,36	4,85	Eu	0,000	0,002	0,002
Sm ₂ O ₃	0,28	0,25	0,44	Gd	0,002	0,002	0,005
Eu ₂ O ₃	0,00	0,10	0,09	Dy	0,000	0,000	0,001
Gd ₂ O ₃	0,10	0,09	0,24	Er	0,000	0,001	0,000
Dy ₂ O ₃	0,01	0,00	0,05	Al	0,000	0,000	0,015
Er ₂ O ₃	0,01	0,04	0,00	Ca	1,189	1,073	1,065
Yb ₂ O ₃	0,03	0,00	0,00	Sr	0,002	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,22	Ba	0,000	0,001	0,000
CaO	18,46	17,73	17,47	Pb	0,000	0,001	0,001
SrO	0,07	0,00	0,00	Fe	0,003	0,002	0,003
BaO	0,00	0,05	0,00	Mn	0,004	0,000	0,000
PbO	0,03	0,05	0,04	Catsum	2,202	2,086	2,114
FeO	0,06	0,02	0,07	Cl	0,000	0,000	0,000
MnO	0,09	0,00	0,00	F	0,794	0,933	0,942
Cl	0,00	0,00	0,00	Total	68,51	71,81	72,15
F	4,18	5,22	5,23	$\sum REE$	1,000	1,000	1,000



Obr. 20 Studované karbonáty skupiny kalcit-siderit-magnezit v klasifikačním diagramu podle Trdličky a Hoffmana (1975 in Krobot 2011)

Chlority (obr. 21) z kalcitové žíly se sfaleritem spadají svým chemismem (tab. 7) podle klasifikace Baylisse (1975) do pole klinochloru blízko hranice s chamositem (obr. 21). Chlority z dutiny s kalcitovou výplní spadají do pole chamositu. Klinochlory mají nepatrně zvýšený obsah Mn (max. 1,81 hm. % MnO) a chamosity obsahují příměsi Ca (max. 1,87 hm. % CaO) a Mn (0,60 hm. % MnO).

Analyzovaný apatit (tab. 8) je klasifikačně na pomezí mezi hydroxylapatitem (41 mol. %) a fluorapatitem (41 mol. %). Z příměsí obsahuje významnější množství Fe (0,55 hm. % FeO), Ce (0,28 hm. % Ce₂O₃), Mg (0,25 hm. % MgO), Si (0,19 hm. % SiO₂), Nd (0,17 hm. % Nd₂O₃), Mn (0,13 hm. % MnO) a La (0,10 hm. % La₂O₃).

Minerál TiO₂ (tab. 9) je poměrně chemicky čistý s lehce zvýšenými obsahy Zr (0,58 hm. % ZrO₂), Fe (0,38 hm. % FeO) a Nb (0,33 hm. % Nb₂O₅).

Jílový minerál z dutiny s dolomitovou výplní (vzorek ST022) odpovídá svým chemismem minerálu ze skupiny kaolinitu. Poměr Al (3,88 apfu) a Si (4,09 apfu) se blíží 1:1, suma EDX analýz je cca 88 % a nebyly zjištěny žádné další příměsi.

Ze sulfidů jsem se zabývala chemismem arzenopyritu a sfaleritu (tab. 10). Arzenopyrit obsahoval z izomorfních příměsí pouze Sb (2,34-5,64 hm. %), v obraze odražených elektronů je patrná jistá zonálnost (obr. 22) způsobena poklesem obsahu Sb směrem k okrajům (analýza 3/3, 3/4, 3/6 v tab. 10 – středy zrn, analýza 3/5, 3/8 – okraje zrn). Sfalerit se vyznačuje zvýšeným obsahem Fe (9,66-14,40 hm. %).

Tab. 7 Chemické složení chloritů, vzorek SP012 (4/6-9) a vzorek ST112 (1/18-19), v hm. %

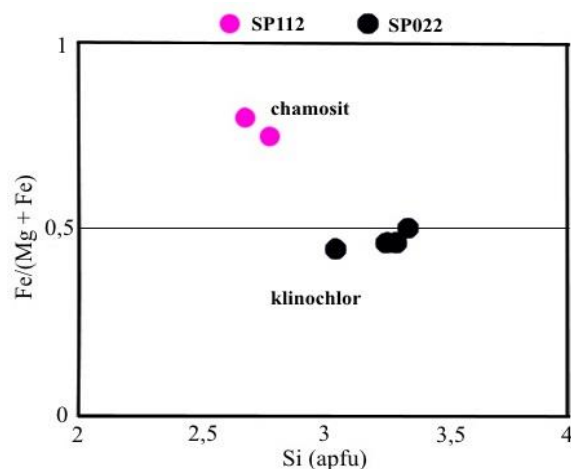
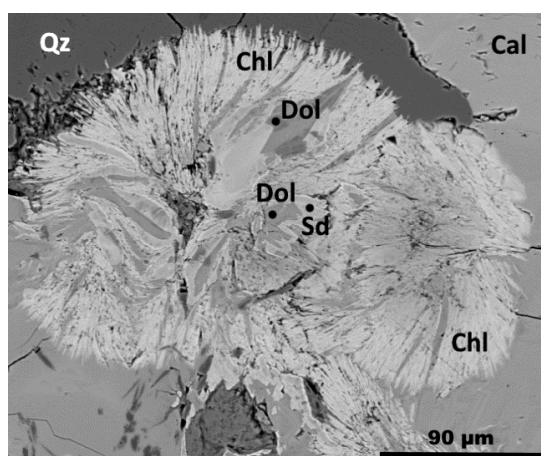
	4/6	4/7	4/8	4/9	1/18	1/19
P ₂ O ₅	0,00	0,35	0,00	0,12	-	-
TiO ₂	0,02	0,02	0,02	0,04	-	-
SiO ₂	31,98	30,70	32,11	29,60	23,98	24,15
V ₂ O ₃	0,01	0,06	0,07	0,06	-	-
Al ₂ O ₃	17,79	16,59	16,58	18,54	21,68	20,22
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	0,00	0,02	-	-
MgO	13,82	12,94	12,74	13,80	5,29	6,08
CaO	1,16	1,87	1,27	0,74	-	-
FeO	23,01	21,66	22,95	22,43	33,71	33,08
MnO	0,53	0,47	0,43	0,60	1,81	1,25
ZnO	0,16	0,22	0,12	0,30	-	-
Na ₂ O	0,03	0,08	0,06	0,03	-	-
K ₂ O	0,12	0,20	0,33	0,32	-	-
Cl	0,00	0,02	0,01	0,01	-	-
F	0,03	0,04	0,04	0,02	-	-
Total	88,67	85,25	86,71	86,61	86,47	84,78
přečteno na 14 atomů Cl+F+O						
P	0,000	0,010	0,000	0,003	-	-
Ti	0,001	0,002	0,001	0,003	-	-
Si	3,260	3,270	3,354	3,102	2,710	2,775
V	0,001	0,005	0,006	0,005	-	-
Al	2,138	2,083	2,041	2,291	2,887	2,739
Cr	0,000	0,001	0,000	0,001	-	-
Mg	2,101	2,055	1,983	2,156	0,891	1,041
Ca	0,126	0,214	0,142	0,083	-	-
Fe	1,962	1,930	2,005	1,966	3,186	3,179
Mn	0,046	0,042	0,038	0,053	0,173	0,122
Zn	0,012	0,018	0,009	0,023	-	-
Na	0,007	0,017	0,011	0,005	-	-
K	0,016	0,027	0,044	0,042	-	-
Catsum	9,670	9,705	9,648	9,744	9,847	9,856
Cl	0,001	0,003	0,001	0,002	-	-
F	0,010	0,028	0,012	0,007	-	-
O	13,990	13,969	13,987	13,991	14,000	14,000
Ansum	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000	14,000
F/FM	0,48	0,48	0,50	0,48	0,78	0,75

Tab. 8 WDX analýzy apatitu (vzorek SP012), v hm. %

	4/10
P ₂ O ₅	41,64
ThO ₂	0,01
SiO ₂	0,19
Al ₂ O ₃	0,04
La ₂ O ₃	0,10
Ce ₂ O ₃	0,28
Nd ₂ O ₃	0,17
MgO	0,25
SrO	0,09
MnO	0,13
FeO	0,55
CaO	54,00
Na ₂ O	0,08
F	1,50
Cl	1,23
Total	100,25
přečteno na 13 aniontů	
P	3,031
Si	0,016
Al	0,004
La	0,003
Ce	0,009
Nd	0,005
Mg	0,032
Sr	0,004
Mn	0,009
Fe	0,040
Ca	4,973
Na	0,013
Catsum	8,140
F	0,407
Cl	0,179
O	12,413
Ansum	13,000

Tab. 9 WDX analýza (oxidy v hm. %) TiO₂ fáze (vzorek SP012)

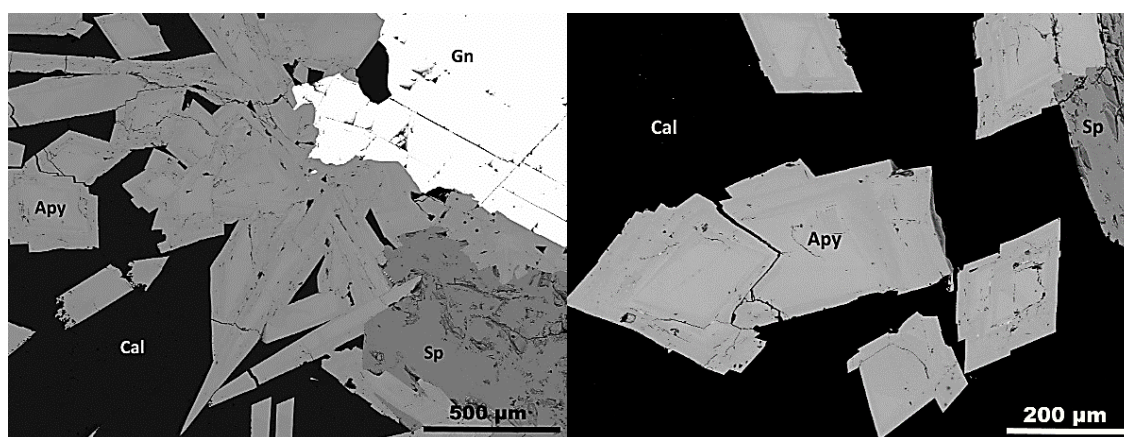
	4/11
WO ₃	0,02
Ta ₂ O ₅	0,02
Nb ₂ O ₅	0,33
ZrO ₂	0,58
SiO ₂	0,05
TiO ₂	98,93
Cr ₂ O ₃	0,01
V ₂ O ₃	0,07
Sc ₂ O ₃	0,05
CaO	0,11
FeO	0,38
Total	100,55
přečteno na 2 atomy O	
W	0,000
Ta	0,000
Nb	0,002
Zr	0,004
Si	0,001
Ti	0,990
Cr	0,000
V	0,001
Sc	0,001
Ca	0,002
Fe	0,004
Catsum	1,004
O	2,000
Ansum	2,000



Obr. 21 Vlevo paprscitý agregát chloritu ve vzorku SP112, BSE obraz (foto J. Kapusta). Qz- křemen, chl-chlorit, dol-dolomit, sd- siderit, cal-kalcit. Vpravo studované chlority v klasifikačním diagramu podle Baylisse (1975)

Tab. 10 EDX analýzy (v hm. %) arzenopyritu (3/3-7) a sfaleritu (3/8-10) ze vzorku ST131

	3/3	3/4	3/5	3/6	3/7	3/8	3/9	3/10
Fe	34,15	33,91	34,26	33,21	33,72	9,66	14,34	14,40
As	42,19	43,62	43,93	46,45	44,93	-	-	-
Sb	5,45	5,64	2,34	4,26	3,18	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	56,31	50,61	50,95
S	19,10	19,47	20,53	18,40	19,49	32,75	33,24	33,08
Total	100,90	102,64	101,06	102,32	101,32	98,73	98,19	98,43
<i>přepočteno na 1 atom S</i>								
Fe	1,026	1,000	0,958	1,036	0,993	0,169	0,248	0,250
As	0,945	0,959	0,916	1,080	0,986	-	-	-
Sb	0,075	0,076	0,030	0,061	0,043	-	-	-
Zn	-	-	-	-	-	0,843	0,747	0,755
Catsumm	2,047	2,035	1,904	2,177	2,023	1,013	0,994	1,005
S	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000



Obr. 22 Vzorek ST131 v BSE obraze (foto J. Kapusta). Vlevo arzenopyrit (apy) spolu s galenitem (gn), sfaleritem (sp) a kalcitem (cal), vpravo detail zonálního arzenopyritu.

Epidot je v BSE obraze zonální, některé krystaly jsou tvořeny jádry se zvýšeným obsahem REE (Σ REE = 0,281 apfu, analýza 5/1 v tab. 11), která jsou obrůstána epidotem téměř bez přítomnosti REE (max. 0,002 apfu jednotlivých prvků vzácných zemin, analýza 5/2). REE v jádrech některých epidotů, která lze označit jako REE-bohatý epidot, jsou zastoupeny hlavně Ce (3,90 hm. % Ce_2O_3), La (2,56 hm. % La_2O_3), Nd (1,40 hm. % Nd_2O_3) a Y (0,30 hm. % Y_2O_3). Přítomnost REE pozitivně koreluje s obsahy Mg a Mn. Naopak zóny epidotu bez REE jsou bohatší na Ca, Al a Si. Obsah celkového Fe je v obou zónách téměř stejný.

Analyzovaný baryt (tab. 12) se blíží svým chemismem ideální stechiometrii, obsahuje jen nepatrné příměsi Ca (0,42–0,88 hm. % CaO), Sr (max. 0,19 hm. % SrO), Na (0,11–0,12 hm. % Na_2O), Zn (max. 0,12 hm. % ZnO), Fe (max. 0,11 hm. % FeO), Si (0,9–0,10 hm. % SiO_2).

Datolit (tab. 13) je poměrně chemicky čistý, významnější je pouze příměs Fe (0,26 hm. % FeO) a F (0,21 hm. %).

Zjištěný zeolit (tab. 13) se svým chemismem blíží nejvíce laumontitu. Vypočítaná hodnota T_{Si} (0,71) však lehce překračuje rozmezí 0,64-0,70 udávané pro laumontit Coombsem et al. (1997). Tento laumontit je oproti ideální stechiometrii lehce nabohacený o Si a zároveň ochuzený o Al a Ca. Bodové analýzy byly provedeny u dvou zrn, z nichž jedno se jeví být v obraze odražených elektronů o trochu světlejší. Tmavší zrno (analýza 5/7) se liší od světlejšího (analýza 5/7) pouze zvýšeným obsahem alkálií. Z příměsí obsahuje ve výraznějším množství pouze Sr (1,23–1,25 hm. % SrO).

Tab. 11 WDX analýzy (v hm. %) epidotu, FeOtot rozpočítáno tak, aby catsum=8 apfu (vzorek ST111)

	5/1	5/2	přepočteno na 12,5 atomů O+F+Cl	
P ₂ O ₅	0,04	0,00		
TiO ₂	0,00	0,03		
SiO ₂	35,47	37,06	Ti	0,000 0,002
ThO ₂	0,16	0,00	Si	3,059 3,016
UO ₂	0,17	0,00	Th	0,003 0,000
ZrO ₂	0,06	0,00	U	0,003 0,000
Y ₂ O ₃	0,30	0,05	Zr	0,002 0,000
La ₂ O ₃	2,56	0,04	Y	0,014 0,002
Ce ₂ O ₃	3,90	0,02	La	0,082 0,001
Pr ₂ O ₃	0,29	0,01	Ce	0,123 0,001
Nd ₂ O ₃	1,40	0,04	Pr	0,009 0,000
Sm ₂ O ₃	0,15	0,00	Nd	0,043 0,001
Gd ₂ O ₃	0,19	0,00	Sm	0,004 0,000
Ho ₂ O ₃	0,03	0,01	Gd	0,006 0,000
Cr ₂ O ₃	0,00	0,01	Ho	0,001 0,000
Al ₂ O ₃	20,64	23,11	Cr	0,003 0,001
Fe ₂ O ₃	5,85	11,24	Al	2,098 2,217
FeOtot	10,41	10,38	Fe ³⁺	0,380 0,688
FeO	5,15	0,26	Fe ²⁺	0,371 0,018
MnO	0,66	0,28	Mn	0,048 0,020
CaO	18,74	23,22	Ca	1,732 2,025
MgO	0,10	0,00	Mg	0,013 0,000
SnO	0,01	0,00	Sn	0,001 0,000
SrO	0,05	0,09	Sr	0,003 0,004
BaO	0,00	0,01	Na	0,002 0,004
PbO	0,02	0,00	Catsum	8,000 8,000
Na ₂ O	0,01	0,02	Cl	0,002 0,001
Cl	0,01	0,01	F	0,095 0,055
F	0,35	0,21	O	12,403 12,444
Total	95,72	94,61	Ansum	12,500 12,500

Tab. 12 WDX analýzy (oxidy v hm. %) barytu (vzorek SP012)

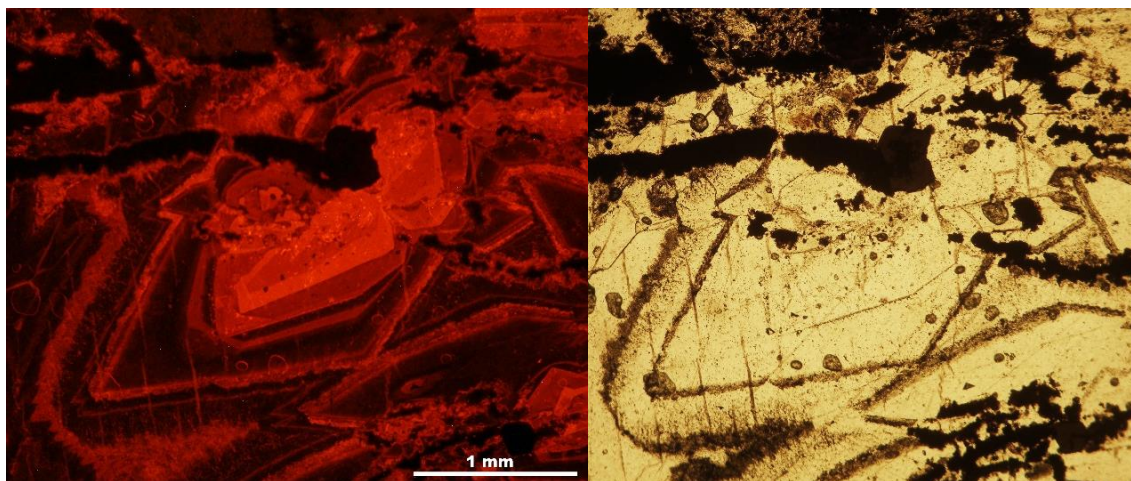
	4/12	4/13
SO ₃	34,44	34,50
P ₂ O ₅	0,00	0,02
SiO ₂	0,09	0,10
MgO	0,00	0,01
SrO	0,00	0,19
FeO	0,03	0,11
ZnO	0,12	0,01
BaO	65,46	66,07
CaO	0,88	0,42
Na ₂ O	0,12	0,11
Total	101,14	101,53
přepočteno na 4 atomy O		
S	0,989	0,991
Si	0,004	0,004
Mg	0,000	0,001
Sr	0,000	0,004
Fe	0,001	0,004
Zn	0,003	0,000
Ba	0,981	0,990
Ca	0,036	0,017
Na	0,009	0,008
Catsum	2,023	2,019
O	4,000	4,000

Tab. 13 WDX analýzy (v hm. %) datolitu a laumontitu ze vzorku ST111

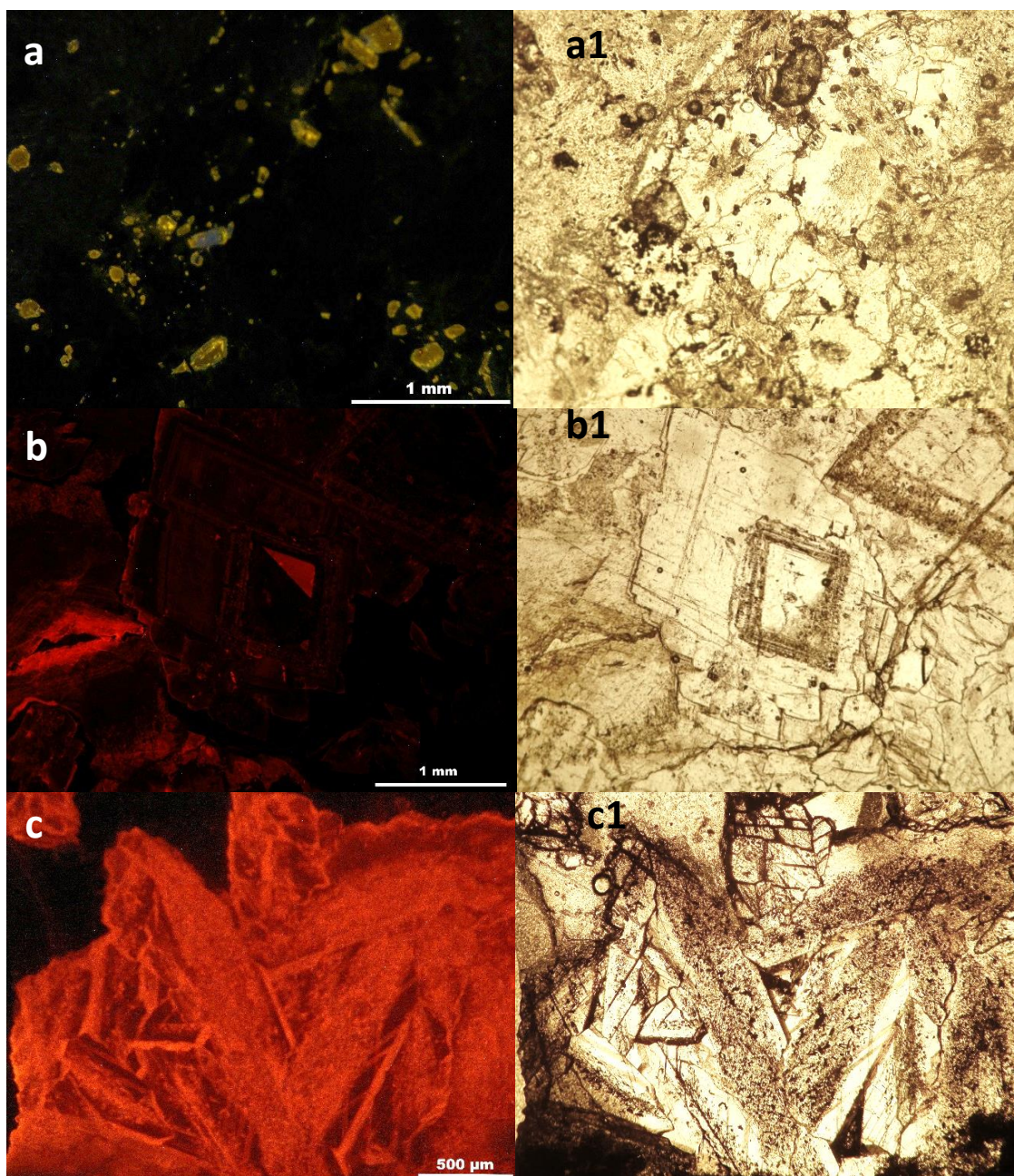
	datolit		laumontit	
	5/3	5/4	5/6	5/7
P ₂ O ₅	0,04	0,03	0,04	0,11
TiO ₂	0,00	0,00	0,00	0,06
SO ₂	0,00	0,01	-	-
SiO ₂	36,40	36,55	55,45	52,87
Cr ₂ O ₃	0,01	0,02	-	-
Al ₂ O ₃	0,10	0,05	19,35	18,64
V ₂ O ₃	0,00	0,01	-	-
MgO	0,00	0,00	0,00	0,01
CaO	34,25	34,33	8,97	8,80
BaO	-	-	0,17	0,01
FeO	0,26	0,26	0,02	0,04
SrO	-	-	1,23	1,25
MnO	0,01	0,04	-	-
ZnO	0,05	0,00	-	-
Rb ₂ O	-	-	0,05	0,08
Cs ₂ O	-	-	0,00	0,07
Na ₂ O	0,00	0,03	0,09	0,11
K ₂ O	0,02	0,02	0,83	1,91
Cl	0,00	0,01	0,00	0,00
F	0,21	0,21	0,11	0,13
Total	71,33	71,56	86,30	83,96
<i>přepočteno na 3 atomy O+Cl+F</i>		<i>přepočteno na 12 atomů O+Cl+F</i>		
P	0,001	0,001	0,000	0,000
Ti	0,000	0,000	0,000	0,001
Si	0,990	0,990	4,254	4,213
Cr	0,000	0,000	0,003	0,004
Al	0,003	0,002	1,750	1,750
Ca	0,998	0,997	0,737	0,751
Ba	-	-	0,005	0,002
Fe	0,006	0,006	0,001	0,003
Sr	-	-	0,055	0,058
Mn	0,000	0,001	-	-
Zn	0,001	0,000	-	-
Rb	-	-	0,002	0,004
Na	0,000	0,001	0,013	0,017
K	0,001	0,001	0,081	0,194
Catsum	1,999	1,999	6,901	6,997
Cl	0,000	0,001	0,001	0,000
F	0,018	0,018	0,028	0,032
O	2,982	2,982	11,971	11,968
Ansum	3,000	3,000	12,000	12,000
T_{Si}			0,71	0,71

5.4. Studium vzorků katodovou luminiscencí

Studované karbonáty vykazovaly v katodoluminiscenčním mikroskopu různou intenzitu luminiscence. V kalcitu ze vzorku SP012 jsem pozorovala oscilační a koncentrickou zonálnost (obr. 23). V obou případech se střídají zóny bez luminiscence s červenooranžovou luminiscencí a světle oranžovou luminiscencí. Nejintenzivnější světle oranžovou luminiscenci mají zóny zakalené hnědočerveným pigmentem, trhliny uvnitř kalcitu a někdy též tenké zóny na okraji zrn. Ve vzorku ST022 nevykazovaly karbonáty žádnou luminiscenci, jelikož se jednalo o dolomit s vysokým obsahem Fe, což bylo rovněž potvrzeno elektronovou mikrosoudou. V tomto vzorku jsem však pozorovala žlutozelenou luminiscenci u apatitů (obr. 24a). Tenké zóny na okrajích zrn apatitů měly nejčastěji intenzivnější luminiscenci než středy, ale v některých případech měly naopak nejintenzivnější luminiscenci středy zrn. Karbonáty ve vzorcích ST131 a SP112 vykazují velmi slabou luminiscenci. Ve vzorku SP112 (obr. 24b) se střídají zóny bez luminiscence se zónami s tmavě hnědou luminiscencí, ale zřídka lze pozorovat i intenzivnější oranžovou luminiscenci, zejména na okrajích zrn. Nejintenzivnější luminiscenci jsem pozorovala u vzorku kalcitové žíly s granáty (ST111). V kalcitu převažovala intenzivní světle oranžová luminiscence (obr. 24c), která se nepravidelně střídala s tenkými zónami karbonátu téměř bez luminiscence.



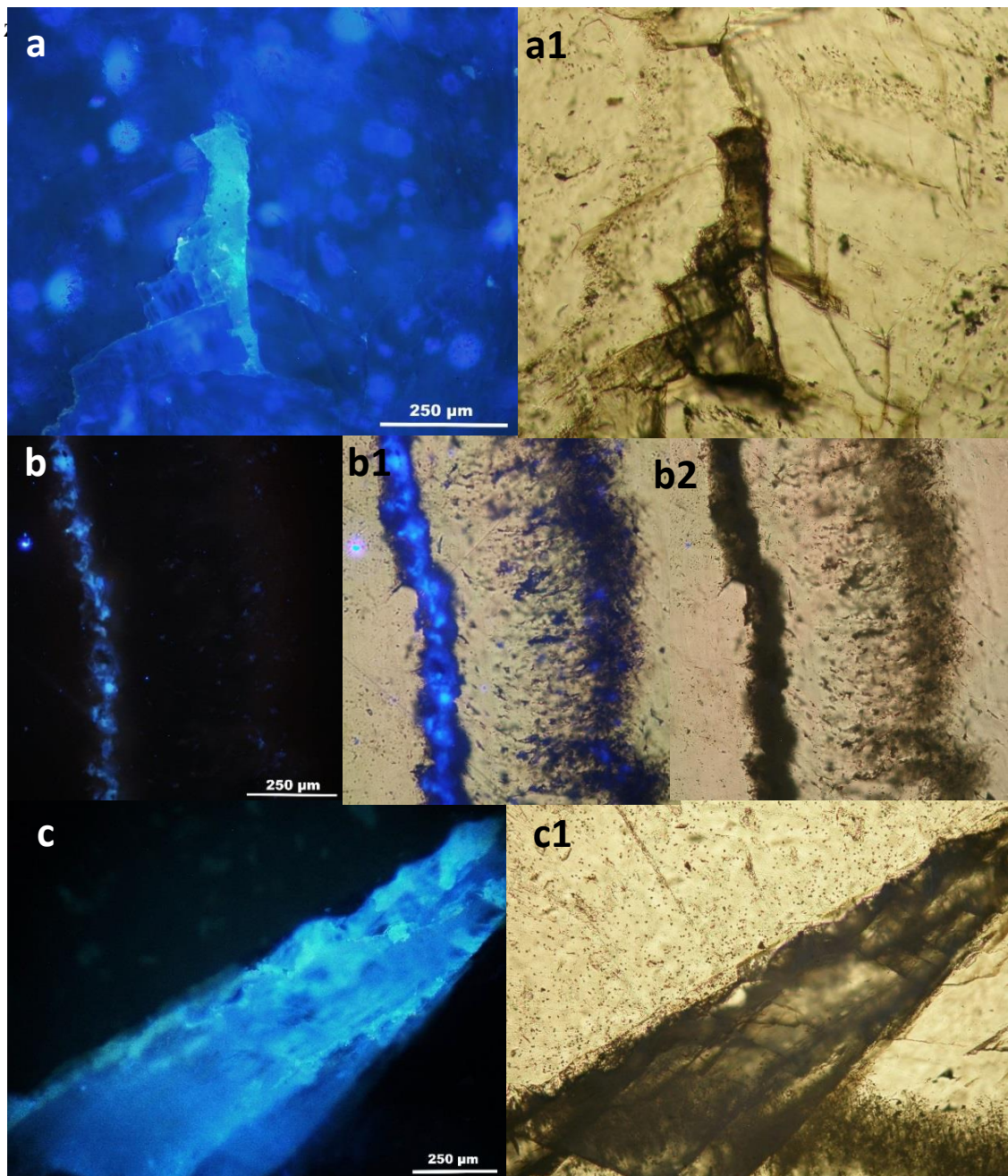
Obr. 23 Vzorek SP012 v katodoluminiscenčním mikroskopu. Vlevo oscilační zonálnost zrna kalcitu, vpravo vzhled v PPL



Obr. 24 Žlutozelená luminiscence apatitu ve vzorku ST022 (a), tentýž záběr v PPL (a1); vzorek SP112, tmavě hnědá luminiscence kalcitu s řídkými zónami s oranžovou luminiscencí (b), tentýž záběr v PPL (b1); nepravidelně zonální kalcitová zrna s intenzivní oranžovou luminiscencí, vzorek ST111 (c), tentýž záběr v PPL (c1)

5.5. Studium vzorků UV-mikroskopií

Při studiu vzorků pod fluorescenčním mikroskopem vykazovaly všechny vzorky světle modrou fluorescenci (obr. 25). Nejintenzivnější fluorescenci jsem pozorovala na puklinách okolní horniny a též na puklinách (obr. 25a) a štěpných trhlinách kalcitových zrn. Světle modrou barvu vykazovaly i některé řádky velmi tmavých inkluzí podél růstových zón karbonátových zrn (obr. 25b), někdy však svítily okraje zrn či celá drobná



Obr. 25. Vzorek ST112, modrá fluorescence na puklině kalcitových zrn (a), tentýž záběr v PPL (a1); vzorek SP012, modrá fluorescence řádku černých inkluzí (b), tentýž záběr v kombinovaném světle (b1), tentýž záběr v PPL (b2); vzorek SP012, modrá fluorescence celého kalcitového zrna (c), tentýž záběr v PPL (c1)

5.6. Studium fluidních inkluzí

Bližšímu studiu jsem podrobila fluidní inkluze v kalcitu, dolomitu a v křemeni u vybraných typů mineralizací. Výsledky mikrotermometrie jsou zobrazeny v tabulce 14.

Tab. 14 Přehled všech hodnot naměřených při mikrotermometrii

vzorek	minerál	geneze	fázové složení	velikost (μm)	Th (°C) (na kap.)	Te (°C)	Tf (°C)	Tmice (°C)	Tmhal (°C)	salinita (hm. % NaCl ekv.)
SP012	kalcit	P	L+V, L	6-48	221-311	-52/-36	-70/-39	-27,5/-0,6	n.a.	1,1-27,4
		PS	L+V, L	6-38	214-304	-55/-50	-80/-40	-27,6/-0,8	n.a.	1,4-27,4
		S	L+V, L	6-20	101-278	n.d.	-41/-36	-2,0/-0,1	n.a.	0,2-3,4
ST022	dolomit	P	L+V, L	4-25	101-312	n.d.	-46/-38	-2,3/-0,2	n.a.	0,4-3,8
		S	L+V, L	6-20	99-104	n.d.	-48/-40	-1,3/-0,1	n.a.	0,2-2,2
	křemen	P	L+V, L	4-12	102-203	n.d.	-63/-33	-11,2/-0,1	n.a.	0,2-15,2
SP112	kalcit	P	L+V, L	5-33	120-368	-21,8/-21,0	-45/-36	-3,5/-0,1	n.a.	0,2-5,7
		S	L+V, L	4-25	143-239	-21,2/-19,5	-44/-38	-4,2/-2,1	n.a.	3,6-6,7
	křemen	P	L+V, L	4-22	132-411	n.d.	-45/-34	-4,0/-2,1	n.a.	3,6-6,5
		PS	L+V, L	4-10	170-257	n.d.	-42/-33	-3,1/-1,4	n.a.	2,4-5,1
ST111	kalcit	P	L+V	4-48	138-364	-54,5/-49,9	-86/-34	-40,7/-1,7	n.a.	2,9-37,7
		P	L+V+S	8-34	192-354	-54,0/-52,1	-98/-63	-54,9/-33,8	164-354	30,1-33,9
		S	L+V, L	4-17	97-127	n.d.	-45/-33	-4,3/-0,1	n.a.	0,2-6,9

5.6.1. Fluidní inkluze v minerálech drúzových dutin v trachyandezitu

Dutina s kalcitovou výplní (SP012)

V tomto vzorku jsem studovala fluidní inkluze pouze v kalcitu, jelikož křemen se ve vzorku vyskytoval pouze sporadicky a obsahoval velmi málo fluidních inkluzí.

V kalcitech byly přítomny inkluze primárního, pseudosekundárního i sekundárního typu. Primární inkluze jsou převažujícím typem. Tvoří řádky podél růstových zón (obr. 26a), shluky či jsou roztroušené po celém zrnu nebo se vyskytují soliterně. Tvary primárních inkluzí jsou nepravidelné, okrouhlé a některé mají i tvar negativního krystalu. Jejich velikost je dosti variabilní, pohybuje se od 1 do 50 μm. Z hlediska fázového složení se primární inkluze vyskytují jako jednofázové i jako dvoufázové, přičemž plynná fáze zaujímá 5–15 obj. %. Některé inkluze mají tmavou (někdy až černou) barvu a jsou neprůhledné, jedná se pravděpodobně o plynné jednofázové inkluze. Jednofázové i dvoufázové inkluze se vyskytovaly společně v rámci jednotlivých růstových zón.

Inkluze pseudosekundárního typu jsou často protáhlé nebo oválné. Tvoří neprůběžné řádky (obr. 26b) či se vyskytují ve shlucích. Dosahují velikosti od 1 do 40 μm. Vyskytují se jako vodné jednofázové, ale nejčastěji dvoufázové L+V. Plynná fáze

zaujímá 5-10 obj. %. I některé pseudosekundární inkluze jsou velmi tmavé, neprůhledné, skoro černé, podobně jako primární inkluze.

U primárních a sekundárních inkluzí jsem naměřila při mikrotermometrii podobné hodnoty a také vykazovaly podobné tvary, tudíž je popíši společně. Teplota homogenizace (T_h) se u primárních a pseudosekundárních L+V inkluzí pohybovala v intervalu od 214 do 311 °C (obr. 27). Všechny inkluze homogenizovaly na kapalinu. Inkluze zamrzaly v rozmezí od -39 po -80 °C. Teplotu eutektika (T_e), jež dosahovala hodnot od -55 do -36 °C, se mi podařilo změřit jen u malého množství inkluzí. Poslední krystal ledu odtával v širokém intervalu teplot od -27,6 do -0,6 °C (obr. 28), několik inkluzí se však chovalo metastabilně a led odtával až při kladných teplotách za nepřítomnosti plynné fáze. Naměřená teplota tání ledu (T_{mice}) odpovídá salinitě 1,1-27,4 hm. % NaCl ekv. podle Bodnara (1993).

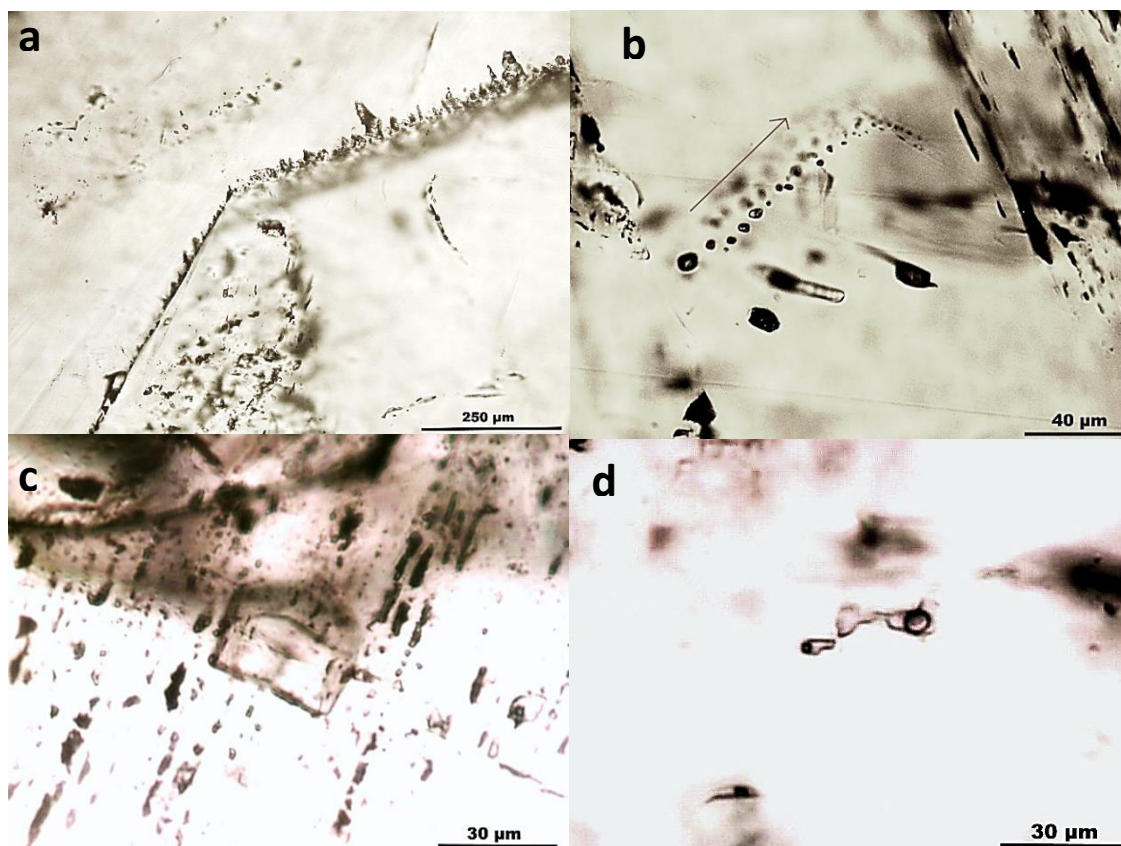
Sekundární inkluze v kalcitech se vyskytují nejčastěji na řádcích (obr. 26c). Mají nepravidelný, protáhlý či okrouhlý tvar a jsou velmi ploché. Jejich velikost se pohybuje od 1 do 20 μm . Sekundární inkluze jsou jednofázové i dvoufázové L+V, kdy plynná fáze tvoří 5–10 % inkluze. U sekundárních inkluzí jsem pozorovala i proces zaškrcování, tzv. „necking down“ (obr. 26d).

Homogenizace probíhala vždy na kapalinu a teploty homogenizace (obr. 27) se nejčastěji pohybovaly v rozsahu od 101 do 205 °C, ale naměřila jsem jednou i hodnotu 278 °C u inkluze, u které pravděpodobně proběhl „necking down“. Sekundární inkluze zamrzaly při teplotách od -36 do -41 °C. U těchto inkluzí se mi nepodařilo změřit žádnou eutektickou teplotu. Teplota tání posledního krystalu ledu nabývala hodnot od -2,0 do -0,1 °C, což odpovídá salinitě 0,2–3,4 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993).

Dutina s dolomitovou výplní (ST022)

V dolomitu se vyskytují primární a sekundární inkluze. Primární inkluze ve vzorku převažují. Tvoří řádky podél růstových zón (obr. 29a) nebo se vyskytují ve shlucích či soliterně. Mají oválný, protažený, nepravidelný, kulovitý tvar či tvar negativního krystalu. Z hlediska fázového složení jsou nejhojnější jednofázové kapalné a pravděpodobně i plynné inkluze, často velmi tmavé a špatně průhledné. Dále jsou přítomny i dvoufázové fluidní inkluze (obr. 29b), kde plynná fáze zaujímá 5–20 obj. %. Velikosti primárních inkluzí se pohybují v rozmezí od 1 do 25 μm . V tomto vzorku byly inkluze špatně pozorovatelné, jelikož byly hojně doprovázeny inkluzemi jílového

minerálu či tmavě hnědým pigmentem zakalujícím dolomit, proto se z tohoto vzorku nepodařilo naměřit velké množství dat.



Obr. 26 Fluidní inkluze v kalcitu ve vzorku SP012. Řádek primárních inkluzí podél růstové zóny (a); neprůběžný řádek pseudosekundárních inkluzí (b); řádky sekundárních inkluzí (c); zaškrcování sekundárních inkluzí (d)

Dvoufázové primární inkluze homogenizují (obr. 27) na kapalinu v širokém intervalu hodnot od 101 do 312 °C a zamrzají při -38 až -46 °C. Eutektickou teplotu se u těchto inkluzí změřit nepodařilo. Teplota tání posledního krystalu ledu (obr. 28) se u primárních inkluzí pohybuje od -2,3 do -0,2 °C, což značí salinitu 0,4–3,8 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993). Většina jednofázových inkluzí na změny teplot vůbec nereagovala.

Sekundární inkluze se v dolomitu vyskytují velmi zřídka. Tvoří řádky či shluky. Mají nejčastěji nepravidelné či protažené tvary a bývají dost ploché (obr. 29c). Převažují zde jednofázové fluidní inkluze, méně často se vyskytují dvoufázové inkluze, přičemž plynná fáze zaujímá 5–10 obj. %. Sekundární inkluze mají různé velikosti od 1 do 20 µm.

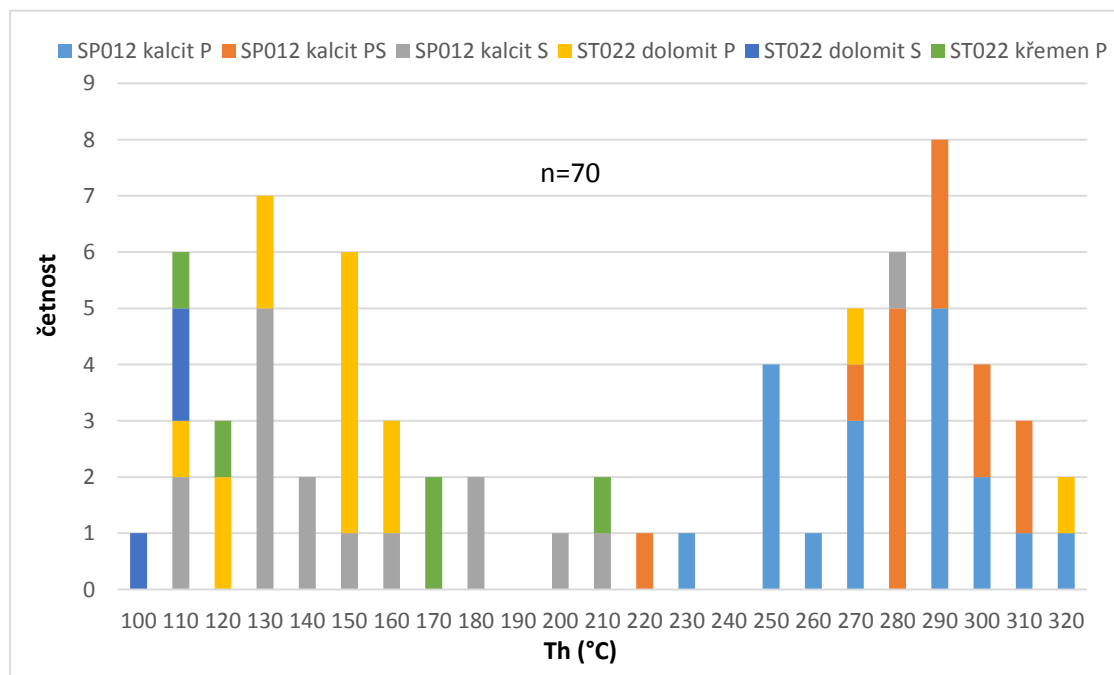
U sekundárních inkluzí se mi nepodařilo změřit dostatečné množství hodnot, jelikož těchto inkluzí bylo malé množství a převažovaly mezi nimi jednofázové inkluze, které nereagovaly na změny teplot. Naměřila jsem tři teploty homogenizace (obr. 27), které se pohybovaly v rozmezí od 99 do 104 °C. Teplota zamrznutí (T_f) se pohybovala

od -40 do -48 °C. Poslední krystal ledu tál od -1,3 do -0,1 °C nebo se inkluze chovaly metastabilně a led tál až při kladných teplotách v nepřítomnosti plynné fáze.

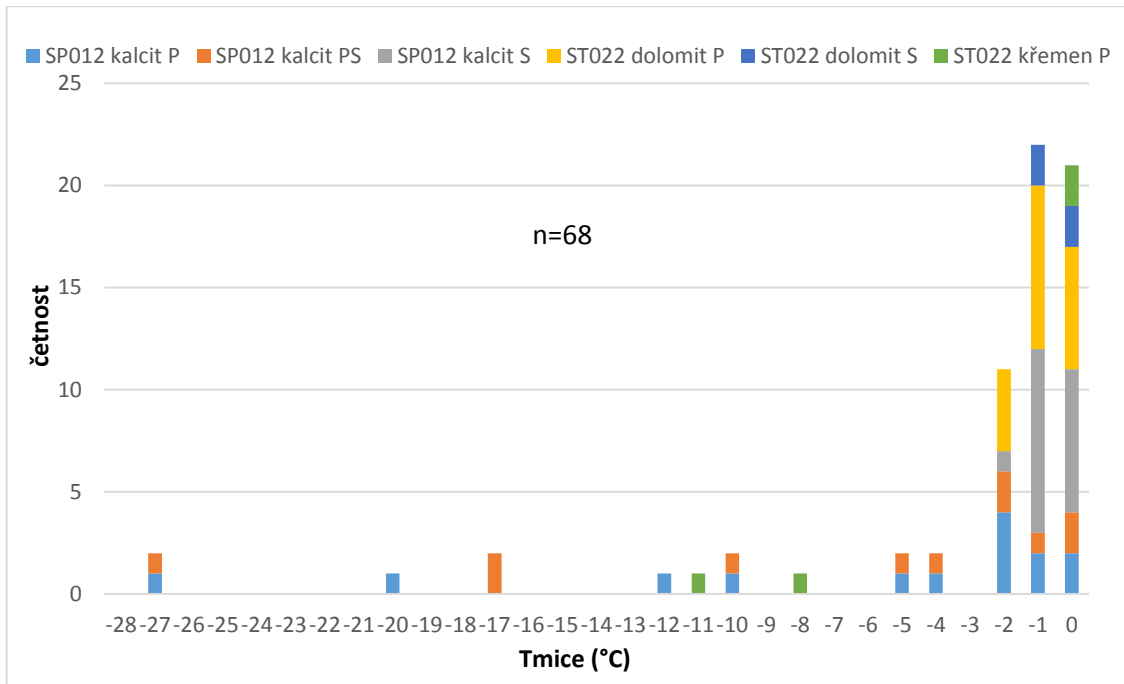
V křemenu se vyskytují primární a pseudosekundární inkluze. Primární inkluze (obr. 29d) se vyskytují nejčastěji roztroušeny po celém zrně, méně často soliterně na okraji či uprostřed zrna. Mají převážně oválný, protažený či kulovitý tvar, někdy jsou i nepravidelné. Jejich velikost se pohybuje od 2 do 20 μm. Nejčastěji se vyskytují jednofázové kapalně pravděpodobně i plynné inkluze, zřídka jsou přítomny i dvoufázové L+V s plynnou fází zaujímající 5 obj. %. Jednofázové inkluze bývají někdy i tmavé a neprůhledné.

Pseudosekundární inkluze v křemenu jsou uspořádány do neprůběžných řádků a mají okrouhlý, protažený či nepravidelný tvar. Převažují jednofázové inkluze, ale jsou přítomny i dvoufázové L+V inkluze s plynnou fází zaujímající 5–10 obj. %. Jejich velikosti se pohybují v rozmezí od 1 do 10 μm.

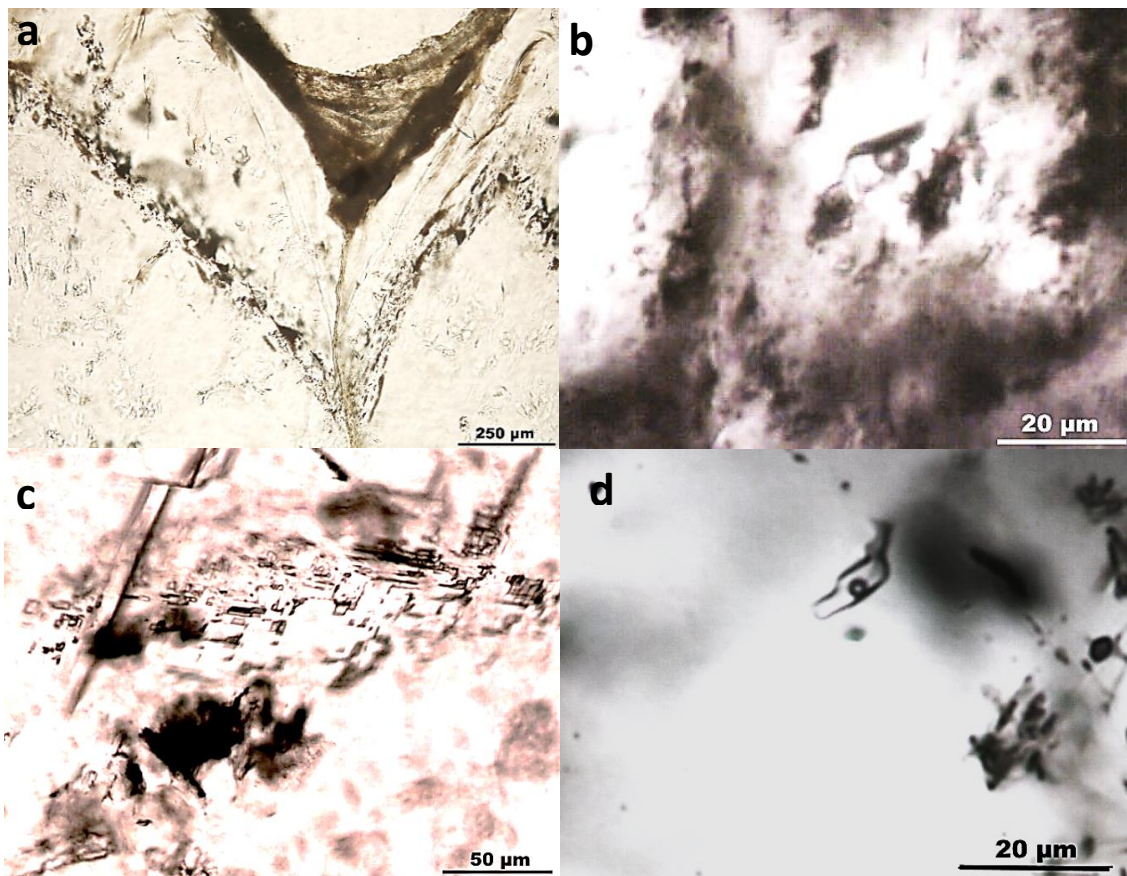
V křemenu se mi podařilo naměřit pouze malé množství hodnot, jelikož i v křemenu se inkluze vyskytovaly velmi vzácně a dosahovaly nejčastěji velmi drobných rozměrů. Primární inkluze homogenizovaly (obr. 27) od 102 do 203 °C. Teplota zamrznutí se pohybovala od -33 do -64 °C. Poslední krystal ledu tál v širokém rozpětí od -11,2 do -0,1 °C, čemuž odpovídá vypočtená salinita 0,2–15,9 hm. % NaCl ekv. Žádnou pseudosekundární inkluzi se mi změřit nepodařilo.



Obr. 27 Histogram homogenizačních teplot ve vzorku ST022 a SP012



Obr. 28 Histogram teplot tání posledního krystalu ledu ve vzorku ST022 a SP012



Obr. 29 Příklady fluidních inkluzí ve vzorku ST022. Černé primární inkluze v dolomitu podél růstových zón (a); primární dvoufázová inkluze v kalcitu (b); shluk sekundárních inkluzí v kalcitu (c); primární dvoufázová inkluze v křemeni (d)

5.6.2. Fluidní inkluze v minerálech hydrotermálních žil

Kalcitová žíla se sfaleritem (SP112)

V tomto vzorku jsem měřila inkluze v kalcitu a v křemeni. V kalcitu se vyskytovaly primární a sekundární inkluze.

Primární inkluze se mají nepravidelný tvar nebo tvar negativního krystalu (obr. 30a). Vyskytují se na řádcích podél růstových zón, roztroušené po celém zrně, ve shlucích či soliterně na okraji i uprostřed zrna. Primární inkluze se vyskytují jako jednofázové i jako dvoufázové L+V s plynnou fází zaujímající 5–30 obj. %. Jejich velikosti se pohybují od 1 do 40 μm . Primární inkluze jsou často tmavé, ale přesto bývají celkem průhledné, někdy jsou i skoro černé.

Homogenizace primárních inkluzí (obr. 31) probíhala na kapalinu a pohybovala v širokém intervalu hodnot od 120 do 368 $^{\circ}\text{C}$. Inkluze obvykle zamrzaly v rozmezí od -36 do -45 $^{\circ}\text{C}$. Teplotu eutektika se mi podařilo naměřit u dvou inkluzí v rozsahu od -21,8 do -21,0 $^{\circ}\text{C}$. Poslední krystal ledu tál při -3,5 až -0,1 $^{\circ}\text{C}$, z čehož jsem vypočítala salinitu odpovídající hodnotám 0,2–5,7 hm. % NaCl ekv.

Sekundární inkluze v kalcitu tvoří nejčastěji řádky (obr. 30b) popřípadě shluky. Jejich tvar je protáhlý, nepravidelný nebo okrouhlý a jsou velmi ploché. Jejich velikosti se pohybují v rozmezí od 1 do 30 μm . Sekundární inkluze jsou jednofázové vodné i dvoufázové, kde plynná fáze zaujímá 5–20 obj. %.

Sekundární inkluze homogenizovaly na kapalinu při 143–239 $^{\circ}\text{C}$. Teplota vymrznutí obsahu inkluze se pohybovala v rozmezí od -36 do -45 $^{\circ}\text{C}$. První kapalina, kterou se podařilo zachytit ve dvou případech, se objevila v intervalu od -21,2 do -19,5 $^{\circ}\text{C}$. Teplota tání posledního krystalu ledu kolísala od -4,2 do -2,1 $^{\circ}\text{C}$, což odpovídá vypočtené salinitě 3,6–6,7 hm. % NaCl ekv.

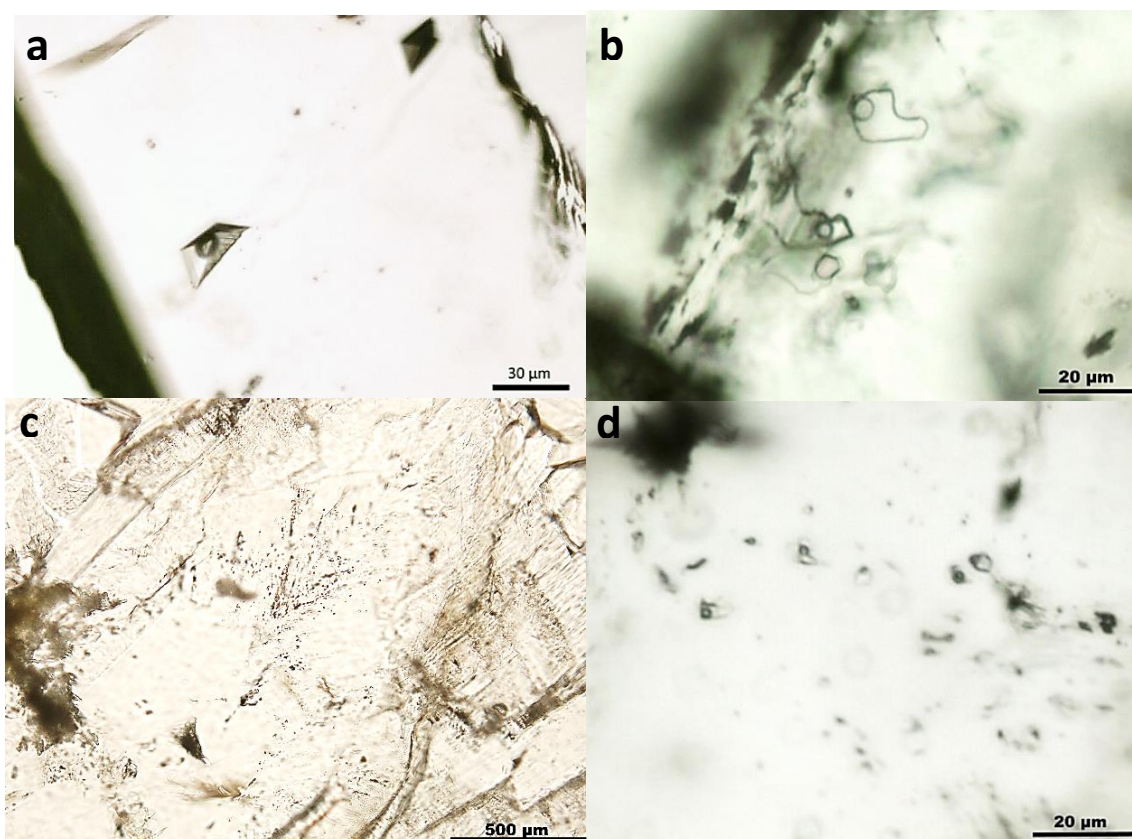
V křemeni se vyskytují primární a pseudosekundární fluidní inkluze. Primární inkluze v křemeni mají nejčastěji okrouhlý tvar, někdy též nepravidelný či protažený. Jsou uspořádány ve shlucích, podél růstových zón (obr. 30c) nebo jsou roztroušeny po celém zrně, někdy jsou i soliterní. Z hlediska fázového složení jsou jednofázové i dvoufázové L+V, kde plynná fáze zaujímá 5–10 obj. %. Velikosti primárních inkluzí se pohybují v rozmezí nejčastěji od 1 do 10 μm .

Primární inkluze homogenizovaly na kapalinu při teplotách od 132 do 411 $^{\circ}\text{C}$. Teplota vymrznutí se pohybovala v rozmezí od -33 do -45 $^{\circ}\text{C}$. Eutektickou teplotu se kvůli malým velikostem inkluzí nepodařilo zachytit. Teplota tání posledního krystalu

ledu (obr. 32) se pohybovala v hodnotách od $-4,0$ do $-2,1$ °C, z čehož jsem vypočítala salinitu dle Bodnara (1993), která odpovídá rozsahu 3,6–6,5 hm. % NaCl ekv.

Pseudosekundární inkluze se v křemeni vyskytují zhruba ve stejném množství jako primární inkluze. Tvoří nejčastěji neprůběžné řádky (obr. 30d) a mají oválný, protažený či nepravidelný tvar. Převažují dvoufázové inkluze, přičemž plynná fáze zaujímá stejně jako u primárních inkluzí 5–10 obj. %, ale vyskytují se i jednofázové kapalně inkluze. Pseudosekundární inkluze dosahují velikosti do 10 μm .

Teplota homogenizace (obr. 31) se u pseudosekundárních se pohybuje v užším rozmezí než u primárních inkluzí a to od 170 do 257 °C. Inkluze zamrzaly podobně jako primární při teplotách -33 až -42 °C. Ani u těchto inkluzí se nepodařilo zaznamenat eutektickou teplotu. Poslední krystal ledu tál v rozmezí teplot od $-3,1$ do $-1,4$ °C (obr. 32), což odpovídá salinitě 2,4–5,1 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993).



Obr. 30 Příklady fluidních inkluzí ve vzorku SP112. Primární dvoufázová inkluze v kalcitu ve tvaru negativního krystalu (a); řádek sekundárních inkluzí v kalcitu (b); primární inkluze podél růstových zón v křemeni (c); neprůběžné řádky dvoufázových pseudosekundárních inkluzí v křemeni (d)

Kalcitová žíla s granáty (ST111)

V tomto vzorku jsem se zabývala inkluzemi pouze v kalcitu. Přítomny byly primární a sekundární inkluze. Identifikace jednotlivých generací byla velmi komplikovaná, jelikož se jednotlivé typy nejčastěji vyskytovaly v rámci jednoho shluku.

Primární inkluze převažují nad sekundárními a jsou nejčastěji roztroušeny po celém zrně nebo se vyskytují ve shlucích či soliterně. Mají nepravidelný, protáhlý a oválný tvar. Z hlediska fázového složení jsou primární inkluze jednofázové plynné i kapalně, často jsou hodně tmavé, skoro až černé, a neprůhledné. Nejčastěji jsou primární inkluze zastoupeny dvoufázovými L+V inkluzemi s poměrně variabilním stupněm zaplnění, kde plynná fáze zaujímá 5–40 obj. %. Spolu s dvoufázovými L+V inkluzemi jsou za pokojové teploty přítomny i trojfázové L+V+S inkluze, kde je pevná fáze tvořena krychlovým krystalkem halitu (obr. 33). Poměry fází jsou v jednotlivých L+V+S inkluzích různé. Plynná fáze zaujímá od 5 do 20 obj. % a pevná fáze zaujímá 5–15 obj. %. Velikost primárních inkluzí je velmi variabilní, pohybuje se v rozmezí od 2 do 60 μm .

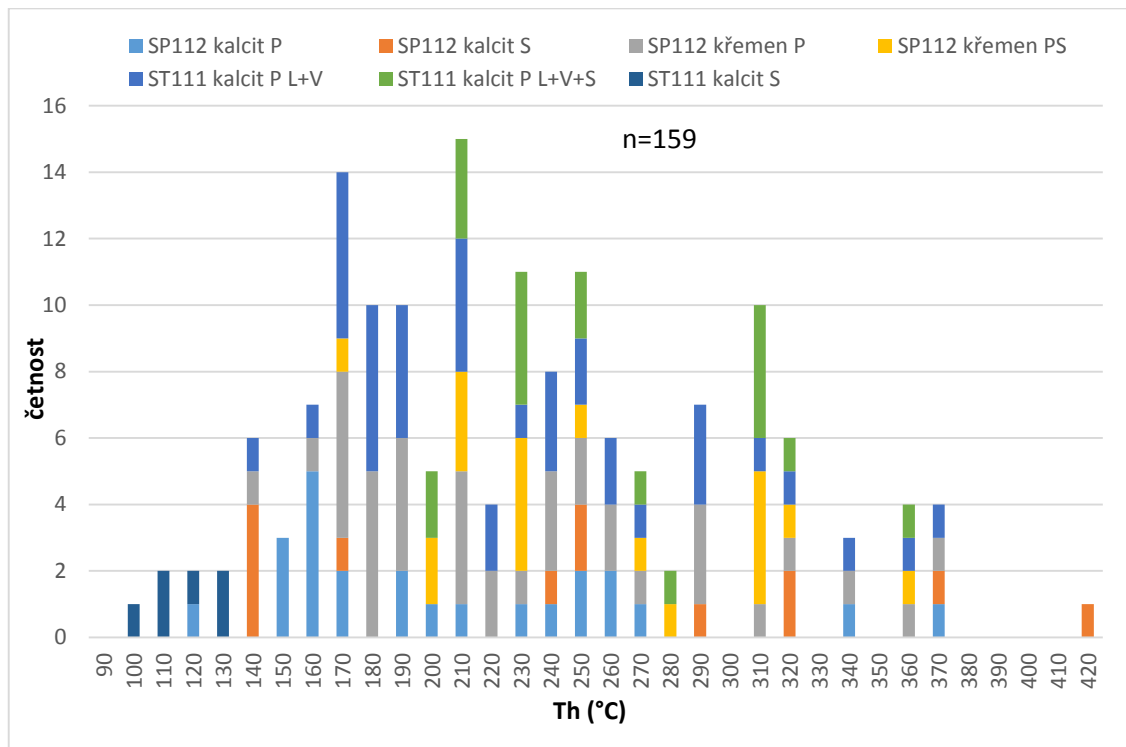
Dvoufázové primární inkluze homogenizovaly (obr. 31) v širokém rozpětí teplot od 138 do 364 °C. Při vymrznutí za teplot -34 až -86 °C inkluze obvykle ztmavly a vytvořila se v nich granulární struktura (obr. 34). Při následném zahřívání inkluze jsem změřila teplotu eutektika -54,5 až -49,9 °C, která se mi podařila změřit pouze dvakrát, a dále teplotu tání posledního krystalu ledu, která se pohybovala v širokém rozmezí od -40,7 do -1,7 °C. V jednom případě byl poslední pevnou fází halit, který se pak rozpouštěl při 202 °C. Z hodnot T_{mice} (obr. 32) byla vypočítána salinita v rozsahu 2,9–37,7 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993).

Plynná bublina v L+V+S inkluzích s halitem při zahřívání mizela při teplotách od 194 do 317 °C. Halit se rozpouštěl za přítomnosti plynné fáze při teplotách 164–237 °C nebo až po homogenizaci plynné fáze za teplot 192–354 °C (obr. 35). Při kryometrii zamrzaly inkluze obvykle v intervalu teplot od -63 do -98 °C, v některých případech nezamrzaly ani při -190 °C. Často při mražení nenastávaly žádné změny, ale obsah inkluze vymrzl až při opětovném zahřívání. První kapalina se objevila při teplotách -54 až -52,0 °C. Teplota tání posledního krystalu ledu dosahovala teplot od -54,9 do -33,8 °C (obr. 32). V jedné třífázové inkluzi se další pevná fáze vytvořila pouze kolem plynné bubliny a odtála při -56,3 °C, pravděpodobně šlo o klatrát nějakého plynu a inkluze kompletně nevymrzla ani při -180 °C. U inkluzí s halitem jsem vypočítala salinitu 30,1-

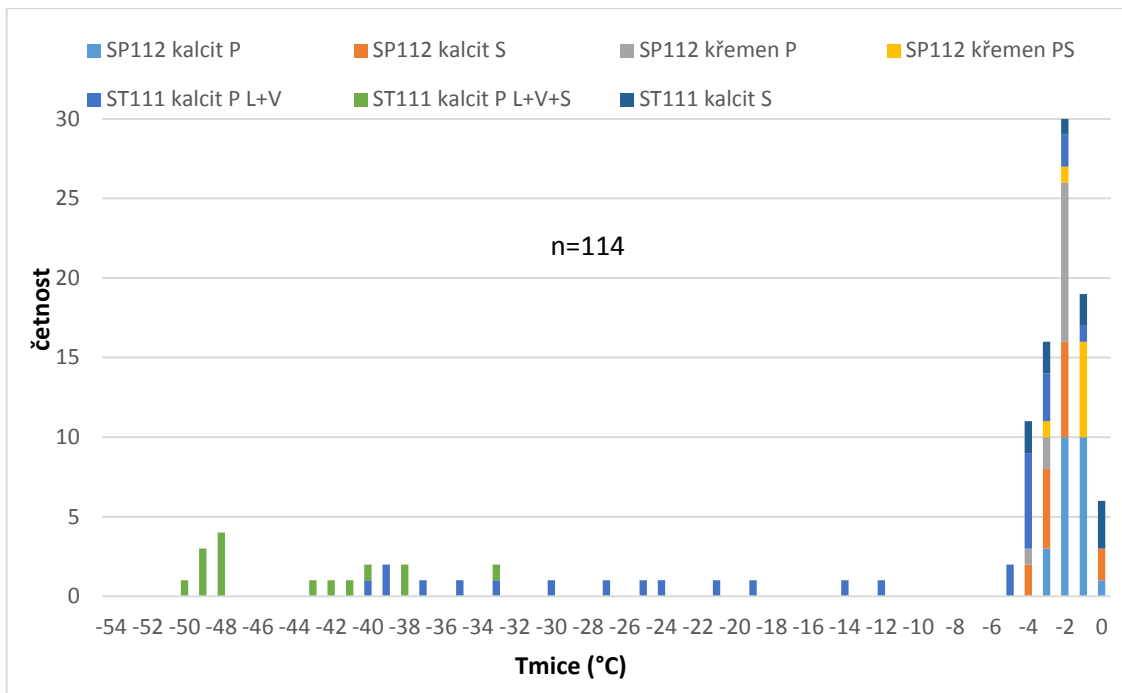
33,9 hm. % NaCl ekv. (Sterner et al. 1988 in Zachariáš 2000) z naměřených hodnot T_m halitu, který se rozpouštěl za přítomnosti plynné fáze.

Sekundární inkluze mají nepravidelný či okrouhlý tvar a jsou často velmi ploché. Jsou uspořádány do řádků či shluků. Vyskytují se mezi nimi jak jednofázové inkluze, které převládají, tak i dvoufázové L+V inkluze, kde plynná fáze tvoří 5–30 obj. % inkluze. Sekundární inkluze mají o něco menší rozměry než primární inkluze, nejčastěji se jejich velikosti pohybují v rozmezí od 1 do 12 μm , ale dosahují až 20 μm . Některé sekundární inkluze byly dekrepitovány, přičemž takové inkluze měly nižší stupeň zaplnění a vyskytovaly se kolem nich dekrepitační aureoly v podobě droboučkových izometrických inkluzí.

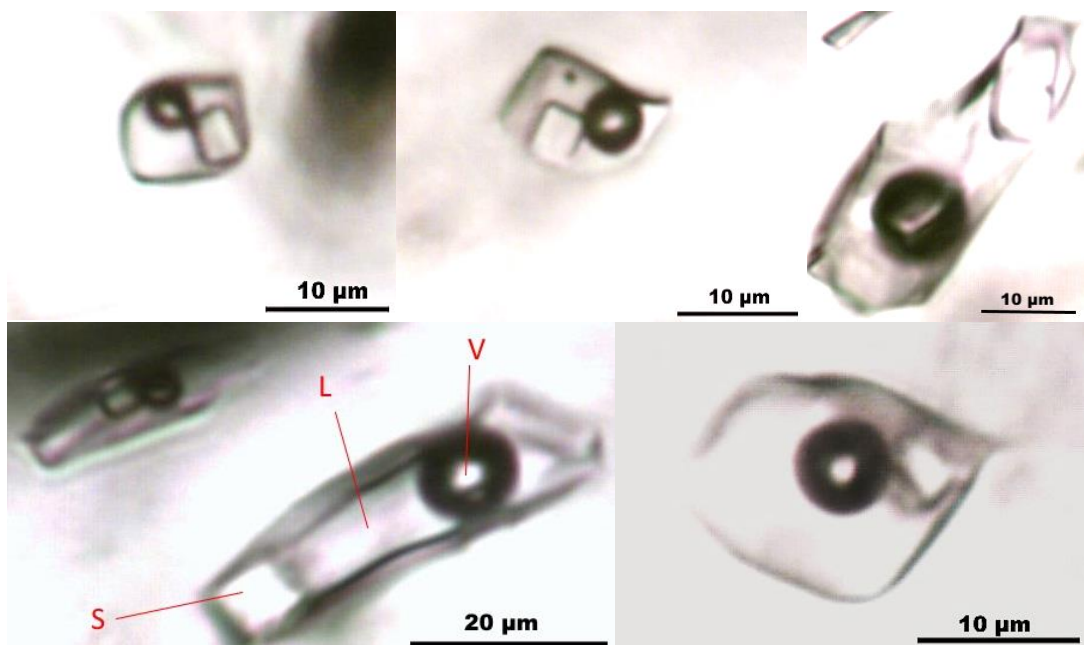
Teplota homogenizace (obr. 31) u sekundárních inkluzí dosahovala o něco nižších hodnot než u primárních inkluzí a pohybovala od 97 do 127 $^{\circ}\text{C}$. Inkluze vymrzaly v intervalu od -33 do -45 $^{\circ}\text{C}$. Eutektickou teplotu se nepodařilo zachytit u žádné inkluze. Teplota tání posledního krystalu ledu (obr. 32) se pohybovala v rozmezí od -0,1 do -4,3 $^{\circ}\text{C}$, což odpovídá salinitě 0,2–6,9 hm. % NaCl ekv. (Bodnar 1993).



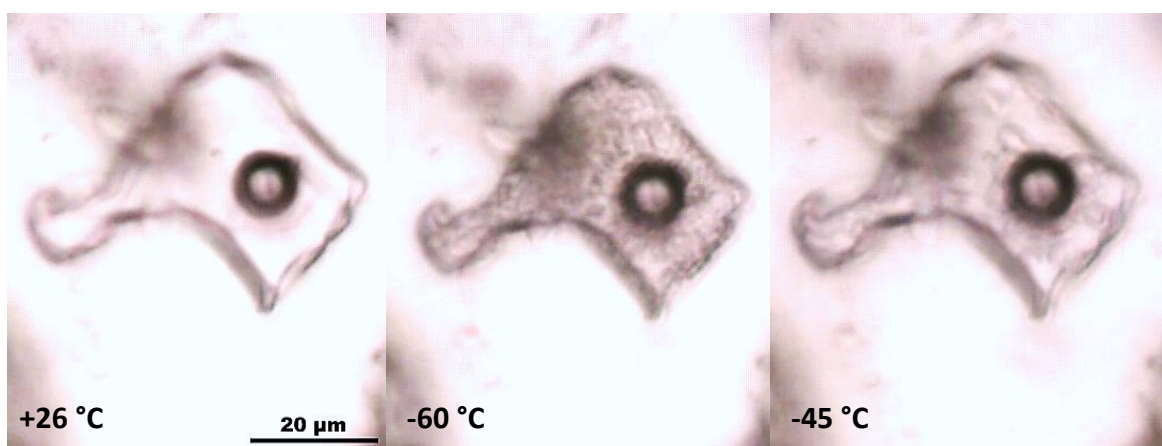
Obr. 31 Histogram homogenizačních teplot inkluzí ze žilné mineralizace (vzorky SP112 a ST111)



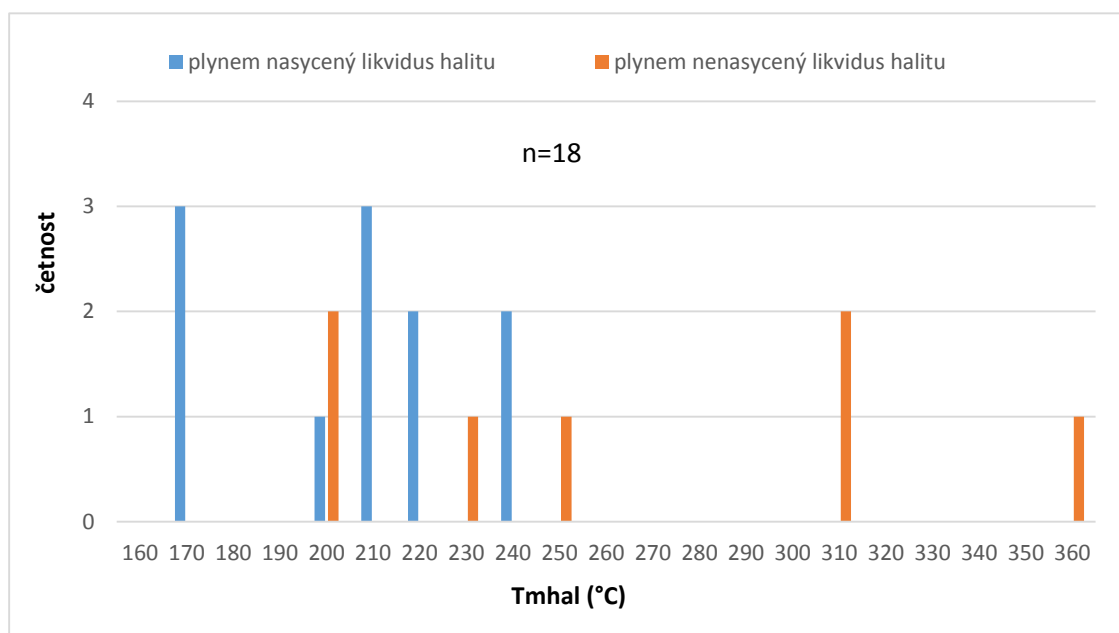
Obr. 32 Histogram teplot tání posledního krystalu ledu ze žilné mineralizace (vzorky SP112 a ST111)



Obr. 33 Příklady primárních L+V+S inkluzí v kalcitu (vzorek ST111)



Obr. 34 Fázové přechody v primární L+V inkluzi v kalcitu (vzorek ST111).



Obr. 35 Histogram teplot tání halitu v trojfázových L+V+S inkluzích v kalcitu (vzorek ST111)

6. DISKUZE

6.1. Mineralogie a chemismus minerálů

Mineralogie

V této práci jsem popsala tři nové minerály, které nebyly dosud na této lokalitě uváděny. V dutině s kalcitovou výplní odebrané ze severozápadní stěny spodní etáže lomu byl zjištěn fluorokarbonát vzácných zemin, který jsem na základě jeho chemismu určila jako synchyzit-Ce. Ve flyšovém pásmu Západních Karpat byl dosud zaznamenán pouze jeden výskyt synchyzitu-Ce. Matýsek (2013) popisuje tento minerál ze spodnokřídových hornin těšínitové asociace ve slezské jednotce. Dále je popisován ve slovenské části centrálních Západních Karpat Ondrejkou et al. (2006) v triasových kyselých vulkanitech prorážející sedimenty muránského příkrovu, kde vznikl alterací monazitu a xenotimu působením CO₂ bohatých fluid. Uher et al. (2010) popisuje synchyzit-Ce v metatrachydacitech z rakovecké jednotky (devon-spodní karbon) gemerika, kde spolu s dalšími minerály prvků vzácných zemin vznikal pravděpodobně interakcí hydrotermálních fluid obohacených F a CO₂ s metatrachytickými horninami bohatými na litofilní prvky. Za zdroj REE lze v našem případě považovat akcesorické minerály bohaté na REE obsažené v původním trachyandezitu, z nichž se REE uvolnily při hydrotermálních přeměnách a byly dále mobilizovány hydrotermálními roztoky. Takto vysvětluje vznik synchyzitu-Ce v kalcitové hydrotermální žíle ze sedimentů Dražanské vrchoviny Krmíček et al. (2005). I Matýsek (2013) považuje výše zmíněný synchyzit-Ce za produkt postvulkanické hydrotermální alterace těšínitů. REE podle něho mohly být mobilizovány hypersalinními postvulkanickými roztoky. Lze tak uvažovat i v našem případě, poněvadž z výsledků fluidních inkluzí (viz níže) vyplývá, že zmíněný synchyzit-Ce se vyskytuje ve vzorku, který vznikl rovněž z vysokosalinních fluid.

Další nově popsané minerály se vyskytují ve vzorku karbonátové žilky s granáty odebrané z východní stěny ve střední etáži lomu. Tato minerální asociace byla již popsána Krobotem (2011) a Dolníčkem a Krobotem (2013). Kromě dosud zjištěných granátů, pravděpodobného wollastonitu a kalcitu jsem v dutinách kalcitu objevila epidot, jehož některá centra byla bohatá na REE, datolit, laumontit a křemen. Epidot a datolit nebyly na této lokalitě dříve nalezeny. Prvky vzácných zemin zastupují Ca ve struktuře REE bohatého epidotu. Datolit vzniká všeobecně z hydrotermálních fluid bohatých na Ca a B. Nejčastěji krystalizuje v dutinách bazických vulkanických hornin nebo se vyskytuje

v kontaktních skarnech na kontaktu bazaltů se sedimentárními horninami (Bernard, Rost 1992). Ve flyšovém pásmu Západních Karpat byl zaznamenán výskyt datolitu v kontaktním rohovci na styku těšinitů a sedimentárních hornin na lokalitě v Řepišti u Paskova ve slezské jednotce (Kudělásek et al. 1987). Datolit se zde rovněž nachází v asociaci mimo jiné s kalcitem, křemenem a granáty. I v této práci je vznik datolitu spojován s postmagmatickými hydrotermálními procesy. Z lokality Řepiště je rovněž popisován synchyzit-Ce (Matýsek 2013), což by mohlo naznačovat určitou souvislost.

Ve vzorku rudní žíly byl přítomen sfalerit, galenit, arsenopyrit, kalcit a křemen. Sukcese minerálů je v základních rysech podobná, jako je uvedeno v dřívějších pracích (Černý 1958, Přichystal 1974, Krobot 2011). Navíc jsem pozorovala dvě generace kalcitu a křemen v tomto vzorku netvořil nejstarší minerální fázi žíly, ale naopak patřil k těm nejmladším minerálům.

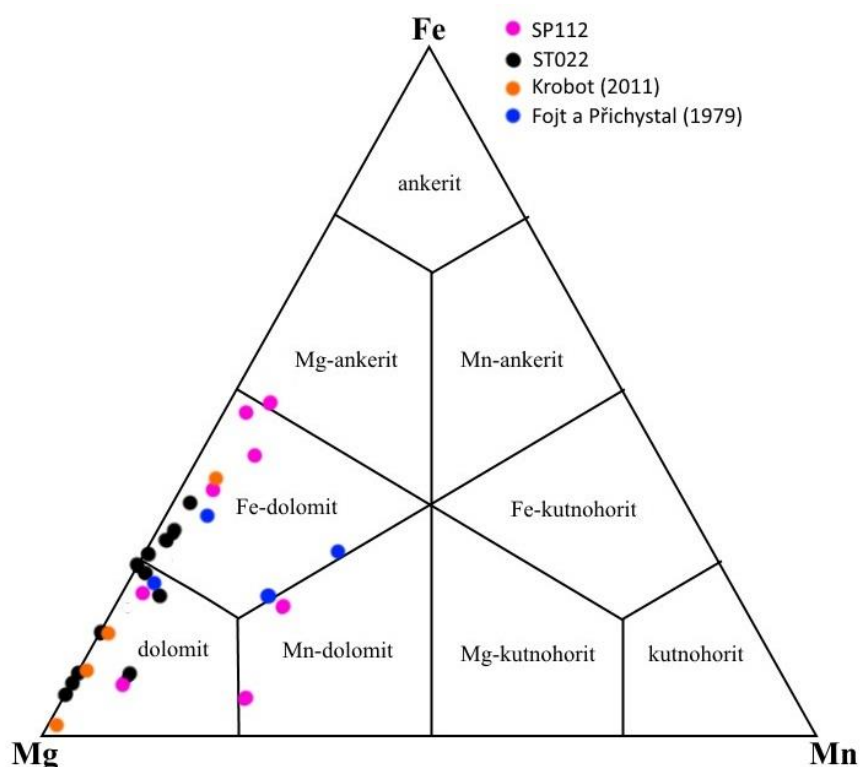
Chemismus minerálů

Zjištění vyplývající z výzkumu chemismu karbonátů (obr. 36 a 37) se víceméně shodují s Fojtem a Přichystalem (1979) a Krobotem (2011). Nejvíce analyzovaných karbonátů připadlo dle klasifikace Trdličky a Hoffmana (1975 in Krobot 2011) k dolomitu a k Fe-dolomitu, na rozdíl od předchozích prací (obr. 37) byly zastoupen i Mn-dolomit a ve vzorku kalcitové žíly se sfaleritem a polymetalické rudní žíly byly zjištěny kalcity s vysokým obsahem Mn (až 14,4 hm. % MnO). Chemismus sideritu ze vzorku kalcitové žíly se sfaleritem (SP112) shoduje s analýzami provedenými Krobotem (2011) na několika lokalitách (obr. 37), ale v ostatních vzorcích (ST012, ST022) byl siderit chemicky čistější. Ve vzorku kalcitové žíly se sfaleritem je kalcit místy doprovázen sideritem a minerály dolomitové skupiny, které jsou chemicky výrazně zonální (viz obr. 20a) a střídají se v nich zóny s vysokým a nízkým obsahem Fe. To vypovídá o velmi variabilních podmínkách při krystalizaci.

Analyzovaný sfalerit obsahuje 9,66-14,40 hm. % Fe, což je o něco méně než uvádí Fojt s Přichystalem (1979), kteří pomocí klasické chemické analýzy na mokré cestě zjistili 15,3-16,81 hm. % Fe. To ale může být zapříčiněno zkreslením chemické analýzy citovaných autorů přítomností inkluzí chalkopyritu ve sfaleritu. Mé výsledky by tudíž měly být přesnější. Jiné příměsi kromě Fe EDX analýza nestanovila. Fojtem a Přichystalem (1979) analyzované sfalerity obsahovaly v menším množství ještě Mn a Cd.

Přichystal (1974) zjistil pomocí spektrálních analýz v barytu zvýšený obsah Sr (více než 1 hm. %). To ale v této práci nebylo potvrzeno. Zvýšený podíl Sr byl naopak zjištěn v laumontitu (1,23–1,25 hm. % SrO), ve kterém uvádí Přichystal (1974) do 0,1 hm. % SrO. Kromě toho mnou analyzovaný laumontit obsahuje příměs K (0,83–1,91 hm. % K₂O), kterou Přichystal (1974) vůbec neuvádí.

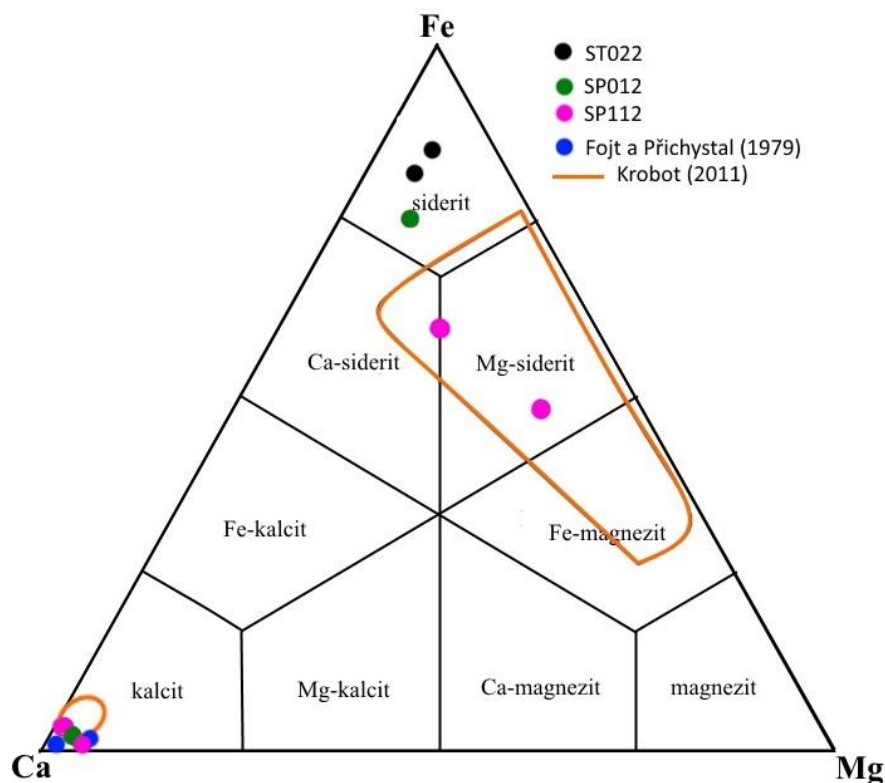
Chemismus chloritů v žádné z předchozích prací nebyl podrobněji studován. Analyzované chlority ze vzorku kalcitové žíly se sfaleritem obsahovaly vyšší obsah Fe a Mn než studované chlority z dutiny s kalcitovou výplní.



Obr. 36 Porovnání chemismu karbonátů dolomitové skupiny s analýzami Kroboty (2011) z více lokalit v bělokarpatské jednotce a Fojta a Přichystal (1979) z lokality Bučník

Katodová luminiscence

Ve vzorku dutiny s kalcitovou výplní byly identifikovány nejméně tři generace karbonátu. Byla pozorována oscilační zonálnost, kde se opakovaně střídají různě silné poměrně ostře ohraničené zóny, což značí rychlé střídání podmínek při růstu krystalů (Pagel et al. 2000). Ve vzorku kalcitové žíly se sfaleritem a polymetalické rudní žíly jsem pozorovala velmi slabou luminiscenci s řídkými zónami intenzivnější luminiscence. Slabá luminiscence je zapříčiněna zvýšenými obsahy Fe nebo Mn, který obvykle působí jako aktivátor luminiscence, ale při příliš vysokých koncentracích působí jako tlumič (Pagel et al. 2000).



Obr. 37 Porovnání chemismu karbonátů kalcitové skupiny s analýzami Krobot (2011) z více lokalit v bělokarpatské jednotce a Fojta a Přichystal (1979) z lokality Bučník

UV-mikroskopie

Ve všech vzorcích byla potvrzena přítomnost lehkých uhlovodíků projevující se modrou fluorescencí (Stasiuk, Snowdon 1997). Fluorescenci vykazovaly některé inkluze na řádcích podél růstových zón, což značí zachycení ropy v průběhu krystalizace karbonátů, ale i na puklinách a trhlinách krystalů i matečné horniny, což znamená, že ropa v daném systému cirkulovala i po ukončení růstu hydrotermálních minerálů.

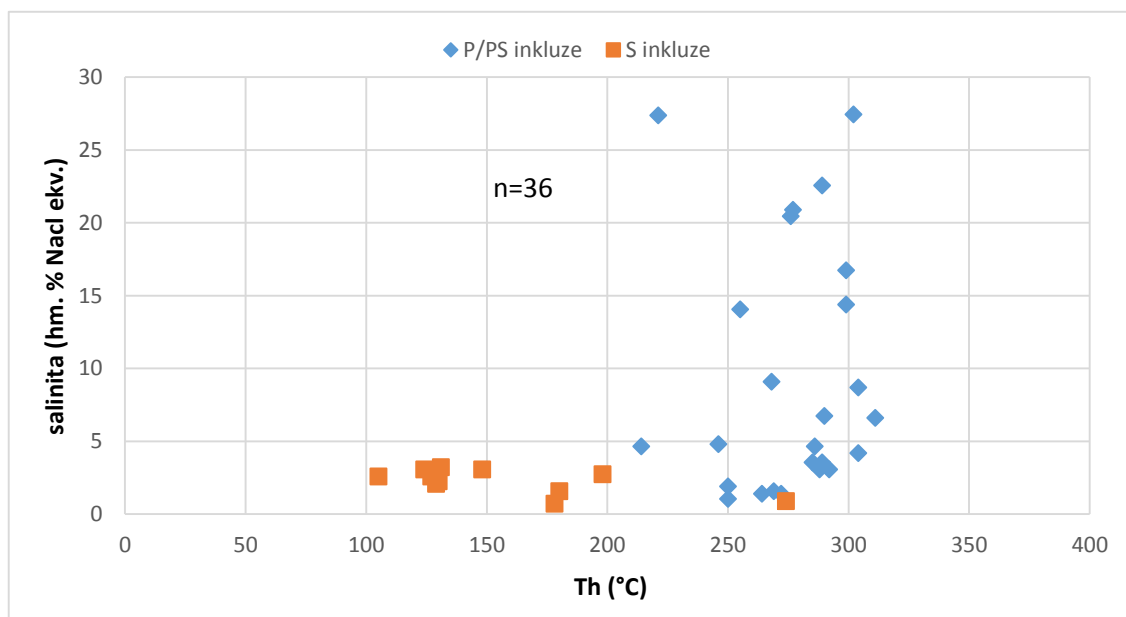
6.2. Studium fluidních inkluzí

Dutina s kalcitovou výplní (SP012)

Inkluze v kalcitu homogenizovaly vždy na kapalinu. U primárních a pseudosekundárních inkluzí se teploty homogenizace pohybovaly v rozmezí 214–311 °C. Salinita je u těchto inkluzí velmi variabilní (1,1–27,4 hm. % NaCl ekv.). Teplota eutektika -55 až -36 °C značí systém $H_2O-NaCl-CaCl_2$ a $H_2O-NaCl-MgCl_2$ nebo $H_2O-NaCl-FeCl_2$ (Borisenko 1977 in Zachariáš 2002). Sekundární inkluze homogenizovaly při nižších teplotách (101–278 °C) než primární a pseudosekundární a uzavíraly pouze nízkosalinní roztoky (0,2–3,4 hm. % NaCl). Teplota eutektika u nich nebyla naměřena, ale podle teplot

zamrznutí inkluzí (-36 až -41 °C) lze vyloučit přítomnost chloridů Ca a předpokládat systém $H_2O-NaCl\pm KCl\pm MgCl_2$.

Z grafu závislosti Th na salinitě (obr. 38) lze vypočítat u primárních a pseudosekundárních inkluzí subvertikální trend naznačující mísení minimálně dvou fluid s rozdílnou salinitou. Pravděpodobně se jedná o izotermální mísení nízkosalinního roztoku s vysokosalinním roztokem. Například by mohlo jít o mísení magmatické vody s meteorickou či mořskou vodou, ale k přesnému určení původu fluid je potřeba využít dalších metod. Silně kolísající salinitu fluid lze ještě vysvětlit tak, že v důsledku hydratačních reakcí probíhajících při propylitizaci docházelo k navázání vody do struktury novotvořených fylosilikátů a následnému nabohacení zbytkového roztoku o soli. U sekundárních inkluzí se salinita výrazně neměnila, jen došlo k poklesu teploty homogenizace, což může značit pokles teploty či tlaku v průběhu zachytávání inkluzí. Další příčinou by mohlo být zaškrcování inkluzí, které bylo u toho typu inkluzí pozorováno při petrografickém studiu inkluzí.



Obr. 38 Graf závislosti teploty homogenizace na salinitě u inkluzí v kalcitu (vzorek SP012)

Dutina s dolomitovou výplní (ST022)

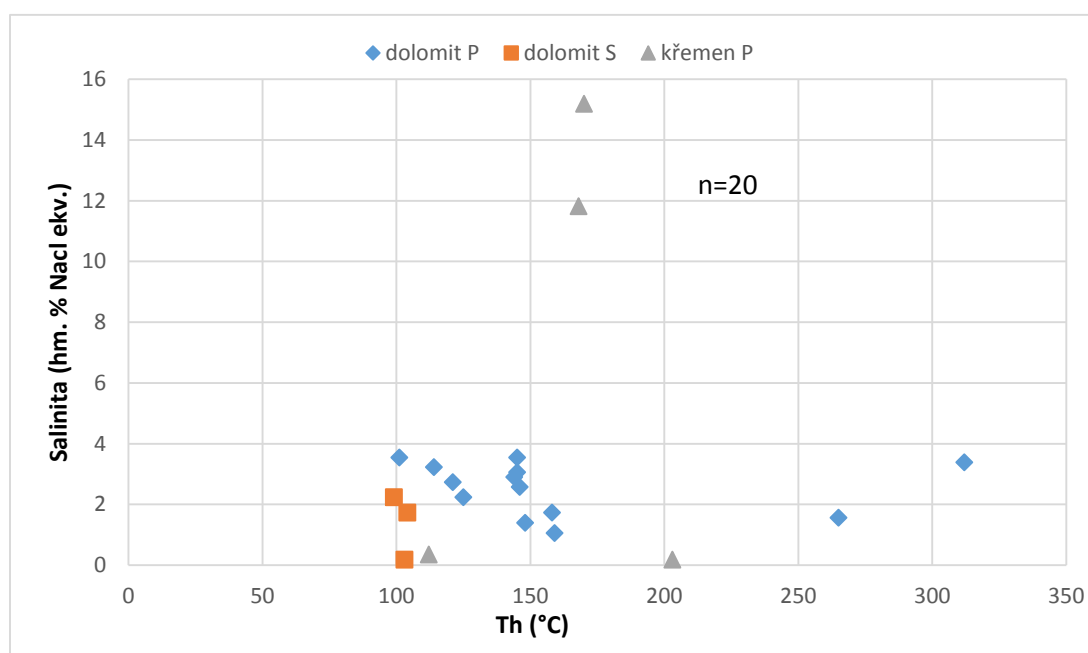
Inkluze v dolomitu homogenizovaly vždy na kapalinu. U primárních inkluzí se teplota homogenizace nejčastěji pohybovala v intervalu 100-160 °C, pouze dvě inkluze homogenizovaly za vyšších teplot (při 265 a 312 °C), sekundární inkluze homogenizovaly za nižších teplot (99-104 °C). Oba typy inkluzí byly zachytávány z nízkosalinních roztoků (0,2-3,8 hm. % NaCl). Teplota eutektika nebyla změřena u žádné inkluze, ale podle teplot

zmrzáni inkluzí (-38 až -48 °C) lze usuzovat na přítomnost chloridu Na, popř. K, Mg či Fe.

Z grafu závislosti teploty homogenizace na salinitě (obr. 39) lze u primárních inkluzí pozorovat trend, jenž značí (při zanedbání odlehlých hodnot s vysokou T_h) míchání více salinního a chladnějšího roztoku s méně salinním a teplejším roztokem.

Inkluze v křemeni homogenizovaly v průměru za vyšších teplot (102 až 203 °C) než v dolomitu. Salinita se pohybuje v širokém intervalu od 0,2 do 15,9 hm. % NaCl ekv. K vysledování určitého trendu bylo naměřeno málo mikrotermometrických parametrů, ale z variabilních hodnot salinity může usuzovat na přítomnost alespoň dvou fluid.

V křemeni i v dolomitu byly přítomny i velmi tmavé pravděpodobně plynné inkluze, které nereagovaly na změny teplot ani při -190 °C, nejspíše se jednalo o inkluze vyplněné vodní parou o nízké hustotě či dekrepitované inkluze.



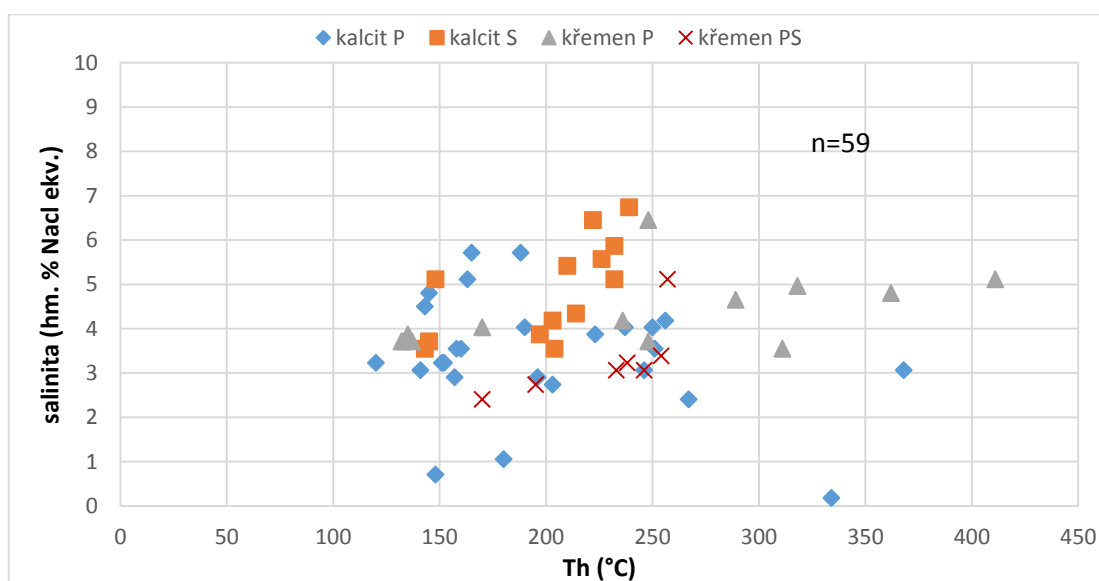
Obr. 39 Graf závislosti teploty homogenizace na salinitě v dolomitu a v křemeni ve vzorku ST022
Kalcitová žíla se sfaleritem (SP112)

Inkluze v kalcitu homogenizovaly vždy na kapalinu a byly zachyceny z homogenního fluida, což dokládá nízký rozptyl ve stupni zaplnění. Primární inkluze homogenizovaly v širokém intervalu teplot (120–368 °C), sekundární inkluze v o něco užším rozmezí (143–239 °C). U obou typů byly změřeny teploty eutektika (-21,8 až -19,5 °C) odpovídající systému $H_2O-NaCl$, popř. $H_2O-NaCl-KCl$. Inkluze v kalcitu byly zachyceny z nízkosalinních roztoků (0,2-6,7 hm. % NaCl ekv.).

Z grafu závislosti teploty homogenizace na salinitě (obr. 40) lze u primárních inkluzí vysledovat ne příliš jednoznačný trend mísení více salinního chladnější roztoku s méně salinním teplejším roztokem. U sekundárních inkluzí můžeme naopak vysledovat opačný trend, kdy docházelo k mísení teplejšího a výšesalinního fluida s chladnějším a nížesalinním roztokem.

Inkluze v křemenu homogenizovaly vždy na kapalinu a podle nízkého rozptylu stupně zaplnění lze předpokládat zachycení z homogenního fluida. Primární inkluze homogenizovaly v širokém rozmezí hodnot a za mírně vyšších teplot než inkluze v kalcitu (132–411 °C), u pseudosekundárních inkluzí byl rozptyl hodnot T_h o něco užší (170–257 °C). Oba typy inkluzí byly zachyceny z nízkosalinního fluida (2,4–6,5 hm. % NaCl ekv.). Teploty eutektika nebyly naměřeny, ale dle teplot zamrzání (-33 až -45 °C) lze usuzovat na přítomnost chloridů Na, popř. K jako v případě inkluzí v kalcitu.

Z grafu T_h – salinita (obr. 40) lze pozorovat u primárních i pseudosekundárních inkluzí v křemenu trend mírného poklesu salinity spolu se snižující se teplotou.

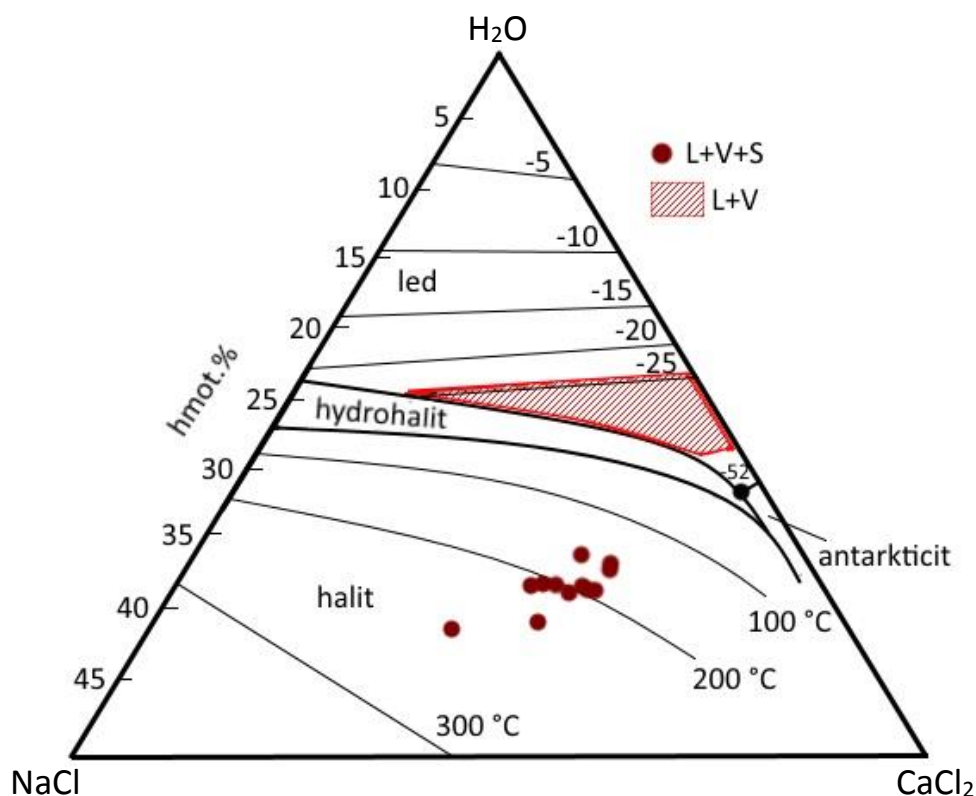


Obr. 40 Graf závislosti teploty homogenizace na salinitě u inkluzí v křemenu a v kalcitu ze vzorku SP112

Kalcitová žíla s granáty

Primární L+V a L+V+S inkluze v kalcitu homogenizovaly vždy na kapalinu ve velkém rozptylu teplot (138–364 °C). I stupeň zaplnění inkluzí vykazuje poměrně široký rozptyl (0,6–0,95) a jsou přítomny pravděpodobně čistě plynné inkluze, tudíž lze usuzovat, že inkluze mohly být zachyceny z heterogenního fluida, čemuž nasvědčuje i fakt, že dceřinný krystal halitu se objevoval pouze v některých inkluzích a rozpouštěl se

jak za přítomnosti plynné bubliny, tak i až po její homogenizaci. V takovém případě lze uvažovat, že k zachytávání inkluzí docházelo zhruba mezi 150–200 °C. Rozptyl ve stupni zaplnění lze také vysvětlit dlouhodobým vývojem homogenního fluida během chladnutí okolní intruze. Salinita inkluzí je rovněž velmi variabilní (2,9–37,7 hm. % NaCl ekv.), avšak u inkluzí s dceřinným krystalem se pohybuje v poměrně úzkém rozmezí (30,1–33,8 hm. % NaCl ekv). Podle naměřené teploty eutektika v obou typech primárních inkluzí (-54,5 až -49,9 °C) došlo k zachycení systému H₂O-NaCl-CaCl₂. Ale podle teplot zamrznání (od -34 °C) musely být přítomny i další systémy, jejichž eutektické teploty se nepodařilo zachytit. Poměr chloridů Na a Ca lze vyjádřit v diagramu H₂O-NaCl-CaCl₂ (obr. 41). U L+V inkluzí lze vyjádřit pouze přibližnou oblast poměrů Ca:Na, jelikož se nepodařilo zachytit tání hydrohalitu. U většiny inkluzí bude pravděpodobně převládat CaCl₂ nad NaCl. U L+V+S inkluzí až na jednu výjimku lehce převládá v roztoku CaCl₂ nad NaCl. V diagramu si lze u L+V+S inkluzí povšimnout trendu, který naznačuje nabohacování roztoku o NaCl, což by mohlo značit var fluida nebo uplatnění hydratačních reakcí za současné krystalizace halitu.

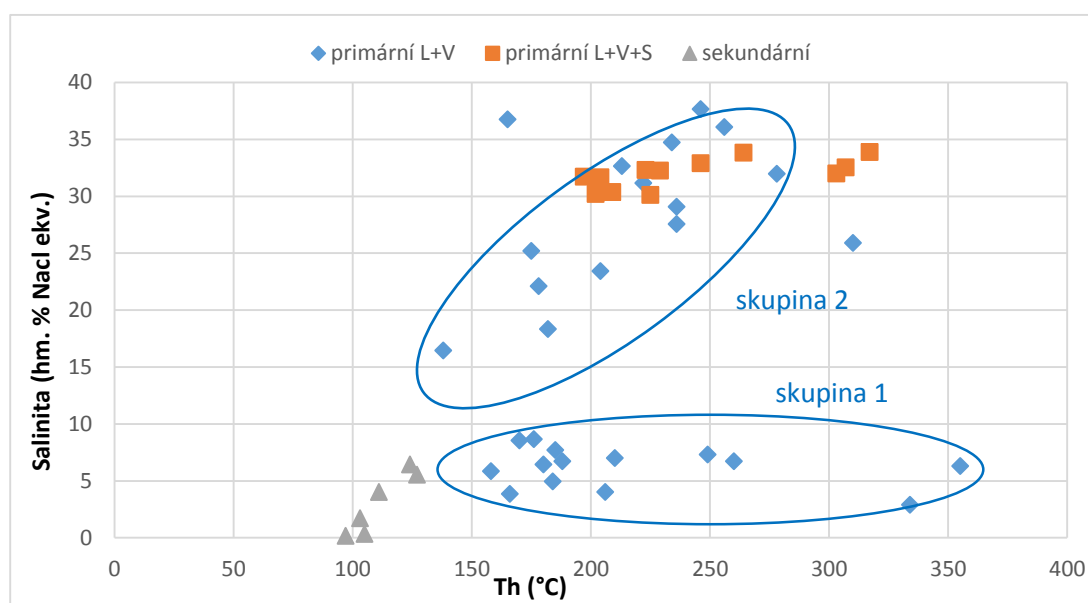


Obr. 41 Projekce teplot tání ledu a halitu u L+V+S a L+V inkluzí v kalcitu (vzorek ST111) v diagramu H₂O–NaCl–CaCl₂ (upraveno podle Huraiové et al. 2002)

Sekundární inkluze v kalcitu homogenizovaly rovněž na kapalinu. Teploty homogenizace se pohybovaly v poměrně úzkém intervalu (97–127 °C) a dosahovaly o

něco nižších hodnot než u primárních inkluzí. Na rozdíl od primárních inkluzí byly sekundární inkluze zachytávány pouze z nízkosalinních roztoků (0,2–6,9 hm. % NaCl ekv.). Eutektickou teplotu se nepodařilo změřit, ale dle poměrně vysokých teplot zamrzání inkluzí (-45 až -33 °C) můžeme vyloučit přítomnost chloridů Ca.

Z grafu Th vs. salinita (obr. 42) nelze u primárních L+V inkluzí vypočítat jeden určitý trend, z toho lze usuzovat na dlouhodobější, resp. vícefázový vývoj. Lze vyčlenit dvě odlišné skupiny inkluzí (obr. 42). U první skupiny lze u inkluzí s nízkosalinními roztoky pozorovat subhorizontální trend, kdy došlo k mírnému vzrůstu salinity za současného poklesu teploty. U druhé skupiny s vyššími hodnotami salinity lze pozorovat trend, který naznačuje míchání níže teplotního a méně salinního fluida s teplejším a výšesalinním fluidem. U primárních L+V+S inkluzí docházelo ke snižování teploty za velmi mírného poklesu salinity. U sekundárních inkluzí je trend obdobný jako u skupiny 2 L+V primárních inkluzí, ale teploty homogenizace i salinity jsou výrazně nižší.



Obr. 42 Graf závislosti teploty homogenizace na salinitě u inkluzí v kalcitu ve vzorku ST111

Shrnutí poznatků ze studia fluidních inkluzí

Ze studia fluidních inkluzí vyplývá, že interpretace vzniku jednotlivých mineralizací v lomu je dosti nejednoznačná. Velká variabilita v teplotách homogenizace i v salinitách poukazuje na vícefázový vývoj. Na základě hodnot Th a salinity lze vyčlenit dva hlavní typy fluid, které se účastnily hydrotermálních procesů. Prvním typem je nízkosalinní (0,2–6,9 hm. % NaCl) a nízko až středně teplotní fluidum (97–368 °C) systému $H_2O-NaCl \pm KCl \pm MgCl_2$, které bylo zachytáváno v primárních, pseudosekundárních a

sekundárních inkluzích v kalcitu, v křemenu a v dolomitu ve všech vzorcích. Z diagramů Th vs. salinita lze v každém vzorku vysledovat u toho typu fluida podobný subhorizontální trend. Podle hodnot salinity lze za zdroj pravděpodobně považovat mořskou vodu, která se mísila s meteorickou vodou nebo diagenetická fluida uvolněná z okolních sedimentárních hornin.

Druhý typ fluida je středněsalinní až vysokosalinní (max. 37,7 hm. % NaCl) a nízkoteplotní až středněteplotní fluidum (165–364 °C), které obsahuje chloridy Na a Ca a byl zachytáván v primárních L+V inkluzích a L+V+S inkluzích v kalcitu z kalcitové žíly s granáty a v primárních a pseudosekundárních inkluzích v kalcitu z dutiny s kalcitovou výplní. Za zdroj lze považovat pravděpodobně magmatické solanky související s intruzí andezitů nebo hydrotermální roztoky, které byly zahuštěné o soli v důsledku hydratačních reakcí probíhajících při propylitizaci.

Srovnání výsledků studia fluidních inkluzí s dalšími výzkumy ve flyšovém pásmu

V bělokarpatské jednotce dosud nebyly fluidní inkluze zkoumány v žádné z předchozích prací. V jiných jednotkách magurské skupiny příkrovů byl výzkum fluidních inkluzí proveden pouze Vlasákovou (v přípravě). Ta se zabývala studiem inkluzí v kalcitových žilách protínající flyšové sedimenty na několika lokalitách v račanské jednotce. Hydrotermální fluida byla nízkoteplotní (70–204 °C) a nízkosalinní (0,2–5,6 hm. % NaCl ekv.) a vznikala pravděpodobně mísením diagenetické a mořské vody. Teploty homogenizace zhruba odpovídají mnou naměřeným hodnotám u inkluzí z dolomitové mineralizace a u sekundárních inkluzí v kalcitech ve všech vzorcích až na to, že v mé práci byly naměřeny i vyšší hodnoty Th a nejnižší hodnota byla 97 °C. Rozsah hodnot salinity je velmi podobný jako v této práci u inkluzí systému H₂O-NaCl±KCl±MgCl₂ (0,2–6,9 hm. % NaCl ekv.).

Své výsledky mohu dále srovnat se studii provedenými ve slezské jednotce, která je z hlediska studia fluidních inkluzí nejprozkoumanější jednotkou ve flyšovém pásmu Západních Karpat na území ČR. Mnou naměřená mikrotermometrická data lze porovnat s výzkumem na lokalitě Hončova hůrka, kde je karbonátová mineralizace vázaná svým vznikem na pikritové intruzivní těleso spodnokřídového stáří. Zkoumány byly inkluze v křemenu, kalcitu, dolomitu a fluoritu v žilách a mandlích, které byly zachyceny z nízkosalinních roztoků (0,4–3,7 hm. % NaCl ekv.) systému H₂O-NaCl-MgCl₂ (Dolníček et al. 2010). Inkluze homogenizovaly na kapalinu za poměrně nízkých

teplot (<50–170 °C). Zdrojem fluid není dle autorů magmatická voda, ale považují za něj pravděpodobně mořskou vodu, která se mísila s diagenetickou vodou, jež se uvolnila při dehydrataci jílových minerálů přítomných v okolních sedimentech. Tyto výsledky jsou podobné mnou naměřeným mikrotermometrickým parametrům u inkluzí systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{KCl}\pm\text{MgCl}_2$, ale v mém případě zjištěny o něco vyšší teploty homogenizace.

Na lokalitě Tichá u Frenštátu pod Radhoštěm byly zkoumány fluidní inkluze z hydrotermálních žil v horninách těšínitové asociace. V nejstarších minerálech žil (titanit a egirín-augit) byly přítomny trojfázové L+V+S inkluze, kde byla pevná fáze tvořena krystalkem halitu (Dolníček et al. 2010a). Na rozdíl od inkluzí s halitem přítomných v kalcitu v kalcitové žilce s granáty z Bučníku se rozpouštěl halit v inkluzích z Tiché vždy za přítomnosti plynu a za o něco vyšších teplot (380–470 °C). Inkluze byly zachycené z homogenního fluida a vždy homogenizovaly na kapalinu za poměrně vysokých teplot (390–500 °C). I salinita je o něco vyšší (45–56 hm. % NaCl ekv.) než u mnou zjištěných inkluzí s halitem. Rovněž ale byly přítomny chloridy Ca. Za původ fluid jsou považovány magmatické hypersalinní roztoky související s intruzí těšínitového tělesa. U inkluzí zkoumaných v mladším kalcitu byly zastoupeny L, L+V a V inkluze. Ty byly zachytávány z nízkosalinních roztoků (0,5–4,5 hm. % NaCl ekv.) systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{MgCl}_2$ a homogenizovaly při poměrně nízkých teplotách (63–172 °C). Zdrojem hydrotermálních roztoků byla fluida produkovaná dehydratací jílových minerálů přítomných v okolních flyšových horninách. Tyto hodnoty lze opět připodobnit k mnou zjištěným charakteristikám inkluzí systému $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}\pm\text{KCl}\pm\text{MgCl}_2$.

7. ZÁVĚR

V lomu Bučník bylo blíže studováno pět typů mineralizací. Dutina s kalcitovou výplní, dutina s dolomitovou výplní a kalcitová žilka se sfaleritem byly uloženy v propylitizovaném andezitu, polymetalická žíla byla uložena v jílovcí a kalcitová žilka s granáty byla přítomna v kontaktně metamorfovaných pískovcích.

V této práci jsem popsala tři nové minerály, které nebyly na Bučníku dosud nalezeny. V dutině s kalcitovou výplní byl nově zjištěn fluorokarbonát vzácných zemin určený jako synchyzit-Ce. V kalcitové žilce s granáty jsem zjistila dosud nepopsaný epidot, místy bohatý na REE, a datolit. Navíc jsem v této minerální asociaci objevila křemen a laumontit, které nebyly v předchozích pracích z této mineralizace popisovány.

Dále jsem se zabývala chemismem karbonátů. Mé výsledky se v podstatě shodují s dříve provedenými výzkumy (Krobot 2011, Fojt a Přichystal 1979), ale navíc jsem zjistila ve dvou vzorcích (polymetalická rudní žíla a kalcitová žilka se sfaleritem) přítomnost Mn-bohatého kalcitu.

Pomocí UV-fluorescence byla zjištěna přítomnost lehkých ropných uhlovodíků. Katodová luminiscence prokázala výskyt více generací karbonátů a střídání podmínek v době krystalizace minerálů.

Podmínky vzniku hydrotermální mineralizace jsem se pokusila interpretovat z výsledků studia fluidních inkluzí v kalcitu, dolomitu a křemeni. Poměrně široká variabilita v salinitách i v teplotách homogenizace a eutektika indikuje dlouhodobější či vícefázový vývoj. Na základě teplot homogenizace lze mineralizaci na Bučníku označit jako epitermální až mezotermální. Z hlediska salinity a chemického složení jsem vyčlenila dva hlavní typy fluid. Prvním typem jsou nízkosalinní a nízko až středněteplotní fluida obsahující chloridy Na, popř. K a Mg, které se vyskytují ve všech zkoumaných vzorcích. Jejich zdrojem byla pravděpodobně mořská nebo diagenetická voda, která se mísila s meteorickou vodou. Druhým typem fluid jsou středněsalinní až vysokosalinní a nízko až středněteplotní fluida obsahující chloridy Na a Ca, která byla zjištěna pouze v dutině s kalcitovou výplní a v kalcitové žilce s granáty. Zdrojem těchto fluid by mohly být magmatické solanky či fluida podílející se na hydrotermální přeměně trachyandezitů a zahuštěné o soli hydratačními reakcemi při přeměně živců a tmavých minerálů. K přesnějšímu určení původu hydrotermálních roztoků by bylo třeba využít dalších metod.

LITERATURA

- Adamová M., Krejčí O., Přichystal A. (1995): Neovulkanity východně od Uherského Brodu. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1994, 2, 12-15.
- Bayliss P. (1975): Nomenclature of the trioctahedral chlorites. – Can. Mineral., 13, 178-180.
- Bedáň M. (2006): Současný stav některých lokalit v neovulkanitech na Uherskobrodsku (2. část). – Minerál, 14, 3, 213–218.
- Bernard J., Rost R. (1992): Encyklopedický přehled minerálů. Academia Praha, Praha.
- Bodnar R. J. (1993): Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. Geochim. Cosmochim. – Acta, 57, 683-684.
- Černý P. (1957): Druhý výskyt hawleyitu – CdS. – Čas. mineral. geol., 1, 13-16.
- Černý P. (1958): Propylitické rudní žíly a jejich nerosty od Komně u Bojkovic. – Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 9, 300-323.
- Černý P., Povondra P. (1965): New occurrence of strontian chabazite. – Acta Univ. Carol. Geol., 2, 163-174.
- Čtyroký P., Stráník Z. (1995): Zpráva pracovní skupiny české stratigrafické komise o regionálním dělení Západních Karpat. – Věst. Čes. geol. Úst., 70, 3, 67-72.
- Dolníček Z., Kropáč K., Uher P., Polách M. (2010a): Mineralogical and geochemical evidence for multi-stage origin of mineral veins hosted by teschenites at Tichá, Outer Western Carpathians, Czech Republic. – Chem. Erde, 70, 3, 267-282.
- Dolníček Z., Urubek T., Kropáč K. (2010): Post-magmatic hydrothermal mineralization associated with Cretaceous picrite (Outer Western Carpathians, Czech Republic): interaction between host rock and externally derived fluid. – Geol. Carpth., 61, 4, 327-339.
- Dolníček Z., Krobot J. (2013): Žilná granát-kalcitová mineralizace v kontaktně metamorfovaných pískovcích z Bučníku u Komni (bělokarpatská jednotka). – Geol. výzk. Mor. Slez., 22, 1-2, 85-88.
- Coombs D. S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Collela C., Galli E., Grice J. D., Liebau F., Mandarino J. A., Minato H., Nickel E. H., Passaglia E., Peacor D. R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R. A., Tillmanns E., Vezzalini G. (1997): Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the subcommittee on zeolites of the International Mineralogical Association, commission on new minerals and mineral names. – Can. Mineral., 35, 1571-1606.

- Fojt B., Kruťa T. (1968): Das erste Vorkommen von Cinnabarit (Zinnober) und Metacinnabarit in Mähren, Tschechoslowakei. – Čas. Mor. Mus., Vědy přír., 53, 81-90.
- Fojt B., Přichystal A. (1979): Sfalerit a karbonáty z rudních žil v propylitizovaném andezitu od Komní (jihovýchodní Morava). – Scr. Fac. Sci. Nat. UJEP Brun., Geol. 1, 9, 17-28.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stráník Z. (2002): Geologická minulost České republiky. Academia Praha.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M. (2002): Základy štúdia fluidních inkluzií v mineráloch. Vyd. PřF Masarykovy Univerzity, Brno.
- Kováč M., Michalík J., Plašienka D., Maťo L. (1993): Alpínský vývoj Západných Karpát. Vyd. PřF Masarykovy Univerzity, Brno.
- Krejčí O., Adamová M., Bubík M., Přichystal A., Stráník Z. (1994): Význačné geologické lokality bělokarpatské jednotky magurského flyše. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1993, 1, 21-23.
- Krejčí O., Poul I. (2010): Doklady střednomiocenní násunové tektoniky v bělokarpatské jednotce flyšového pásma Západních Karpat. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2009, 17, 58-63.
- Krobot J. (2011): Dokumentace hydrotermálních mineralizací v bělokarpatské jednotce magurského flyše (Vnější Západní Karpaty). – MS, bakal. práce, PřF UP Olomouc.
- Krmíček L., Sulovský P., Halavínová M. (2005): Výskyt minerálů vzácných zemin na hydrotermálních žilách Dražanské vrchoviny. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2004, 12, 1, 64-68.
- Kruťa T. (1946): Eruptiva na Uherskobrodsku a jejich mineralogické poměry. – Čas. Vlast. spol. mus., 55, 19-54.
- Kruťa T. (1966): Moravské nerosty a jejich literatura 1940-1965. Mor. museum v Brně, Brno.
- Krystek I. (1955): Alkalické vyvřeliny na jihovýchodní Moravě. – Geol. Práce, Zoš., 41, 103-130.
- Krystek I. (1958): Xenolity z alkalických vyvřelin na jihovýchodní Moravě. – Věst. Ústř. Úst. Geol., 33, 246-252.
- Krystek I. (1965): Výzkum sedimentů západní části magurského flyše a otázky její geneze. – Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun. Geol., 6, 9, 1-47.

- Kudělásek V., Matýsek D., Klika Z. (1987): Výskyty datolitu v oblasti hornin těšínitové asociace. – Čas. mineral. geol., 32, 2, 169-175.
- Matějka A., Roth Z. (1952): Zpráva o geologickém výzkumu magurského flyše v Západních Karpatech. – Zpr. o geol. výzk. v r. 1952, 61-68.
- Matýsek D. (2013): Projevy mobilizace prvků vzácných zemin (REE) v podbeskydských těšínitech. – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 98, 2, 101-113.
- Ondrejka M., Uher P., Pršek J., Ozdín D. (2007): Arsenian monazite-(Ce) and xenotime-(Y), REE arsenates and carbonates from the Tisovec-Rejkovo rhyolite, Western Carpathians, Slovakia: Composition and substitutions in the (REE,Y)XO₄ system (X = P, As, Si, Nb, S). – Lithos, 95, 116-129.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin – Heidelberg - New York.
- Pécskay Z., Konečný V., Lexa J., Přichystal A. (2002): K/Ar dating of Neogene volcanic rocks in surrounding of Uherský Brod, Moravia, Abstract. – In: Ulrych J., Cajz V., Adamovič J., Bosák P. (eds.): Symposium “Hibsch 2002”, pp. 100, Praha.
- Poul I., Krejčí O., Janečka J., Živor R. (2010): Deformace svrchnobadenských trachyandezitů u Bojkovic jako odraz postintruzivní transtenze v bělokarpatské jednotce. – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 2009, 17, 85-87.
- Přichystal A. (1974): Mineralogicko-chemické studium nerostných asociací na lokalitě Bučník (Komňa u Bojkovic). – MS, diplomová práce, UJEP Brno.
- Přichystal A., Repčok I., Krejčí O. (1998): Radiometrické datování trachyandezitu od Uherského Brodu (magurská skupina flyšového pásma). – Geol. výzk. Mor. Slez. v r. 1997, 5, 33–34.
- Shrbený O. (1974): The petrochemical relation of the south-Moravian neovolcanic rocks to the neighbouring volcanic areas. – Věst. Ústř. Úst. Geol., 49, 5, 275-279.
- Stasiuk L. D., Snowdon L. R. (1997): Fluorescence microspectrometry of synthetic and natural hydrocarbon fluid inclusions: crude oil chemistry, density and application to petroleum migration. – Appl. Geochem., 12, 229-241.
- Stráník Z., Menčík E., Eliáš M., Adámek J. (1993): Flyšové pásmo Západních Karpat, autochtonní mesozoikum a paleogén na Moravě a ve Slezsku. - In: Přichystal A., Obstová V., Suk M. (eds.): Geologie Moravy a Slezska, 107-122. MZM a Sekce geol. věd PřF MU, Brno.
- Uher P., Malachovský P., Ondrejka M., Pršek J. (2010): Zr-REE-Nb mineralization in metatrachydacites of the Rakovec group (Gemic Superunit, Western Carpathians,

Slovakia): A product of interaction between host-rock and F-, CO₂-rich fluids. – Z. geol. Wiss., 38, 2-3, 167-179.

Vlasáková J. (v přípravě): Hydrotermální mineralizace v západní části Chřibů. – MS, bakal. práce, PřF UP Olomouc.

Zachariáš J. (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. Vyd. PřF UK. Praha.

<http://www.geology.cz>

<http://www.google.cz>