

UNIVERZITA PALACKÉHO V OLOMOUCI
PŘÍRODOVĚDECKÁ FAKULTA
KATEDRA GEOLOGIE

**HYDROTHERMÁLNÍ ALTERACE VYBRANÝCH TYPŮ
HORNIN V HAVLÍČKOBRODSKÉM RUDNÍM
REVÍRU (MOLDANUBIKUM)**

DIPLOMOVÁ PRÁCE

TEREZA DOLEŽELOVÁ

Environmentální geologie (N1201)

Prezenční studium

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

Olomouc 2016

Čestně prohlašuji, že jsem diplomovou práci vypracovala samostatně, a že všechna použitá literatura je řádně citována.

V Olomouci dne

.....
Podpis

Na tomto místě bych ráda chtěla poděkovat svému vedoucímu RNDr. Zdeňku Dolníčkovi, Ph.D. za jeho pomoc, trpělivost a ochotu, které projevil při psaní této práce. Dále bych chtěla poděkovat RNDr. K. Malému, Ph.D. z jihlavského Muzea Vysočiny za zapůjčení vzorků a pomoc v terénu, Mgr. V. Maškovi, Ph.D. z Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP v Olomouci za provedení Ramanovských analýz a dále všem, kteří se jakkoli podíleli na tvorbě této práce.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Tereza Doleželová

Název práce: Hydrotermální alterace vybraných typů hornin v havlíčkobrodském rudním revíru (moldanubikum)

Typ práce: Diplomová práce

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

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

Rok obhajoby práce: 2016

Abstrakt: Diplomová práce se zabývá studiem alteračních procesů postihující horniny v havlíčkobrodském rudním revíru, které jsou bezprostředně vázané na vznik žilného polymetalického zrudnění. Cílem práce byla snaha o jejich podrobnější charakteristiku (složení a P-T podmínky působících fluid) na základě dostupných metod (mikroskopie, fluidní inkluze, celkový chemismus hornin). Pro výzkum byly vybrány dvě lokality - lom Utín a lom Pohled. V lomu Utín jsou alteračními procesy postihovány lamprofyry, migmatity a žilné granity, v lomu Pohled jsou to granity. Během alterace docházelo ke změně fyzikálních vlastností (zejména změna barvy, snížení soudržnosti horniny) a minerálního i chemického složení horniny. Z hydrotermálních přeměn byla zjištěna zejména K-feldspatitizace, sericitizace, pyritizace, karbonatizace a argilitizace. Na základě studia fluidních inkluzí v alterovaných horninách bylo možné rozlišit dvě základní období jejich vývoje. Jednak období pozdně metamorfního/magmatického vývoje, reprezentovaného fluidy se zvýšenými koncentracemi plynů CO_2 - CH_4 - N_2 a období zahrnující hydrotermální procesy spojené se vznikem rudních žil (systémy H_2O - NaCl a CH_4 - H_2O - NaCl).

Klíčová slova: Moldanubikum, lom Utín, lom Pohled, hydrotermální alterace, lamprofyry, granity, migmatity, žilné granity, fluidní inkluze

Jazyk: Český jazyk

Počet stran: 94

Počet příloh: 0

Bibliographic identification:

Author's first name and surname: Tereza Doleželová

Title: Hydrothermal alteration of selected rock types in the Havlíčkův Brod Ore District (Moldanubicum)

Type of thesis: Diploma's thesis

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

Supervisor: RNDr. Zdeněk Dolníček, Ph.D.

The year of presentation: 2016

Abstract: This thesis deals with the study of hydrothermal processes affecting wall rocks in the Havlíčkův Brod Ore District, which were related to the formation of polymetallic vein mineralization. The main attention was paid to detailed characterization of alteration processes (in terms of composition and P-T estimates of fluids) using the available methods (microscopy, fluid inclusions, whole-rock geochemistry). Two sites were selected for this study—the Utín quarry and the Pohled quarry. Hydrothermal alterations affected lamprophyres, migmatites, and porphyritic granites in the Utín quarry and granites in the Pohled quarry. Changes in the physical properties (color strength) as well as in the mineral and chemical compositions of the rock are observed during alteration. K-feldspathitization, sericitization, pyritization, carbonatization, and argillitization were detected as dominating types of alterations in the studied rocks. In altered rocks it was possible to distinguish two main periods of their development based on the study of fluid inclusions. The period of late metamorphic/magmatic evolution represented by fluids with increased concentrations of gases $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$ was followed by the period associated with the formation of polymetallic ore veins (involving fluid systems $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ and $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$).

Key words: Moldanubicum, Utín quarry, Pohled quarry, hydrothermal alteration, lamprophyres, granites, migmatites, porphyritic granites, fluid inclusions

Language: Czech

Number of pages: 94

Number of appendices: 0

OBSAH

1. Úvod	6
2. Geologie zájmové oblasti	8
2.1. Charakteristika moldanubické oblasti	8
2.2. Povariský vývoj.....	10
2.3. Petrografická charakteristika zájmových lokalit	12
2.3.1. Lom Utín.....	12
2.3.2. Lom Pohled.....	15
2.4. Mineralogická charakteristika zájmových lokalit	17
3. Metodika	21
4. Výsledky	24
4.1. Terénní dokumentace.....	24
4.1.1. Lom Utín.....	24
4.1.2. Lom Pohled.....	25
4.2. Laboratorní část.....	28
4.2.1. Lom Utín	28
4.2.1.1 Petrografická charakteristika hornin a WDX analýzy minerálů	28
4.2.1.2. Stablní izotopy síry	42
4.2.1.3. Izotopy Sr a Pb	42
4.2.1.3. Chemismus hornin	43
4.2.1.4. Fluidní inkluze v křemenu	45
4.2.1.5. Ramanova spektroskopie	53
4.2.2. Lom Pohled.....	54
4.2.2.1. Petrografická charakteristika hornin	54
4.2.2.2. Stablní izotopy síry	60
4.2.2.3. Chemismus hornin	60
4.2.2.4. Fluidní inkluze v křemenu	63
5. Diskuze a interpretace výsledků	66
5.1. Petrografické a geochemické změny během hydrotermální alterace.....	66
5.1.1. Lom Utín.....	67
5.1.2. Lom Pohled.....	76
5.2. Podmínky alterace	80
5.2.1. Přehled fluidních systémů	80
5.2.2. Stablní izotopy síry	82
5.2.3. Izotopy Pb.....	83
5.2.4. P-T podmínky a srovnání s dosavadními poznatky	83
6. Závěr	86
7. Literatura	88

1. Úvod

Cílem diplomové práce je snaha o podrobnější charakteristiku alteračních procesů (zejména se jedná o složení a PT-podmínky působících fluid), které postihly horniny v havlíčkobrodském rudním revíru. Hydrotermální alterace okolních hornin jsou často popisovány ve spojitosti s formováním různých typů rudních ložisek (Barnes, 1997). Pro studium alteračních procesů byly vybrány dvě mineralogicky a petrograficky velmi dobře prozkoumané lokality - lom Utín a lom Pohled, spadající do oblasti moldanubika.

Lom Utín (obr. 1) je třítážový, již delší dobu nečinný a špatně přístupný lom. Nachází se na východ od Havlíčkova Brodu, od stejnojmenné obce leží cca 500 m na SSZ. Lom je založen v stromatitických a nebulitických migmatitech, prorážených pegmatitovými žilami. Dále zde vystupují tělesa žilného granitu, serpentinitu, v menší míře jsou pak přítomny uralitizované eklogity a lamprofyry. Alteračními procesy jsou v lomu postihovány zejména lamprofyry, migmatity a žilné granity.

Lom Pohled (obr. 2) se nachází na východ od Havlíčkova Brodu, od stejnojmenné Pohled leží cca 1,3 km na JV a od utínského lomu je vzdálen cca 1,6 km na SSZ. Je to činný lom, založený v metamorfovaných a magmatických horninách. Těženou horninou je rula, jejíž dobývání je prováděno na úrovni tří etází (www.heidelbergcement.com). V lomu je dále odkryto těleso pohledské dvojslídne žuly a v rulách se nacházejí vložky amfibolitů, pyroxenitů a eklogitů. Horniny jsou protínány aplity a pegmatity.

Terénní etapa byla zaměřena na dokumentaci výskytu alterovaných hornin v prostoru lomů, odběr vzorků pro laboratorní studium a měření drobné tektoniky. Tyto údaje byly zpracovány v následné laboratorní etapě, která zahrnovala také tvorbu výbrusů a jejich mikroskopické studium včetně planimetrie. Dále byly analyzovány vybrané minerální fáze na mikrosondě, analyzován celkový chemismus hornin a stanoveno složení, původ a podmínky zachycení hydrotermálních roztoků na základě studia fluidních inkluzí a izotopů. Získaná data byla porovnávána s dosavadními publikovanými údaji o mineralogii a P-T-X podmínkách fluid, které působily při vzniku hydrotermálních mineralizací ve zkoumané oblasti.

Práce částečně navazuje na nepublikovanou bakalářskou práci (Doleželová, 2013).



Obr. 1: Lom Utín (foto: Petr Stöhr, 2013).



Obr. 2: Lom Pohled (foto: Radka Fišerová, 2013).

2. Geologie zájmové oblasti

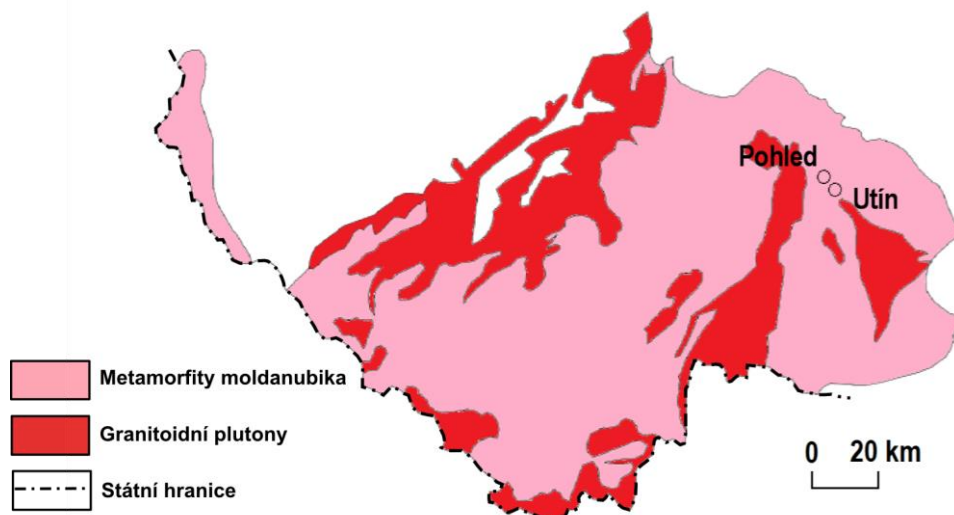
2.1. Charakteristika moldanubické oblasti

Moldanubická oblast zaujímá jižní a jihozápadní část Českého masivu (Cháb et al., 2008). Styk moldanubika s ostatními jednotkami variscid je tektonický (Misař et al., 1983). Moldanubická oblast se na jihu noří pod usazeniny alpské čelní pánve a na západě pod mezozoické sedimenty bavorské pánve. Na východě je přesunuta přes moravsko-slezské zlomové pásmo (Cháb et al., 2008). Za jz. hranici moldanubika se považuje západočeské zlomové pásmo (Misař et al., 1983). K severní části moldanubika bývá někdy řazena i oblast kutnohorsko-svratecká, která se od moldanubika odlišuje nižším stupněm metamorfózy a absencí variských granitoidních hornin (Chlupáč et al., 2011).

Moldanubická oblast je budovaná metamorfovanými horninami prekambriického a paleozoického stáří, které jsou proniknuty intruzivními granitoidními horninami (obr. 3) (Chlupáč et al., 2011). Velká část moldanubika má (vulkano)-sedimentární protolit prevariského stáří. V rámci moldanubika lze vyčlenit tři hlavní litostratigrafické jednotky (Žák et al., 2011).

- **Jednotvárná skupina (ostrongska jednotka)** je tvořena biotitickými, biotiticko-muskovitickými a biotiticko-sillimanitickými pararulami s hojným cordieritem. Protolitem ostrongské jednotky byly nejspíše drobové a břidličné sledy flyšového rázu o různé zrnitosti (Chlupáč et al., 2011), stářím nepřesahující svrchní proterozoikum (Fiala, Wendt, 1995).
- **Pestrá skupina (drosendorfska jednotka)** vznikla ze spodnopaleozoických vulkano-sedimentárních hornin (Fiala, Wendt, 1995). Metamorfóza drosendorfské jednotky probíhala za středního až vysokého stupně, nedosahující však vysokotlaké granulitové facie (Fiala, 1995). V této jednotce dominují pararuly (obr. 4) s hojnými tělesy kvarcitů, mramorů, vápenatosilikátových hornin, grafitických hornin a amfibolitů (Petrakakis, 1997).
- **Gföhlskou jednotku** tvoří vysokotlaké granulity a migmatity doprovázené hlavně granátickými a spinelovými peridotity, dunity, pyroxenity, méně pak eklogity, pararulami, ortorulami, amfibolity a metagabry (Fiala, 1995). Stáří protolitu se odhaduje na prekambriické až spodnopaleozoické (Petrakakis, 1997).

Moldanubikum je součástí centrálních evropských variscid (Verner et al., 2008), formovaných během variského vrásnění (380-300 Ma; Chlupáč et al., 2011). V důsledku dlouhodobé tektonicko-metamorfní variské historie (Žák et al., 2011) je tektonická stavba moldanubika velmi složitá (Cháb et al., 2008). V ssv-jjz směru rozděluje moldanubikum přibyslavská mylonitová zóna, která představuje nasunutí části moldanubika přes brunovistulikum před 335 Ma (Žák et al., 2011).



Obr. 3: Regionálně-geologická pozice lokalit Pohled a Utín v rámci moldanubika.

Výsledkem kolizních událostí, probíhajících před 350-330 Ma za MP/MT podmínek je dnešní metamorfni charakter moldanubika (Van Breemen et al., 1982). Následovaly HT/LP extenzní procesy, při kterých došlo k parciálnímu tavení hornin, vzniku migmatitů a podél střížných zón a extenzních struktur došlo k intruzi granitoidů do metamorfitů (Štěpánek et al., 2006), které probíhaly v několika pulzech mezi 340 a 280 Ma (Van Breemen et al., 1982). Stáří migmatitizace bylo určeno na 329 Ma, probíhající v hloubce 21 km za teploty 730 °C. Kolem 329-327 Ma byly anatexí při izotermální dekompresi okolních metamorfitů formovány S-typové granity při výstupu z velkých hloubek. Před průnikem granitoidních intruzí byly migmatity zchlazeny a exhumovány do hloubky 9 km, rychlostí 6-7 mm/rok, kolem 327 Ma (Žák et al., 2011).

Mezi hlavní postkinematické plutonické komplexy patří zejména moldanubický a středočeský pluton (Chlupáč et al., 2011). Před 330-300 Ma byly metamorfované horniny moldanubické oblasti proniknuty intruzivními tělesy granitoidních hornin **moldanubického plutonu** (Žák et al., 2011). Moldanubický plutonický komplex je největším variským magmatickým komplexem v Českém masivu (Holub et al., 1995). Skládá se ze starší a mladší skupiny intruzí, které se svým věkem částečně vzájemně překrývají (Gerdes et al., 2003).

Starší skupina intruzí je reprezentována biotitickými syenogranity-monzogranity (**typ Weinsberg**) (Cháb et al., 2008), datovanými na 331-323 Ma (Gerdes et al., 2003). Ze všech hornin moldanubického plutonu má největší rozsah a je tvořen skupinou navzájem si podobných intruzí (Gerdes et al., 2003). Spadá sem rastenberský monzogranit-granodiorit a drobná tělesa dioritu, křemenného dioritu a gabra. K této skupině mnozí autoři řadí i lásenický biotitický granit s muskovitem (Holub et al., 1995).

Do mladší skupiny postorogenních intruzí se řadí převážně objemově nevýznamné, ale zčásti látkově zajímavé žíly a pně (Cháb et al., 2008). Spadá sem rozsáhlý peraluminický dvojslídny syenogranit-monzogranit **typu Eisgarn** (Cháb et al., 2008), datovaný na 328-327 Ma (Gerdes et al., 2003). Po hlavní intruzi granitů typu Eisgarn následovala etapa z velké hloubky vystupujících pnů. Tyto geologicky mladší pně jsou podobné granitům typu Eisgarn a mají podobné chemické složení. Dále následovaly anorogenní subvulkanické žíly a menší granitové intruze reprezentované muskovitickými granity s topazem a Sn-(Nb-Ta) mineralizací a dále greisenizovanými dvojslídny granity s Mo-mineralizací (Holub et al., 1995). Následně došlo k intruzi postorogenního **typu Freistadt** (Cháb et al., 2008) (biotitické granity až granitoidy), v rozmezí 317-300 Ma (Gerdes et al., 2003).

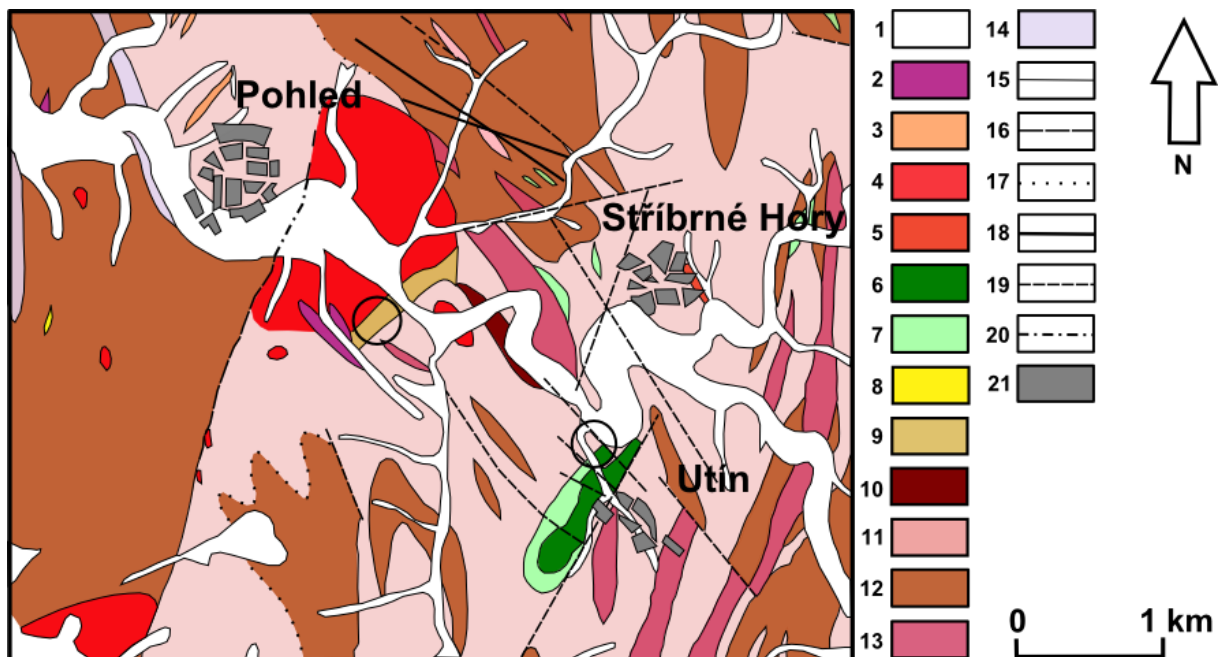
Středočeský plutonický komplex se řadí do skupiny intruzí, které intrudovaly v období 380-340 Ma (Cháb et al., 2008). Středočeský plutonický komplex vznikl na středočeském švu směru SV-JZ, která odděluje oblast moldanubika od bohemika (Holub et al., 1995). Nejvíce zastoupené jsou horniny sázavské skupiny (amfibol-biotitické, resp. biotit-amfibolické granodiority a tonality) a blatenské skupiny (biotitické a amfibol-biotitické monzogranity a granodiority). Méně rozšířené jsou horniny říčanské skupiny (peraluminické granity), dále hyperaluminické cordieritické granity, diority a gabra spadající do šošonitové i sázavské skupiny a monzonitické horniny (Cháb et al., 2008). Granitoidy jsou hojně doprovázeny aplity, lamprofyry a pegmatity (Chlupáč et al., 2011). Středočeský plutonický komplex vznikl z magmat, která se dotvářela míšením plášťového i korového materiálu (Holub et al., 1995).

2.2. Povariský vývoj

V období od svrchního karbonu do mezozoika došlo k vývoji žilných pozdně variských a povariských mineralizací. Bylo to období spojené s postorogenní extenzí, rychlou exhumací variské kůry, s její denudací a s pozdně variskými a raně alpinskými horizontálními pohyby (Kříbek et al., 2005). Vývoj těchto žil patrně probíhal v následujícím sledu: aplity a pegmatity → žilné granity, lamprofyry → rudní žíly a zrudněné zóny → nezrudněné zóny (Pokorný, 1963).

Na konci variského vrásnění dochází k ukončení duktilní deformace metamorfovaných hornin i okrajových částí granitoidních hornin. Díky pohybům podél střížných a zlomových struktur dochází k založení hluboce založené a strmě uložené střížné struktury přibyslavské mylonitové zóny. Křehké zlomové struktury pak byly vyplněny hydrotermální mineralizací Ag, Cu, Pb, Zn a U. Podél zlomových systémů přibyslavské mylonitové zóny u Stříbrných

Hor došlo k zaklesnutí drobné kry nemetamorfovaných svrchnopaleozoických konglomerátů (Štěpánek et al., 2006). V období 300–280 Ma dochází k rychlé exhumaci variské kůry, vzniku a vyplňování stephanských a spodopermských pánví (blanická, boskovická a jihlavská brázda) (Ziegler, 1996). Pánve jsou vyplněny relikty permokarbonských uloženin, které představují kontinentální hercynskou molasu (Havlena, 1964). Původní rozsah permokarbonské výplně byl zřejmě daleko větší, než jsou plochy dnešních zaklesnutých reliktnů (Svoboda et al., 1962). Vody vznikající v těchto pánvích byly zřejmě zdrojem vod pronikajících v tomto období do hornin moldanubika (Kříbek et al., 2005). Sedimentární výplň byla v mezozoiku značně denudována (Svoboda et al., 1962). V období středního a svrchního triasu (233–227 mil. let) dochází k povariské transkurentní tektonice, která se projevila rozsáhlým výzdvihem, poklesem a posunem korových bloků. Tato perioda je v západní části variského pásu spojována s otevíráním Atlantického oceánu, v jeho východní části s extenzí v oblasti Paleotethydy (Ziegler 1996). V období svrchní křídly byly svrchnopaleozoické výplně pánví místy zakryty sedimenty české křídové pánve, v terciéru pak uloženinami karpatské předhlubně a dále pak kvartétními sedimenty (Pešek et al., 2001).



Obr. 4: Geologická mapa širšího okolí lomů Utín a Pohled (poloha lomů je vyznačena kroužky). Vysvětlivky: 1 – kvartétní sedimenty, 2 – lamprofyry, 3 – žilný granit, 4 – granit, 5 – granit až křemenný syenit, 6 – serpentinit, 7 – amfibolit, 8 – kvarcit, pararula, 9 – migmatit, 10 – rula, 11 – pararula až migmatit, 12 – pararula, 13 – migmatit až ortorula, 14 – leptynit, 15 – hranice zjištěná, 16 – hranice pravděpodobná, 17 – litologický přechod, 18 – zlom

zjištěný, 19 – zlom předpokládaný, 20 – zlom zakrytý, 21 – zástavba (upraveno podle www.geologické a geovědní mapy.cz).

2.3. Petrografická charakteristika zájmových lokalit

2.3.1. Lom Utín

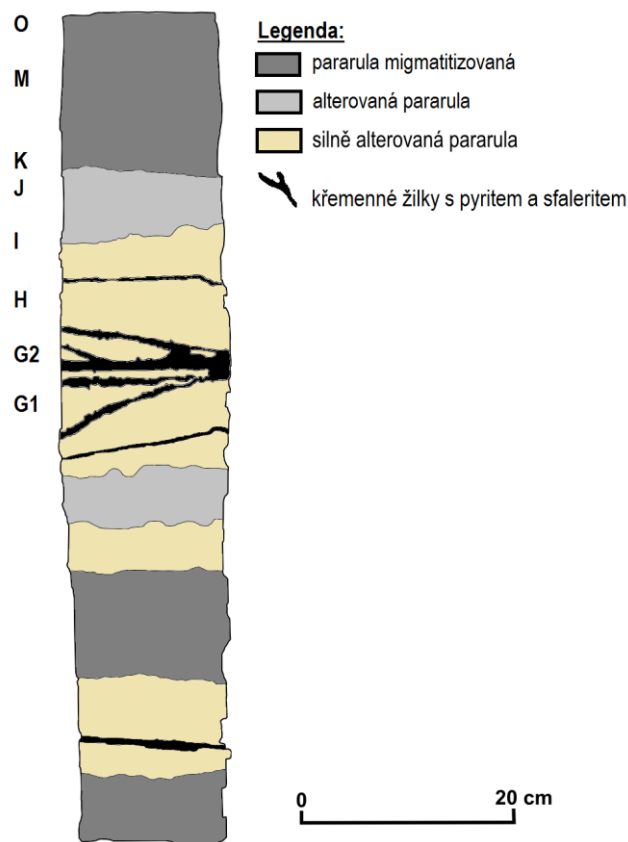
V lomu Utín jsou odkryty magmatické žilné (pegmatity, žilné granity, lamprofyry) a metamorfované horniny (migmatity, hadce, uralitizované eklogity) (Doleželová, 2013).

Nejzastoupenější horninou v lomu, která buduje první, druhou a částečně i třetí etáž, je migmatit. Migmatity jsou prostoupeny tělesy žilných granitů a pegmatitů. V ssv. části druhé etáže se nacházejí částečně alterované migmatity, u nichž většina minerálů podlehla hydrotermálním přeměnám. Intenzita alterace roste směrem k sv. straně lomu a projevuje se snížením soudržnosti horniny a makroskopickou změnou barvy (světle šedé zbarvení alterované zóny) (Doleželová, 2013).

Hydrotermálně alterované migmatitizované ruly v blízkosti rudních žil popisují Dobeš a Malý (2001). Autoři ovzorkovali alterovanou zónu na 3 metry dlouhém profilu (obr. 5). Uprostřed silně alterované zóny (vzorek G1, G2 na obr. 5) jsou křemenné žilky (mocnost do 1 cm) s vtroušeninami pyritu či sfaleritu (velikost zrn do 2 mm) a sulfidické žilky, tvořené pyritem nebo pyritem a sfaleritem (mocnost do 5 mm). Hydrotermálně alterovaná hornina je tvořena sericitem, křemenem a pyritem (vzorek H na obr. 5). Na vzorku I lze pozorovat postupný přechod od hydrotermálně rozložené horniny do relativně zachovalé pararuly. Makroskopicky dochází ke změně barvy, a to od šedozelené barvy silně alterované horniny do světle šedé barvy slabě alterované ruly. Alterace se projevuje chloritizací až úplným vymizením biotitu, zakalením, sericitizací a chloritizací živců, prokřemeněním a pyritizací. U relativně čerstvé horniny jsou živce slabě postiženy sericitizací a biotity chloritizací (vzorek J, K na obr. 5). Chemicky se vyšší intenzita alterace projevuje poklesem obsahu TiO_2 , dále Na_2O (v důsledku rozkladu plagioklasů), nárůstem obsahu Fe_2O_3 při současném poklesu FeO (chloritizace biotitu a limonitizace rudních minerálů), mírným nárůstem K_2O (sericitizace živců), nárůstem obsahu S (vznik sulfidických minerálů) a obsahu P_2O_5 . Ve střední části zrudněné struktury byl zjištěn vysoký obsah MgO . Vzhledem k absenci karbonátů ve vzorku předpokládají autoři vazbu Mg do chloritu či dalších fylosilikátů (Dobeš, Malý, 2001).

Třetí etáž je budována převážně hadcem (Doleželová, 2013), který je součástí rozsáhlého utínského ultrabazického tělesa, zasahujícího až do oblasti Stříbrných Hor a Dlouhé Vsi. Utínské ultrabazické těleso (obr. 6) je protaženo souhlasně se směrem foliace migmatitů, ve kterých je uloženo. Těleso není petrograficky zcela jednotné, jádro je tvořeno

hadcem, kolem kterého je vyvinut různě mocný lem eklogitických, amfibolitických a pyroxenických hornin (Kudělásková et al., 1961). Balvany uralitizovaných eklogitů byly zastiženy i v utínském lomu (Doleželová, 2013). Hadce z lomu Utín se petrograficky i strukturně navzájem liší, v důsledku rozdílného stupně serpentinizace. Z původních minerálů obsahují relikty olivínů a poměrně zachovalá zrna pyroxenu (Doleželová, 2013). Hornina je prostoupena žilkami chryzotilu a na trhlinách se vyskytuje aktinolit, prehnit a antigorit. Z dalších minerálů je přítomen antofylit, chromit a hypersten. Na povrchu hadce se nacházejí opály v podobě sintrů či kůry (Tuček, 1970).

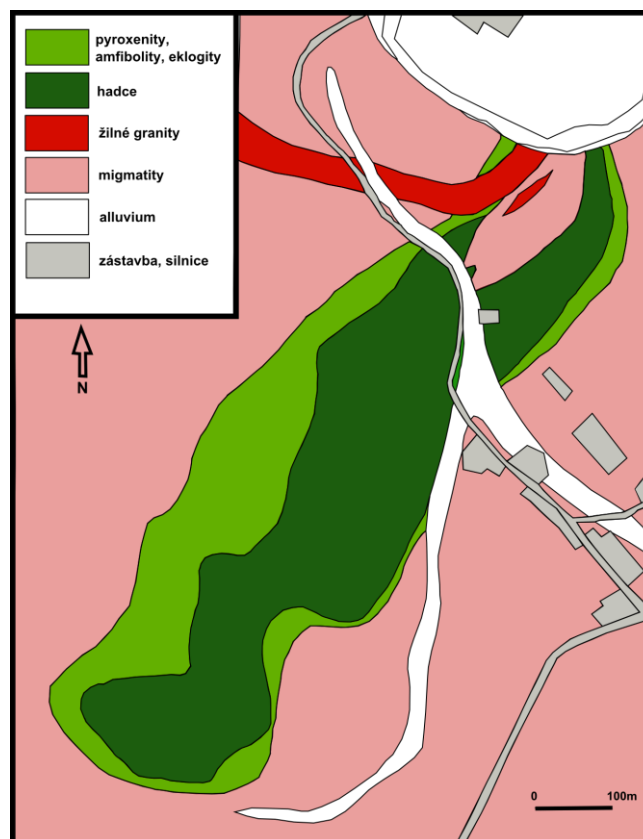


Obr. 5: Profil mineralizovanou strukturou v lomu Utín (upraveno podle Dobeše, Malého, 2001).

V lomu jsou přítomny i porfýrické žilné granity, které se nacházejí ve v. části první etáže a v jv. části druhé etáže. Tělesa žilných granitů modrošedé barvy (Doleželová, 2013) jsou silně postižena sericitizací a kaolinizací (Kudělásková et al., 1961; Doleželová, 2013). Porfýrické vyrostlice jsou tvořeny korodovanými zrny křemene a od sebe téměř nerozlišitelnými zrny plagioklasu a K-živce, z kterých zbyly spíše jen relikty (Doleželová,

2013). Žilné granity prorážejí na severu celé utínské ultrabazické těleso, sz. směrem pak pokračují do oblasti rul a migmatitů (Kudělásková et al., 1961).

Z žilných magmatických hornin jsou v lomu přítomny i pegmatity, prorážející okolní migmatity (Doleželová, 2013). Ze třídy granitických pegmatitů, vyskytujících se na území moldanubika (Novák, 2005), jsou v lomu popisovány i primitivní desilikované pegmatity. K desilikaci, která se vyznačuje vyloužením křemene a K-živce z horniny, dochází na styku pegmatitu s hadcem. Hornina zelenočerné barvy je tvořena minerály chloritové skupiny, které zatlačují většinu pegmatitové hmoty. Makroskopicky lze pozorovat i červeně zbarvené prizmatické krystaly fluorapatitu (Cempírek et al., 2008).



Obr. 6: Geologická mapa utínského ultrabazického tělesa (upraveno podle Kuděláskové et al., 1961).

V sz. části první etáže v sutí migmatitů byly nalezeny úlomky lamprofyřů. Struktura lamprofyru je porfyrická. Vyroستlice jsou tvořeny hydrobiotitem a smektitovými pseudomorfózami po neznámém minerálu. Na složení základní hmoty se podílí tytéž minerály společně s K-živcem, „limonitem“, křemenem a chloritem. Chemickou analýzou byly zjištěny vysoké obsahy K_2O , MgO, kompatibilních tranzitních kovů, LILE, HFSE a REE prvků. Chondritem normalizované křivky REE ukazují na nabohacení LREE oproti HREE

(Doleželová, 2013), které je výsledkem obohacení zdrojové oblasti v suprasubdukčním prostředí. Původ výchozího magmatu lamprofyru lze hledat v ochuzeném plášťovém zdroji (Holub, 2005). Vzhledem k převaze biotitu a přítomnosti K-živce lze usuzovat, že se jedná o minetu (Doleželová, 2013).

2.3.2. Lom Pohled

Hlavní předmětem těžby a zároveň nejčastější horninou v lomu Pohled je rula, která se zde vyskytuje společně s tělesy granitoidů. V lomu se také nacházejí uzavřeniny ultrabazických hornin (serpentinitů) a vložky amfibolitů, eklogitů a pyroxenitů (Mastíková, 2009). Horniny v lomu jsou často proráženy aplitovými a pegmatitovými žilkami (www.Multimediální mineralogicko-petrografický exkurzní průvodce po území Čech.cz).

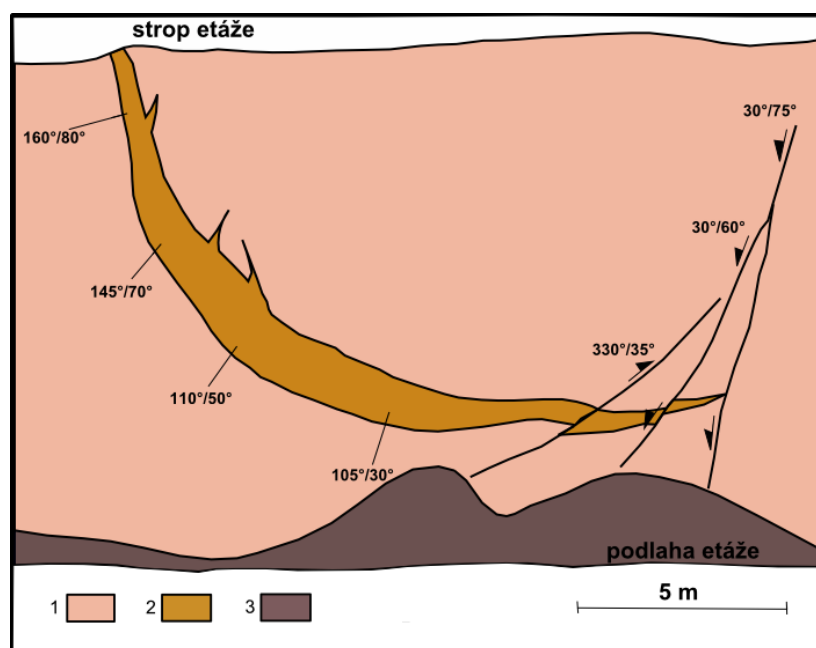
Pro širší okolí lomu Pohled jsou charakteristické různě migmatitizované pararuly, které lze na základě procentuálního zastoupení biotitu a amfibolu specifikovat jako biotitické či amfibolické. Na některých místech v lomu rula plynule přechází v migmatit (Mastíková, 2009). V rulách byla na příčném profilu kolem polymetalické rudní žíly zkoumána přirozená distribuce radioaktivních prvků (K, U, Th) terénním gamaspektrometrem (Mastíková, 2009; Mastíková, Dolníček, 2011). Autoři konstatují, že při vzniku zrudnění došlo k přínosu K, U, Th do okolní horniny.

Druhou nejhojnější horninou v lomu je dvojslídny granit („pohledská žula“), který tvoří lomové stěny třetí etáže (Mastíková, 2009). Geneze pohledského granitu je spojována s melechovským masivem moldanubického plutonu (www.Multimediální mineralogicko-petrografický exkurzní průvodce po území Čech.cz). Granitoidní těleso je hojně prostoupeno křemen-sulfidickými žilkami o mocnosti několika milimetrů či centimetrů. Okolo žil je hornina silně alterována, alterace zasahuje do vzdálenosti několika centimetrů od žíly. Hydrotermální přeměnou dochází ke změně barvy (červené zbarvení alterované zóny) a chemického složení alterované zóny (Mastíková, 2009). Laboratorní gamaspektrometrií byly měřeny obsahy radioaktivních prvků u nealterovaného i alterovaného granitu. Při alteraci dochází ke zvyšování obsahu K a snižování obsahu Th, obsahy U zůstávají neměnné. Z vyšších obsahů Th u nealterovaného granitu můžeme usuzovat, že během alterace docházelo k rozkladu akcesorií obsahujících Th a k odnosu Th z alterované horniny. Vyšší obsah K v alterovaném granitu je zřejmě způsoben K-feldspatizací a sericitizací plagioklasů (Mastíková, 2009; Mastíková, Dolníček, 2011).

V nejspodnějších částech lomu se nacházejí xenolity metamorfovaných ultrabazik uzavřených v okolních rulách (Mastíková, 2009). Ultrabazické uzavřeniny jsou klasifikovány jako dunit a hornblendit (Turek, 2006, 2008). Kolem dunitu je vyvinut výrazný reakční lem,

který je tvořen antofylitem a flogopitem. U hornblenditu je reakční lem méně vyvinutý a je tvořen biotitem. Geneze ultrabazických uzavřenin zřejmě prostorově souvisí s utínským ultrabazickým tělesem nebo s podobnými drobnými tělesy v blízkosti lomu Pohled (Turek, 2006, 2008).

Mocnost aplitových žilek se pohybuje v řádech několika centimetrů až decimetrů. Aplity často prorážejí ruly, vůči kterým nebývají ostře ohraničeny. Pegmatity vytvářejí většinou drobné žilky (Onderka, Samek, 1967). Nalezena byla i větší žíla pegmatitu o značně proměnlivé mocnosti (od 40 do 120 cm), diskordantně prorážející okolní pararulu a amfibolit ve směru ZJZ-VSV až JZ-SV (obr. 7). Tato pegmatitová žíla popsaná Welserem a Zárubou (2004) reprezentuje tektonicky postižené a petrograficky variabilní deskovité těleso. Struktura pegmatitového tělesa je atypická, ve výše položené části pegmatitového tělesa lze rozlišit aplitickou, granitickou a blokovou jednotku. Níže pak přechází do typického aplitu s pegmatitovými hnízdy. Složení pegmatitu bylo kontaminováno okolními amfibolity, což se projevuje anomálními obsahy biotitu, pyritu a amfibolu (Welser, Záruba, 2004).



Obr. 7: Geologický profil střední etáže lomu s pegmatitovou žilou. Vyznačen je směr a velikost úklonu pegmatitové žíly a zlomové tektoniky. Vysvětlivky: 1 – pararuly s amfibolity; 2 – pegmatitová žíla; 3 – balvanité sutě (upraveno podle Welsera, Záruby, 2004).

2.4. Mineralogická charakteristika zájmových lokalit

Na studovaných lokalitách jsou popisovány tyto typy mineralizace:

- ***Žilná polymetalická mineralizace***

Žíly s polymetalickým zrudněním odpovídající mineralizaci k-pol (Bernard, 2000), se vyskytují na obou lokalitách (Dobeš, Malý, 2001). Mocnost žil se pohybuje v řádech několika mm až do 1 m s převládajícím směrem SZ-JV (Bernard, Pouba, 1986, Dobeš, Malý, 2001; Mastíková, 2009). Výskyt asociace k-pol je obecně vázán na oblasti se zápornými gravimetrickými anomáliemi, které prostorově souhlasí se středně variskými granitovými plutony (Bernard, 2000). V obou lomech jsou popisovány následující minerály. Převládajícím sulfidem je pyrit, masivní či krystalický se běžně objevuje i v hydrotermálně alterovaných horninách, kde může dosahovat do velikosti 2 cm. Druhým nejběžnějším sulfidem je masivní sfalerit charakteristický svými vysokými obsahy Fe a In. Zatímco vysoké obsahy Fe souvisejí částečně se značným obsahem vrostlic pyritu, chalkopyritu či pyrhotinu, tak příčina anomálně zvýšených obsahů In není zcela jasná (Dobeš, Malý, 2001). Na lokalitě Pohled vykazují sfalerity vyšší obsahy In (2150-9 ppm; Hak, Johan, 1961), než na lokalitě Utín (507-705 ppm; Dobeš, Malý, 2001). V lomu Pohled se rudní mineralizace vyznačují značným kolísáním obsahu In ve sfaleritech v závislosti na povaze bočních hornin. Sfalerity ze žil z amfibolitů mají vyšší obsahy In než sfalerity ze žil v biotiticko-sillimanitických pararulách. In ve sfaleritech je zřejmě vázáno diadochně (Hak, Johan, 1961). Do sfaleritu může také vrůstat arzenopyrit, či kasiterit. Na obou lokalitách je velmi běžným minerálem galenit, který často obsahuje vrostlice Ag-minerálů (Dobeš, Malý, 2001). Mikroskopicky byl z dalších rudních minerálů zjištěn markazit, stanin, kasiterit, tetradrit, pyrargyrit a argentit (Dobeš, Malý, 2001). Z lomu Pohled je popisován i löllingit, vallerit (?), dyskrazit, ilmenit (Hak, Johan, 1961), bismut, scheelit, gustavit a joséit (Mastíková, 2011). Z nerudních minerálů byl v polymetalických žilách zjištěn kromě křemene také chlorit a muskovit v lomu Pohled (Mastíková, 2009, 2011).

Ze sekundárních minerálů jsou na lokalitách nejrozšířenější povlaky „limonitu“, tvořené alespoň zčásti goethitem v dutinách alterovaných hornin i v haldovém materiálu. Na lokalitách jsou běžně přítomny i povlaky sekundárních minerálů manganu, sádrovec a jarosit, který způsobuje nažloutlé zbarvení rudní části haldového materiálu. Z dalších sekundárních minerálů byl zjištěn také rozenit, alunogen a gibbsit jako součást povlaků v blízkosti rudních žil v lomu Pohled (Dobeš, Malý, 2001). V haldovém materiálu byl v malém množství nalezen i malachit. Tuček (1970) popisuje v lomu Utín povlaky psilomelanu a wadu na žilách, či žilkách v dolomitu.

Mineralizace na obou lokalitách byly podrobeny i geochemickému výzkumu, zejména pokud se jedná o izotopické složení uhlíku, kyslíku, síry a o P-T-X podmínky vzniku a složení roztoků, jejichž studiu se věnovali Dobeš, Malý (2001); Malý a Dolníček (2005) a Mastíková (2011).

Izotopy síry byly na obou lokalitách analyzovány v sulfidech. Malý a Dolníček (2005) zjistili na lokalitách hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ v rozmezí +4 až +5 ‰ CDT. Vypočítané hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ fluid ukazují, že síra hydrotermálního roztoku byla na obou lokalitách zřejmě odvozena ze síry okolních metamorfitů moldanubika nebo z S-typových granitoidů moldanubického plutonu (Dobeš, Malý, 2001; Malý, Dolníček, 2005; Mastíková, 2011). Pro účely izotopické termometrie byly použity páry sfalerit-galenit a pyrit-galenit. Polymetalické zrudnění vznikalo na studovaných lokalitách z vysokoteplotních roztoků, za reálnou teplotu vedoucí ke vzniku sulfidů lze podle autorů považovat 400-500°C (Malý, Dolníček, 2005; Dobeš, Malý, 2001).

Na lokalitách Utín a Pohled byly vypočítány vysoké hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid z nichž vznikaly karbonáty (+4 až +10 ‰ SMOW), typické pro roztoky, které jsou v izotopické rovnováze s horninami za vysokých teplot (Malý, Dolníček, 2005). V Pohledu byly Mastíkovou (2011) vypočítány výrazně nižší hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid pro kalcit a křemen v rozmezí -4 až +1 ‰ SMOW, které svědčí o přítomnosti mořské nebo srážkové vody. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ hydrotermálního roztoku dosahovaly na obou lokalitách hodnot -5 až -11 ‰, jež signalizují přítomnost organického uhlíku v hydrotermálních roztocích (Malý, Dolníček, 2005; Mastíková, 2011).

V utínském lomu byly zkoumány plynokapalné uzavřeniny v křemenu. Primární fluidní inkluze obsahovaly fluida $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$ o složení 93 až 96 mol. % H_2O a 4 až 7 mol. % CH_4 . Salinita fluid byla poměrně nízká, kolem 1 až 5 hmot. % NaCl ekv. Teploty homogenizace jsou mezi 320 až 380 °C. Sekundární fluidní inkluze obsahují pouze vodná fluida, salinita je nízká (kolem 2 hmot. % NaCl ekv.) a teploty homogenizace jsou mezi 250 až 260°C (Dobeš, Malý, 2001).

V lomu Pohled byly fluidní inkluze zkoumány v křemenu i kalcitu. Fluidní inkluze v křemenu vykazují poněkud odlišné složení než v lomu Utín. Dobešem a Malým (2001) byly zjištěny heterogenní $\text{H}_2\text{O}-(\text{CO}_2-\text{CH}_4)$ fluida, která obsahují 65 až 70 mol. % CO_2 a 30 až 35 mol. % CH_4 v plynné fázi. Roztok byl ve fluidních inkluzích pravděpodobně zachycen za podmínek částečné nemísivosti vodné a plynné fáze při teplotě pod 300 °C, salinita roztoku je nízká (1 až 4 hmot. % NaCl ekv.). Mastíkovou (2011) byly zjištěny homogenní fluida, obsahující Na, K, Fe, Mg chlority. Naměřené teploty homogenizace u křemene (70-170°C)

byly podobné s teplotami naměřenými u kalcitu (48 až 181°C). Salinita hydrotermálních fluid dosahuje nízkých až středních hodnot (0,2-11,2 hmot. % NaCl ekv.).

- ***Žilná křemenná, kalcitová a dolomitová mineralizace***

V lomu Utín jsou popisovány i žíly tvořené pouze křemenem (Doleželová, 2013), ale i křemenné žíly s vtroušeninami pyritu či sfaleritu (Dobeš, Malý, 2001). Podrobněji byly z mineralogického i genetického hlediska popsány křemenné, kalcitové i dolomitové žíly v lomu Pohled (Mastíková, 2009, 2011). U křemenných, kalcitových a dolomitových žil existují různé přechody s větším, či menším zastoupením jednotlivých složek. Křemenné žíly jsou tvořeny pouze křemenem nebo mohou obsahovat i příměs jiných minerálů (pyritu, pyrotinu, chalkopyritu, méně často sfaleritu či galenitu). V kalcitových žilkách byl nalezen pouze kalcit nebo byly minoritně přítomny i jiné minerály (pyrit, fluorit, křemen). Teplota krystalizace kalcitových žil se pohybuje v rozmezí 40 až 210 °C, mateřský roztok je nízkosalinní (0,4-7,0 hmot. % NaCl ekv.). Hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ fluid (-7,1 až +3,1 ‰ SMOW), ukazují na výskyt mořské a srážkové vody. Na přítomnost „hlubinného“ uhlíku nebo uhlíku homogenizované zemské kůry v kombinaci s organickým uhlíkem ukazují hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ (-16,8 až -3,4 ‰ PDB). Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ fluid jsou pro maximální teplotu 200°C rovny +11,3 ‰ CDT. Dolomitové žíly se v lomu Pohled vyskytují velmi sporadicky a kromě dolomitu obsahují také křemen, malachit, pyrit a kalcit. Teplota hydrotermálního roztoku (40-175°C) je podobná mineralizaci kalcitových žil, zatímco salinita fluid je o něco vyšší (1,1-8,5 hmot. % NaCl ekv.). Matečními fluidy byla patrně mořská voda v kombinaci s meteorickou vodou ($\delta^{18}\text{O}$ od -4,7 do +6,8 ‰ SMOW). Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ roztoku (-17,6 do -7,8 ‰ PDB) indikují přítomnost organického a částečně i „hlubinného“ uhlíku (Mastíková, 2011).

- ***Další mineralizace vyskytující se v lomu Pohled***

Mezi mineralizace nalezené pouze v lomu Pohled patří žíly alpského typu, vtroušeninové Mo-zrudnění a žíly s palygorskitem. Žíly alpského typu byly nalezeny v rulách ve východní části třetí a západní části čtvrté etáže. Žíly jsou tvořeny křemenem, pyritem, kalcitem a chloritem, které může doprovázet pyrotin, molybdenit, muskovit, živec a allanit. WDX analýzou byl objeven i titanit, churchit, rabdofán, scheelit a markazit (Mastíková, 2009, 2011). Mineralizace alpského typu vznikala za vysokoteplotních podmínek (Th inkluzí = 130-270°C), salinita roztoku se pohybovala v rozmezí 3,7-8,9 hmot. % NaCl ekv. Mineralizace alpského typu byla studována i z pohledu izotopického složení kyslíku a uhlíku. Vypočítané hodnoty $\delta^{18}\text{O}$ hydrotermálního roztoku (-4,6 až +17,2 ‰ SMOW) ukazují na intenzivní výměnu kyslíku mezi matečným roztokem a okolními horninami. Hodnoty $\delta^{13}\text{C}$ fluid (-4,0 až

-14,4 ‰ PDB) dokládají přítomnost organického i „hlubinného“ uhlíku v matečném roztoku (Mastíková, 2011).

Vtroušeninové Mo-zrudnění bylo nalezeno v západní části třetí etáže, na rozhraní migmatitu a granitu (Mastíková, 2009, 2011). Molybdenit vytváří vtroušená, pravidelně rozptýlená zrna (Moupic, Tošer, 1985). Mineralizaci doprovází kromě molybdenitu také pyrit, chlorit, plagioklas, ortoklas, křemen, apatit, biotit uzavírající jehlice sagenitu (Mastíková, 2009, 2011) a fluorit (Moupic, Tošer, 1985). Seidlovou (2011) byl nalezen také ilmenit, chalkopyrit, albit a zirkon. V oblasti s Mo-zrudněním byly terénní gamaspektrometrií naměřeny nejvyšší obsahy radioaktivních prvků (K=5,1-6,6 %; Th=18,8-22,0 ppm; U=11,3-18,4 ppm), což dokazuje na přínos K, U a Th během formování Mo-zrudnění. Směrem ven ze zrudnělé zóny následně došlo ke snižování obsahů K (3,8-4,4 %), U (5,4-10,3 ppm) a Th (14,0-16,9 ppm) (Mastíková, 2009; Mastíková, Dolníček, 2011). Mo-zrudnění je geneticky podobné ložiskům Cu-Mo-porfyrových rud, přítomen je pouze molybdenit, vtroušeniny Cu-minerálů jsou velmi ojedinělé (Seidlová, 2011).

Žíly s palygorskitem nejsou v lomu Pohled blíže popsány (Mastíková, 2009).

3. Metodika

V terénní etapě nejprve proběhla dokumentace výskytu alterovaných hornin doprovázená odběrem jednotlivých vzorků. Dále bylo provedeno měření orientace žilek s polymetalickým zrudněním pomocí geologického kompasu značky Krantz. Naměřené hodnoty byly zpracovány v programu Stereonet. Fotografická dokumentace byla pořízena fotografickým aparátem značky Olympus VG-130.

Výbrusy pro laboratorní studium byly jednak zhotoveny v laboratoři na Katedře geologie PřF UP v Olomouci a jednak zapůjčeny od dr. K. Malého (reprezentují vzorky zmiňované v rešerši).

Byly zhotoveny jednak zakryté, tak i leštěné výbrusy a oboustranně leštěné destičky leštěné na leštičce Struers RotoPol-35. Výbrusy zhotovené z jednotlivých alterovaných zón byly zkoumány pomocí badatelského mikroskopu značky Olympus BX 50 v odraženém i procházejícím světle. Mikroskop byl vybaven digitálním fotoaparátem značky Olympus C-7070, kterým byla pořízena veškerá fotografická dokumentace.

Leštěné výbrusy byly použity na studium katodové luminiscence a pro WDX analýzu. Katodoluminiscenční studium bylo provedeno na přístroji CL8200 MK5-1, upevněném na polarizačním mikroskopu Leica DMZ500P. Pozorování a fotografická dokumentace byla pořízena při napětí 15 kV. WDX analýza jednotlivých minerálních fází proběhla na přístroji Cameca SX 100 v Ústavu geologických věd na PřF MU v Brně. Vzorky byly nejprve potaženy grafitem, následně byla provedena analýza (analytik dr. P. Gadas). Živce a apatity byly analyzovány při napětí 15 kV a proudu 10 nA. Šířka elektronového svazku byla pro apatity 7 μm a pro živce 5 μm . Byly využity tyto standardy: albit (Na), sanidin (Si, Al, K), wollastonit (Ca), baryt (Ba), andradit (Fe), fluorapatit (P, Ca), Rb-leucit (Rb), polucit (Cs), spesartin (Si, Mn), almandin (Fe), topaz (F), vanadinit (Cl), YPO_4 (Y), Mg_2SiO_4 (Mg), SrSO_4 (Sr), CePO_4 (Ce), NdPO_4 (Nd), LaPO_4 (La).

U všech výbrusů bylo dále stanoveno zastoupení jednotlivých minerálů pomocí planimetrické metody na integračním stolku Eltior 4, šířka jeho kroku byla nastavena na 600 μm . Počet bodů se u každého vzorků liší (od 1165 do 2932 bodů), v závislosti na šířce alterované zóny.

Pro studium fluidních inkluzí byly zhotoveny oboustranně leštěné destičky lepené vteřinovým lepidlem k podložnímu sklíčku. Pomocí nitrometanu byly destičky od podložního skla odlepeny a rozlámány na potřebnou velikost. Fluidní inkluze byly zkoumány metodou optické mikrotermometrie na přístroji LINKAM THMSG 600. Byly měřeny tyto charakteristiky: Th - teplota homogenizace L+V inkluzí, Th tot - teplota celkové (konečné)

homogenizace L_1+L_2+V inkluzí, T_h CO_2 - teplota homogenizace CO_2 fáze, T_e - teplota eutektika, T_f - teplota zamrznutí, T_m - teplota tání posledního krystalu, $T_{m\text{ cla}}$ - teplota tání klatrátu. Přesnost měření teploty je u $\pm 0,1$ °C v intervalu -56 až $+50$ °C, ± 1 °C při teplotách nad 200 °C. Podle teplot eutektika byly určeny systémy fluid uzavíraných v inkluzích a z hodnot tání ledu (T_m) byla vypočtena salinita fluid podle Bodnara (1993). Izochory, složení a hustoty pro vodné inkluze bez plynných složek byly spočítány pomocí programu FLINCOR s kalibrací dle Zhanga a Frantze (1987). Pro výpočet složení, salinity a hustoty inkluzí obsahujících plyny byly použity programy ICE s kalibrací dle Duana et al. (1996) a BULK s kalibrací dle Thiéryho et al. (1994). Pro výpočet izochor byl použit program ISOC (Bakker, 2003) s kalibrací dle Duana et al. (1992a, 1992b) a FLINCOR s kalibrací dle Bowerse a Helgesona (1983).

Dále bylo u vybraných inkluzí zjišťováno složení plynné fáze pomocí Ramanovy spektroskopie. Analýza, která se uskutečnila na Ústavu molekulární a translační medicíny LF UP Olomouc, byla provedena na spektrometru WITec Confocal Raman Imaging Microscope System alpha300 R+ s excitací o vlnové délce 532 nm (30 mW výkon dopadající na vzorek, objektiv $50\times/NA$ 0.8 , doba načítání spektra 1 minuta; analytik dr. V. Mašek). Dle Burkeho (2001) bylo spočítáno zastoupení jednotlivých plynných složek z ploch píků.

Práškované vzorky byly rozemlety na analytickou jemnost v planetovém mlýnku jednak pro stanovení celkového chemismu, a jednak pro stanovení izotopového složení stroncia, síry a olova.

Rozpráškované horniny pro stanovení celkového chemismu byly poslány k analýze do laboratoře Acme v Kanadě (Vancouver). Oxidy a většina stopových prvků (Ba, REE, Co, Cs, Hf, Nb, Rb, Sr, Ta, Th, U, V, Zr) byly stanoveny pomocí metody ICP-MS po tavení vzorku s metaboritanem lithným a následným rozpuštěním v 5% HNO_3 . Síra a celkový uhlík byly stanoveny na analyzátoru Leco, hodnoty LOI (ztráta žiháním) se zjišťovaly žiháním vzorku při 1000 °C. Těžké kovy byly stanoveny pomocí metody ICP-OES po vyloužení vzorku v horké lučavce královské (95 °C). Reprodukovatelnost výsledků je mezi $5-10\%$ dle opakovaných analýz. Prvky vzácných zemin byly normalizovány na Cl chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989). Hodnoty Eu anomálie (Eu/Eu^*) byly vypočteny podle Moneckeho et al. (2002): $Eu/Eu^* = Eu_N / \sqrt{(Sm_N * Gd_N)}$; N-normalizovaná hodnota. Zisky a ztráty během hydrotermální alterace byly vypočteny dle Granta (1986): $C = (C^F_{\text{immobile}}/C^A_{\text{immobile}}) * C^A - C^F$. C^F vyjadřuje obsahy prvků/oxidů u čerstvých hornin, C^A obsahy u alterovaných hornin. Intenzita sericitizace byla charakterizovaná pomocí alteračních

indexů AI (Ishikawa alteration index) a CCPI (chlorite-carbonate-pyrite index; Large et al., 2001):

$$AI = 100 * (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$$

$$CCPI = 100 * (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$$

kde FeO je celkový obsah oxidů železa ($FeO + Fe_2O_3$) v hornině.

Rozprášované vzorky hornin byly také použity na analýzu izotopů síry, stroncia a olova. Pro analýzy izotopického složení síry byla rozmlétá hornina nejprve vyloužená v 5 % roztoku HCl, který způsobil rozklad karbonátů a snadno rozpustných síranů. Následně byl pevný podíl odfiltrován a řádně promyt čistou vodou. Dále byla sulfidická síra ve vzorku kvantitativně zoxidována v obrácené lučavce na sulfát (Jarkovský, 1960). Nerozpustný zbytek byl následně odfiltrován. Filtrát byl odpařen do sucha a dvakrát odkouřen s konc. HCl do sucha (převedení na chloridy). Odparek byl rozpuštěn ve zředěné HCl a zahřát k varu. Z vroucího roztoku byly vysráženy sulfátové ionty přidávkem horkého roztoku chloridu barnatého. Na stanovení hodnot $\delta^{34}S$ byl použit vysrážený $BaSO_4$. Analýzy izotopového složení síry byly provedeny na hmotnostním spektrometru Finnigan MAT 251 v laboratořích oddělení stabilních izotopů na ČGS v Praze (analytičky Mgr. I. Jačková a Ing. Z. Lněničková). SO_2 byl z $BaSO_4$ uvolněn termálním rozkladem s SiO_2 a V_2O_5 při 1000 °C. Výsledky jsou vztaženy ke standardu CDT, přesnost měření byla $\pm 0,2$ ‰ CDT.

Vzorky pro analýzu izotopického složení stroncia byly za tepla rozloženy ve směsi HF a HNO_3 , Sr bylo následně separováno na chromatografických kolonách. Vlastní měření bylo provedeno na hmotnostním spektrometru s termální ionizací z pevné fáze značky Finnigan MAT 262 v laboratořích oddělení radiogenních izotopů na ČGS v Praze (analytik dr. V. Erban). Měření bylo kalibrováno s použitím mezinárodního standardu NBS-987. Pro výpočty stáří byla použita hodnota poločasu rozpadu ^{87}Rb $4,8813 * 10^{10}$ let, což odpovídá rozpadové konstantě $\lambda = 1,42 * 10^{-11} \text{ let}^{-1}$ (Steiger a Jäger, 1977).

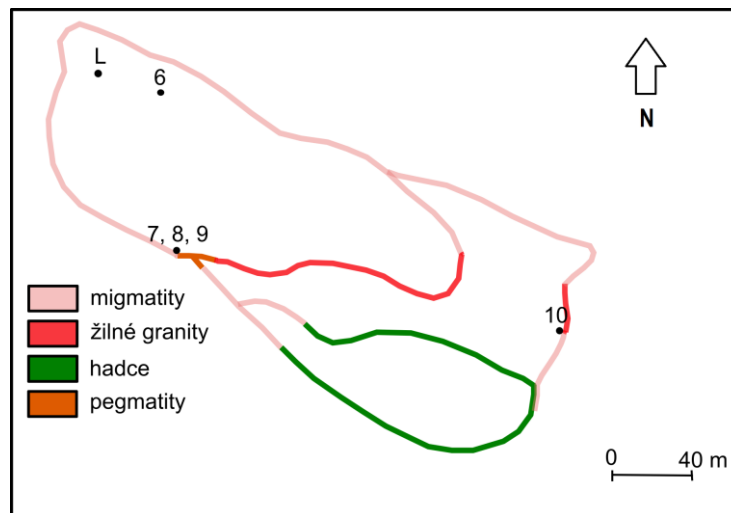
Vzorky pro analýzu izotopického složení olova byly vylouženy v konc. HNO_3 , dále byl výluh naředěn na koncentraci přibližně 10 $\mu\text{g/l}$ Pb. Vlastní měření pak bylo provedeno metodou ICP-MS (přístroj Thermo Scientific X Series 2) v Laboratořích geologických ústavů PŘF UK v Praze (analytik prof. M. Mihaljevič). Měření bylo kalibrováno s použitím standardu NIST-981. Standardní chyba při měření poměrů $^{206}Pb/^{207}Pb$ a $^{208}Pb/^{206}Pb$ byla nižší než 0,4% RSD.

4. Výsledky

4.1. Terénní dokumentace

4.1.1. Lom Utín

Lokalizace výskytu hydrotermálně alterovaných hornin s vyznačenými místy jejich odběru je zobrazena na obr. 8. Označení vzorků hornin z odběrových míst je uvedeno v tab. 1. Hydrotermální alterace v utínském lomu postihuje zejména migmatity, žilné granity a lamprofyry.



Obr. 8: Lokalizace výskytu a odběru hydrotermálně alterovaných hornin z utínského lomu.

Nejzastoupenějšími horninami v lomu jsou tělesa hrubozrnných biotiticko-sillimanitických migmatitů, nacházející se v úrovni první, druhé a částečně i třetí etáže. Čerstvý migmatit je na povrchu mírně navětralý, což se projevuje oranžovohnědým nádechem. Textura migmatitů je páskovaná, v hornině se střídají tmavé pásy (melanosom) se světlými (leukosom). V tmavých páscích lze pozorovat černé šupinky biotitu do velikosti 4 mm. Ve světle zbarvených páscích se nacházejí zrna šedého křemene nepravidelného tvaru do velikosti 4,5 mm. Dále lze vidět zrna plagioklasu bílé i narůžovělé barvy do velikosti 3 mm a nepravidelná narůžovělá zrna K-živce do velikosti 4 mm. V hornině lze pozorovat i vláknité agregáty sillimanitu bílé barvy.

Migmatity jsou proráženy křemen-sulfidickými žilkami o mocnosti 0,5 do 3 cm (obr. 9A). V okolí žíly jsou horniny hydrotermálně alterovány, mocnost alterace dosahuje do 0,5 m od žíly. Hydrotermálně alterované migmatity šedozelené barvy (obr. 9B) byly odebrány z první a druhé etáže. Hornina je středně zrnitá a na povrchu je mírně navětralá, což se projevuje oranžovohnědým povlakem. Makroskopicky lze pozorovat pouze zrna šedého

křemene nepravidelného tvaru do velikosti 2 mm. Textura horniny je všesměrně zrnitá. S rostoucí alterací horniny se výrazně snižuje i její soudržnost.

V prostoru lomu se nacházejí pouze hydrotermálně alterované žilné granity a lamprofyry, čerstvé ekvivalenty těchto hornin nebyly nalezeny. Zelenošedé žilné granity se nacházejí jednak v první, tak i v druhé etáži. Pro studium alterace byly vybrány vzorky ze sv. části druhé etáže (odběrové místo č. 10 na obr. 8). V tomto místě je odkryt styk žilných granitů s alterovanými migmatity. Kontakt obou hornin je intenzivně mineralizován polymetalickým zrudněním. Textura žilných granitů je porfyrická. Na povrchu horniny jsou přítomny povlaky „limonitu“ oranžovohnědé barvy. V hornině lze pozorovat nepravidelné vyrostlice křemene šedé barvy do velikosti 4 mm a nepravidelná zrnka rudních minerálů zlatožluté barvy do velikosti 5 mm. Úlomky lamprofyřů byly nalezeny v sutí migmatitů v sz. části první etáže - místo výskytu a odběru vzorků je označeno písmenem L (obr. 8). Na hornině hnědošedé barvy se nacházejí povlaky „limonitu“ narezlé barvy. Textura horniny je porfyrická, makroskopicky lze pozorovat vyrostlice biotitů zlatožluté barvy do velikosti 3,5 mm. Vyrostlice jsou obklopené jemnozrnnou základní hmotou.

V terénní části bylo provedeno i měření orientace křemen-sulfidických žil (obr. 10). Přednostní orientace žil je ve směru SZ-JV s úklonem k JV nebo JZ, sklony žil jsou většinou velmi strmé (až 85°).

4.1.2. Lom Pohled

V pohledském lomu jsou hydrotermálními přeměnami postihovány pouze granity. Označení vzorků hornin z odběrových míst (1 - 5) je uvedeno v tab. 1. Textura granitů je všesměrně zrnitá.

Čerstvý granit je středně zrnitá až hrubozrnná hornina světle šedé barvy. Makroskopicky lze pozorovat zrna křemene, živce a biotitu. Šedá zrna křemene dosahují do velikosti 5 mm, bílá živcová zrna do 6 mm a černé šupinky biotitu dosahují do velikosti 3 mm.

Granitový masiv je prostoupen řadou typů hydrotermálních žil. Nejčastějším typem je polymetalická mineralizace, mocnost žil se pohybuje v řádech několika mm až cm. Okolo žilek je hornina hydrotermálně alterovaná, alterace zasahuje do vzdálenosti max. 30 cm od žíly. Hydrotermálně alterované granity vykazují již makroskopicky patrnou zonálnost, jednotlivé zóny se liší barvou (tab. 1). Alterované zóny jsou nejčastěji zbarveny do červena nebo zelena. Mocnost jednotlivých zón se pohybuje v řádech několika cm.

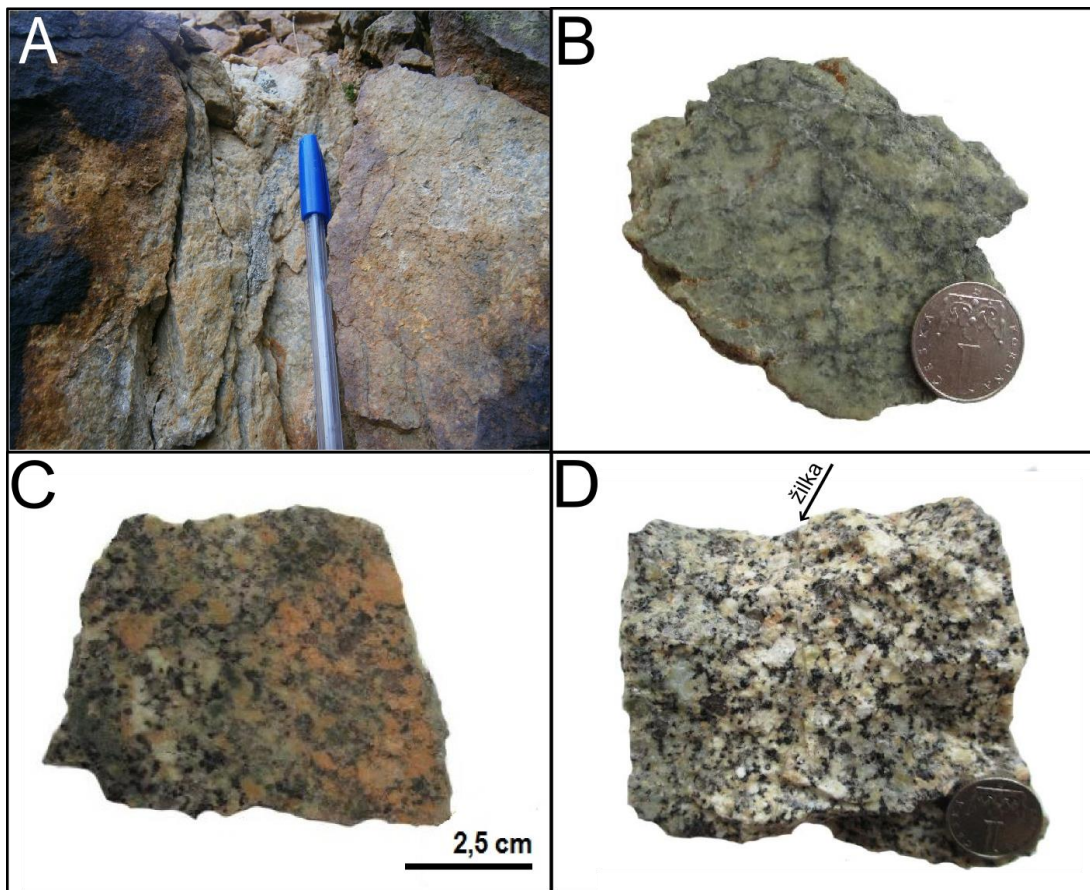
Alterované granity jsou středně zrnité až hrubozrnné horniny. Pro jednotlivé zóny je typický výskyt nepravidelných zrn křemene šedé barvy do velikosti 8 mm a černých šupinek

biotitu do velikosti 4 mm. Jednotlivé zóny se převážně liší zbarvením živců, jež je odrazem převládajícího typu přeměny. Nejdále od žíly se nachází zeleně zbarvená zóna, ve které lze pozorovat do zelena zbarvené živce dosahující velikosti do 5 mm. Zeleně zbarvená zóna přechází do červené zóny, jež se nejčastěji nachází nejbliže zrudněné struktury (obr. 9C). Typická jsou pro ni narůžověle zbarvená zrna K-živců do velikosti 1 cm. Na některých vzorcích lze v blízkosti zrudnělé struktury pozorovat i bíle zbarvenou zónu (obr. 9D), na které lze vidět do bíla zbarvené živce do velikosti 6 mm.

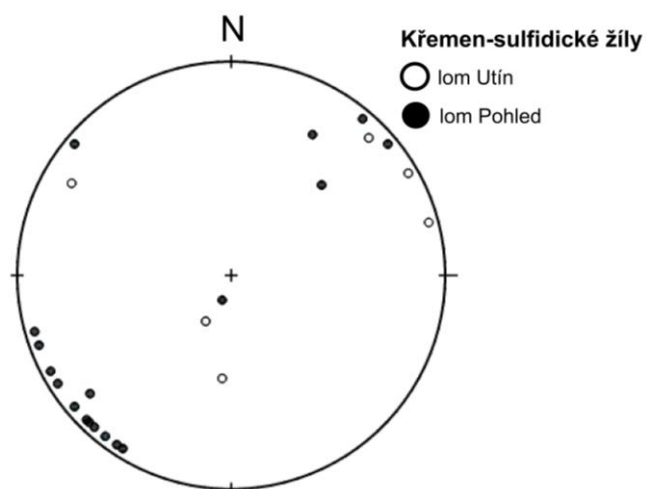
Převažujícím směrem křemen-sulfidických žil je SZ-JV s úklonem k JZ nebo SV, sklonyžil jsou velmi strmé (až 85°; obr. 10).

Tab. 1: Označení vzorků hornin z odběrových míst v lomu Utín a lomu Pohled (1-10, L3, L4). Data pro vzorky L1 a L2 byla zpracována a použita v nepublikované bakalářské práci Doleželová (2013) pod názvy Utín 1 a Utín 3.

Lokalita	Místo odběru	Vzorek	Hornina	Zonalita
Lom Pohled	1	1A	čerstvý granit	bílá, červená, zelená červená, zelená červená, zelená bílá červená
		1B	alterovaný granit	
	2	2A	čerstvý granit	
		2B	alterovaný granit	
	3	3A	čerstvý granit	
		3B	alterovaný granit	
	4	4A	čerstvý granit	
		4B	alterovaný granit	
	5	5B	alterovaný granit	
	Lom Utín	6	6A	
6B			alterovaný migmatit	
7B			alterovaný migmatit	
7		7B	alterovaný migmatit	
8		8B	alterovaný migmatit	
9		9B	alterovaný migmatit	
10		10/1	alterovaný migmatit	
		10/2	žilný granit	
		10/3	žilný granit	
L		L1	lamprofyr *	
	L2	lamprofyr *		
	L3	lamprofyr		
	L4	lamprofyr		



Obr. 9: Makroskopický vzhled alterovaných hornin z lomů Utín a Pohled. A – alterovaný migmatit prorážený křemen-sulfidickými žilkami z lomu Utín; B – hydrotermálně alterovaný migmatit z lomu Utín (vzorek 9B); C – červeně a zeleně zbarvená zóna u alterovaného granitu z lomu Pohled. Červená zóna se nachází v blízkosti křemen-sulfidické žilky (vzorek 2B); D – okolo drobné žilky je granit hydrotermálně alterován, alterovaná zóna se vyznačuje bílou barvou; lom Pohled (vzorek 4B).



Obr. 10: Diagram pólů křemen-sulfidických žil v lomech Utín a Pohled, zobrazeno do spodní polokoule Lambertovy projekce.

4.2. Laboratorní část

4.2.1. Lom Utín

4.2.1.1. Petrografická charakteristika hornin a WDX analýzy minerálů

Migmatit

Z hydrotermálně alterovaného migmatitu byl zhotoven výbrus ze vzorku **9B**. Dalších 8 výbrusů bylo zapůjčeno od dr. K. Malého (vzorky **G1, G2, H, I, J, K, L, M, O**), na kterých lze pozorovat postupné vyznívání alterace od silně alterovaného migmatitu až po čerstvý migmatit.

Čerstvé zóny migmatitu jsou představovány vzorky **K, L, M, O**. Hornina je tvořena křemenem, plagioklasem, K-živcem a biotitem. Z akcesorických minerálů je přítomen apatit, zirkon, rutil, sillimanit, chlorit, granát a muskovit. Ve vzorcích **J, K** a **M** jsem pozorovala zrna turmalínu a ve vzorku **K** i zrno kyanitu. Z hydrotermálních přeměn je přítomna jen slabá chloritizace biotitu, sericitizace a kaolinizace živců. Některá zrna jsou slabě lemována „limonitem“. V hornině jsou místy přítomny vtroušeniny rudních minerálů. Struktura horniny je lepidofibrogranoblastická.

Xenomorfně omezená zrna křemene (36,9 obj. %; tab. 2) obsahují drobné jehličky sillimanitu a zrna biotitu. V zrnech jsou přítomny drobné trhlinky, velikost zrn je do 3 mm. Nepravidelná zrna plagioklasu jsou na okrajích slabě „limonitizována“ (0,4 obj. %) a sericitizována (1,5 obj. %). Ve vzorku lze pozorovat červíčkovité i vějířkovité myrmekity a zřetelné polysyntetické lamelování. Nezonální zrna plagioklasu dosahují velikosti do 1,4 mm. Plagioklasy analyzované na mikrosondě (4/1-6/1; tab. 4), odpovídají dle klasifikačního diagramu (obr. 12) albitu (89,0-90,3 mol. % Ab; 8,0-9,1 mol. % An; 1,4-1,8 mol. % Or) s příměsí P (0,011-0,015 apfu) a Rb (0,002-0,003 apfu). Nepravidelná zrna pertitických K-živců xenomorfního omezení jsou na okrajích lehce sericitizovaná, „limonitizovaná“ (1,4 obj. %) i kaolinizovaná (6,3 obj. %). Pertity jsou žilkovitého i šmouhovitého tvaru. Mikroklinové mřížkování ani karlovarské dvojčatění zrn K-živce nebylo přítomno. Chemismem odpovídají K-živce (1/1-3/1; tab. 4) sanidinu (89,5-92,0 mol. % Or; 7,8-10,2 mol. % Ab; 0,1-0,2 mol. % An; tab. 4). Z příměsí obsahují P (0,014-0,020 apfu) a Fe (0,001 apfu). K-živce obsahují uzavřeniny plagioklasu, biotitu a dosahují velikosti do 3,6 mm. Zrna biotitu jsou slabě chloritizovaná (2,5 obj. %). Transformace na chlorit postupuje podél štěpných trhlin biotitu. Chloritizované biotity jsou zčásti prorůstány zrny titanitu (0,1 obj. %) i jehličkovitého rutilu-sagenitu (0,1 obj. %). Ojedinele jsou biotity na okrajích zatlačované novotvořeným sericitem či jílovými minerály. Zrna biotitu dosahují velikosti do 1,9 mm. Z akcesorií jsou přítomna zrna apatitu okrouhlého (obr. 11A, B), oválného i nepravidelného tvaru do velikosti 1,1 mm,

kteřá jsou vázaná spíše na živce, méně pak na biotit. V katodové luminiscenci vykazují apatity jednotnou výraznou žlutozelenou barvu bez viditelné zonálnosti (obr. 11A). Na některých zrnech jsou přítomny tenké zářivé okraje vyznačující se výraznou žlutozelenou luminiscencí. Zrna apatitu odpovídají svým chemismem fluorapatitu (7/1 a 8/1; tab. 4). Obsahy F dosahují vysokých hodnot (1,128 a 1,142 apfu), které byly způsobeny nevhodnou orientací zrna pro WDX analýzu (Stormer et al., 1993). Apatity mají zvýšené obsahy Mn (0,082-0,083 apfu) a Y (0,015-0,016 apfu). Z dalších příměsí jsou pak přítomny obsahy Mg (0,015-0,016 apfu), Fe (0,068-0,077 apfu), Sr (0,001 apfu) a Na (0,030-0,038 apfu). Obsahy REE prvků jsou poměrně nízké - La (0,001-0,003 apfu) a Nd (0,004-0,008 apfu) (tab. 3). Dále jsou ve vzorku přítomna okrouhlá zrnka granátu do velikosti 530 μm a zirkonu do velikosti 70 μm . Sillimanit (4,1 obj. %) se ve vzorku nachází v podobě vláknitých agregátů (0,3 obj. %). Maximální délka vlákna je 3,8 mm.

Z rudních minerálů jsou přítomna nepravidelná zrna galenitu, pyritu a sfaleritu, dosahující velikosti do 600 μm . Ve vzorcích **K**, **J**, **M** byla přítomna i nepravidelná, či okrouhlá zrna turmalínu do velikosti 1,1 mm. Zrna jsou v PPL pleochroická, od lehce nažloutlé barvy po žlutozelenou. Zonálnost u zrn nebyla pozorována. Zrno kyanitu, nacházející se pouze ve vzorku **K**, mělo nepravidelný tvar a xenomorfní omezení. Kyanit se nacházel v asociaci s turmalínem a dosahoval velikosti 700 μm .

Ve **slabě alterované zóně**, reprezentované vzorkem **I**, dochází k silné chloritizaci původní horniny (obr. 11C). Hornina je tvořena zrny křemene a živci. Z vedlejších minerálů jsou přítomna zrna biotitu. Místy je hornina tvořena nesourodou jemnozrnnou směsí (41,0 obj. %; tab. 2) křemene, chloritu, jílových minerálů, sericitu, živců a „limonitu“. Struktura horniny je lepidogranoblastická.

Nepravidelná zrna křemene (35,3 obj. %) jsou xenomorfně omezená a dosahují do velikosti 2,7 mm. Živce jsou slabě sericitizované, „limonitizované“ (plagioklas 0,9 obj. %) a silně chloritizované (plagioklas 9,0 obj. %, K-živec 4,9 obj. %). Chloritizace většinou postihuje okraje zrn, některá zrna jsou však zcela pseudomorfovaná chloritem. Xenomorfně omezená nepravidelná zrna K-živce s vlnkovitými pertity dosahují velikosti do 1,7 mm. Karlovarské dvojčatění zrn K-živce, ani mikroklinové mřížkování nebylo ve vzorku přítomno. K-živce jsou mnohem lépe zachovalé než zrna plagioklasu. Nepravidelná zrna plagioklasu jsou polysynteticky lamelovaná. Některé plagioklasy jsou slabě přeměněny v jílové minerály, přičemž přeměna se nachází na okrajích nebo i středech zrn. V některých zrnech lze pozorovat i myrmekity vějířkovitého tvaru. Zrna plagioklasu dosahují velikosti do 1,5 mm,

zonálnost nebyla pozorována. Chlorit se v hornině vyskytuje v podobě jemně šupinkatých agregátů. V PPL je pleochroický, od brčálově zelené do hnědozelené barvy, v XPL má anomální žlutohnědou interferenční barvu. Z vedlejších minerálů jsou přítomny lišty biotitu, které jsou silně chloritizované (1,5 obj. %), přičemž přeměna postupuje podél štěpných trhlin. Chloritizovaný biotit prorůstají zrna titanitu (0,2 obj. %) i rudních minerálů. Zrna hypautomorfně omezeného titanitu dosahují velikosti do 40 μm . Zrna biotitu jsou kromě chloritizace postižena i baueritizací (5,4 obj. %), při níž dochází k vylučování „limonitu“ podél štěpných trhlin biotitu. Místy jsou zrna biotitu pseudomorfovaná jílovými minerály. Jílové minerály vytváří fluidálně uspořádané agregáty podél štěpných trhlin biotitu. Zrna biotitu dosahují velikosti do 1,5 mm. Akcesoricky se ve vzorku vyskytují vlákna sillimanitu (0,5 obj. %) dosahující délky do 600 μm .

Z rudních minerálů jsou přítomna zrna pyritu (obr. 11D) do velikosti 510 μm , která jsou místy zatlačovaná sfaleritem. Zrna sfaleritu jsou hypautomorfně až xenomorfně omezená a dosahují velikosti do 560 μm . Dále se zde nachází chalkopyrit, jednak v podobě nepravidelných vtroušenin v hornině do velikosti 60 μm (obr. 11D), tak i jako nepravidelné inkluze ve sfaleritu. Hypautomorfně omezená zrna galenitu dosahují do velikosti 130 μm a jsou v nich přítomny trojúhelníkové vyštípnutiny.

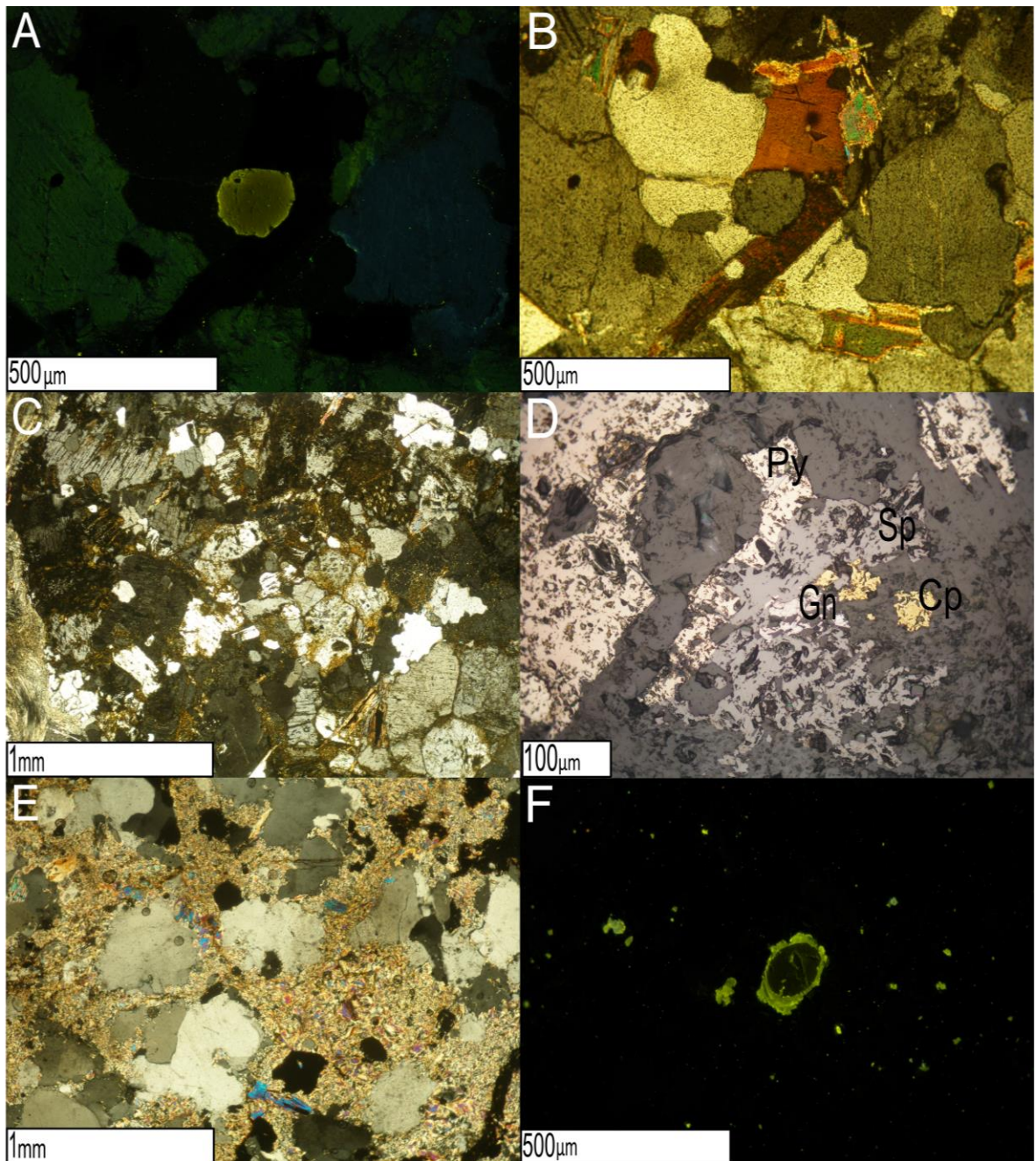
Silně alterované zóny, reprezentované vzorky **G1**, **G2**, **H**, **9B**, jsou typické intenzivní sericitizací a „limonitizací“ (obr. 11E). Z původních minerálů zbyla jen zrna křemene. Z vedlejších minerálů je přítomen sillimanit a z akcesorií apatit, biotit a zirkon. Ve vzorku **9B** byl přítomen i titanit. Zrudnění horniny má žilkovitě-vtroušeninovou povahu. Struktura horniny je fibrogranolepidoblastická.

Původní zrna xenomorfně omezeného křemene (49,5 a 48,6 obj. %; tab. 2) jsou na okrajích silně korodovaná okolní základní tkání. V zrnech se nacházejí drobné trhlinky, obsahující opakní pigment. Zrna křemene dosahují do velikosti 2,7 mm a často jsou v nich uzavřena zrna apatitu, zirkonu, či biotitu. Základní tkáň horniny tvoří světlá slída (41,1 a 47,7 obj. %), která vytváří jemnozrnné shluky nebo vějířkovitě uspořádané agregáty. Ve vzorku **9B** se v základní tkáni horniny objevuje i titanit, zřejmě vzniklý přeměnou biotitu, dosahující velikosti do 35 μm . „Limonit“ (3,2 a 0,1 obj. %) je anizotropní, v PPL i XPL má narezlou barvu. Vytváří nepravidelné, xenomorfně omezené agregáty, či drobné žilky o mocnosti 1 mm. Z vedlejších minerálů jsou přítomny jehličky i vlákna sillimanitu (3,2 a 0,1 obj. %) dosahující délky do 1,3 mm. Sillimanit místy vytváří zplstnatělé polohy. Z akcesorií jsou přítomna okrouhlá zrna automorfně omezeného zirkonu do velikosti 70 μm . Dále se zde

nacházejí hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna apatitu (0,3 obj. %) nepravidelného, či okrouhlého tvaru do velikosti 275 μm . Jejich výskyt je vázan na sericitizované partie vzorku. Apatity vykazují v katodové luminiscenci výraznou zonálnost (obr. 11F). Starší jádra, většinou oválného tvaru, vykazující nevýraznou šedo zelenou luminiscenci, jsou uzavírána mladší generací apatitu, která se v katodové luminiscenci vyznačuje výraznou žlutozelenou luminiscencí. Chemismus apatitů byl analyzován na mikrosondě (11/1-14/1; tab. 3). Obsahy F se pohybují v rozmezí 1,000 až 1,349 apfu. Vysoké hodnoty 1,348 a 1,219 apfu byly způsobeny špatnou orientací zrna při analýze (Stormer et al., 1993). Hodnoty Cl dosahují pouze do 0,006 apfu (tab. 3). Analýzy 13/1 a 14/1 reprezentují chemismus drobných zrněk v hornině. Z příměsí jsou přítomny obsahy Fe (0,001 a 0,004 apfu), Sr (0,001 a 0,004 apfu), Mn (0,003 a 0,006 apfu), Y (0,001 apfu), La (0,001 a 0,002 apfu) a Mg (0,001 a 0,002 apfu). Z REE obsahují zvýšené obsahy Nd (0,007 a 0,012 apfu). Analýzy 11/1 a 12/1 reprezentují obě generace apatitu. Mladší generace apatitu (11/1) vykazuje nižší obsahy Mn (0,067 apfu), Ce (0,000 apfu) a vyšší obsahy Y (0,017 apfu), La (0,004 apfu), Nd (0,005 apfu), oproti starším jádrům (12/1; Mn-0,091 apfu, Ce-0,008 apfu, Y-0,011 apfu, Nd-0,004 apfu).

Vtroušeninové zrudnění (5,3 a 2,7 obj. %) horniny je tvořeno pyritem, galenitem, chalkopyritem a sfaleritem. Xenomorfně omezená zrna sulfidů jsou většinou nepravidelného tvaru a dosahují velikosti do 890 μm . V zrnech sfaleritu je přítomna „chalkopyritová infekce“.

Mladší žilkovité zrudnění horniny je tvořeno drobnými pyritovými žilkami o mocnosti do 40 μm , ale i křemen-sulfidickými žilkami do mocnosti 2 cm, lemovaných na okraji „limonitem“. Zrna křemene jsou nepravidelného tvaru a hypautomorfního omezení. Z rudních minerálů jsou přítomna zrna sfaleritu, pyritu, chalkopyritu i galenitu. Nepravidelná zrna sfaleritu, dosahující do velikosti 2,7 mm, jsou hypautomorfně až xenomorfně omezena. Uzavírají v sobě inkluze chalkopyritu i pyritu. Místy lze pozorovat, jak pyrit zatlačuje zrna sfaleritu. Hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna pyritu vytváří nepravidelná zrna, ale i čtvercové průřezy. Pyrit dosahuje do velikosti 2,8 mm. V zrnech galenitu lze pozorovat typické trojúhelníkové vyštípnutiny. Zrna jsou nepravidelného tvaru, xenomorfního omezení a dosahují do velikosti 1,7 mm.



Obr. 11: Ústíské migmatity v mikroskopu., A – apatit s výraznou zelenožlutou luminiscencí, plagioklas se zelenou luminiscencí a K-živce s modrou luminiscencí v čerstvém migmatitu (vzorek **M**), obraz v CL; B – stejné foto, XPL; C – slabě alterovaná zóna migmatitu, tvořená chloritizovanými žilci a křemenem (vzorek **I**), XPL; D – vtroušeniny rudních minerálů v odraženém světle (vzorek **I**), Py – pyrit, Cp – chalkopyrit, Gn – galenit, Sp – sfalerit; E – silně alterovaná zóna migmatitu tvořená sericitem, křemenem a vtroušeninami rudních minerálů (vzorek **9B**), XPL; F – zonální zrno apatitu (starší generace s nevýraznou šedozelenou luminiscencí je uzavírána mladší generací s výraznou žlutozelenou luminiscencí) v silně alterované zóně migmatitu (vzorek **H**), obraz v CL.

Tab. 2: Zastoupení jednotlivých minerálů v různě alterovaných zónách v migmatitu. Směs*- jemnozrnná směs minerálů jako je křemen, chlorit, jílové minerály, sericit, živce a „limonit“.

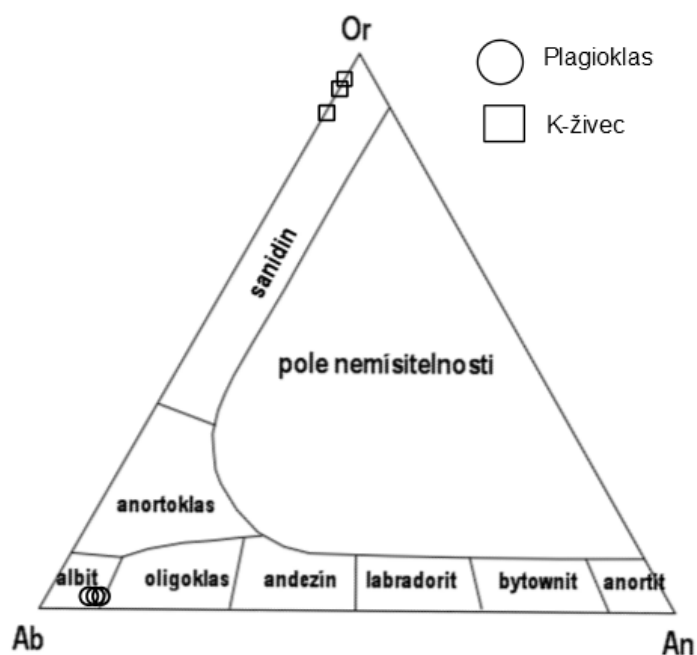
Vzorek		Nealterovaná zóna		Slabě alterovaná zóna		Silně alterovaná zóna			
		K		I		9B		G1	
Minerál	Přeměna	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %
Křemen		925	36,9	608	35,3	987	49,5	1425	48,6
Sericit		0	0,0	0	0,0	819	41,1	1398	47,7
Směs *		0	0,0	706	41,0	0	0,0	0	0,0
Plagioklas	čerstvý	189	7,5	8	0,5	0	0,0	0	0,0
	chloritizace	0	0,0	155	9,0	0	0,0	0	0,0
	sericitizace	38	1,5	0	0,0	0	0,0	0	0,0
	„limonitizace“	10	0,4	15	0,9	0	0,0	0	0,0
K-živce	čerstvý	773	30,8	12	0,7	0	0,0	0	0,0
	chloritizace	0	0,0	85	4,9	0	0,0	0	0,0
	„limonitizace“	36	1,4	0	0,0	0	0,0	0	0,0
	kaolinizace	159	6,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Biotit	čerstvý	208	8,3	3	0,2	0	0,0	0	0,0
	chloritizace	62	2,5	25	1,5	0	0,0	0	0,0
	baueritizace	0	0,0	93	5,4	0	0,0	0	0,0
	prorůstání s titanitem	3	0,1	3	0,2	0	0,0	0	0,0
Opakní minerály		0	0,0	0	0,0	106	5,3	78	2,7
Sillimanit		104	4,1	8	0,5	64	3,2	3	0,1
„Limonit“		0	0,0	0	0	13	0,7	18	0,6
Apatit		0	0,0	0	0	5	0,3	10	0,3
Rutil		2	0,1	0	0	0	0,0	0	0,0
Suma		2509	100,0	1721	100,0	1994	100,0	2932	100,0

Tab. 3: Chemismus apatitu podle WDX analýzy (hmot. %), koeficienty empirického vzorce byly přepočítány na 13 atomů F+Cl+O; apatit v pseud. – apatit v pseudomorfóze.

Vzorek	M		10/2		H			
	7/1	8/1	9/1	10/1	11/1	12/1	13/1	14/1
Analyt	jádro			apatit v pseud.	okraj	jádro		
P ₂ O ₅	41,90	41,03	40,09	40,36	40,13	39,27	39,83	38,55
SiO ₂	0,06	0,06	0,22	0,13	0,02	0,01	0,20	0,05
SO ₂	0,00	0,10	0,11	0,09	0,06	0,01	0,16	0,00
Al ₂ O ₃	0,01	0,00	0,07	0,00	0,00	0,01	0,10	0,01
Y ₂ O ₃	0,37	0,34	0,11	0,12	0,36	0,22	0,02	0,01
La ₂ O ₃	0,09	0,04	0,00	0,06	0,13	0,01	0,04	0,05
Ce ₂ O ₃	0,00	0,00	0,39	0,24	0,00	0,25	0,22	0,37
Nd ₂ O ₃	0,14	0,26	0,05	0,20	0,16	0,12	0,06	0,03
MgO	0,13	0,12	0,05	0,07	0,14	0,11	0,00	0,01
CaO	53,76	53,43	53,70	53,67	51,24	50,59	53,47	53,62
MnO	1,16	1,16	0,23	0,23	0,90	1,21	0,08	0,04
FeO	0,98	1,09	0,23	0,48	1,01	0,96	0,05	0,02
SrO	0,03	0,00	0,04	0,03	0,00	0,00	0,03	0,08
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
Na ₂ O	0,19	0,23	0,08	0,13	0,22	0,20	0,00	0,00
F	4,28	4,28	3,14	3,38	3,61	3,74	4,94	4,34
Cl	0,04	0,04	0,39	0,28	0,03	0,04	0,01	0,00
O=F,Cl	-1,82	-1,82	-1,42	-1,49	-1,53	-1,59	-2,09	-1,84
Suma	101,29	100,35	97,49	97,97	96,45	96,39	97,10	95,34
P ⁵⁺	2,962	2,936	2,956	2,960	2,983	2,964	2,913	2,900
Si ⁴⁺	0,005	0,005	0,019	0,011	0,001	0,001	0,017	0,004
S ⁴⁺	0,000	0,008	0,009	0,007	0,005	0,001	0,013	0,000
Al ³⁺	0,000	0,000	0,007	0,000	0,000	0,001	0,010	0,001
Y ³⁺	0,016	0,015	0,005	0,006	0,017	0,011	0,001	0,000
La ³⁺	0,003	0,001	0,000	0,002	0,004	0,000	0,001	0,002
Ce ³⁺	0,000	0,000	0,012	0,008	0,000	0,008	0,007	0,012
Nd ³⁺	0,004	0,008	0,002	0,006	0,005	0,004	0,002	0,001
Mg ²⁺	0,016	0,015	0,007	0,010	0,018	0,014	0,000	0,001
Ca ²⁺	4,802	4,831	5,004	4,974	4,813	4,826	4,942	5,097
Mn ²⁺	0,082	0,083	0,017	0,017	0,067	0,091	0,006	0,003
Fe ²⁺	0,068	0,077	0,017	0,035	0,074	0,072	0,004	0,001
Sr ²⁺	0,001	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,004
Na ⁺	0,030	0,038	0,013	0,022	0,038	0,034	0,000	0,000
Catsum	7,989	8,017	8,070	8,059	8,025	8,027	7,917	8,026
F	1,128	1,142	0,864	0,925	1,000	1,053	1,348	1,219
Cl	0,005	0,006	0,058	0,041	0,004	0,006	0,001	0,000
O	11,867	11,852	12,078	12,034	11,996	11,941	11,651	11,781
Ansum	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000	13,000

Tab. 4: Chemismus živců podle WDX analýzy (hmot. %), koeficienty empirického vzorce byly přepočítány na 8 atomů kyslíku.

Vzorek	M					
	1/1	2/1	3/1	4/1	5/1	6/1
P ₂ O ₅	0,35	0,52	0,36	0,40	0,33	0,29
SiO ₂	64,53	64,69	64,86	66,34	66,84	66,66
Al ₂ O ₃	18,76	18,96	18,80	21,37	20,95	21,56
CaO	0,01	0,05	0,03	1,80	1,70	1,94
FeO	0,01	0,04	0,04	0,00	0,04	0,00
BaO	0,05	0,07	0,06	0,00	0,00	0,02
Na ₂ O	0,95	1,15	0,86	10,77	10,60	10,43
K ₂ O	15,38	15,42	15,33	0,26	0,32	0,32
Rb ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,11	0,12	0,09
Suma	100,05	100,90	100,34	101,05	100,89	101,30
P ⁵⁺	0,014	0,020	0,014	0,015	0,012	0,011
Si ⁴⁺	2,971	2,956	2,975	2,886	2,910	2,891
Al ³⁺	1,018	1,021	1,016	1,096	1,075	1,102
Ca ²⁺	0,001	0,002	0,001	0,084	0,079	0,090
Fe ²⁺	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000
Ba ²⁺	0,001	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000
Na ⁺	0,084	0,102	0,076	0,909	0,895	0,878
K ⁺	0,904	0,899	0,897	0,014	0,018	0,018
Rb ⁺	0,000	0,000	0,000	0,003	0,003	0,002
Catsum	4,993	5,002	4,981	5,007	4,993	4,992
O	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Ansum	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000



Obr. 12: Klasifikační diagram pro živce z čerstvého migmatitu (vzorek M).

Žilný granit

Výbrus z hydrotermálně alterovaného žilného granitu byl zhotoven pouze ze vzorku **10/2**. Struktura horniny je porfyrická s holokrystalickou strukturou základní hmoty. Hornina je silně sericitizovaná, „limonitizovaná“, karbonatizovaná a místy je pseudomorfovaná jílovými minerály. Porfyrické vyrostlice tvoří zrna křemene, biotitu a živce. Z akcesorických minerálů je přítomen apatit, zirkon a titanit. V hornině je přítomno vtroušeninové zrudnění.

Křemen (6,3 obj. %; tab. 3) vytváří hypautomorfně až xenomorfně omezené vyrostlice, které jsou na okrajích, ale i v středech zrn silně korodované základní hmotou. Vyrostlice dosahují do velikosti 1,8 mm. Zrna křemene v základní hmotě horniny jsou xenomorfně omezená, na okrajích zrn lze pozorovat shluky světlé slídy, jež kopírují jejich původní tvar. V méně přeměněných partiích vzorku jsou přítomny i vyrostlice K-živce a plagioklasu do velikosti 2,5 mm, která jsou od sebe téměř nerozlišitelná. Živce jsou velmi silně sericitizované a „limonitizované“, z původních zrn zbývají jen obrysy. Totálně alterované lišty i nepravidelná zrna biotitů dosahují do velikosti 2,2 mm. Z přeměn se na zrnech biotitu nejvíce uplatňuje baueritizace (3,8 obj. %) a chloritizace (0,1 obj. %). Při baueritizaci dochází k vylučování „limonitu“ podél štěpných trhlin biotitu, tato místa jsou pak v PPL zcela bez pleochroismu. Novotvořený chlorit nepravidelného tvaru buď kopíruje původní tvar biotitu, nebo se vylučuje podél jeho štěpných trhlin. Chlorit vykazuje v XPL anomální interferenční barvy – olivově zelenou, hnědou a levandulově modrou. V PPL je pleochroický, od téměř bezbarvé po trávově zelenou. V chloritizovaných partiích lze pozorovat prorůstání nepravidelných zrn titanitu (0,7 obj. %) i nepravidelných zrn rudních minerálů (pyrit, galenit a sfalerit s inkluzemi chalkopyritu; obr. 14A, B, C). Podél okrajů lišt biotitu lze pozorovat vznik novotvořeného sericitu. Zcela nepřeměněná zrna biotitu se nacházejí jen jako uzavřeniny v křemeni. Automorfně až hypautomorfně omezený titanit dosahuje do velikosti 130 μm . Z dalších akcesorií se ve vzorku vyskytují zrna apatitu (0,2 obj. %) do velikosti 1,3 mm a zrna zirkonu do velikosti 100 μm . Zirkon je nepravidelného nebo oválného tvaru, na okrajích je lemován černou linkou. Apatity vytvářejí nepravidelná, okrouhlá i sloupečkovitá zrna, která jsou automorfně až hypautomorfně omezená. V katodové luminiscenci bylo možné pozorovat skvrnitou zonálnost apatitu, jež se vyznačuje nepravidelně rozloženými doménami žlutých a lehce fialových odstínů (obr. 14D). Zrna apatitů jsou nejčastěji vázaná na zrna biotitu (obr. 14E, F). Pomocí WDX analýzy bylo zjištěno, že apatity odpovídají svým chemismem fluorapatitu. Chemické analýzy apatitu (9/1, 10/1) jsou uvedeny v tab. 3. Obsahy F dosahují do 0,925 apfu a obsahy Cl do 0,058 apfu. Z příměsí obsahují Mn (0,003-0,091 apfu), Mg (0,017 apfu), Fe (0,017-0,035 apfu), Sr

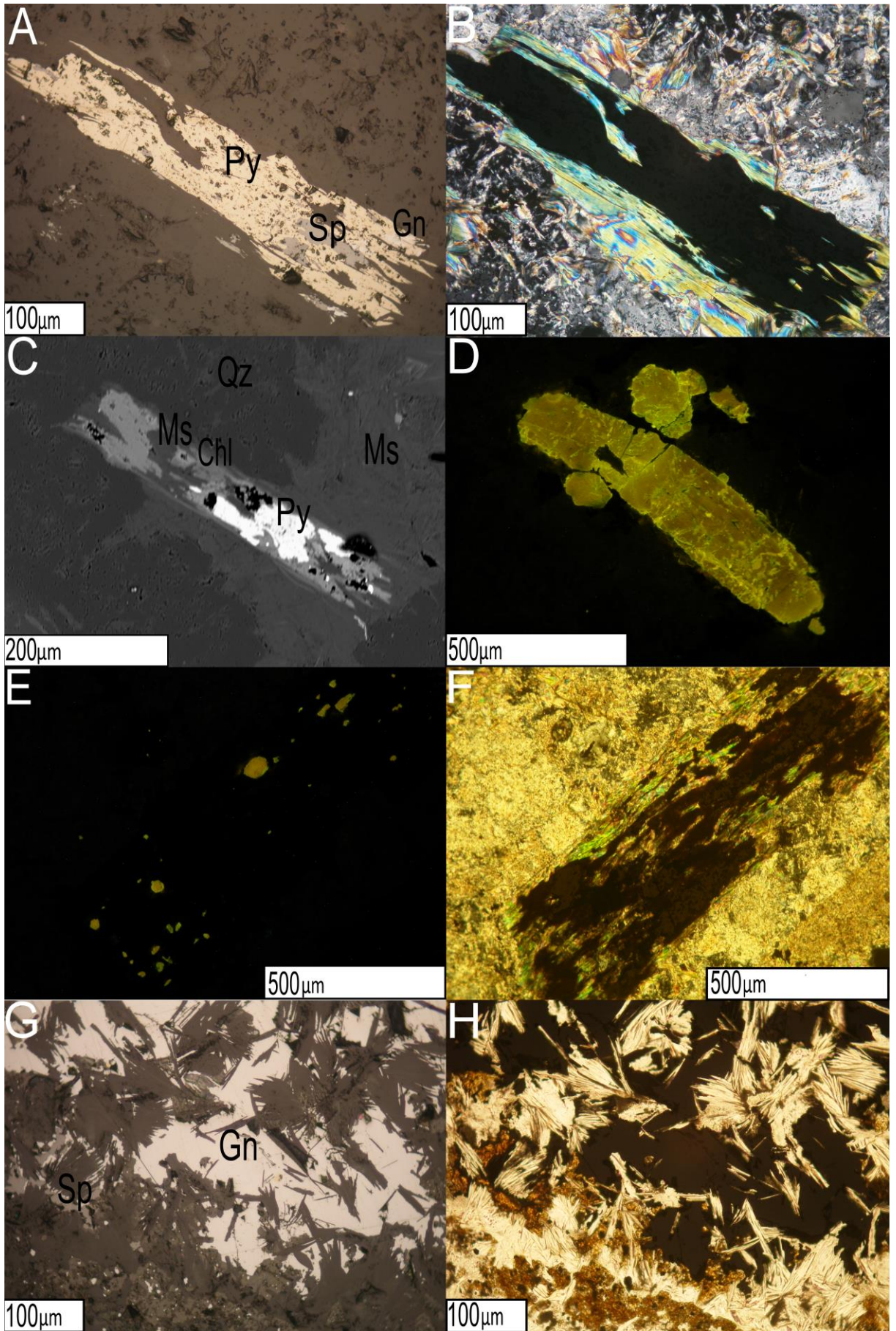
(0,001-0,002 apfu), Na (0,013-0,022 apfu), Y (0,005-0,006 apfu). Dále obsahují zvýšené obsahy REE prvků, hlavně Ce (0,008-0,012 apfu) a Nd (0,002-0,006 apfu).

Sericit, jenž tvoří základní hmotu horniny, se nachází v podobě vějířkovitých agregátů i jemnozrnných shluků v hornině. Ve vzorku lze pozorovat vzájemné prorůstání světlé slídy s rudními minerály (obr. 14G, H). Základní hmotu (82,9 obj. %) dále tvoří nepravidelná zrna karbonátu, která jsou na okrajích lemovaná „limonitem“. Velikost zrn je do 225 μm . Karbonát je nepravidelného tvaru, na některých zrnech lze pozorovat dvojčatné lamelování.

Zrudnění horniny má vtroušeninovou povahu (4,5 obj. %). Nepravidelná zrna pyritu jsou hypautomorfně až xenomorfně omezená a dosahují velikosti do 800 μm . Některá zrna pyritu jsou na okrajích zatlačovaná galenitem, který zároveň tvoří v pyritu mikroskopické inkluze. Kromě galenitu jsou v pyritu přítomny i inkluze chalkopyritu. Dále se zde z rudních minerálů vyskytují nepravidelná zrna sfaleritu do velikosti 930 μm , v nichž jsou přítomny inkluze galenitu i chalkopyritu. Galenit ve vzorku dosahuje velikosti do 120 μm , lze v něm pozorovat typické trojúhelníkové vyštípnutiny.

Tab. 5: Zastoupení minerálů v žilném granitu.

Žilný granit-vzorek 10/2			
Minerál	Přeměna	Počet zrn	obj. %
Základní hmota		2774	82,9
Křemen		212	6,3
Biotit	baueritizace	128	3,8
	prorůstání s titanitem	22	0,7
	chloritizace	5	0,1
Rudní minerály		151	4,5
„Limonit“		47	1,4
Apatit		8	0,2
Suma		3347	100,0



Obr. 14: Alterovaný žilný granit v mikroskopu (vzorek 10/2). A – pseudomorfóza rudních minerálů po biotitu v odraženém světle, Py – pyrit, Gn – galenit, Sp – sfalerit; B – stejné foto, v procházejícím světle (XPL) lze pozorovat vznik novotvořeného sericitu na okrajích zrn biotitu pseudomorfovaných rudními minerály; C – lišta biotitu zatlačovaná chloritem, muskovitem a pyritem, Ms – muskovit, Chl – chlorit, Py – pyrit, Qz – křemen, BSE obraz, D – skvrnitá zonálnost apatitu, obraz v CL; E – hojné rozšíření zrn apatitu se žlutozelenou luminiscencí v pseudomorfované liště biotitu, obraz v CL; F – stejné foto, PPL; G – vzájemné prorůstání vějířkovitých agregátů sericitu s rudními minerály v odraženém světle, Gn – galenit, Sp – sfalerit; H – stejné foto v procházejícím světle (PPL).

Lamprofyr

Výbrusy tmavých žilných hornin byly zhotoveny ze vzorků **L3** a **L4**. Struktura obou vzorků je porfyrická s holokrystalickou strukturou základní hmoty. Vyroستlice tvoří zrna biotitu (6,3 a 9,1 obj. %; tab. 6) a značně přeměněná zrna amfibolu. Tytéž minerály se podílejí na složení základní hmoty společně s křemenem, chloritem, karbonátem, sericitem a „limonitem“. Z akcesorií jsou přítomna zrna apatitu, titanitu a zirkonu. V hornině lze pozorovat i mandle (2,7 a 5,3 obj. %) do velikosti 500 μm, druhotně vyplněné křemenem, chloritem, „limonitem“ a rudními minerály. Ve vzorcích jsou přítomny i rudní minerály jako vtroušeniny v základní hmotě horniny, ale i jako nepravidelná zrna vyplňující mandle v hornině (obr. 15A, B).

Biotit vytváří lišty či nepravidelná zrna hypautomorfního až xenomorfního omezení do velikosti 2,9 mm. V PPL je silně pleochroický, od světlé žlutooranžové barvy po oranžovočervenou. Některá zrna jsou zonální, což se v PPL projevuje odlišnými barvami v různých zónách. Na zrnech nebyly přítomny druhotné přeměny. Biotity v sobě uzavírají drobné minerální inkluze apatitu, rudních minerálů či zirkonu. Vyroستlice dále tvoří relikty zrn amfibolu (3,1 obj. %), zastížené pouze ve vzorku **L4**. Amfiboly vytváří sloupečkovitá a nepravidelná zrna (obr. 15C) do velikosti 1,1 mm. V PPL jsou pleochroická, od téměř bezbarvé po zelenohnědou barvu. Na některých zrnech lze pozorovat disyntetickou lamelu (obr. 15D). Většina zrn má nezřetelnou štěpnost, pouze na některých lze pozorovat 1 systém štěpnosti. Zrna zhášejí šikmo vůči štěpným trhlinám, úhel zhášení je od 8° do 12°. Ve vzorcích jsou přítomny pseudomorfózy po zrnech amfibolu (3,2 a 5,7 obj. %), v kterých se objevují zrna rudních minerálů, titanitu, křemene, zirkonu, biotitu, jílových minerálů, karbonátu, „limonitu“ a sericitu (obr. 15E). Většina vyrostlic biotitu i amfibolu je silně korodována základní hmotou horniny.

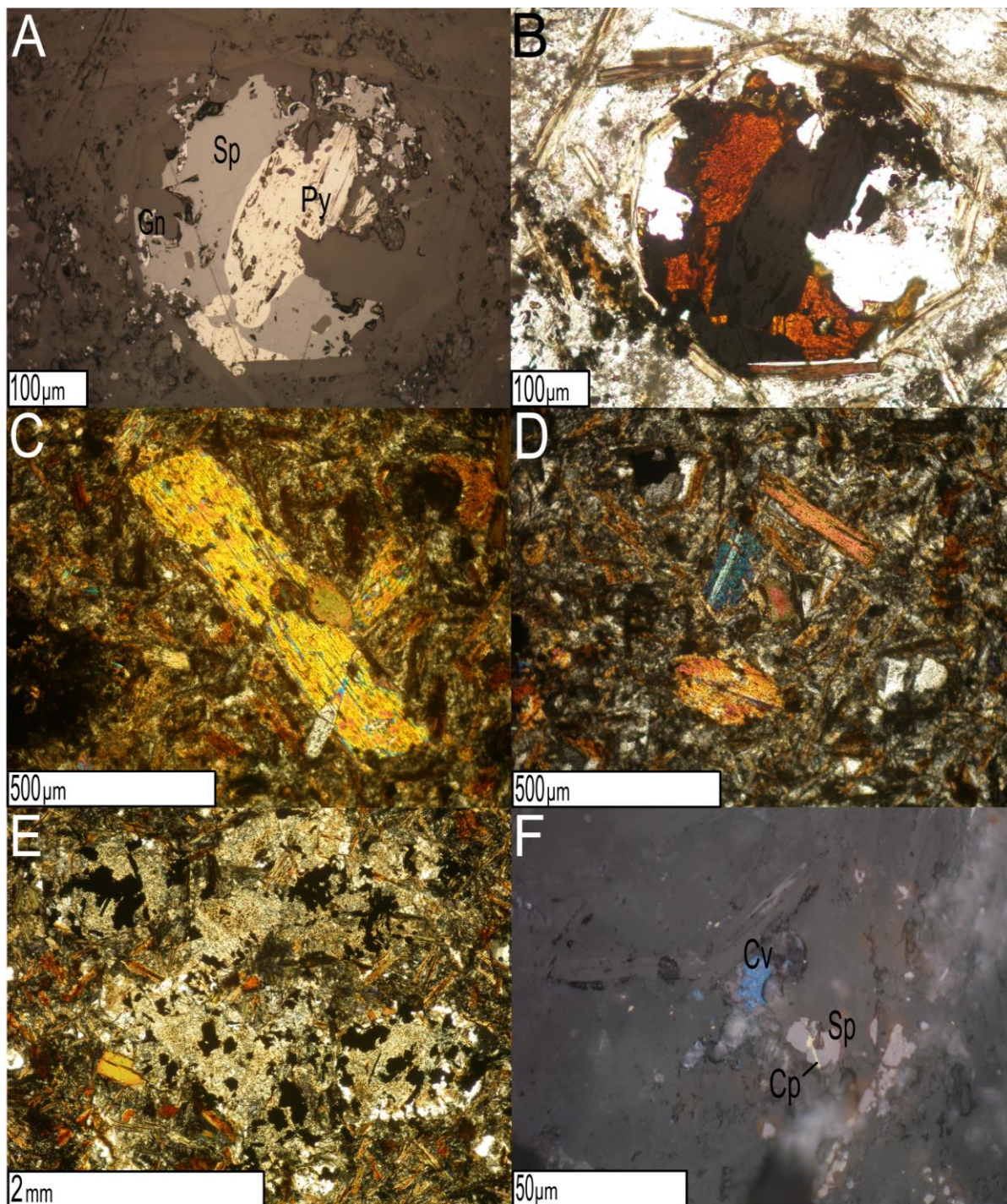
Xenomorfne omezená zrna křemene jsou v hornině přítomna jako xenokrysty, dosahující velikosti do 1 mm. Zrna jsou na okrajích silně postižena magmatickou korozí. V základní hmotě horniny (79,9 a 84,7 obj. %) jsou dále přítomny vějířkovitě uspořádané agregáty chloritu a nepravidelné agregáty „limonitu“. Chlorit je v PPL pleochroický, od téměř bezbarvé po hráškově zelenou, v XPL vykazuje anomální interferenční barvy – levandulově modrou, hnědou a olivově zelenou. Xenomorfne omezená zrna karbonátu jsou v PPL zakalená, dvojčatné lamelování není přítomno. Z akcesorií jsou přítomna zrna apatitu do velikosti 420 µm, jenž tvoří nepravidelná, oválná i sloupečkovitá zrna. Dále jsou přítomna i zrna zirkonu, tvořící čtvercové průřezy i nepravidelná zrna do velikosti 45 µm. Zrna K-živce byla v základní hmotě horniny zjištěna pomocí katodové luminiscence, v níž vykazovaly modrou luminiscenci.

Rudní minerály tvoří jednak vtoušeniny v hornině, jednak i nepravidelná zrna v mandlích. Hypautomorfne až xenomorfne omezená zrna pyritu dosahují velikosti do 840 µm. Při okrajích zrn je pyrit obklopován galenitem, který zároveň tvoří v pyritu drobné inkluze. V galenitu se vyskytují typické trojúhelníkovité vyštípnutiny a dosahuje do velikosti 230 µm. Nepravidelná zrna sfaleritu jsou hypautomorfne až xenomorfne omezena. Vyskytují se v nich drobné inkluze galenitu a chalkopyritu. Zrna sfaleritu dosahují velikosti do 835 µm.

Ve vzorku **L3** byla zjištěna i nepravidelná zrna covellínu tmavě modré barvy dosahující do velikosti 10 µm (obr. 15F).

Tab. 6: Zastoupení jednotlivých minerálů v lamprofyru.

Lamprofyr				
Vzorek	L3		L4	
	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %
Základní hmota	1433	79,9	1748	84,7
Mandle	95	5,3	55	2,7
Vyrostlice				
Amfibol			65	3,1
Pseudomorfózy po amfibolu	103	5,7	67	3,2
Biotit	163	9,1	129	6,3
Suma	1794	100,0	2064	100,0



Obr. 15: Alterovaný lamprofyry v mikroskopu. A – mandle vyplněná rudními minerály, foto v odraženém světle, Gn – galenit, Py – pyrit, Sp – sfalerit (vzorek L3); B – stejné foto v procházejícím světle (PPL); C – sloupečkovité zrno amfibolu, XPL (vzorek L4); D – vyrostlice amfibolu korodované základní hmotou horniny, na kterých lze pozorovat disyntetickou lamelu, XPL (vzorek L4); E – pseudomorfozy jílových minerálů, rudních minerálů, křemene a biotitu po amfibolu obklopeného základní hmotou horniny, XPL (vzorek L3); F – nepravidelné zrno covellínu tmavě modré barvy, foto v odraženém světle, Cv – covellín, Cp – chalkopyrit, Sp – sfalerit (vzorek L4).

4.2.1.2. Stabilní izotopy síry

Výsledky analýz stabilních izotopů síry sulfidů alterovaných hornin jsou uvedeny v tabulce č. 7.

Žilné granity z lomu Utín vykazují hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ +3,2 a +5,7 ‰ CDT. Hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ u alterovaných migmatitů se pohybují v úzkém rozmezí od +3,6 ‰ do +4,9 ‰ CDT. U vzorku lamprofyru byla stanovena hodnota +4,1 ‰ CDT.

Tab. 7: Výsledky analýzy izotopického složení síry sulfidů hydrotermálně alterovaných vzorků z lomu Utín.

Hornina	Vzorek	$\delta^{34}\text{S}$ (‰ CDT)
Lamprofyr	L1	+4,1
Migmatit	6B	+3,6
	7B	+4,9
	9B	+4,2
Žilný granit	10/2	+3,2
	10/3	+5,7

4.2.1.3. Izotopy Sr a Pb

Hodnoty $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ byly stanoveny na třech vzorcích lamprofyrů z lomu Utín (L1, L2, L3). Výsledky analýzy jsou uvedeny v tab. 8. Naměřené hodnoty $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ se pohybují v intervalu 0,7153-0,7450.

U vzorku L3 byly provedeny dvě analýzy izotopického složení olova (tab. 9). Vzhledem k použitému typu rozkladu vzorku (výluh v konc. HNO_3) lze předpokládat, že tato analýza postihla zejména olovo vázané v galenitu. Hodnoty $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ byly stanoveny na 1,1627 a 1,1626 a hodnoty $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ na 2,0969 a 2,1006.

Tab. 8: Výsledky analýzy izotopického složení Sr a obsahů Sr a Rb ve vzorcích lamprofyrů z lomu Utín.

Vzorek	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	σ	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$
L1	0,717515	0,000043	246	170	2,0013
L2	0,744956	0,000063	85	241	8,2331
L3	0,715327	0,000059	449	240	1,5477

Tab. 9: Výsledky analýzy izotopického složení Pb v galenitu ve vzorku lamprofyru z lomu Utín.

Vzorek	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	σ
L3	1,1627	0,0043	2,0969	0,0097
L3	1,1626	0,0025	2,1006	0,0053

4.2.1.3. Chemismus hornin

Celkový chemismus hornin byl stanoven pouze u vzorků migmatitů a lamprofyrů. U vzorků žilného granitu nebyla analýza provedena.

Migmatit

Pro posouzení role alteračních procesů byl celkový chemismus stanoven jak na čerstvých (**6A**, **7A**), tak i na alterovaných vzorcích (**6B**, **7B**, **9B**) migmatitu. Výsledky analýz jsou zobrazeny v tab. 10.

U alterovaných vzorků byly naměřeny vyšší hodnoty LOI (3,1-4,0 hmot. %), v porovnání s čerstvými (1,1-1,2 hmot. %). Pro všechny alterované vzorky je dále charakteristické mírné zvyšování obsahu K_2O (4,54-4,85 hmot. %; čerstvý migmatit 4,27-4,41 hmot. %). Dále dochází k mírnému nárůstu obsahů SiO_2 (72,01-75,71 hmot. %) a MgO (0,39-0,65 hmot. %). Naopak z alterovaných zón byly vyneseny tyto oxidy: Fe_2O_3 (1,00-2,24 hmot. %), Na_2O (0,06-0,07 hmot. %), CaO (0,04-0,50 hmot. %) a MnO (0,02 hmot. %). Hodnoty hlavních oxidů u čerstvého migmatitu jsou: SiO_2 (72,15 a 73,74 hmot. %), MgO (0,35 a 0,55 hmot. %), Fe_2O_3 (1,78-2,54 hmot. %), Na_2O (3,46 a 3,82 hmot. %), CaO (0,54 a 0,68 hmot. %), MnO (0,04 hmot. %).

LILE vykazují vysokou mobilitu během alterace, došlo k přínosu Cs (3,4-4,3 ppm), Rb (239-284 ppm) a odnosu Sr (3,7-9,4 ppm) z horniny. Dále byly přineseny tyto prvky: As (1,2-102 ppm), Bi (1,6-3,8 ppm), S (0,09-1,24 hmot. %), Pb (132-928 ppm) a Cu (7,4-27,8 ppm). U vzorku **6B** dochází k značnému přínosu Zn (1837 ppm), na rozdíl od vzorku **7B** (25 ppm). Snížené obsahy Th (2,6-4,9 ppm) u alterovaných vzorků ukazují také na odnos tohoto prvku hydrotermálními roztoky. Obsahy stopových prvků u čerstvého granitu: Cs (2,3 a 4,2 ppm), Rb (213 a 235 ppm), Sr (40,0 a 47,4 ppm), As (0,8 ppm), Bi (0,2 a 0,4 ppm), S (<0,02 hmot. %), Pb (7,4 a 13,9 ppm), Cu (2,6 a 2,8 ppm), Zn (68 a 122 ppm), Th (4,2 a 6,3 ppm).

Lamprofyr

Celkový chemismus byl stanoven na 2 vzorcích alterovaného lamprofyru (**L3**, **L4**; tab. 10; vzorky **L1** a **L2** byly charakterizovány v práci Doleželové (2013). Obsahy hlavních oxidů se příliš neliší, vzorky jsou vysoce hořečnaté a mají vysoké obsahy K_2O (4,21 a 4,14 hmot. %). Jedná se tedy o horniny ultradraselné (Foley et al., 1987).

Tab. 10: Chemické složení čerstvých (6A, 7A) a alterovaných (6B, 7B, 9B) vzorků migmatitu a lamprofyků (L3, L4) z Utína s vypočítanými hodnotami Eu anomálie.

Analyt	Jednotky	L3	L4	6A	6B	7A	7B	9B
P ₂ O ₅	%	1,10	1,02	0,30	0,30	0,27	0,03	0,10
SiO ₂	%	51,06	50,59	72,15	73,95	73,74	75,71	72,01
TiO ₂	%	1,42	1,40	0,24	0,20	0,15	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	%	15,02	15,02	14,31	14,35	13,90	14,76	15,92
Cr ₂ O ₃	%	0,06	0,06	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002	0,002
Fe ₂ O ₃ tot	%	9,28	8,65	2,54	1,77	1,78	1,00	2,24
MgO	%	7,59	7,68	0,55	0,65	0,35	0,53	0,39
CaO	%	2,31	4,79	0,68	0,50	0,54	0,04	0,19
MnO	%	0,34	0,47	0,04	0,02	0,04	<0,01	<0,01
Na ₂ O	%	1,10	1,39	3,46	0,06	3,82	0,06	0,07
K ₂ O	%	4,21	4,14	4,41	4,70	4,27	4,54	4,85
TOT/C	%	0,02	0,04	<0,02	0,02	<0,02	0,03	0,03
TOT/S	%	0,37	0,40	<0,02	0,79	<0,02	0,09	1,24
LOI	%	4,7	3,3	1,2	3,1	1,1	3,1	4,0
Suma	%	98,19	98,95	99,92	100,45	99,99	100,11	101,23
Ag	PPM	6,8	2,3	<0,1	2,7	<0,1	1,3	2,1
As	PPM	12,0	20,4	<0,5	1,2	0,8	11,0	102
Au	PPB	7,4	0,5	<0,5	1,2	1,2	5,5	2,7
Ba	PPM	6377	3634	203	249	159	135	150
Be	PPM	8	12	<1	1	<1	<1	2
Bi	PPM	0,1	0,4	0,2	3,8	0,4	1,6	1,9
Cd	PPM	34,8	50,5	0,7	50,4	0,3	0,2	<0,1
Co	PPM	24,6	37,6	3,7	2,3	2,2	0,3	0,6
Cs	PPM	8,0	7,7	4,2	4,3	2,3	4,3	3,4
Cu	PPM	71,4	22,7	2,6	27,8	2,8	7,4	12,4
Ga	PPM	17,3	17,2	18,5	21,8	16,2	21,8	33,2
Hf	PPM	17,8	18,0	3,0	2,8	1,8	2,7	2,7
Hg	PPM	0,02	<0,01	0,01	0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	PPM	1,1	0,9	0,2	0,4	0,1	0,2	0,2
Nb	PPM	25,3	23,5	12,0	10,0	9,6	10,8	11,3
Ni	PPM	68,7	138	3	3,7	2,5	1,2	1,3
Pb	PPM	4487	2336	13,9	928	7,4	132	178
Rb	PPM	240	229	235	284	214	256	239
Sb	PPM	1,6	2,4	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4
Se	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	PPM	32	18	8	84	8	40	44
Sr	PPM	449	678	47,4	9,4	40,0	3,7	5,3
Ta	PPM	1,4	1,2	1,1	0,9	1,0	1,3	1,3
Th	PPM	57,6	62,2	6,3	4,9	4,2	3,2	2,6
Tl	PPM	1,6	1,4	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1
U	PPM	9,3	10,2	7,4	13,9	5,4	2,9	2,2
V	PPM	178	182	22	17	11	16	19
W	PPM	5,0	5,3	10,2	9,5	7,6	6,5	12,1
Zn	PPM	2317	3696	122	1837	68	25	13
Zr	PPM	610	636	89,2	77,4	52,8	80,8	81,1
Y	PPM	23,5	25,4	13,6	14,1	6,8	3,4	3,4
La	PPM	74,1	109,9	15,0	10,4	8,4	8,9	5,1
Ce	PPM	177,4	233,3	30,7	22,4	17,4	17,4	10,3
Pr	PPM	24,6	32,7	3,6	2,8	2,0	2,0	1,1
Nd	PPM	99,0	126,6	14,1	11,7	7,2	7,3	4,5
Sm	PPM	15,2	18,1	3,1	3,0	1,8	1,3	0,9
Eu	PPM	3,0	3,4	0,4	0,7	0,3	0,2	0,4
Gd	PPM	8,2	9,9	2,9	3,0	1,5	0,9	0,7
Tb	PPM	1,0	1,2	0,5	0,6	0,3	0,1	0,1
Dy	PPM	4,8	5,5	2,6	3,0	1,3	0,7	0,7
Ho	PPM	0,8	0,8	0,4	0,5	0,2	0,1	0,1
Er	PPM	2,0	2,1	1,2	1,3	0,6	0,3	0,4
Tm	PPM	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Yb	PPM	1,9	2,0	1,3	1,3	0,6	0,5	0,6
Lu	PPM	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
ΣREE	PPM	436,1	571,5	89,8	75,2	48,6	43,3	28,5
Eu/Eu*		0,8	0,8	0,4	0,7	0,5	0,6	1,4

Vzorek **L3** obsahuje vyšší obsahy Ba (6377 ppm) a Pb (4487 ppm) a zároveň nižší obsahy některých stopových prvků, zejména Sr (449 ppm) a Zn (2317 ppm), než vzorek **L4** (Ba 3634 ppm, Pb 2336 ppm, Sr 678 ppm a Zn 3697 ppm). Vzorek **L4** vykazuje menší hodnotu ztráty žiháním (3,3 hmot. %), než vzorek **L3** (4,7 hmot. %).

U obou vzorků byly naměřeny vysoké obsahy kompatibilních tranzitních kovů – Ni 69 a 138 ppm, a Co 24,6 a 37,6 ppm; LILE – Cs 7,7 a 8,0 ppm, Ba 3634 a 6377 ppm, Rb 229 a 240 ppm, Sr 449 a 678 ppm; HFSE – Nb 23,5 a 25,3 ppm, Ta 1,2 a 1,4 ppm, Zr 610 a 636 ppm, Hf 17,8-18,0 ppm; REE – La 74-110 ppm, Ce 177-233 ppm, Pr 24,6-32,7 ppm, Nd 99-127 ppm, Sm 15,2-18,1 ppm, Gd 8,2-9,9 ppm, Dy 4,8-5,5 ppm, a dále vykazují poměrně vysoké obsahy U (9,3-10,2 ppm) a Th (57,6-62,6 ppm).

4.2.1.4. Fluidní inkluze v křemenu

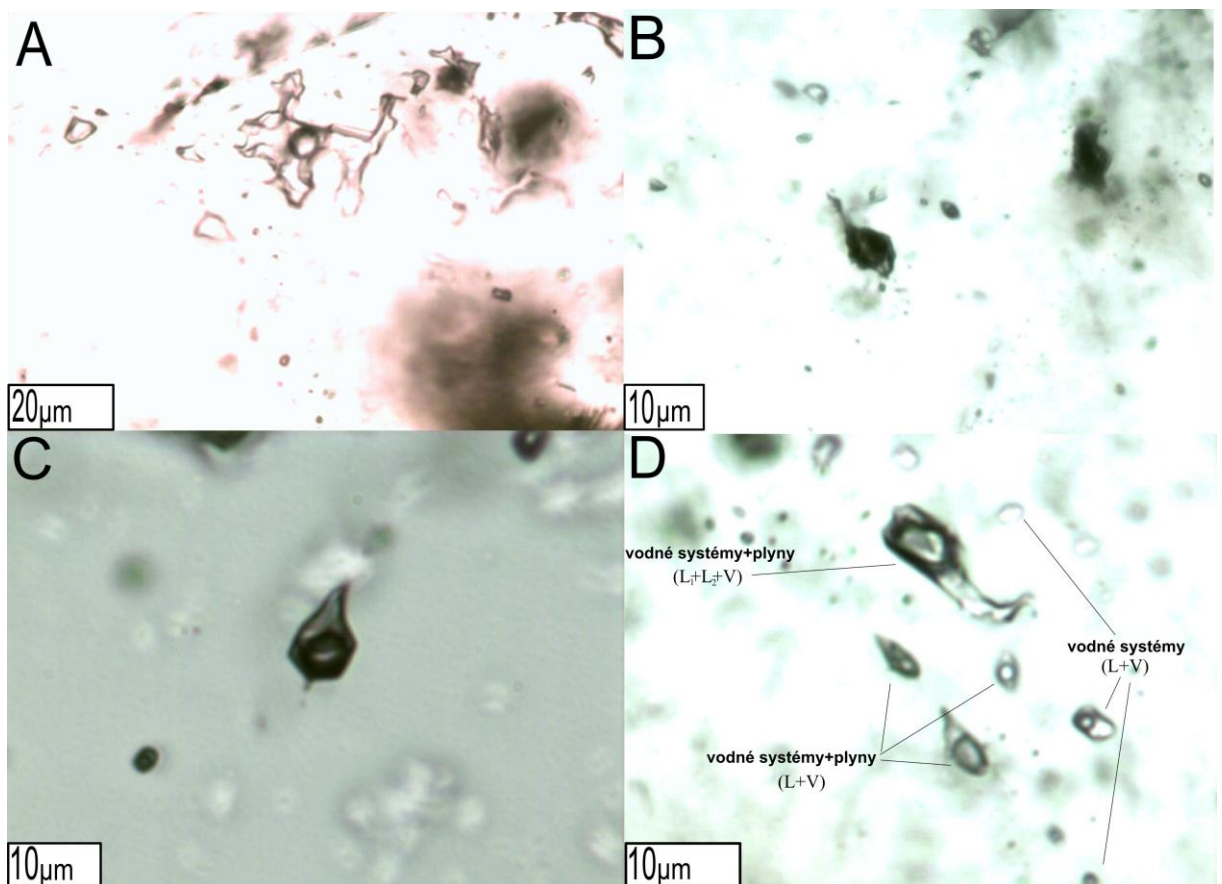
Migmatit

Destička byla zhotovena ze vzorku **9B**. Nacházely se zde všechny genetické typy inkluzí. Vyskytovaly se zde převážně sekundární, méně primárně-sekundární a primární inkluze. Mikrotermometrickým měřením bylo zjištěno, že se ve vzorku nacházejí jednak **vodné systémy**, tak i **vodné inkluze s plynnými složkami**.

Primární inkluze byly nejčastěji dvojfázové (L+V), kde kapalná fáze zaujímala od 90 do 95 obj. % (obr. 16A). Ve vzorku se nacházely i tmavé trojfázové (L₁+L₂+V) inkluze často s převahou nevodné fáze až 60 obj. % (obr. 16B). Byla nalezena i jedna trojfázová inkluze s obsahem nevodné fáze do 20 obj. %. Inkluze se v minerálních zrnech vyskytovaly samostatně a ojediněle. Tvar inkluzí byl oválný, protažený, ojediněle nepravidelný. Velikost uzavřenin se pohybovala od 10 do 35 μm. Vodné sekundární inkluze byly často jednofázové (L) nebo dvojfázové (L+V), kde vodná fáze převažovala nad nevodnou fází, která tvořila 5 až 20 obj. %. Ojediněle se nacházely i tmavé vodné inkluze s obsahem plynů, obvykle trojfázové (L₁+L₂+V), zřídka dvojfázové (L+V). Nevodná fáze zaujímala do 60 obj. % inkluze. Sekundární inkluze vytvářely často skupinky nebo řádky, které se vzájemně protínaly a křížily. Tvar inkluzí byl nepravidelný, měňavkovitý, protáhlý, či oválný, velikost uzavřenin dosahovala do 24 μm. Vodné inkluze s plynnými složkami se často nacházely společně s vodnými inkluzemi v jednom řádku či skupince. Primárně-sekundární inkluze byly obtížně rozeznatelné od sekundárních inkluzí. Šlo o nepravidelné, protáhlé vodné jednofázové (L), ale i dvojfázové (L+V) inkluze. Velikost inkluzí se pohybovala do 25 μm.

Výsledky mikrotermometrie **vodných inkluzí bez plynných složek** jsou shrnuty v tab. 11. Teploty zamrznutí (T_f) se pohybují v intervalu od -49 do -29 °C. Teplota eutektika (T_e) se

podářila změřit pouze u jedné sekundární inkluze (-32,1 °C). Teploty tání posledního krystalu ledu (T_m) byly u sekundárních inkluzí naměřeny v rozpětí od -0,3 až -5,6 °C, kterým odpovídá rozsah salinity od 0,5 do 8,7 hmot. % NaCl ekv. (Bodnar, 1993). Led nejčastěji tál kolem -4 °C, jak lze vidět z histogramu (obr. 17). Primární a primárně-sekundární inkluze vykazují vyšší teploty T_m ice (-0,2 až -1,2 °C). Homogenizace probíhala vždy na kapalinu. Teploty homogenizace (T_h) pro sekundární a primárně-sekundární inkluze dosahují podobných teplot v rozsahu od 81 do 358 °C. Z histogramu je patrné, že sekundární inkluze nejčastěji homogenizovaly okolo 220 °C (obr. 18). Teploty homogenizace pro primární inkluze dosahovaly hodnot do 259 °C.



Obr. 16: Příklady fluidních inkluzí z migmatitu (vzorek **9B**) a lamprofyru (vzorek **L3**). A – sekundární dvoufázová ($L+V$) inkluze v migmatitu; B – primární trojfázová (L_1+L_2+V) inkluze v migmatitu; C – sekundární trojfázová (L_1+L_2+V) inkluze v lamprofyru; D – skupinka sekundárních inkluzí v lamprofyru, v které se nacházejí čistě vodné ($L+V$) inkluze a vodné inkluze s obsahem plynných složek (L_1+L_2+V) i ($L+V$).

Tab. 11: Výsledky mikrotermometrie vodných inkluzí homogenizujících na kapalinu v alterovaných horninách z lomu Utín. S-sekundární inkluze, PS-primárně-sekundární inkluze, L-kapalina, V-plyn, nd-nezměřeno. Salinita byla vypočtena dle Bodnara (1993).

Hornina	Migmatit			Žilný granit			Lamprofyry	
Genetický typ	S	PS-S?	P	S	PS	P	S	S
Fázové složení	L, L+V	L, L+V	L+V	L, L+V	L+V	L+V	L, L+V	L+V
Velikost (µm)	1 až 24	5 až 25	10 až 35	1 až 20	3 až 18	15 až 30	1 až 14	9 až 11
Tf (°C)	-35 až -49	-37	-29 až -37	-35 až -50	-35 až -44	-32 až -40	-31 až -54	-36 až -41
Te (°C)	-32,1	nd	nd	nd	nd	nd	-27,6	nd
Tm ice (°C)	-0,3 až -5,6	-0,7 až -1,2	-0,2 až -0,8	-6,8 až -12,3	-1,1 až -5,9	-2,5 až -4,7	-1,5 až -13,2	-7,5 až -8,5
Th (°C)	81 až 358	110 až 315	99 až 259	108 až 356	135 až 241	184 až 232	103 až 408 (L)	339 až 455 (V)
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	0,5 až 8,7	1,2 až 2,1	0,4 až 1,4	10,2 až 16,2	1,9 až 9,1	4,2 až 7,5	2,6 až 17,0	11,1 až 12,3

Zastoupení **vodných inkluzí s plynnými složkami** (pouze primární a sekundární inkluze) bylo výrazně menší, výsledky jsou zobrazeny v tab. 12. U sekundárních inkluzí s mikrotermometricky detekovatelnou příměsí plynu (V+L) se podařilo změřit pouze jednu teplotu tání ledu (-1,5 °C). Kladrát tál za vyšších teplot, a to od 14,0 do 15,1 °C. Tyto inkluze homogenizovaly na plyn (285 až 312 °C). Dále byly ve vzorku zjištěny trojfázové sekundární a primární inkluze (L₁+L₂+V). Teploty zamrznutí (Tf) CO₂ se u sekundárních inkluzí pohybovaly v rozsahu od -97 do -99 °C. Teplota tání CO₂ se pohybovala v rozmezí od -58,8 do -59,9 °C (obr. 19). Primární inkluze dosahovaly nižších teplot vymrznutí (Tf = -97 až -107 °C) a nižších teplot tání CO₂ (Tm = -56,0 až -62,2 °C), než sekundární inkluze. U žádné inkluze se nepodařilo změřit teplotu eutektika (Te). Pro sekundární inkluze dosahovaly teploty tání ledu hodnot od -1,8 do -7,9 °C, u primárních inkluzí byla změřena pouze jedna teplota (-1,2 °C). Jako poslední pevná fáze tál kladrát (sekundární inkluze 9,5 až 9,8 °C; primární inkluze 9,1 až 11,0 °C). CO₂ homogenizoval vždy na plyn. Teplota parciální homogenizace CO₂ fáze se u sekundárních inkluzí pohybovala v rozmezí 16,4 až 20,7 °C (obr. 20) a u primárních od 12,2 do 29,9 °C. Teplota celkové homogenizace (Th tot) byla poměrně vysoká, u sekundárních inkluzí se podařila změřit pouze jedna teplota homogenizace na plyn při teplotě 314 °C. Primární inkluze homogenizovaly na plyn při teplotách 290 až 380 °C, pouze v jednom případě proběhla homogenizace na kapalinu při teplotě 297 °C.

Žilný granit

Pro studium fluidních inkluzí byl použit vzorek **10/2**, ve kterém byly zastoupeny všechny genetické typy (P, PS, S) fluidních inkluzí. Mikrotermometricky byly ve vzorku zjištěny inkluze s **vodnými systémy, vodné inkluze s plynnými složkami i plynné inkluze**.

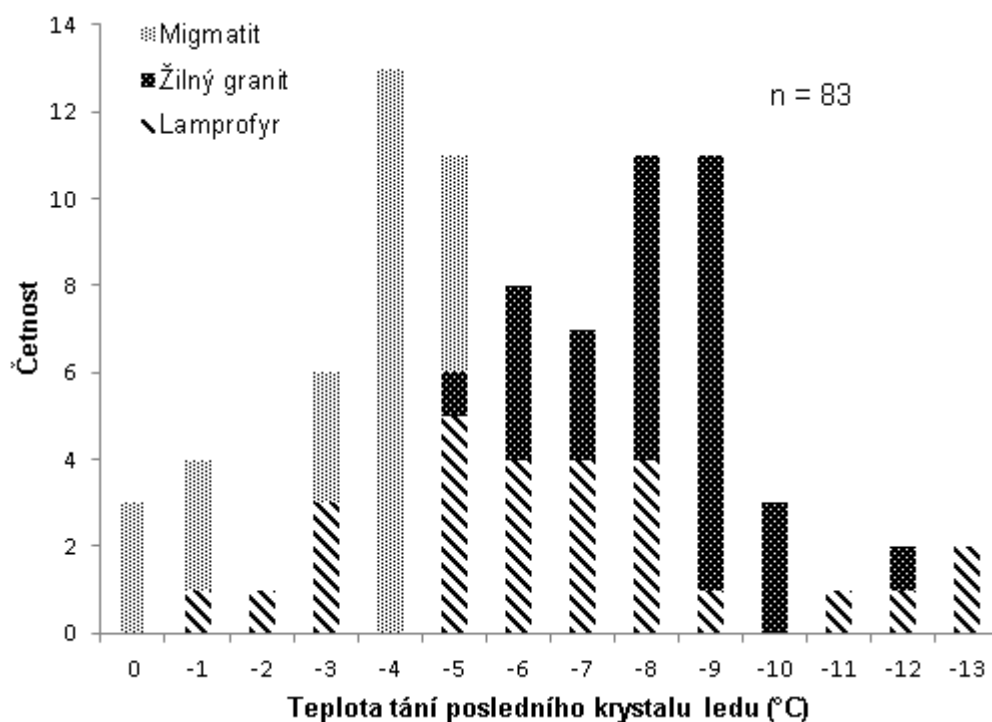
Nejčastějším typem jsou sekundární inkluze, dosahující velikosti do 20 μm . Hojně byly zastoupené vodné jednofázové (L) a dvojfázové (L+V) inkluze s obsahem plynu do 20 obj. %. Zřídka se vyskytovaly i tmavé trojfázové inkluze (L_1+L_2+V), kde nevodná fáze zaujímal 40-60 obj. %. Byla nalezena i jedna dvojfázová inkluze s plynným systémem $L(\text{CO}_2)+V$ (plynná fáze zaujímal 50 obj. %). Sekundární inkluze měly nejčastěji nepravidelný, protáhlý tvar a převážně tvořily řádky. Stejně jako u migmatitu se vodné inkluze s plynnými složkami nacházely společně s vodnými inkluzemi v jednom řádku, či skupince. Primární inkluze dosahovaly větších rozměrů, do 35 μm . Vyskytovaly se zde převážně dvoufázové (L+V) vodné inkluze, kde kapalina zaujímal až 90 obj. %. Ve vzorku byly nalezeny i dvě trojfázové inkluze (L_1+L_2+V) s variabilním obsahem nevodné fáze (30 a 60 obj. %). Inkluze měly izometrický, či oválný tvar. V křemeni se vyskytovaly většinou samostatně nebo v malých skupinkách na okrajích zrn. Vodné dvoufázové (L+V) primárně-sekundární inkluze se objevovaly spíše výjimečně, v podobě nepravidelných inkluzí do velikosti 18 μm . Vodná fáze převažovala nad nevodnou fází (do 10 obj. %).

Vodné inkluze bez plynných složek zamrzají při teplotě -32 až -40 °C (tab. 11). Teplotu eutektika (T_e) se nepodařilo změřit ani u jedné inkluze. U sekundárních inkluzí se teploty tání (T_m) posledního krystalu ledu pohybovaly v rozpětí od -6,8 do -12,3 °C (obr. 17), které indikují salinity od 10,2 do 16,2 hmot. % NaCl ekv. Inkluze homogenizovaly na kapalinu při teplotách od 108 do 356 °C, nejčastěji však homogenizovaly při 200 °C (obr. 18). Primární a primárně-sekundární inkluze vykazovaly vyšší teploty tání (T_m) posledního krystalu ledu (-1,1 až -5,9 °C) a nižší teploty homogenizace (135 až 241 °C) než sekundární inkluze.

Vodné trojfázové inkluze s obsahem plynů (sekundární a primární inkluze) byly velmi tmavé a pro špatnou průhlednost nebylo možné změřit některé charakteristiky, jako je teplota eutektika (T_e) a teplota tání (T_m) posledního krystalu ledu. Teplota tání (T_m) klatrátu byla změřena pouze u jedné sekundární inkluze (2,2 °C). Teploty zamrznutí CO_2 se pohybovaly v úzkém rozmezí -97 až -98 °C a teploty tání CO_2 se pohybovaly od -56,5 do -61,3 °C (obr. 19). U sekundárních inkluzí CO_2 homogenizoval jednak na kapalinu při teplotách 22,5 až 23,3 °C a v jednom případě na plyn při teplotě 25,0 °C (obr. 20). Celková

homogenizace sekundárních inkluzí proběhla na plyn při teplotě 246 až 329 °C (obr. 22). Pouze u jedné primární inkluze s převahou plynné fáze se podařilo změřit teplotu parciální homogenizace CO₂ na kapalinu (21,5 °C), celková homogenizace na kapalinu proběhla při teplotě 339 °C.

Ve vzorku byla nalezena i jedna sekundární inkluze s **plynnou složkou**. Inkluze zamrzala při teplotě -105 °C a CO₂ tál při teplotě -61,7 °C. Homogenizace proběhla na kapalinu (8,3 °C).



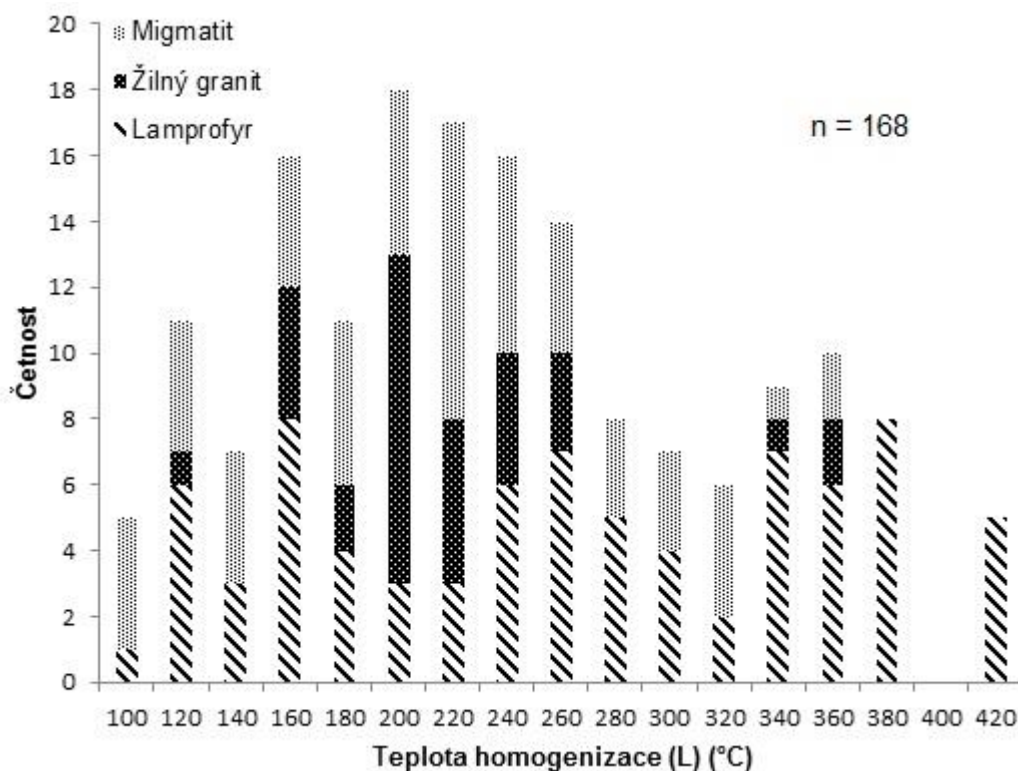
Obr. 17: Histogram teplot tání posledního krystalu ledu sekundárních vodných inkluzí bez plynných složek v křemeni alterovaných hornin z lomu Utín.

Lamprofyr

Inkluze byly studovány v xenokrystech křemene ze vzorku **L3**. Inkluze nebylo možné změřit v křemeni, vyplňující mandle v hornině, v důsledku špatné průhlednosti křemene a velmi malých velikostí inkluzí. Ve vzorku byly nalezeny pouze sekundární inkluze a dvě primární? inkluze. Mikrotermometricky byly ve vzorku zjištěny jak **vodné inkluze**, tak i **vodné inkluze s plynnými složkami**.

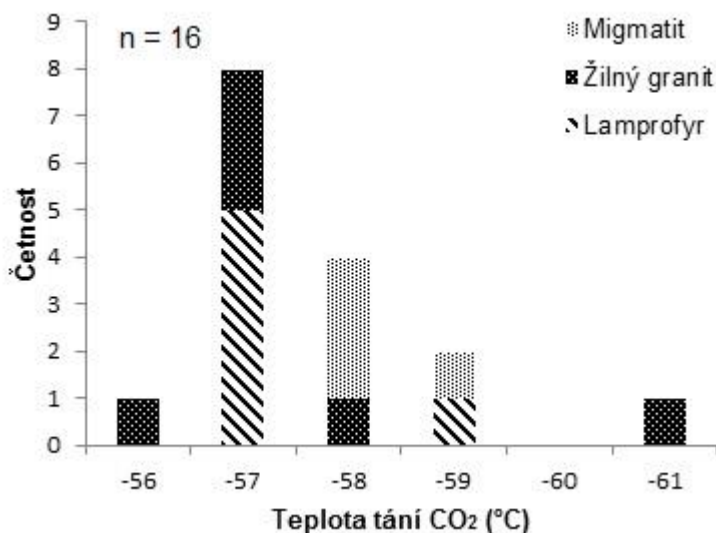
Sekundární inkluze jsou poměrně malé, dosahují pouze 14 μm. Ve vzorku se nacházely vodné jednofázové (L) a dvoufázové (L+V) inkluze. Vodná fáze nejčastěji zaujímal 90 obj. %, zřídka se ve vzorku nacházely i inkluze s převahou nevodné fáze (až 60

obj. %). Ojedinele se nacházely i tmavé trojfázové inkluze (L_1+L_2+V) (obr. 16C, D), ale i dvojfázové inkluze ($L+V$) s obsahem klatrátotvorného plynu. Tvar inkluzí byl nepravidelný, oválný, protažený i izometrický. Vodné inkluze s plynnými složkami často tvořily řádky či skupinky, v kterých se nacházely pospolu s vodnými ($L+V$) inkluzemi. Dále byly ve vzorku nalezeny pouze dvě velmi tmavé primární? inkluze, obsahující tři fáze (L_1+L_2+V). Inkluze měly protažený tvar a dosahovaly velikosti 10 a 12 μm , nacházely se zcela samostatně.



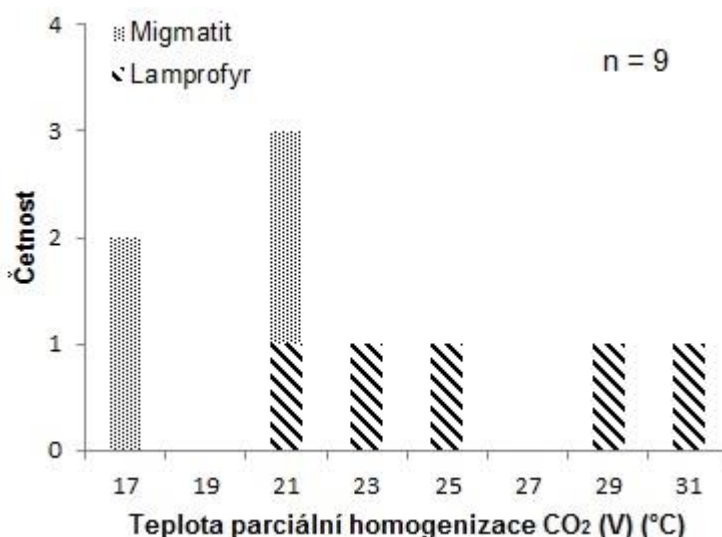
Obr. 18: Histogram teplot homogenizace (L) sekundárních vodných inkluzí bez plynných složek v křemeni alterovaných hornin z lomu Utín.

Sekundární **vodné inkluze bez plynných složek** zamrzají (T_f) v rozmezí -31 až -54 $^{\circ}\text{C}$. Inkluze homogenizovaly (T_h) převážně na kapalinu, vzácně i na plyn. Homogenizace na kapalinu proběhla v širokém rozpětí od 103 do 408 $^{\circ}\text{C}$. Teplotu eutektika (T_e) se podařilo změřit pouze u jedné inkluze ($-27,6$ $^{\circ}\text{C}$). Teplota tání ledu (T_m) vykazovala širší rozsah hodnot ($-1,5$ až $-13,2$ $^{\circ}\text{C}$), což indikuje salinitu v rozmezí od $2,3$ až $17,0$ hmot. % NaCl ekv. Homogenizace na plyn se uskutečnila za vyšších teplot (339 až 455 $^{\circ}\text{C}$). U těchto inkluzí byly naměřeny teploty tání ledu v rozmezí $-7,5$ až $-8,5$ $^{\circ}\text{C}$, což indikuje salinitu v rozmezí $11,1$ až $12,3$ hmot. % NaCl ekv.



Obr. 19: Histogram teplot tání CO₂ sekundárních vodných inkluzí s plynnými složkami v křemeni alterovaných hornin z lomu Utín.

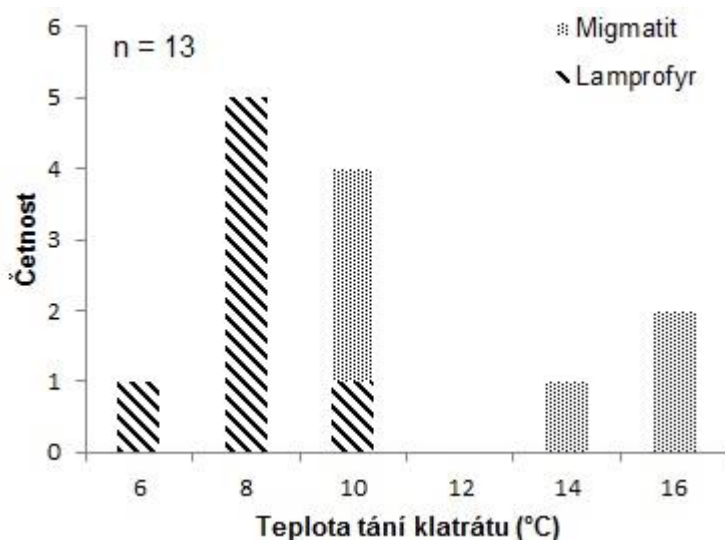
Vodné inkluze s obsahem plynů byly zjištěny u sekundárních a primárních? inkluzí. U sekundárních dvojfázových inkluzí (L+V) s mikrotermometricky detekovatelnou příměsí klatrátotvorného plynu tál led při teplotě -3,2 až -3,4 °C a klatrát při teplotě 6,1 až 6,4 °C (obr. 21). Inkluze homogenizovaly na plyn při teplotách 436 a 438 °C. Trojfázové (L₁+L₂+V) primární inkluze byly velmi tmavé až černé, kromě teploty zamrznutí CO₂ (-100 a -101 °C) a teploty tání CO₂ (-58,4 °C) nebylo možné zjistit další charakteristiky. U sekundárních inkluzí CO₂ zamrzal (Tf) od -97 do -103 °C a tál (Tm) v rozmezí -57,1 až -59,7 °C (obr. 19). Teplota tání ledu byla zjištěna pouze u jedné inkluze (-4,5 °C). Tání klatrátu bylo zachyceno při teplotách 5,7 až 8,5 °C. Parciální homogenizace CO₂ fáze probíhala vždy na plyn (20,5 až 30,6 °C). Celková homogenizace inkluze probíhala vždy na plyn (356 až 453 °C; obr. 22).



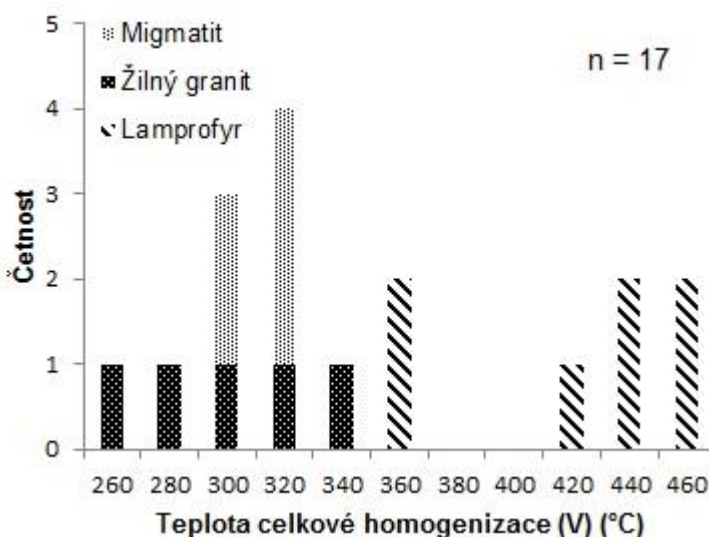
Obr. 20: Histogram teplot parciální homogenizace CO₂ fáze (V) sekundárních vodných inkluzí s plynnými složkami v křemenu alterovaných hornin z lomu Utín.

Tab. 12: Výsledky mikrotermometrie vodných inkluzí s obsahem plynných složek v křemenu alterovaných hornin z lomu Utín. S-sekundární inkluze, PS-primárně-sekundární inkluze, L-kapalina, V-plyn, nd-nezměřeno.

Hornina	Migmatit			Žilný granit		Lamprofyr		
Genetický typ	S		P	S	P	S		P?
Fázové složení	L ₁ +L ₂ +V	L+V	L ₁ +L ₂ +V	L ₁ +L ₂ +V	L ₁ +L ₂ +V	L ₁ +L ₂ +V	L+V	L ₁ +L ₂ +V
Velikost (μm)	10 až 15	8 až 12	10 až 18	10 až 30	25 až 35	10 až 14	6 až 9	10 a 12
Tf (°C)	-97 až -99	-95	-97 až -107	-97 až -105	-99	-97 až -103	-83 až -92	-100 a -101
Tm CO ₂ (°C)	-58,8 až -59,9	-	-56 až -62,2	-56,5 až -61,3	-59,8 až -61,2	-57,1 až -59,7	-	-58,4
Tm ice (°C)	-1,8 až -7,9	-1,5	-1,2	nd	nd	-4,5	-3,2 až -3,4	nd
Tm cla (°C)	9,5 až 9,8	14,0 až 15,1	9,1 až 11,0	2,2	nd	5,7 až 8,5	6,1 až 6,4	nd
Th CO ₂ (V) (°C)	16,4 až 20,7	-	12,2 až 29,9	25,0	-	20,5 až 30,6	-	nd
Th CO ₂ (L) (°C)	-	-	-	22,5 až 23,3	21,5	-	-	nd
Th tot (V) (°C)	314	285 až 312	290 až 380	246 až 329	-	356 až 453	436 a 438	nd
Th tot (L) (°C)	-	-	297	-	339	-	-	-



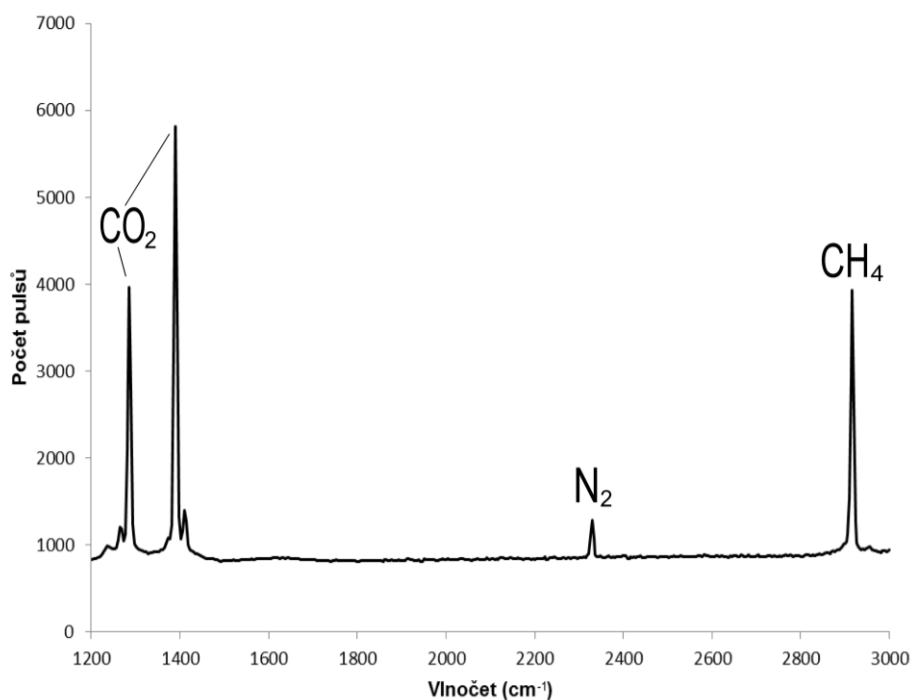
Obr. 21: Histogram teplot tání klatrátu sekundárních vodných inkluzí s plynnými složkami v křemenu alterovaných hornin z lomu Utín.



Obr. 22: Histogram teplot celkové homogenizace (V) sekundárních vodných inkluzí s plynnými složkami v křemenu alterovaných hornin z lomu Utín.

4.2.1.5. Ramanova spektroskopie

Z naměřeného Ramanova spektra bylo stanoveno chemické složení plynů u jedné sekundární plynem bohaté inkluze ze vzorku lamprofyru (obr. 23). Šlo o inkluzi, v níž CO₂ vymrzal při -102,6 °C a tál při -59,7 °C. Tání klatrátu proběhlo při teplotě 8,5 °C. Parciální homogenizace CO₂ fáze (30,6°C) a celková homogenizace inkluze (445,8 °C) proběhly na plyn. Největší zastoupení má CO₂, dále je v malém množství zastoupen N₂ (4,7 mol. %) a CH₄ (5,7 mol. %).



Obr. 23: Ramanovo spektrum pro sekundární plynem bohatou inkluzi ze vzorku lamprofyru.

4.2.2. Lom Pohled

4.2.2.1. Petrografická charakteristika hornin

Granit

Výbrusy byly zhotoveny jednak z alterovaného (**1B**, **3B** a **5B**), tak i z čerstvého granitu (**1A**). Výsledky planimetrických měření jsou zobrazeny v tab. 13.

Výbrus z **čerstvého granitu** je reprezentovaný vzorkem **1A**. Z hlavních minerálů jsou přítomna zrna křemene, K-živce, plagioklasu a biotitu. Z akcesorických minerálů jsou zastoupena zrna apatitu, rutilu, titanitu a zirkonu. Z hydrotermálních přeměn je přítomna jen slabá karbonatizace, sericitizace a chloritizace. Ve vzorku se nacházejí i drobné vtoušeniny rudních minerálů (0,3 obj. %).

Xenomorfně omezená zrna křemene, dosahující velikosti do 4,3 mm, v sobě uzavírají zrna biotitu a sericitizovaných plagioklasů. Plagioklasy vytvářejí tabulky, lišty, či nepravidelná zrna do velikosti 6,1 mm. Zrna plagioklasu jsou často zonální a lze na nich pozorovat tenké, neprůběžné lamely. Myrmekity nebyly ve vzorku přítomny. Plagioklasy jsou slabě postiženy sericitizací (0,9 obj. %), většinou ve středech nebo na okrajích zrn. Sericit vytváří vějířkovité agregáty či drobná protažená zrna. Dále jsou plagioklasy postiženy slabou karbonatizací a kaolinizací. Nepravidelná zrna K-živce dosahují velikosti do 6,5 mm. Zrna jsou jen slabě sericitizována. Ve vzorku bylo možné pozorovat pertity vlnkovitého tvaru a

karlovarské dvojčatění zrn K-živce. Mikroklinové mřížkování nebylo přítomno. Lišty či nepravidelná zrna biotitu jsou transformována na chlorit (1,5 obj. %), jenž proniká podél štěpných trhlin biotitu. Zrna biotitu dosahují velikosti do 1,3 mm. V chloritizovaných partiích lze pozorovat drobná nepravidelná zrna titanitu (0,2 obj. %) do velikosti 610 μm . Chlorit vykazuje v XPL anomální levandulově modrou nebo hnědou barvu. V PPL vykazuje zřetelný pleochroismus a to od pistáciově zelené do trávově zelené. V biotitu se nacházejí akcesorické minerály - jehličkovitý rutil (do 150 μm), apatit (až 220 μm) a zirkon (do 280 μm). Zirkon vytváří oválná či nepravidelná zrna, u některých zirkonů lze pozorovat zonálnost a pleochroické dvůrky. Zrna apatitu jsou v PPL většinou bezbarvá, méně často jsou zakalená. Apatit vytváří oválná i sloupečkovitá zrna, která jsou hypautomorfně až xenomorfně omezená.

Ve výbrusech **alterovaného granitu** byly zachyceny jednotlivé zóny alterace, které se makroskopicky liší barvou a mikroskopicky pak různou intenzitou a typem přeměny. Struktura hornin je granitická.

- **Červená zóna**

Alterovaná zóna červené barvy se nachází nejbližže žíle s polymetalickým zrudněním. V silně alterovaných partiích dochází především ke K-feldspatizaci plagioklasů. V slaběji alterované červené zóně je přítomno velké množství přeměn, z nichž ani jedna není dominantní.

Slabě alterovaná zóna přítomná ve vzorcích **1B** a **3B** je reprezentovaná přítomností K-živce a značně přeměněného plagioklasu. Okraje či středy nepravidelných zrn K-živce jsou jen lehce kaolinizované (0,9 obj. %). Dále je přítomna i slabá karbonatizace (0,9 obj. %), sericitizace (5,0 obj. %) a „limonitizace“ K-živce. Zrna K-živce dosahují do velikosti 3,7 mm a lze na nich pozorovat pertity vlnkovitého nebo šmouhovitého tvaru. Mikroklinové mřížkování, ani karlovarské dvojčatění zrn K-živce nebylo ve vzorku přítomno. Plagioklasy vytvářejí lišty či nepravidelná zrna do velikosti 3,1 mm. Na zrnech se uplatňují přeměny jako K-feldspatizace, sericitizace (31,3 obj. %), „limonitizace“ (5,3 obj. %) a argilitizace (10,7 obj. %). Na některých zrnech lze pozorovat i relikt polysyntetického lamelování. Lamely jsou tenké, řídké a neprůběžné. Růstovou zonálnost, ani myrmekity jsem nepozorovala. Původní zrna biotitu dosahující velikosti do 2,05 mm jsou zatlačována nesourodou směsí jílových minerálů, sericitu, „limonitu“ (0,9 obj. %) a křemene. Většina zrn biotitu se vzájemně prorůstá s titanitem. Lišty biotitu v sobě často uzavírají drobné sloupečky apatitu nebo nepravidelná zrna zirkonu. Zonálnost jsem nepozorovala ani u jedné z akcesorií.

V odrazovém mikroskopu byla z rudních minerálů (0,5 obj. %) zjištěna pouze nepravidelná zrna pyritu a sfaleritu, vzájemně se prorůstající se značně přeměněnými živci a biotity.

Silně alterovaná partie je reprezentovaná vzorkem **5B**. Hlavním minerálem je xenomorfně omezený K-živec (velikost do 5,35 mm), z velké části vzniklý sekundárně K-feldspatitizací plagioklasů. Ve vzorku lze na původních zrnech K-živce pozorovat karlovarské dvojčatění a pertity vlnkovitého tvaru. Mikroklinové mřížkování nebylo ve vzorku přítomno. Některá zrna jsou lehce kaolinizována (8,2 obj. %) V katodové luminiscenci lze rovněž pozorovat přeměnu plagioklasu na K-živec (obr. 24A), který se projevuje modrou luminiscencí. V minoritním množství se v asociaci s novotvořeným K-živcem nepravidelného tvaru nacházejí vějířkovité agregáty sericitu (4,8 obj. %; obr. 24B) do velikosti 600 μm nebo nepravidelná zrna karbonátu (3,5 obj. %) do velikosti 1,15 mm. Karbonáty vykazují dvě rozdílné intenzity luminiscence, žlutooranžovou a tmavě oranžovočervenou. Jedná se zřejmě o dvě generace karbonátu, kde mladší generace (žlutooranžová luminiscence) zatlačuje a proniká do starší (tmavá oranžovočervená luminiscence) (obr. 24A, C). Plagioklasy se ve vzorku nacházejí buď jako relikty zatlačované sekundárně vzniklými K-živci, nebo jako novotvořené albity (2,7 obj. %) s patrným polysyntetickým lamelováním. Lišty albitu dosahují velikosti do 650 μm , zonálnost zrn nebyla pozorována. Dále se ve vzorku nacházejí lišty biotitu do velikosti 1,6 mm. Zrna biotitu jsou částečně nebo totálně transformována na chlorit (14,6 obj. %; obr. 24D) nebo sericit (5,9 obj. %), přičemž obě přeměny postupují podél štěpných trhlin. Chlorit má v XPL anomální olivově zelenou nebo levandulovou interferenční barvu. V PPL je silně pleochroický, pohybuje se od téměř bezbarvé po trávově zelenou barvu. Lze pozorovat i vzájemné prorůstání biotitu s titanitem a se sulfidy (0,7 obj. %), z nichž byly v odrazovém mikroskopu identifikovány pyrit, galenit a sfalerit. Dále se ve vzorku nachází xenomorfně omezená zrna křemene (21,6 obj. %). Z akcesorických minerálů se zachovala zrna apatitu a jehličkovitého rutilu, která se nejčastěji nacházejí v asociaci s biotitem. Apatit vytváří nepravidelná, oválná i sloupečkovitá zrna do velikosti 575 μm . V katodové luminiscenci často vykazuje jednotnou žlutozelenou luminiscenci. Některá zrna apatitu (zelenošedá luminiscence), jsou na okrajích lemována tenkou zónou se zářivě žlutozelenou luminiscencí.

- **Zelená zóna**

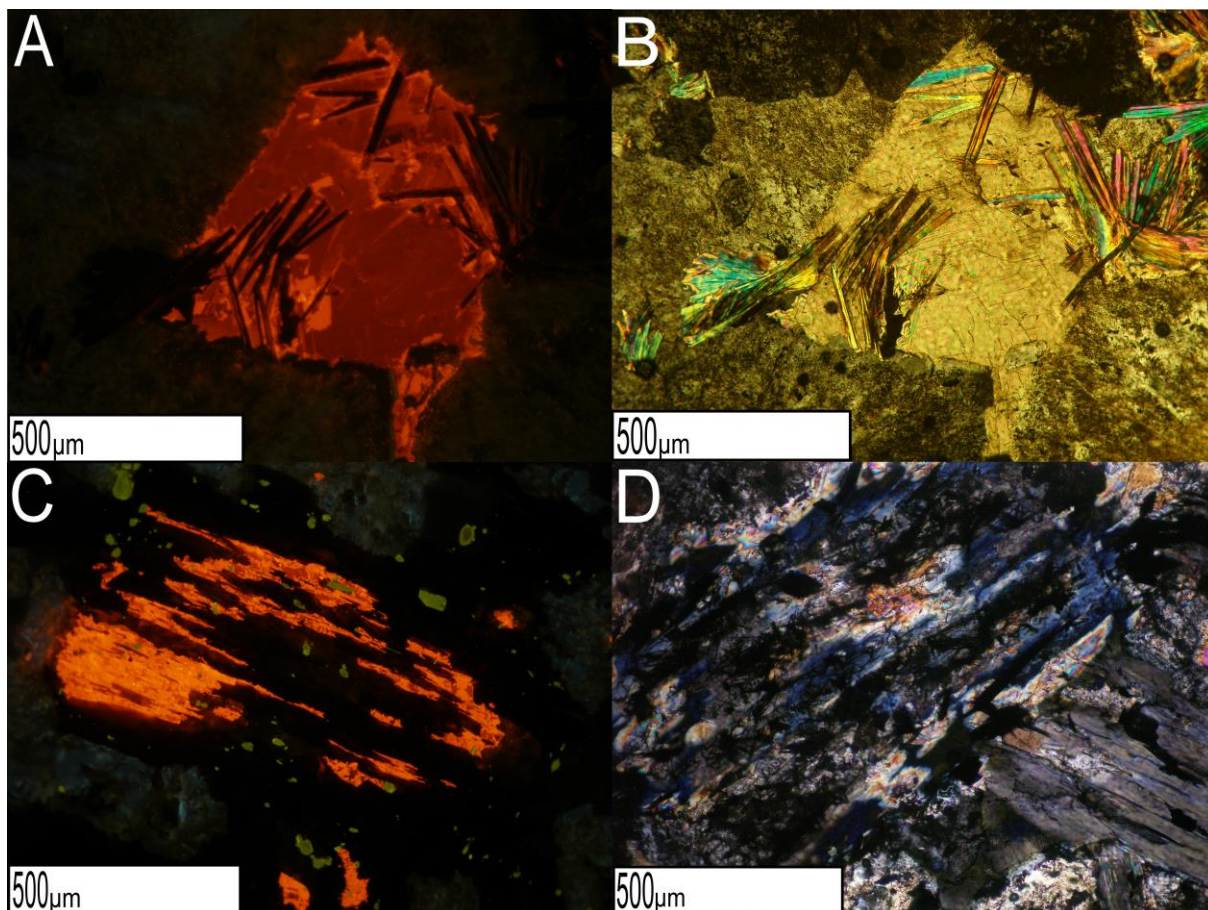
V zelené zóně, zachycené na vzorku **3B**, dochází především k sericitizaci horniny. Sericit nahrazuje zrna plagioklasu (23,4 obj. %) a biotitu (4,1 obj. %). Lépe zachovalá zrna K-živce jsou jen lehce sericitizovaná (1,2 obj. %).

Z dalších méně zastoupených přeměn se na lištách plagioklasu uplatňuje argilitizace (11,6 obj. %) a karbonatizace (2,0 obj. %). Lišty a nepravidelná zrna plagioklasu dosahující velikosti 7,3 mm v sobě uzavírají zrna apatitu. Na některých zrnech bylo viditelné polysyntetické lamelování a karlovarské dvojčatění zrn. Myrmekity ani zonálnost zrn nebyly přítomny. Zrna biotitu (do 1,5 mm) jsou zcela transformována na sericit (4,1 obj. %), chlorit (1,8 obj. %), „limonit“ a jílové minerály (1,3 obj. %). Přeměny často postupují ve směru štěpných trhlin. Chlorit vykazuje v XPL anomální levandulovou interferenční barvu a v PPL vykazuje pleochroismus od téměř bezbarvé po trávově zelenou barvu. Na některých zrnech biotitu lze pozorovat vzájemné prorůstání s titanitem (1,6 obj. %). Biotity v sobě uzavírají oválná zrna zirkonu a sloupečkovitá či okrouhlá zrna apatitu. Nepravidelná zrna K-živce jsou slabě postižená sericitizací (1,1 obj. %) a kaolinizací (2,6 obj. %). Zrna jsou xenomorfně omezená a dosahují velikosti do 4,6 mm. Ve vzorku bylo možné pozorovat pertity vlnkovitého nebo žilkovitého tvaru. Karlovarské dvojčatění zrn K-živce ani mikroklinové mřížkování jsem ve vzorku nepozorovala.

- **Bílá zóna**

Výbrus bílé zóny byl zhotoven ze vzorku **4B**. V zóně přednostně dochází ke karbonatizaci plagioklasu a biotitu. Zrna K-živce jsou zcela bez přeměn. Ve vzorku jsou přítomny vtoušeniny rudních minerálů.

Plagioklasy, vytvářející tabulky či nepravidelná zrna do velikosti 5,6 mm, jsou silně zatlačovány karbonátem (42,4 obj. %). Karbonát je často silně zakalený a bez dvojčatného lamelování. Na některých zrnech plagioklasu dochází k slabé sericitizaci (0,9 obj. %), jež postihuje zejména okraje zrn. Na některých zrnech lze pozorovat zbytky polysyntetického lamelování. Zonálnost zrn a myrmekity nebyly ve vzorku přítomny. Lišty a nepravidelná zrna biotitu (do 1,8 mm) jsou slabě postižena karbonatizací (0,3 obj. %) a chloritizací (2,7 obj. %). Oba minerály postupují podél štěpných trhlin biotitu, stejně jako zrna rudních minerálů (galenit, sfalerit). Chlorit vykazuje v XPL anomální levandulovou interferenční barvu a v PPL vykazuje silný pleochroismus (téměř bezbarvá - trávově zelená). V biotitu se nacházejí uzavřeniny apatitu a zirkonu. Apatit vytváří sloupečky, nepravidelná, či oválná zrna a dosahuje do velikosti 275 μm . Kolem oválných zrn zirkonu jsou přítomny pleochroické dvůrky. Nepravidelná zrna K-živce jsou xenomorfně omezena a dosahují velikosti do 1,8 mm. Ve vzorku jsem pozorovala pertity vlnkovitého tvaru a karlovarské dvojčatění zrn. Mikroklinové mřížkování nebylo přítomno. Vtouseninové zrudnění je tvořeno nepravidelnými zrny pyritu (do 170 μm), sfaleritu (do 220 μm) a galenitu (do 50 μm).



Obr. 24: Alterované granity v mikroskopu (vzorek 5B-červená zóna). A – dvě generace karbonátu (mladší - žlutooranžová luminiscence, starší - tmavě oranžovočervená luminiscence) v asociaci s muskovitem. Okolo zrna lze pozorovat přeměnu plagioklasu (šedozelená luminiscence) na K-živce (modrá luminiscence), obraz v CL; B – stejné foto, XPL; C – lišta biotitu s hojnými inkluzemi apatitu (zelenožlutá luminiscence), silně zatlačovaná karbonátem, v silně alterovaném plagioklasu, obraz v CL; D – původní zrna biotitu silně zatlačované chloritem a sericitem s inkluzemi rutilu a rudních minerálů, XPL.

Tab. 13: Zastoupení minerálů v jednotlivých zónách alterovaného granitu.

Vzorek		1A		1B		3B		4B		5B	
		Čerstvý granit		Červená zóna		Zelená zóna		Bílá zóna		Červená zóna	
Minerál	Přeměna	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %	Počet zrn	obj. %
Křemen		794	36,9	364	31,2	442	32,8	528	32,2	276	21,6
Plagioklas	čerstvý	835	38,8	14	1,2	0	0,0	3	0,2	0	0,0
	albitizace	0	0,0	0	0,0	0	0,0	0	0,0	35	2,7
	sericitizace	20	0,9	365	31,3	303	22,5	15	0,9	0	0,0
	argilitizace	0	0,0	125	10,7	157	11,6	0	0,0	0	0,0
	„limonitizace“	0	0,0	62	5,3	0	0,0	0	0,0	0	0,0
	karbonatizace	0	0,0	0	0,0	27	2,0	695	42,4	0	0,0
K-živec	čerstvý	254	11,8	113	9,7	226	16,8	227	13,8	485	38,0
	karbonatizace	0	0,0	10	0,9	0	0,0	0	0,0	45	3,5
	sericitizace	0	0,0	58	5,0	15	1,1	0	0,0	61	4,8
	kaolinizace	0	0,0	11	0,9	35	2,6	0	0,0	105	8,2
Biotit	čerstvý	207	9,6	0	0,0	25	1,9	122	7,4	0	0,0
	sericitizace	0	0,0	22	1,9	55	4,1	0	0,0	75	5,9
	baueritizace	0	0,0	10	0,9	0	0,0	0	0,0	0	0,0
	karbonatizace	0	0,0	0	0,0	0	0,0	5	0,3	0	0,0
	chloritizace	32	1,5	0	0,0	24	1,8	45	2,7	186	14,6
	argilitizace	0	0,0	0	0,0	18	1,3	0	0,0	0	0,0
Titanit		5	0,2	0	0,0	22	1,6	0	0,0	0	0,0
Rudní minerály		7	0,3	5	0,4	0	0,0	0	0,0	9	0,7
„Limonit“		0	0,0	6	0,5	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Suma		2154	100,0	1165	100,0	1349	100,0	1640	100,0	1277	100,0

4.2.2.2. Stabilní izotopy síry

Z lomu Pohled byla stanovena hodnota $\delta^{34}\text{S}$ pouze u vzorku **3B** (+3,0 ‰ CDT).

4.2.2.3. Chemismus hornin

Granit

Celkový chemismus byl zkoumán jednak u čerstvých granitů (**1A, 2A, 3A, 4A**), tak i u jednotlivých alterovaných zón (**1B, 2B, 3B**). Výsledky chemických analýz jsou zobrazeny v tab. 14 a 15. U čerstvých granitů se hodnoty ztráty žíháním pohybují v rozmezí 1,3-1,9 hmot. %, u alterovaných vzorků jsou hodnoty vyšší (2,1-3,7 hmot. %).

Společnými znaky pro všechny čerstvé granity jsou až na malé výjimky vyšší obsahy Fe_2O_3 (3,16-3,40 hmot. %), MgO (1,22-1,44 hmot. %) a CaO (2,02-2,59 hmot. %). Obsahy Ni nebyly alterací ovlivněny.

V červené zóně došlo k přínosu Na_2O (4,03-4,20 hmot. %) a poklesu MgO (0,25-0,52 hmot. %) oproti čerstvým ekvivalentům (Na_2O 3,24-3,50 hmot. %; MgO 1,22-1,44 hmot. %). Z minoritních prvků došlo k přínosu Pb (7,8-17,3 ppm) a Th (10,2-15,6 ppm) a odnosu Ba (564-623 ppm), Sr (214-281 ppm), Cs (5,3-6,3 ppm), U (4,2-6,8 ppm) a REE (129-182 ppm). Naopak v zelené zóně dochází k nárůstu obsahu K_2O (4,18-6,81 hmot. %) a snížení obsahů Na_2O (1,82-3,18 hmot. %). Kromě vzorku **2B** dochází z LILE k přínosu Cs (7,4-12,0 ppm), Rb (174-411 ppm) a k odnosu Sr (125-334 ppm). Ba (758-967 ppm) se chová imobilně. Z minoritních prvků dochází k odnosu U (5,0-7,5 ppm; kromě **3B**) a přínosu Th (12,3-14,8 ppm; kromě **1B**). V porovnání s těmito zónami jsou obsahy minoritních prvků u čerstvých ekvivalentů: Pb (6,7-8,9 ppm), Th (11,4-14,9 ppm), Ba (829-951 ppm), Sr (207-628 ppm), Rb (147-172 ppm), Cs (7,2-9,6 ppm), U (5,5-8,5 ppm), REE (135-197 ppm).

Bílá zóna vykazuje nižší obsahy Na_2O (2,75 hmot. %) a vyšší obsahy Al_2O_3 (16,14 hmot. %) oproti čerstvému granitu (Na_2O 3,28 hmot. %, Al_2O_3 15,70 hmot. %). Obsah celkového uhlíku odpovídá 0,23 hmot. %. Z LILE jsou nižší obsahy Ba (759 ppm), Pb (3,8 ppm), Sr (276 ppm) a zvýšené obsahy Cs (8,8 ppm), Rb (183 ppm). V bílé zóně dochází k značnému přínosu S (0,08 hmot. %) a odnosu U (6,8 ppm) a Th (14,2 ppm) z horniny.

Tab. 14: Chemické složení čerstvých (1A, 2A) a alterovaných (1B, 2B) vzorků granitu z Pohledu s hodnotami Eu anomálie; b-bílá zóna, č-červená zóna, z-zelená zóna.

Analyt	Jednotky	1A	1B-b	1B-č	1B-z	2A	2B-č	2B-z
P ₂ O ₅	%	0,15	0,16	0,15	0,16	0,14	0,16	0,16
SiO ₂	%	67,48	69,02	71,34	68,35	67,56	66,19	68,13
TiO ₂	%	0,50	0,52	0,50	0,51	0,49	0,50	0,52
Al ₂ O ₃	%	15,70	16,14	14,46	17,47	15,62	14,77	15,39
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	<0,002	0,002	0,003	<0,002	<0,002
Fe ₂ O ₃ tot	%	3,40	2,08	1,76	1,33	3,22	2,79	3,49
MgO	%	1,30	0,50	0,25	0,58	1,24	0,52	0,95
CaO	%	2,59	1,02	1,10	0,48	2,02	3,27	1,14
MnO	%	0,06	0,05	0,05	0,02	0,05	0,06	0,04
Na ₂ O	%	3,28	2,75	4,20	1,82	3,24	4,03	3,18
K ₂ O	%	3,95	4,52	3,98	6,81	4,26	3,84	4,18
TOT/C	%	0,04	0,23	0,27	0,06	0,11	0,67	0,12
TOT/S	%	0,05	0,08	0,05	<0,02	0,02	0,05	0,04
LOI	%	1,3	3,1	2,1	2,3	1,9	3,7	2,6
Suma	%	99,80	100,17	100,21	99,89	99,87	100,55	99,94
Ag	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	PPM	1,5	5,1	7,0	50,7	1,7	10,5	4,1
Au	PPB	<0,5	<0,5	0,6	<0,5	1,8	<0,5	<0,5
Ba	PPM	951	759	613	967	928	623	758
Be	PPM	3	1	<1	1	3	4	3
Bi	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,1	<0,1	<0,1
Cd	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1
Co	PPM	6,6	5,0	4,9	3,0	5,7	4,5	4,5
Cs	PPM	7,2	8,8	6,2	12,0	9,6	5,3	7,4
Cu	PPM	10,3	13,4	19,7	12,4	7,7	25,2	7,4
Ga	PPM	16,7	17,4	10,1	17,7	16,8	12,8	15,8
Hf	PPM	4,2	4,3	3,5	3,9	3,8	3,5	4,0
Hg	PPM	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	PPM	6,8	0,5	1,4	20,4	0,4	5,8	7,0
Nb	PPM	7,8	9,3	12,5	25,9	7,2	6,8	8,0
Ni	PPM	5,1	5,6	4,0	3,8	4,4	4,5	3,9
Pb	PPM	6,7	3,8	7,8	3,3	8,9	15,3	10,6
Rb	PPM	158	183	152	411	172	164	174
Sb	PPM	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,2	0,2
Se	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	PPM	3	2	2	4	2	2	2
Sr	PPM	628	276	214	125	207	258	334
Ta	PPM	0,6	0,8	0,7	0,8	0,7	0,7	0,7
Th	PPM	14,9	14,2	15,6	12,3	11,4	10,2	14,1
Tl	PPM	0,3	<0,1	<0,1	0,4	0,3	0,1	0,1
U	PPM	8,5	6,8	6,8	5,0	6,9	4,6	5,3
V	PPM	42	45	38	45	41	42	44
W	PPM	18,2	8,5	10,9	22,4	12,7	11,1	10,6
Zn	PPM	28	5	5	5	49	32	31
Zr	PPM	139	147	134	143	141	139	148
Y	PPM	13,1	14,3	13,8	11,8	11,6	12,9	13,1
La	PPM	42,1	31,1	39,0	30,9	28,0	25,7	36,4
Ce	PPM	82,7	63,5	75,6	58,7	53,1	49,4	71,1
Pr	PPM	8,9	7,2	8,1	6,3	6,2	5,7	8,1
Nd	PPM	32,8	29,2	29,7	23,4	22,7	21,5	29,2
Sm	PPM	5,5	4,6	5,0	3,8	3,9	3,6	4,4
Eu	PPM	1,1	1,0	0,9	0,7	0,9	1,0	0,9
Gd	PPM	3,9	3,6	3,5	2,8	3,0	3,1	3,6
Tb	PPM	0,6	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,5
Dy	PPM	2,8	2,8	2,5	1,9	2,1	2,2	2,6
Ho	PPM	0,5	0,5	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4
Er	PPM	1,3	1,2	1,3	1,0	1,2	1,2	1,2
Tm	PPM	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	PPM	1,3	1,1	1,3	1,1	1,1	1,2	1,2
Lu	PPM	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
ΣREE	PPM	197,0	161,0	182,0	143,6	135,0	128,7	173,1
Eu/Eu*		0,7	0,8	0,6	0,7	0,8	0,9	0,7

Tab. 15: Chemické složení čerstvých (3A, 4A) a alterovaných (3B) vzorků granitu z Pohledu s hodnotami Eu anomálie; č-červená zóna, z-zelená zóna.

Analyt	Jednotky	3A	3B-č	3B-z	4A
P ₂ O ₅	%	0,15	0,16	0,16	0,14
SiO ₂	%	68,02	70,92	67,94	67,36
TiO ₂	%	0,48	0,55	0,52	0,50
Al ₂ O ₃	%	15,62	15,40	16,14	15,86
Cr ₂ O ₃	%	<0,002	<0,002	<0,002	<0,002
Fe ₂ O ₃ tot	%	3,21	2,16	3,14	3,16
MgO	%	1,22	0,40	1,05	1,44
CaO	%	2,32	0,48	0,65	2,55
MnO	%	0,05	<0,01	0,02	0,05
Na ₂ O	%	3,34	4,10	2,79	3,50
K ₂ O	%	3,83	3,87	4,48	3,74
TOT/C	%	0,08	0,03	0,02	0,03
TOT/S	%	0,04	0,04	0,04	0,05
LOI	%	1,5	1,8	2,9	1,5
Suma	%	99,86	99,91	99,85	99,88
Ag	PPM	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	PPM	3,3	9,1	6,6	1,3
Au	PPB	<0,5	<0,5	<0,5	0,6
Ba	PPM	829	564	824	916
Be	PPM	4	5	3	<1
Bi	PPM	<0,1	<0,1	0,2	<0,1
Cd	PPM	<0,1	0,1	<0,1	<0,1
Co	PPM	5,8	4,8	5,2	6,1
Cs	PPM	6,4	6,3	10,5	5,9
Cu	PPM	7,5	7,4	6,3	8,2
Ga	PPM	17,1	14,6	16,5	17,1
Hf	PPM	3,7	4,5	3,7	3,7
Hg	PPM	<0,01	0,01	0,01	<0,01
Mo	PPM	0,3	0,5	0,3	0,3
Nb	PPM	6,7	8,2	7,6	6,8
Ni	PPM	4,4	4,4	3,9	4,7
Pb	PPM	7,9	17,3	8,8	7,7
Rb	PPM	147	154	186	150
Sb	PPM	0,1	0,1	0,1	0,1
Se	PPM	<0,5	<0,5	<0,5	<0,5
Sn	PPM	2	2	2	6
Sr	PPM	603	281	235	614
Ta	PPM	0,4	0,7	0,6	0,6
Th	PPM	12,2	15,6	12,8	14,8
Tl	PPM	0,2	<0,1	0,1	0,3
U	PPM	5,5	4,2	7,5	5,3
V	PPM	36	43	44	39
W	PPM	20,9	20,3	16,8	11,7
Zn	PPM	30	33	28	31
Zr	PPM	141	144	135	147
Y	PPM	12,6	12,7	12,7	13,1
La	PPM	31,0	38,9	29,6	38,4
Ce	PPM	61,0	75,7	61,3	73,7
Pr	PPM	6,8	8,5	7,0	8,2
Nd	PPM	25,1	30,0	27,4	31,9
Sm	PPM	3,9	4,7	4,4	5,2
Eu	PPM	1,1	0,9	1,0	1,1
Gd	PPM	3,3	3,7	3,6	3,8
Tb	PPM	0,5	0,5	0,5	0,5
Dy	PPM	2,3	2,9	2,8	2,5
Ho	PPM	0,4	0,5	0,4	0,5
Er	PPM	1,1	1,2	1,2	1,3
Tm	PPM	0,2	0,2	0,2	0,2
Yb	PPM	1,1	1,2	1,3	1,1
Lu	PPM	0,2	0,2	0,2	0,2
Σ REE	PPM	150,6	181,8	153,6	181,7
Eu/Eu*		0,9	0,6	0,7	0,7

4.2.2.4. Fluidní inkluze v křemenu

Granit

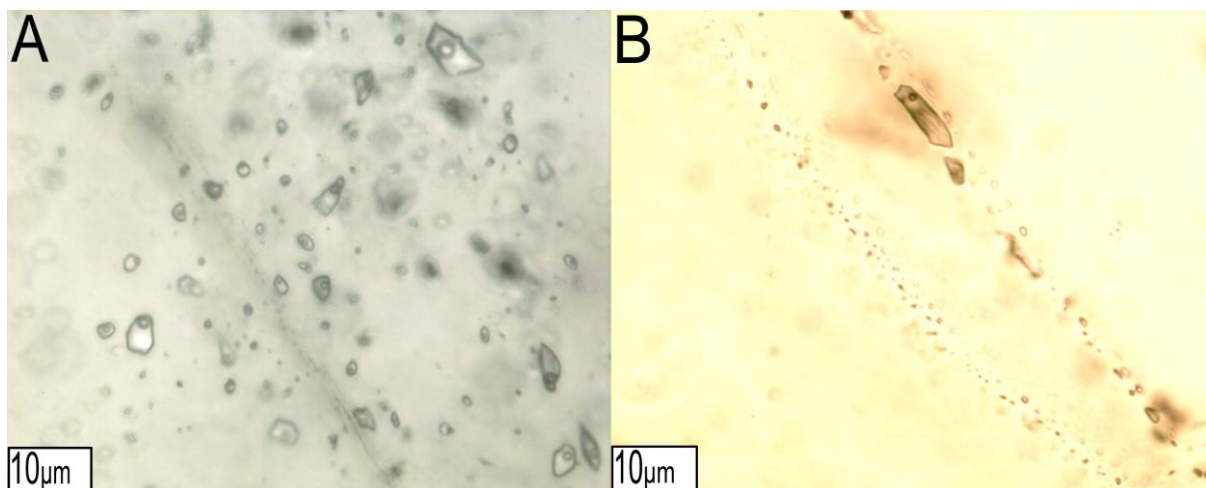
Pro studium fluidních inkluzí byly zhotoveny tři destičky ze vzorku **3B** (červená, zelená zóna) a **1B** (zelená zóna). Ve vzorcích se vyskytovaly pouze jednofázové kapalně inkluze (L) nebo dvoufázové plynokapalně inkluze (L+V). Jednofázové inkluze byly za pokojové teploty vyplněny pouze kapalnou fází. Ve vzorcích se nacházely převážně sekundární inkluze, ojediněle i primární a primárně-sekundární inkluze.

Primární inkluze se vyskytovaly samostatně, nahodile rozmístěné v celém minerálním zrně. Uzavřeniny měly často nepravidelný tvar. Kapalná fáze nejčastěji zaujímal 90 obj. %. Velikost primárních inkluzí se pohybovala od 10 do 50 μm . Sekundární inkluze se vyskytovaly na vyhojených mikrotrhlinách a vytvářely skupinky (obr. 25A) nebo řádky (obr. 25B). Inkluze měly měňavkovitý nebo oválný plochý tvar, velikost se pohybovala od 1 do 28 μm . Nacházely se zde i zcela černé, neprůhledné inkluze, jež nereagovaly na změnu teploty. U sekundárních dvojfázových inkluzí kapalná fáze často zaujímal 90 obj. %. Primárně-sekundární inkluze měly úzký, protažený tvar, jejich velikost se pohybovala od 4 do 18 μm . Plynná fáze zaujímal 10-20 % objemu.

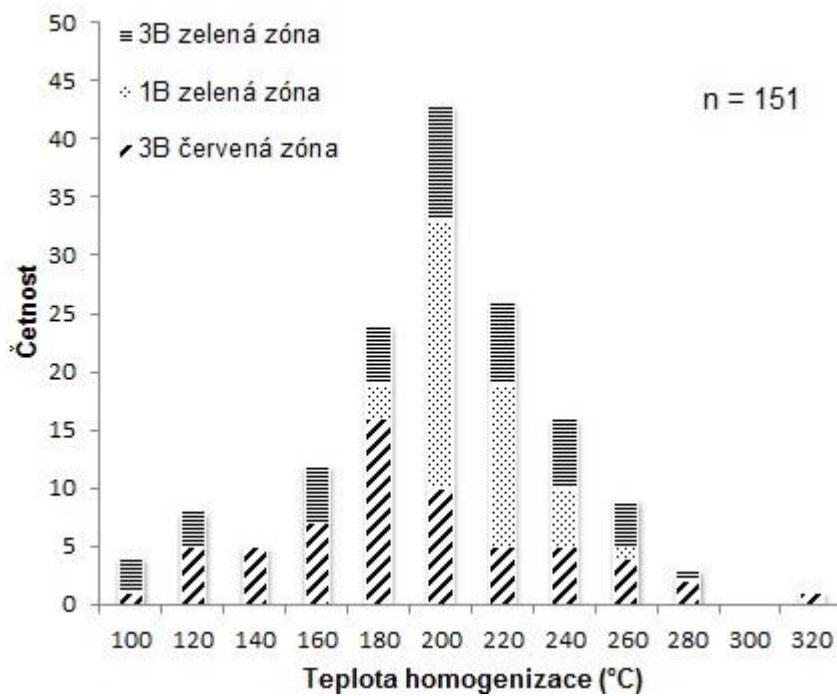
Ve vzorcích byly zjištěny pouze **vodné systémy bez plynných složek**. Výsledky mikrotermometrických měření jsou uvedeny v tab. 16. Inkluze z jednotlivých zón vykazují velmi podobné charakteristiky. Při kryometrických měření inkluze zamrzají za teplot -33 až -49 °C. Teploty eutektika (T_e) se většinou podařilo změřit u primárních (-25,1 až -32,2 °C) a sekundárních inkluzí (-24,4 až -39 °C). U primárně-sekundárních inkluzí se podařilo změřit T_e pouze u vzorku **3B** (zelená zóna), a to -24,1 °C. Homogenizace probíhala vždy na kapalinu, u primárních inkluzí se teploty homogenizace (T_h) pohybovaly od 89 do 244 °C. Sekundární a primárně-sekundární inkluze vykazovaly variabilní teploty homogenizace (T_h), pohybující se v rozmezí 90 až 315 °C. Z histogramu četnosti je patrné, že sekundární inkluze nejčastěji homogenizovaly okolo 200 °C (obr. 26). Teploty tání (T_m) posledního krystalu ledu jsou u primárních inkluzí velmi blízké nule, konkrétně -0,2 až -0,9 °C, čemuž odpovídá i úzký rozsah salinity (0,4 až 1,6 hmot. % NaCl ekv.). U sekundárních a primárně-sekundárních inkluzí tál poslední krystal ledu při teplotě -2,1 až -7,5 °C, což indikuje i vyšší salinitu (3,6 až 11,1 hmot. % NaCl ekv.). Z histogramu teplot tání posledního krystalu ledu je patrné, že u sekundárních inkluzí nejčastěji tál led při teplotě -5 °C (obr. 27).

Tab. 16: Výsledky mikrotermometrie pro vodné inkluze v alterovaném granitu z lomu Pohled. S-sekundární inkluze, PS-primárně-sekundární inkluze, L-kapalina, V-plyn, nd-nezměřeno. Salinita byla vypočtena dle Bodnara (1993).

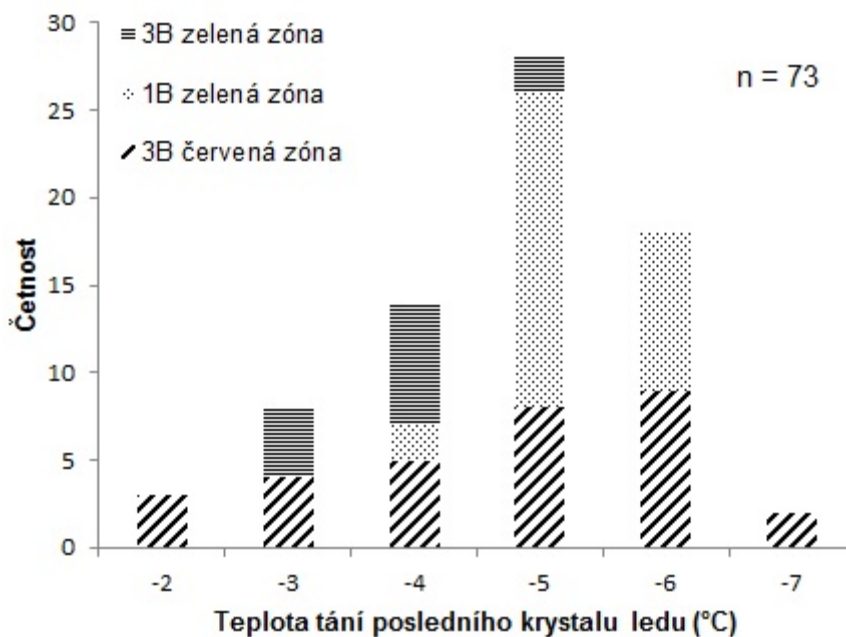
Vzorek	3B-zelená zóna			3B-červená zóna			1B-zelená zóna		
Genetický typ	S	PS	P	S	PS	P	S	PS	P
Fázové složení	L, L+V	L+V	L+V	L, L+V	L+V	L+V	L, L+V	L+V	L+V
Velikost (μm)	1 až 25	8 až 23	12 až 35	1 až 24	5 až 20	10 až 55	1 až 28	4 až 28	10 až 50
Tf (°C)	-37 až -47	-36	-39 až -42	-34 až -48	-33	-36 až -48	-41 až -49	-36 až -47	-40 až -48
Te (°C)	-24,4 až -39	-24,1	-30,5	-24,5 až -32	nd	-32,2	-28 až -31,1	nd	-25,1
Tm ice (°C)	-3,4 až -5,0	-3,2 až -5,1	-0,4 až -0,9	-2,1 až -7,5	-4,0 až -4,5	-0,2 až -0,8	-5,0 až -6,4	-5,3 až -6,1	-0,4 až -0,5
Th (°C)	90 až 260	173 až 253	185 až 222	92 až 315	256 až 264	89 až 244	179 až 240	264 až 274	175 až 185
Salinita (hmot. % NaCl ekv.)	5,6 až 7,9	5,3 až 8,0	0,7 až 1,6	3,6 až 11,1	6,5 až 7,2	0,4 až 1,4	7,9 až 9,7	8,0 až 9,3	0,7 až 0,9



Obr. 25: Fotografie sekundárních fluidních inkluzí v křemenu z alterovaného granitu z lomu Pohled. A – skupinky nepravidelných sekundárních fluidních inkluzí (vzorek 1B zelená zóna); B – řádky sekundárních fluidních inkluzí (vzorek 3B zelená zóna).



Obr. 26: Histogram teplot homogenizace sekundárních vodných inkluzí bez plynných složek v křemenu alterovaného granitu ze vzorků z lomu Pohled.

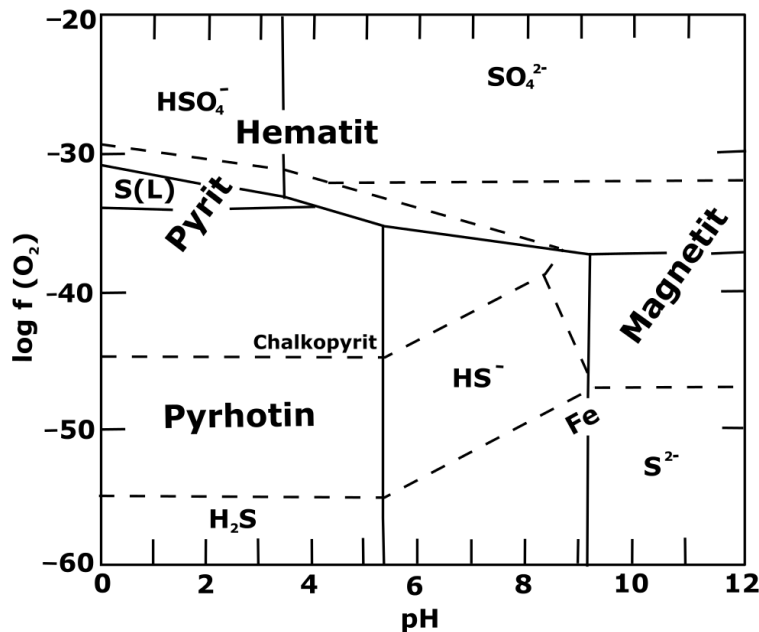


Obr. 27: Histogram teplot tání posledního krystalu ledu sekundárních vodných inkluzí bez plynných složek v křemenu alterovaného granitu ze vzorků z lomu Pohled.

5. Diskuze a interpretace výsledků

5.1. Petrografické a geochemické změny během hydrotermální alterace

Pro obě lokality je charakteristická přítomnost žilného polymetalického zrudnění s orientací žil ve směru SZ-JV a strmým sklonem do 85°; mocnost žil se pohybuje v rámci několika cm. Okolo žil je hornina hydrotermálně alterována. Alterované horniny vykazují změny fyzikálních vlastností (zejména změna barvy, snížení soudržnosti horniny) a minerálního i chemického složení horniny. Obecně jsou pro alterované horniny charakteristické vyšší hodnoty LOI, díky přítomnosti sericitu, jílových minerálů a hydroxidů železa. f_{O_2} rudonosného roztoku může být omezena na základě fázových vztahů Fe-minerálů. Hlavním sulfidem na obou lokalitách je pyrit, jehož pole stability leží při hodnotách $\log f_{O_2}$ mezi cca -29 až -45 (obr. 28). Na žilách s polymetalickým zrudněním byl mimo jiné zjištěn i pyrrhotin (Mastíková 2009; Mastíková 2011; Dobeš a Malý, 2001), vznikající z výšeteplotních roztoků za podmínek nízké fugacity kyslíku. Stejně jako u Dobeše a Malého (2001) nebyla zjištěna přítomnost pyrrhotinu v alterovaných horninách. Tato skutečnost naznačuje, že během alterace docházelo k jeho přeměně v pyrit za zvýšené fugacity kyslíku. V utínském lomu je v horninách přítomen i chalkopyrit, přítomnost těchto dvou minerálů značí f_{O_2} okolo -45 (obr. 28).

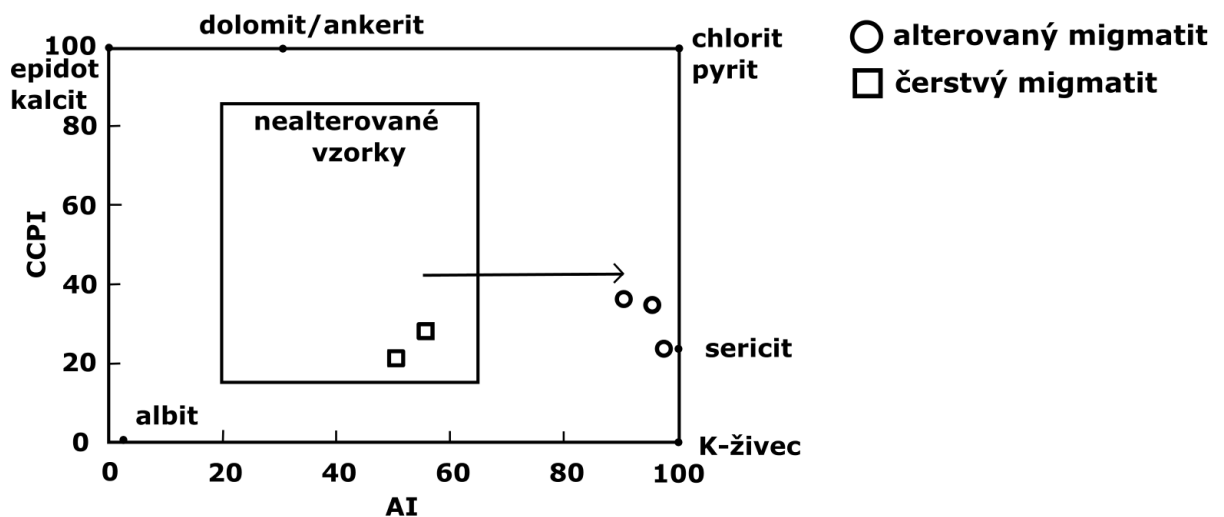


Obr. 28: Pole stability fází systému Fe-S-O za teploty 250 °C a $\Sigma S=0,1$ mol/kg. Přerušovaná čára reprezentuje hranice mezi poli stability jednotlivých minerálů, plná linie reprezentuje hranice mezi rozpuštěnými sирnými speciemi (Barnes a Czamanske, 1967).

5.1.1. Lom Utín

Migmatity

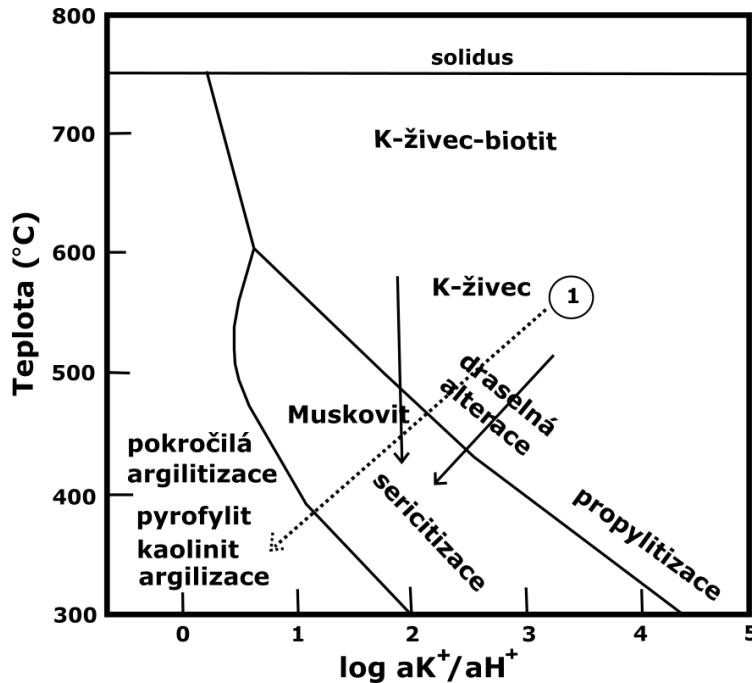
Alterovaná zóna dosahuje do 0,5 m od žíly a je převážně tvořena sericitem a křemenem. Přítomnost sericitu je významným indikátorem při posuzování stupně kyselosti hydrotermálního roztoku (pH). Sericit není stabilním minerálem, pokud jsou fluida vysoce kyselá, pak je nahrazován kaolinitem. Přítomnost sericitu v silně alterovaných partiích migmatitu svědčí o stálém pH 3-5 (Li et al., 2013). Intenzitu sericitizace lze graficky reprezentovat digramem AI versus CCPI (obr. 29), který je běžně používaný pro vulkanity. Pro alterované vzorky se hodnoty alteračního indexu (AI) pohybují v rozpětí od 50 do 100, přičemž hodnoty kolem 100 reprezentují kompletní nahrazení živců sericitem (Large et al., 2001). Na obr. 30 jsou naznačeny možné trendy vývoje alterace během poklesu teploty.



Obr. 29: Diagram AI versus CCPI pro migmatity z lomu Utín. Šipka vyznačuje zvyšování stupně alterace (Large et al., 2001).

Z akcesorií jsou přítomna zrna apatitu, která odpovídají svým chemismem fluorapatitu. Apatity vykazují výraznou růstovou zonálnost v katodové luminiscenci, která se vyznačuje staršími jádry obklopenými mladší generací apatitu. Okraje zrn apatitu se dále vyznačují vyššími obsahy REE (Y 0,017 apfu, La 0,004 apfu, Nd 0,005 apfu), Fe (0,074 apfu) a sníženými obsahy Mn (0,067 apfu) oproti zděděným jádrům apatitu (Y 0,011 apfu, Nd 0,004 apfu, Fe 0,072 apfu, Mn 0,091 apfu). Zeslabování CL je zřejmě způsobeno vysokými obsahy Mn (Kempe, Götze, 2002). Apatity jsou vázané na sericitizované partie horniny. WDX analýzou bylo stanoveno chemické složení živců z nealterovaných migmatitů. Živce obsahují zvýšené obsahy P_2O_5 (0,29-0,52 hmot. %). Sekundárně docházelo k uvolnění fosforu z živců, přičemž vznikala mladší generace apatitu. V čerstvém migmatitu vykazují apatity

v katodové luminiscenci jednotnou žlutozelenou barvu, nebo jsou na okrajích lemovány jen velmi tenkou zářivou zónou se žlutozelenou luminiscencí, díky slabému působení hydrotermálních roztoků.

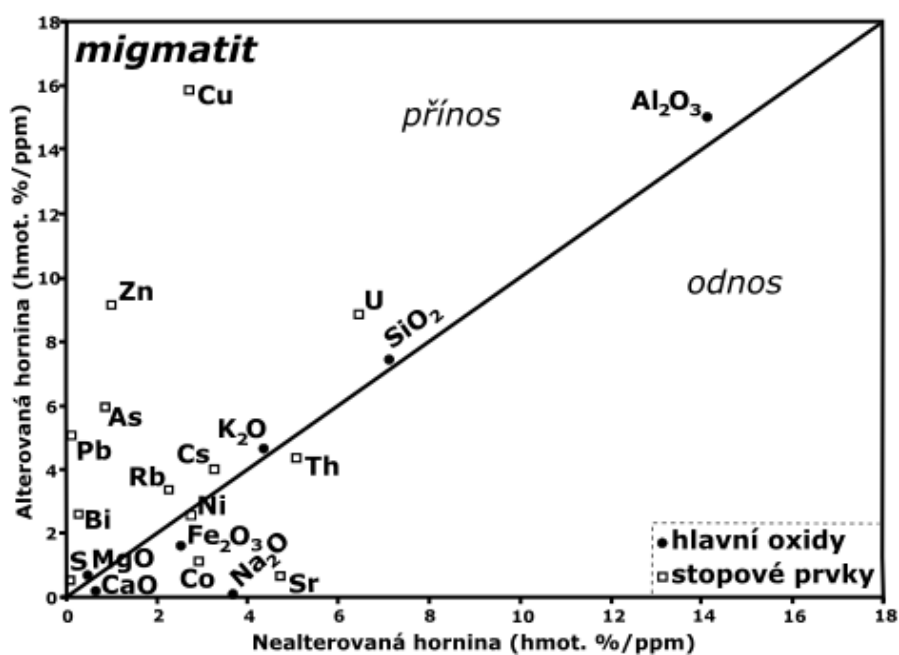


Obr. 30: Fázový diagram znázorňující stabilitu jednotlivých alteračních minerálů při různé teplotě v závislosti na $\log aK^+/aH^+$ pro tlak 1 kbar v granitoidech (Burnham a Ohmoto, 1980). Plnou čarou jsou znázorněny možné trendy vývoje pro alterované migmatity. Bod 1 reprezentuje možné podmínky pro silně alterované K-feldspatizované partie červené zóny u granitu. Prerušovaná čára následně znázorňuje pravděpodobný průběh vývoje u slabě alterované červené zóny a zelené zóny u granitu.

Celkový chemismus horniny byl stanoven 3 vzorcích (**6B**, **7B**, **9B**) alterovaného migmatitu a na 2 vzorcích (**6A**, **7A**) čerstvého migmatitu. Diagram isocony (Grant, 1986) graficky znázorňuje změny hlavních oxidů a stopových prvků během alterace (obr. 31). V tab. 17 jsou vypočteny zisky a ztráty oxidů/prvků během alterace dle Granta (1986). Pro výpočet byly použity imobilní obsahy Al_2O_3 .

Kromě mírného zvyšování draslíku dochází během alterace i k mírnému nárůstu obsahu SiO_2 (prokřemenění horniny) a MgO . Dobeš a Malý (2001) předpokládají vazbu Mg do struktury chloritu. V alterovaných vzorcích nebyla mikroskopicky zjištěna zrna chloritu, proto usuzují, že by se Mg mohl alespoň zčásti vázat i do struktury sericitu. Při zvyšování stupně alterace je charakteristické snížení obsahu Na_2O (rozklad plagioklasů-albitů), Fe_2O_3 , CaO a MnO . Z minoritních prvků byly hydrotermálními roztoky přineseny tyto prvky: S, Pb,

Cu, Zn (pouze u vzorku **6B**), jež souvisí s tvorbou sulfidů těchto prvků (sfalerit, pyrit, galenit a chalkopyrit) a As, Bi, které izomorfně zastupují uvedené prvky v sulfidech (Mastíková, 2011). Hornina je ochuzena o Sr (rozklad plagioklasů), REE a Th (rozklad akcesorických minerálů). Až na malé výjimky koreluje petrografické a chemické složení čerstvých/alterovaných migmatitů Dobeše a Malého (2001) s mými zjištěnými daty. Dobešem a Malým (2001) byly navíc zjištěny i mírně zvýšené obsahy P_2O_5 (0,23-0,51 hmot. %), Cd (4-80 ppm) a Ag (2,4-8,0 ppm) v alterovaných migmatitech, u mých vzorků nebyly zjištěny takto zvýšené obsahy.

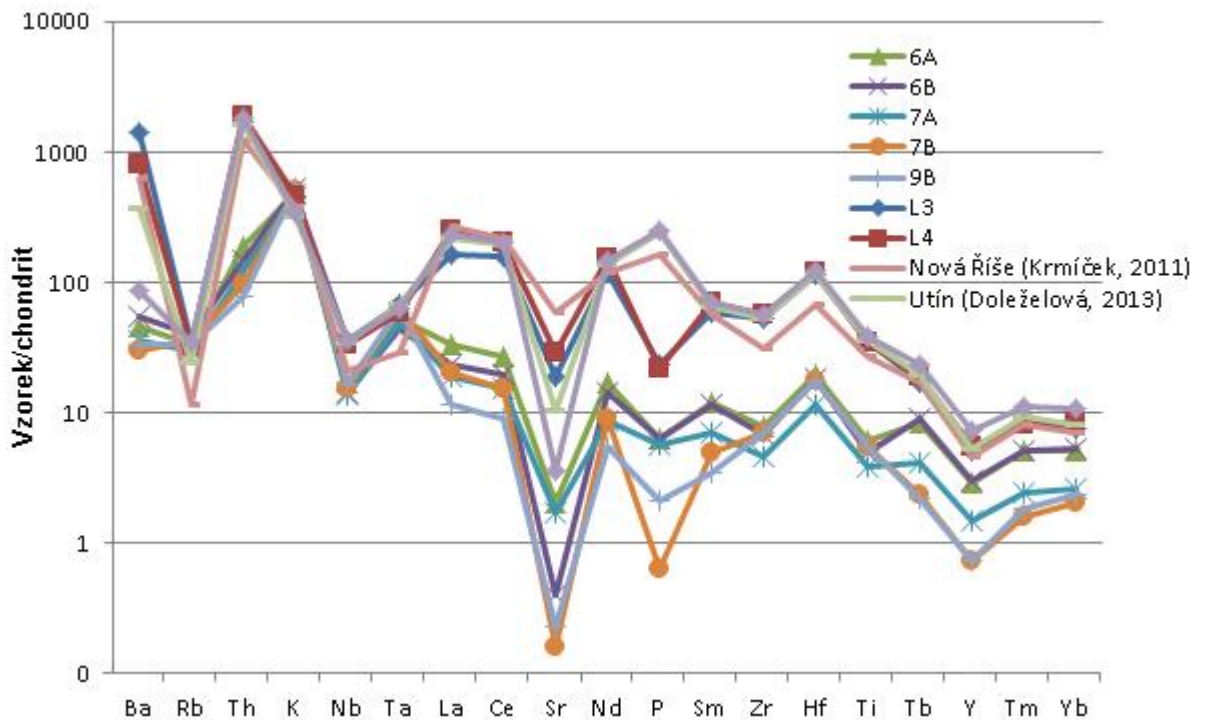


Obr. 31: Diagram isocony pro zprůměrované hodnoty alterovaného migmatitu. Nabohacené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny nad černou linií, zatímco odnesené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny pod černou linií.

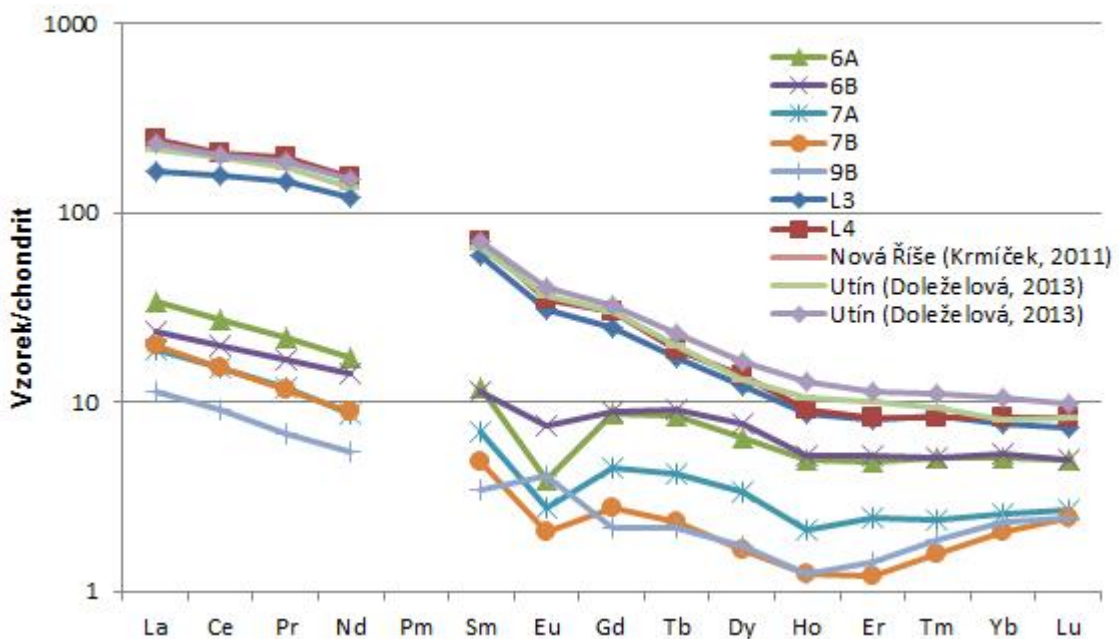
Stopové prvky čerstvých i alterovaných migmatitů byly normalizované na chondrit (obr. 32) dle Anderse a Grevesseho (1989). Horniny jsou nabohaceny o K_N (470-534), Hf_N (11,7-19,5). Vzorek **7B** je ochuzen i o P_N (0,6). Na obr. 33 lze vidět REE normalizované na chondrit dle Anderse a Grevesseho (1989). Lze pozorovat nabohacení LREE (lehké prvky vzácných zemin) oproti HREE (těžké prvky vzácných zemin). Pozitivní Eu anomálie je výrazná pouze u vzorku **9B** ($Eu/Eu^*=1,39$), u všech ostatních je negativní a pohybuje se v rozpětí od 0,38 do 0,80. Zvýšení velikosti Eu u alterovaných vzorků může odrážet výše zmíněné zvyšování fugacity kyslíku působících hydrotermálních fluid.

Tab. 17: Vypočtené zisky a ztráty u zprůměrovaných hodnot alterovaného migmatitu z Utína a z jednotlivých alterovaných zón granitu z Pohledu; č-červená zóna, z-zelená zóna, b-bílá zóna. Pro výpočet byl zvolen hliník jako nejvíce imobilní element.

Analyt	Jednotky	Migmatit	Granit		
			č	z	b
P ₂ O ₅	%	-0,18	-0,01	0,01	0,01
SiO ₂	%	-0,63	5,40	-2,30	-0,80
TiO ₂	%	0,00	0,06	0,01	0,01
Fe ₂ O ₃	%	-0,81	-0,92	-0,74	-1,26
MgO	%	0,12	-0,84	-0,42	-0,77
CaO	%	-0,35	-0,63	-1,58	-1,32
MnO	%	-0,03	-0,01	-0,02	0,00
Na ₂ O	%	-3,58	1,03	-0,80	-0,63
K ₂ O	%	0,11	0,09	0,94	0,37
LOI	%	1,85	0,09	0,92	1,43
Ag	%/PPM	1,9	0,0	0,0	0,0
As	%/PPM	5,5	7,2	17,5	2,8
Au	%/PPB	2,6	-1,5	-1,8	-1,8
Ba	%/PPM	4,6	-272	-87,4	-167
Be	%/PPM	1,0	-0,1	-1,1	-2,3
Bi	%/PPM	2,2	0,0	0,2	0,0
Cd	%/PPM	24,0	-0,1	-0,1	-0,1
Co	%/PPM	-1,7	-1,1	-1,9	-1,2
Cs	%/PPM	0,9	-1,8	1,9	0,8
Cu	%/PPM	14,3	9,8	-0,2	4,5
Ga	%/PPM	3,7	-3,7	-0,8	0,0
Hf	%/PPM	0,2	0,1	-0,2	0,3
Mo	%/PPM	0,1	0,2	6,3	-2,0
Nb	%/PPM	-0,7	2,4	6,0	1,8
Ni	%/PPM	-0,4	-0,1	-0,5	0,8
Pb	%/PPM	501	6,4	-0,5	-4,1
Rb	%/PPM	36,4	5,8	87,6	18,0
Sb	%/PPM	0,1	0,0	0,0	0,0
Sn	%/PPM	51,9	-1,1	-0,7	-1,3
Sr	%/PPM	-37,4	-215	-257	-212
Ta	%/PPM	0,0	0,4	0,1	0,2
Th	%/PPM	-1,3	1,7	-0,3	0,9
Tl	%/PPM	-0,1	-0,2	-0,1	-0,3
U	%/PPM	1,7	-1,5	-1,3	-0,4
V	%/PPM	-0,2	3,4	2,8	3,9
W	%/PPM	-1,2	-2,4	-1,3	-9,0
Zn	%/PPM	805	-11,2	-15,3	-30,9
Zr	%/PPM	5,4	5,7	-4,2	2,0
Y	%/PPM	-1,7	1,3	-0,4	1,4
La	%/PPM	-2,4	2,6	-2,8	-3,9
Ce	%/PPM	-4,8	4,8	-4,3	-4,7
Pr	%/PPM	-0,5	0,5	-0,4	-0,4
Nd	%/PPM	-1,5	1,6	-1,3	1,1
Sm	%/PPM	-0,3	0,2	-0,4	-0,1
Eu	%/PPM	0,1	-0,1	-0,2	-0,1
Gd	%/PPM	-0,3	0,2	-0,3	0,0
Tb	%/PPM	0,0	0,0	0,0	0,0
Dy	%/PPM	-0,2	0,3	-0,1	0,3
Ho	%/PPM	0,0	-0,1	-0,1	0,0
Er	%/PPM	-8,2	0,0	-0,2	-0,1
Tm	%/PPM	0,0	0,0	0,0	0,0
Yb	%/PPM	-0,1	0,1	0,0	-0,1
Lu	%/PPM	0,0	0,0	0,0	0,0



Obr. 32: Multiprvekový diagram vzorků migmatitů (6A-9B) a lamprofyrů (L3, L4) z Utína. Pro porovnání byly vyneseny i vzorky lamprofyrů z moldanubika od Krmíčka (2011) a Doleželové (2013; viz vzorky L1 a L2). Normalizováno na C1 chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989).



Obr. 33: Distribuce REE vzorků migmatitů (6A-9B) a lamprofyrů (L3, L4) z Utína. Pro porovnání byly vyneseny i vzorky lamprofyrů z moldanubika od Krmíčka (2011) a Doleželové (2013; viz vzorky L1 a L2). Normalizováno na C1 chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989).

Žilný granit

Hornina je tvořena vyrostlicemi křemene, biotitu a živců. Základní hmotu horniny tvoří tytéž minerály, včetně sekundárně vzniklých minerálů a to sericitu, „limonitu“, karbonátu a jílových minerálů, které silně zatlačují původní minerály. Kuděláskovou et al. (1961) a Doleželovou (2013) byly zjištěny podobné charakteristiky.

Akcesoricky zjištěná zrna apatitu vykazují v katodové luminiscenci skvrnitou zonálnost, vyznačující se nepravidelně rozloženými doménami žlutých a fialových odstínů. Zonálnost apatitu může být způsobena nerovnovážnými podmínkami během růstu krystalu. Fialové odstíny jsou zřejmě způsobeny vyššími obsahy Ce (Kempe, Götze, 2002).

Lamprofyr

Moje údaje o lamprofyrech se shodují s nepublikovanou prací Doleželové (2013). Kromě vyrostlic biotitu byla nově nalezena i značně přeměněná zrna amfibolu. Pseudomorfózy po zrnech amfibolu jsou tvořené směsí křemene a minerálů skupiny smektitu (Doleželová, 2013). Minerály skupiny smektitu jsou stabilní za nízkých teplot (do 200 °C) a za neutrálních až slabě kyselých hodnot pH roztoku (Reed, 1997).

Vzhledem k přítomnosti pouze alterovaných lamprofyrů v prostoru lomu nebylo možné porovnání s čerstvým ekvivalentem. Vzorek **L3** vykazuje vyšší hodnoty LOI (4,7 hmot. %) a Pb (4482 ppm), než vzorek **L4** (LOI 3,3 hmot. %, Pb 2336 ppm).

Obsahy hlavních oxidů byly vyneseny do diagramů a vzájemně porovnány s daty Němce (1993), Krmíčka (2011) a Doleželové (2013). Chemické složení vzorků lamprofyrů z Utína bylo přepočteno na bezvodou bázi (tab. 18), obsahy SiO₂ vykazují intermediální složení (54,62 a 53,14 hmot. %). V tab. 18 je uveden i přepočet chemické analýzy lamprofyrů na CIPW normu. Vzorek **L3** vykazuje převahu normativního K-živce (36,80 obj. %) nad plagioklas (16,15 obj. %), u vzorku **L4** je zastoupení obou vzorků vyrovnané (K-živec 32,61 obj. %; plagioklas 32,8 obj. %). Hornina dále obsahuje normativní křemen (6,56 a 14,10 obj. %) a korund (1,04 a 4,80 obj. %). V TAS diagramu (Le Bas et al., 1986; obr. 34) se oba analyzované vzorky nacházejí v poli bazaltického trachyandezitu (resp. monzodioritu). V diagramu SiO₂ versus K₂O (Percerillo, Taylor, 1976; obr. 35A) leží vzorky v poli šošonitové série. V diskriminačním ternárním diagramu MgO-K₂O-Al₂O₃ (Bergman, 1987) se vzorky nacházejí v poli pro lamprofyry (obr. 35B). Podobné charakteristiky byly po vynesení do diagramů zjištěny i na jiných lokalitách v moldanubiku. Alkalické minety z okolí Třebíče se v TAS diagramu nacházejí v poli trachyandezitu (resp. monzonitu) a trachytu (resp. syenitu). Horniny vykazují vysoké obsahy K₂O (7,31 a 9,40 hmot. %), proto se v diagramu

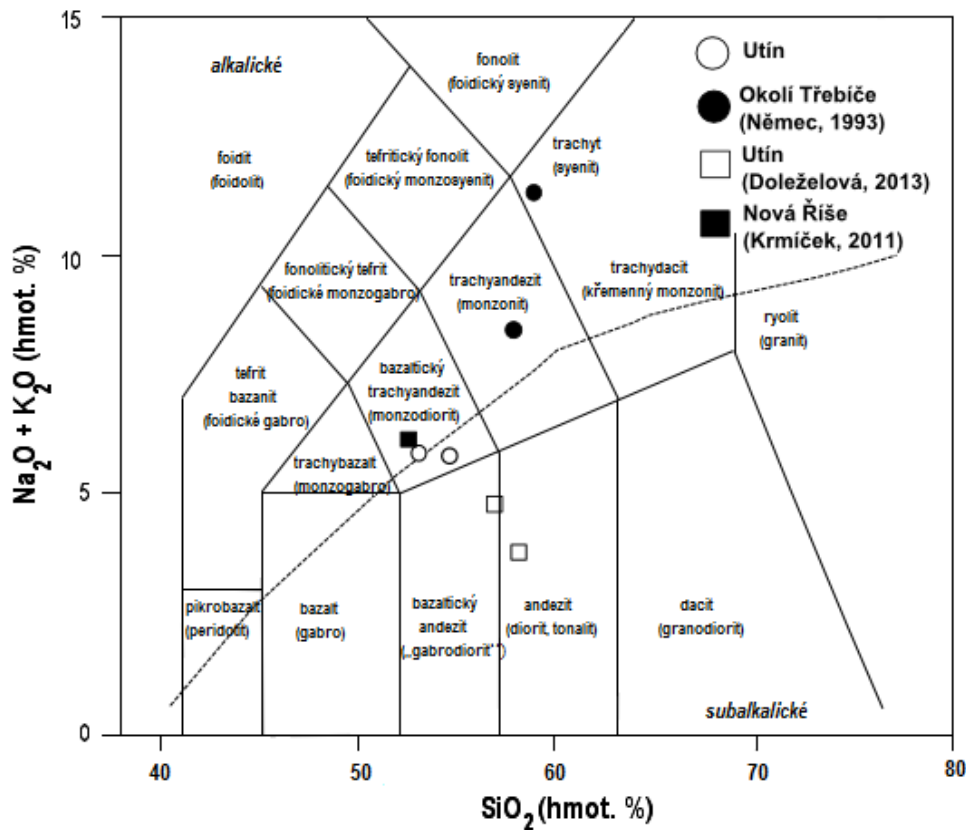
SiO₂/K₂O nacházejí mimo pole diagramu. V diagramu MgO-K₂O-Al₂O₃ se nacházejí v poli lamproitů s přesahy do pole, kde se překrývají lamproity s lamprofyry (Němec, 1993). Slídnatý lamprofyr z Nové Říše (Krmíček, 2011) se v diagramech nachází ve stejných polích jako vzorky **L3** a **L4** z Utína. Vzorky Doleželové (2013) z lokality Utín vycházejí také podobně, pouze v TAS diagramu se nacházejí v poli bazaltického andezitu (resp. gabrodioritu) a andezitu (resp. dioritu, tonalitu).

Tab. 18: Obsahy hlavních oxidů přepočtené na bezvodou bázi a CIPW normativní složení lamprofyrů z Utína.

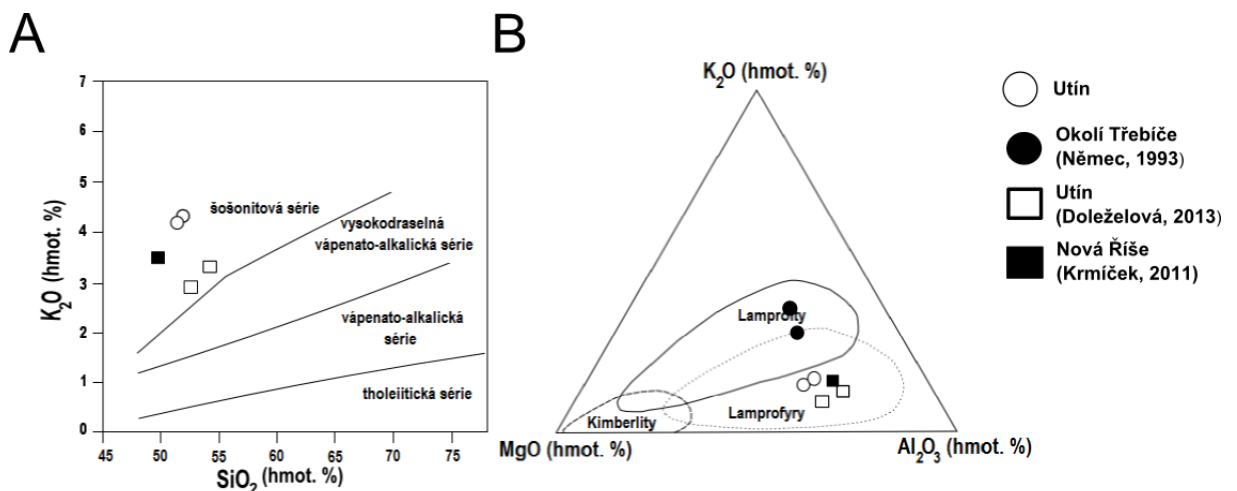
	Analýza (hmot. %)		Bezvodá báze (hmot. %)		CIPW norma (obj. %)		
	L3	L4	L3	L4		L3	L4
P ₂ O ₅	1,10	1,02	1,18	1,07	Q	14,10	6,56
SiO ₂	51,06	50,59	54,62	53,14	An	5,00	19,10
TiO ₂	1,42	1,40	1,52	1,47	Hy	18,47	18,13
Al ₂ O ₃	15,02	15,02	16,07	15,78	Ab	11,15	13,70
Cr ₂ O ₃	0,06	0,06	0,06	0,06	Or	36,80	32,61
Fe ₂ O ₃	9,28	8,65	9,93	9,09	Ap	2,50	2,25
MgO	7,59	7,68	8,12	8,07	Pr		0,52
CaO	2,31	4,79	2,47	5,03	Il		0,06
MnO	0,34	0,47	0,36	0,49	C	4,80	1,04
Na ₂ O	1,10	1,39	1,18	1,46	Ru	1,06	0,98
K ₂ O	4,21	4,14	4,50	4,35	Hm	5,54	5,01
					Zr	0,08	0,09
Suma	93,49	95,21	100,00	100,00		99,50	100,05

Na obr. 32 lze pozorovat normalizované křivky stopových prvků na chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989). U vzorků **L3** a **L4** lze pozorovat nabohacení o Ba_N (809 a 1420), Th_N (1719 a 1857) a ochuzení o Rb_N (32,3 a 33,9), Nb_N (33,6 a 36,2) a Y_N (5,1 a 5,5). „TNT“ (Ta-Nb-Ti) anomálie není patrná ani u jednoho vzorku. Podobné charakteristiky lze pozorovat i u lamprofyrů z Utína (Doleželová, 2013) a u lamprofyru z Nové Říše (Krmíček, 2011). Na obou lokalitách je nápadný pozitivní pík P, který může být způsoben výrazným zastoupením apatitu v těchto vzorcích. U lamprofyru z Nové Říše lze pozorovat náznak „TNT“ anomálie. Na obr. 33 jsou křivky REE normalizované na chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989). Lze pozorovat nabohacení LREE oproti HREE. Eu anomálie je negativní (Eu/Eu*=0,8). Trend normalizované křivky je podobný jako u lamprofyru z Nové Říše (Krmíček, 2011) a u lamprofyrů z Utína (Doleželová, 2013). Negativní Eu anomálie je přítomna na obou lokalitách.

Na základě petrografické a geochemické analýzy může být lamprofyr z utínského lomu označen jako mineta.



Obr. 34: Porovnání chemického složení vzorků L3 a L4 se vzorky lamprofyřů z moldanubika od Němce (1993), Krmíčka (2011) a Doleželové (2013; viz vzorky L1 a L2) v TAS diagramu (Le Bas et al., 1986) s názvy polí pro vulkanity (resp. plutonity) (Middlemos, 1985) a dělicí linii pro alkalické a subalkalické horniny (Irvine a Baragar, 1971).



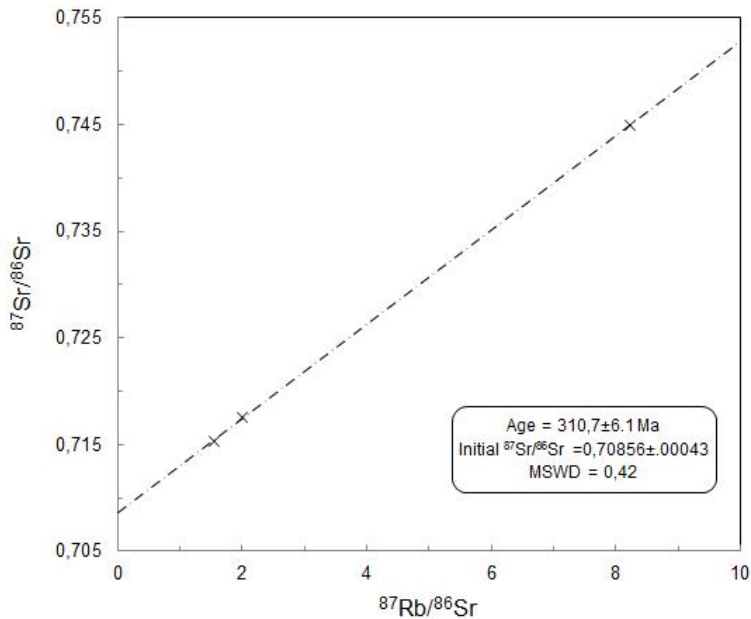
Obr. 35: Porovnání chemického složení vzorků L3 a L4 se vzorky lamprofyřů z moldanubika od Němce (1993), Krmíčka (2011) a Doleželové (2013; viz vzorky L1 a L2). A – $\text{SiO}_2/\text{K}_2\text{O}$ diagram pro bazické a kyselé horniny (Percerillo, Taylor, 1976); B – Ternární diagram $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$ (Bergman, 1987).

Příspěvek ke stáří a původu magmatu lamprofyru

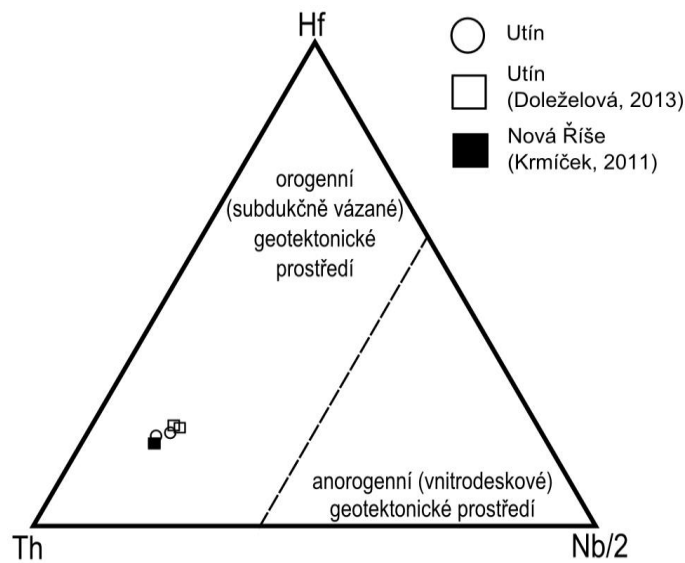
U tří vzorků lamprofyrů (**L1**, **L2**, **L3**) bylo stanoveno izotopické složení Sr. Zjištěná data byla vynesena do grafu $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ v programu Isoplot (obr. 36). Projekční body všech tří vzorků se promítají na jednu regresní přímku, která je izochronou (MSWD=0,42). Lze tedy předpokládat, že alterace měla vliv pouze na minerály, v kterých docházelo ke změnám v koncentracích Rb a Sr, zatímco hornina jako celek zůstala po celou dobu uzavřeným systémem vůči Rb a Sr. Izochrona nám tedy dává čas uplynulý od krystalizace, tedy geologické stáří horniny (Faure, Powell, 1972).

Během celé variské orogeneze docházelo v několika pulzech (340 až 280 Ma) k intruzím granitoidů do metamorfítů (Van Breemen et al., 1982). Stáří lamprofyru, vypočítané na 310,7 Ma (svrchní karbon), můžeme zařadit do skupiny posttektonických intruzí typu Freistadt (Cháb et al., 2008).

Stopové prvky byly vyneseny do ternárního diagramu Th-Hf-Nb/2 k ilustraci geotektonické pozice. Analyzované vzorky z Utína (**L3**, **L4**) spadají do orogenního (subdukčně vázaného) geotektonického prostředí (obr. 37). Pro porovnání byly do diagramu vyneseny i vzorky dalších lamprofyrů z moldanubika, jež spadají do stejného pole. Námi analyzované vzorky mají charakteristické rysy magmat odvozených z pláště (vysoká hořčnatost, vysoké obsahy Ni, Cr a Sr) a zároveň jsou velmi bohaté pro plášť inkompatibilními prvky. Hlavní rysy obohacení (poměry LILE/HFSE, REE prvky a negativní Eu anomálie) se obvykle vysvětlují jako důsledek obohacení hornin litosférického pláště v suprasubdukčním prostředí (Holub, 2005). Při tak silném obohacení, jakým se vyznačují horniny spadající do orogenní asociace, je nutné uvažovat jeho zdroj v horninách, které odpovídají svým složením subdukované kontinentální kůře (Holub, 2005). Tato představa je v souladu i se Sr izotopy u analyzovaných lamprofyrů (vyšší iniciační poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7086).



Obr. 36: Sr-Rb izochrona pro lamprofyry (L1, L2, L3) z Utína.



Obr. 37: Porovnání vzorků lamprofyry L3 a L4 v geotektonickém klasifikačním diagramu (Krmíček et al., 2011a) se vzorky lamprofyry z moldanubika od Krmíčka (2011) a Doleželové (2013).

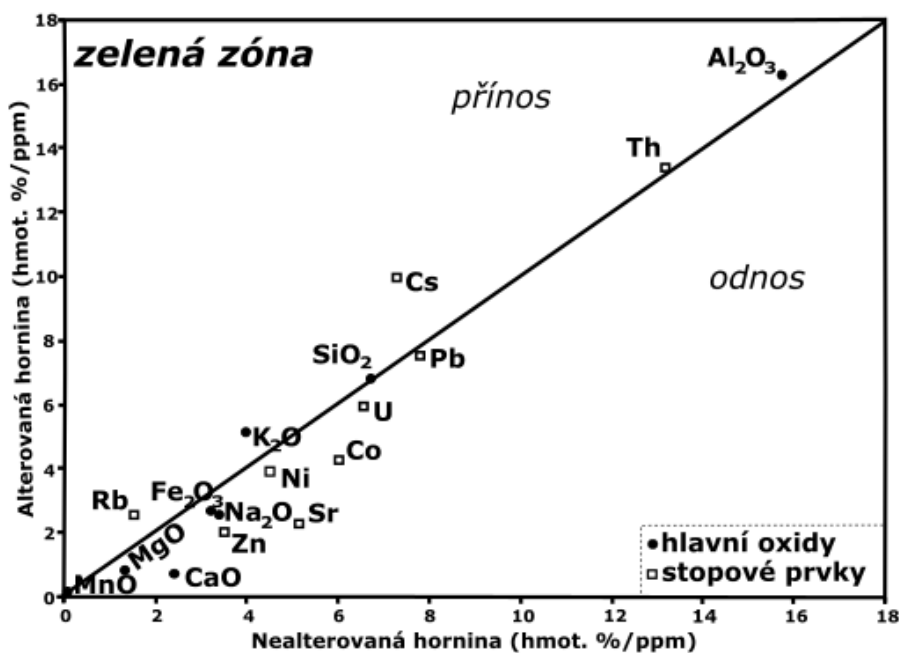
5.1.2. Lom Pohled

Minerální složení jednoznačně koreluje s provedenými chemickými analýzami u jednotlivých alterovaných zón granitu, jejichž mocnost se pohybuje v řádech několika cm.

Celkový chemismus byl stanoven na 4 vzorcích čerstvého granitu a na 8 vzorcích alterovaného granitu. Diagram isocony (Grant, 1986) graficky znázorňuje změny hlavních oxidů a stopových prvků během alterace u zelené (obr. 38) a červené zóny (obr. 39).

U čerstvých a alterovaných granitů nedocházelo k podstatnému rozpouštění křemene nebo bylo jeho rozpouštění kompenzováno silicifikací. Obsahy Al_2O_3 se příliš nemění, proto byly použity pro výpočet zisků a ztrát během alterace v jednotlivých alterovaných zónách granitu dle Granta (1986; tab. 17).

Zeleně zbarvená zóna se nachází nejdále od polymetalického zrudnění, barva je způsobena šupinkami sericitu, zatlačujícího zejména plagioklas a biotit. Zrna K-živce jsou jen lehce sericitizovaná a kaolinizovaná. Pravděpodobný trend vývoje alterace je naznačen na obr. 30, přičemž docházelo k snižování teploty a pravděpodobně i poměru K^+/H^+ . Analýzou celkového chemismu byly zjištěny zvýšené obsahy K_2O . Dále byly zjištěny snížené obsahy CaO (v důsledku rozkladu plagioklasů) a MgO (důsledek rozkladu biotitu a vzniku chloritu). Hydrotermálními roztoky byly přineseny Rb, Cs (vázány patrně jako izomorfní příměsi v živcích a slídách) a dále došlo k mírnému přísunu Th (přítomnost akcesorických minerálů obsahující Th, mikroskopicky byl zjištěn pouze apatit). Ba se chová imobilně, což zřejmě souvisí se zachováním K-živce během reakce. Dále došlo k odnosu Sr (patrně v důsledku rozkladu plagioklasů) a U (rozklad minerálů obsahujících U).

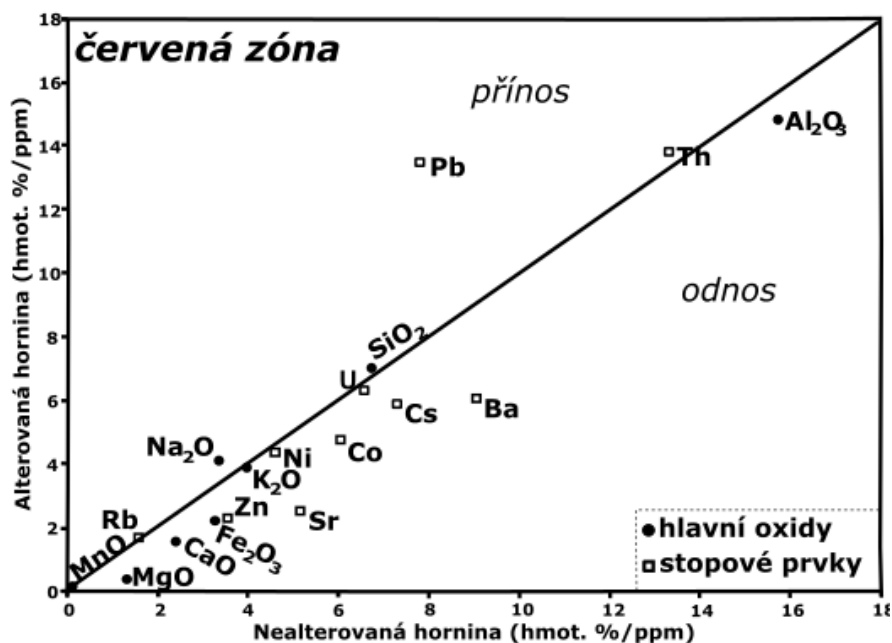


Obr. 38: Diagram isocony pro zprůměrované hodnoty zelené zóny z alterovaného granitu. Nabohacené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny nad černou linií, zatímco odesené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny pod černou linií.

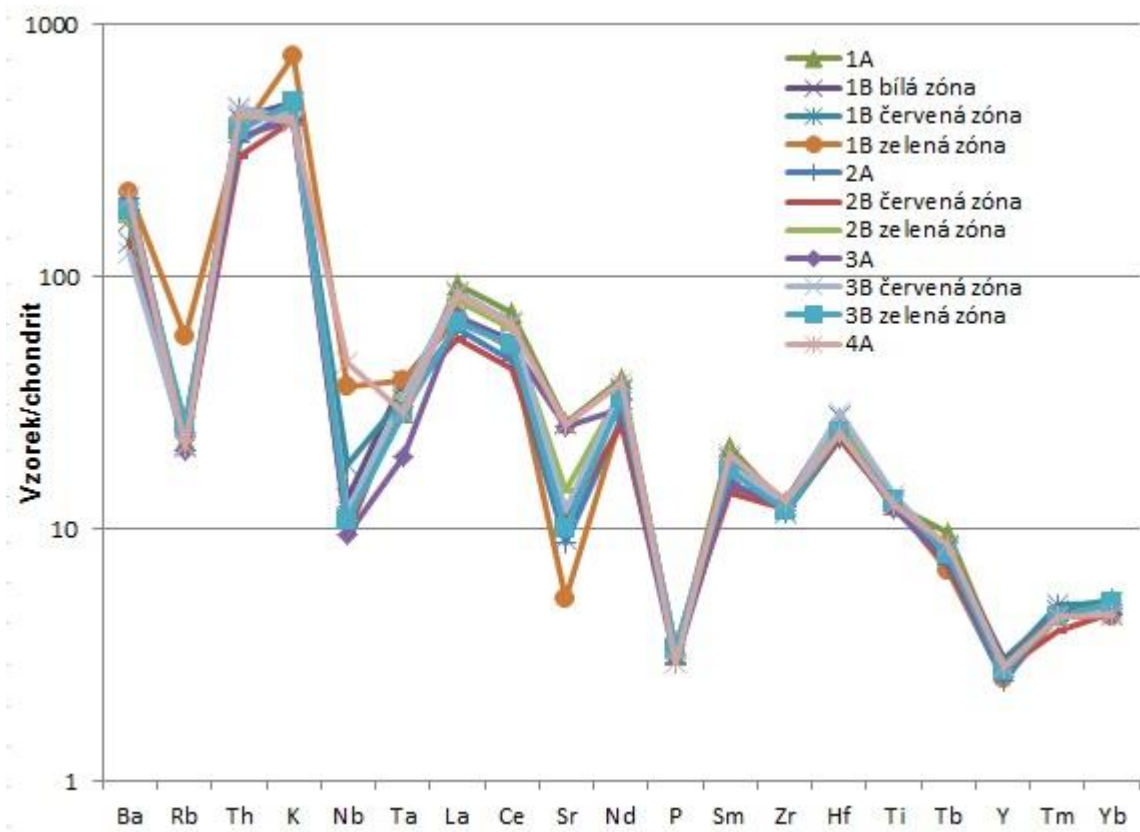
Červená zóna, která se často překrývá se zelenou zónou, se nachází nejbližší zrudnění. Dochází v ní především ke K-feldspatizaci plagioklasů, pro kterou jsou charakteristické

vysoké teploty působících fluid (obr. 30). Ve slabě alterovaných částech červené zóny je přítomna kaolinizace, sericitizace a argilitizace živců, jenž ukazují na snižování teploty a případně i poměru K^+/H^+ během hydrotermální alterace (obr. 30). Z chemického hlediska také došlo k nárůstu obsahu Na_2O (albitizace plagioklasu) a poklesu obsahu MgO (rozklad biotitu). Z minoritních prvků došlo k přínosu Pb (zastupuje K ve struktuře K -živce, příp. je vázáno na sulfidy) a Th (přítomnost minerálů obsahujících Th). S rozkladem plagioklasů došlo k odnosu Ba a Sr . Sniženy byly i obsahy U (rozklad akcesorií obsahujících U). V katodové luminiscenci byla zkoumána zrna karbonátu a apatitu. Na zrnech karbonátu a apatitu lze pozorovat dvě generace (mladší zatlačuje a proniká do starší), jež poukazuje na měnící se složení hydrotermálního roztoku či podmínek (např. změna teploty roztoku nebo pH/Eh ; Pagel et al., 2000).

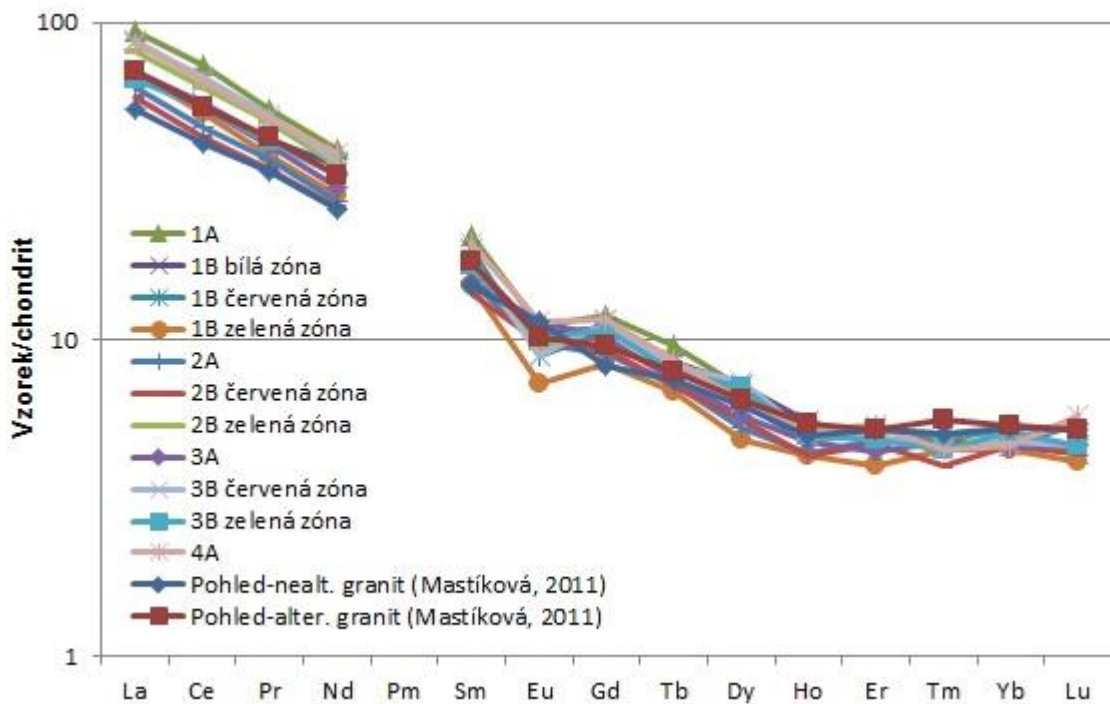
Celkový chemismus bílé zóny byl zkoumán pouze u jednoho vzorku. V bílé zóně dochází především ke karbonatizaci plagioklasů a biotitu. Z minoritních prvků došlo k přínosu S (tvorba sulfidů), Cs a Rb . Hydrotermálními roztoky byly odneseny tyto prvky: Ba , Pb a Sr (souvisí s rozkladem živců), U a Th (rozklad akcesorií).



Obr. 39: Diagram isocony pro zprůměrované hodnoty červené zóny z alterovaného granitu. Nabohacené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny nad černou linií, zatímco odnesené prvky/oxidy během alterace jsou znázorněny pod černou linií.



Obr. 40: Multiprvkový diagram granitů z Pohledu normalizovaných na chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989).



Obr. 41: Porovnání distribuce REE vzorků granitů z Pohledu se vzorky Mastíkové (2011). Normalizováno na Cl chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989).

Stopové prvky byly normalizovány na chondrit podle Anderse a Grevesseho (1989) (obr. 40). Z grafu lze vyzorovat nabohacení o Th_N (305-466) a K_N (412-750) a ochuzení o Sr_N (5,3-26,7), P_N (2,9-3,4) a Y_N (2,5-3,1). Dále byly normalizovány na chondrit dle Anderse a Grevesseho (1989) obsahy REE (obr. 41). Z obrázku je patrné nabohacení LREE oproti HREE, které je z větší části zděděné z původní horniny, nicméně lze zmínit větší mobilitu LREE během hydrotermální alterace (viz. tab. 17). U alterovaných granitů je patrná negativní Eu anomálie (od 0,63 do 0,92). Vzorky byly porovnávány se vzorky Mastíkové (2011), u kterých lze pozorovat plynulý pokles hodnot s rostoucím atomovým číslem prvku. Europiová anomálie je negativní (0,8 a 1,0).

5.2. Podmínky alterace

5.2.1. Přehled fluidních systémů

O alteračních procesech, které jsou mladší, než je vznik hostitelských minerálů, vypovídá složení sekundárních inkluzí (Zachariáš, 2000). Na základě podobnosti mikrotermometrických dat a petrografie inkluzí byly zjištěny pro sekundární inkluze tyto fluidní systémy: **vodné roztoky bez plynných složek**, **vodné roztoky s plyny** (převážně CO_2) a **plynné systémy obsahující CO_2** .

Vodné roztoky bez plynných složek jsou nejčastějším systémem u hornin z lomu Pohled (granity) a Utín (migmatity, žilné granity a lamprofyry). Sekundární inkluze jednotlivých zón granitu z lomu Pohled vykazují podobné charakteristiky. Teploty eutektika (Te) se pohybují v rozmezí -24 až -39 °C, což indikuje systém s chloridy Na, Mg, Fe (Borisenko, 1977). Podle teplot tání poslední pevné fáze (Tm) byla stanovena salinita v rozmezí 3,6 až 11,1 hmot. % NaCl ekv. (Bodnar, 1993), což značí nízkosalinní až středněsalinní roztoky. Molární objem fluida byl 18,9 až 24,8 cm^3/mol . Homogenizace sekundárních inkluzí proběhla vždy na kapalinu v širokém intervalu od 90 do 315 °C. Teploty homogenizace a salinity sekundárních inkluzí byly vyneseny do grafu pro identifikaci případných trendů (obr. 36). U vzorků **1B** (zelená zóna) a **3B** (zelená zóna) je patrná velmi malá variabilita dat sekundárních inkluzí, nelze tedy stanovit žádný trend. U vzorku **3B** (červená zóna) lze pozorovat náznak trendu, naznačujícího míšení dvou různých fluid s rozdílnou salinitou (nízkosalinního a středněsalinního) a přibližně stejnou teplotou.

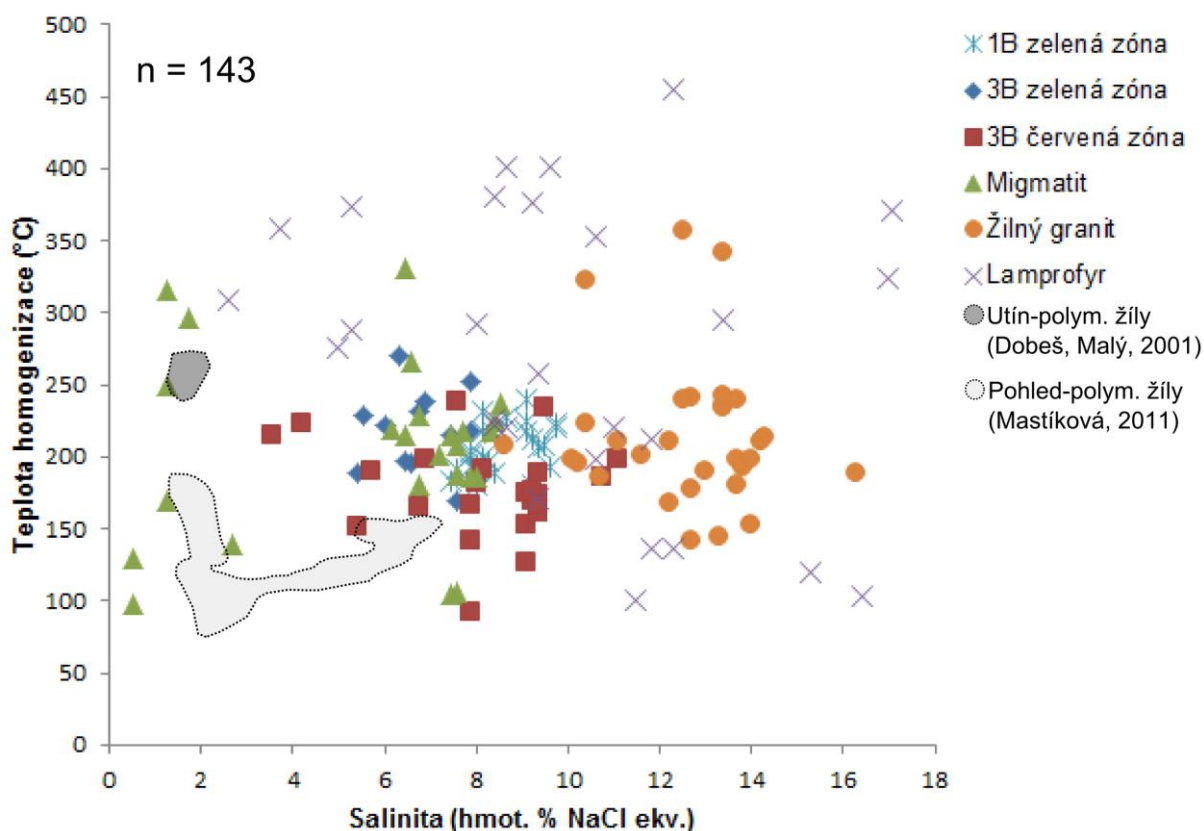
U hornin z lomu Utín byla zjištěna teplota eutektika u sekundárních inkluzí v migmatitu (-32,1 °C) a lamprofyru (-27,6 °C). Obě teploty indikují roztoky s MgCl_2 , FeCl_2 či $\text{FeCl}_3 \pm \text{NaCl}$ (Borisenko, 1977). Inkluze homogenizovaly jednak na kapalinu, tak i na plyn. Nejčastěji probíhala homogenizace na kapalinu v širokém rozpětí od 81 do 407 °C. U

migmatitu byly z teplot tání ledu vypočteny salinity v rozmezí od 0,5 až 8,7 hmot. % NaCl ekv. (Bodnar, 1993). U žilného granitu a lamprofyru byly naměřeny nižší teploty T_m ice, které indikují vyšší salinitu v rozmezí 2,6 až 17,0 hmot. % NaCl ekv. (Bodnar, 1993). Homogenizace na plyn se uskutečnila u několika inkluzí ze vzorku lamprofyru, při teplotě 339 až 455 °C. U těchto inkluzí byla zjištěna salinita v rozmezí 11,1 až 12,3 hmot. % NaCl ekv. V lomu Utín byly přítomny nízkosalinní a středněsalinní roztoky. Molární objem fluida byl 18,6 až 35,4 cm³/mol. V grafu teplota homogenizace versus salinita lze pozorovat několik trendů (obr. 37). U migmatitu došlo k míšení výšesalinních a vysokoteplotních fluid s nízkoteplotními a nízkosalinními fluidy. Na vzniku sekundárních inkluzí ze žilného granitu se podílela výšesalinní fluida, u kterých se měnila teplota a/nebo tlak. Sekundární inkluze u lamprofyru vykazují velmi široký rozptyl datových bodů (obr. 36).

Vodné roztoky s plynnými složkami (převážně CO₂) byly zjištěny pouze u hornin z lomu Utín (migmatity, žilné granity a lamprofyry). Vyskytovaly se zde dvojfázové (L+V) a trojfázové (L₁+L₂+V) inkluze.

Dvojfázové (L+V) inkluze s přítomností klatrátotvorného plynu byly zjištěny u migmatitu a lamprofyru. Teploty eutektika se nepodařilo zjistit ani u jednoho litotypu. Definujeme-li tento systém u migmatitu jako CH₄-H₂O-NaCl, tak mikrotermometrické údaje odpovídají pro migmatit 97 a 98 mol. % H₂O, 0,4 mol. % CH₄ a 1,6 a 2,6 mol. % NaCl. Salinita vypočtená z teplot tání klatrátu odpovídá 0,5 a 0,8 hmot. % NaCl a celkový molární objem fluida je 44,1 a 43,9 cm³/mol. Nižší teploty tání klatrátu (6,1 až 6,4 °C) u lamprofyru mohou indikovat systém CO₂-H₂O-NaCl, mikrotermometrické údaje pak odpovídají 90,5 a 92,6 mol. % H₂O, 5 a 7,5 mol. % CO₂, 2,0 a 2,4 mol. % NaCl. Salinita odpovídá 0,6 a 0,8 hmot. % NaCl. Celkový molární objem fluida je 30,4 a 44,3 cm³/mol.

Trojfázové inkluze (L₁+L₂+V) byly zjištěny u všech tří litotypů. Teploty eutektika se nepodařilo změřit ani u jedné inkluze. Jedna inkluze z lamprofyru byla podrobena Ramanovské analýze, v plynné fázi byl zjištěn CO₂, N₂ a CH₄. Přítomnost dalších plynů indikují i nižší teploty tání pevného CO₂ (-57,1 až -59,7 °C). Pokud modelujeme složení fluida v lamprofyru systémem H₂O-NaCl-CO₂-CH₄-N₂, tak naměřené mikrotermometrické údaje odpovídají 88,2 mol. % H₂O, 9,7 mol. % CO₂, 0,5 mol. % CH₄, 0,3 mol. % N₂, 1,3 mol. % NaCl. Hustota nevodné fáze je u lamprofyru 0,4 g/cm³ a celkový molární objem fluida je 56,9 cm³/mol. Salinita vypočítaná z teploty tání klatrátu odpovídá 2,3 hmot. % NaCl ekv. Z důvodu malého množství dat nemohl být sestaven graf teplota tání ledu versus celková teplota homogenizace.



Obr. 36: Graf korelace teploty homogenizace a salinity sekundárních vodných inkluzí bez plynných složek v křemeni v alterovaných horninách z lomu Utín a Pohled. Čárkovaně jsou vyznačena data pro vodné inkluze v křemeni z polymetalických žil od Dobeše, Malého (2001) a Mastíkové (2011).

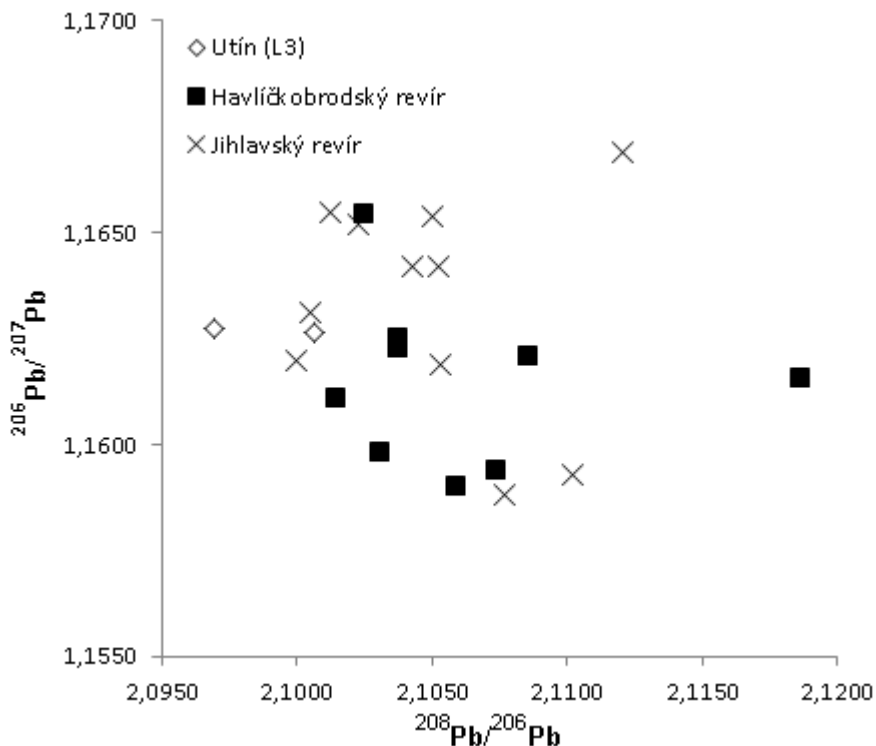
5.2.2. Stabilní izotopy síry

Izotopové složení horninové sulfidické síry je na obou lokalitách značně homogenní, hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ jsou málo variabilní (+3,0 až +5,7 ‰) CDT, což by indikovalo značně stabilní podmínky při vzniku zrudnění (stabilní zdroj síry a málo proměnlivé Eh a pH hydrotermálního roztoku). Dobešem, Malým (2001) a Malým, Dolníčkem (2005) byly na obou lokalitách zjištěny podobné hodnoty izotopického složení síry v sulfidech (+4,0 až +5,0 ‰ CDT). Na lokalitě Pohled bylo Mastíkovou (2011) zjištěno izotopické složení sulfanu hydrotermálního roztoku v rozmezí +0,9 až +4,8 ‰ CDT pro teplotu 200 až 500 °C.

Pro hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ v intervalu 0 až +5 ‰ CDT je horninové prostředí moldanubického plutonu považováno za přímý zdroj síry pro hydrotermální roztok (Malý, Dolníček, 2005). Zdroj síry lze tedy hledat v žulách nebo v metamorfovaných horninách moldanubika.

5.2.3. Izotopy Pb

V lomu Utín byly pro olovo vázané zejména na sulfidy v lamprofyru zjištěny poměry $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 1,1627 a 1,1626, které jsou velmi podobné poměrům $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ galenitu z lokalit v havlíčkobrodském rudním revíru (Vaněček et al., 1985; Janíčková, 2013) a jihlavskému rudnímu revíru (Vaněček et al., 1985; Kapusta, 2013; obr. 37). Havlíčkobrodský revír vykazuje velmi stálé izotopické poměry Pb, odpovídající starovariskému zrudnění (Legierski, Vaněček, 1965).



Obr. 37: Porovnání izotopového složení olova v galenitu ze vzorku lamprofyru (L3) z lomu Utín se vzorky z havlíčkobrodského revíru od Vaněčka et al. (1985) a Janíčkové (2013) a se vzorky z jihlavského rudního revíru od Vaněčka et al. (1985) a Kapusty (2013).

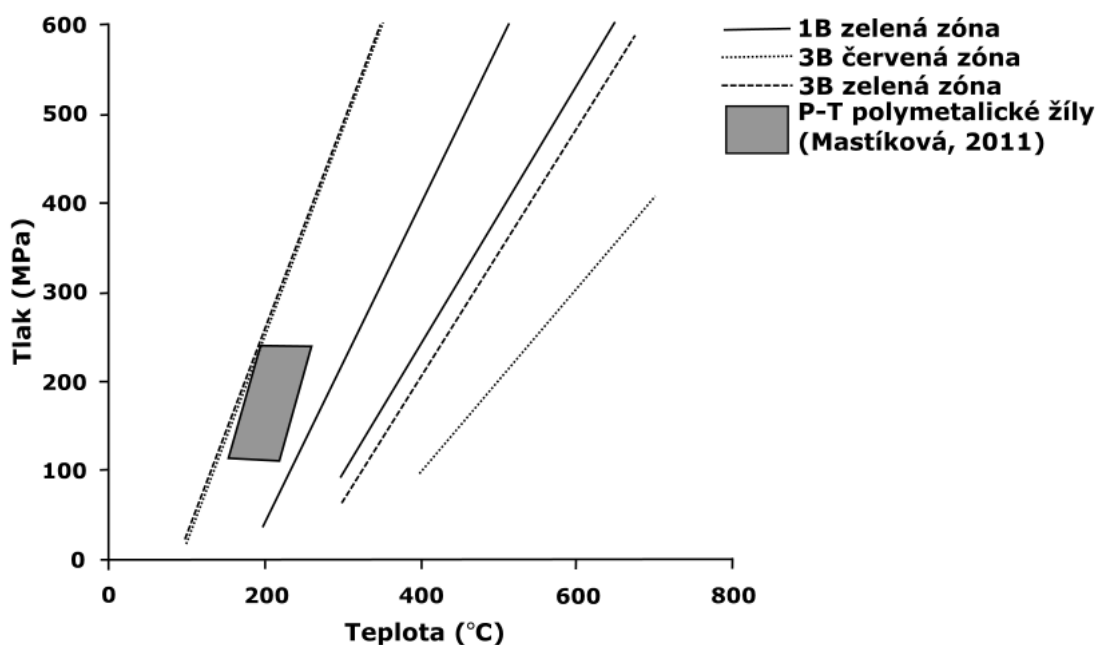
5.2.4. P-T podmínky a srovnání s dosavadními poznatky

Poměrně variabilní teploty homogenizace a přítomnost několika kompozičních systémů sekundárních fluidních inkluzí v křemenu na obou lokalitách nasvědčují dlouhodobému vývoji alterovaných hornin.

V lomu Pohled se nacházejí čistě vodné inkluze bez obsahu plyných složek. Podobné charakteristiky byly zjištěny i Mastíkovou (2011) v inkluzích zachycených v křemenu z polymetalického zrudnění, a to čistě vodné fluidum, vykazující nízké teploty homogenizace (70-170 °C) a nízké salinity (1,7-2,2 hmot. % NaCl ekv.). Námi naměřené inkluze vykazují

zřetelně větší rozptyl teplot (90-315 °C) a salinit (3,6 až 11,1 hmot. % NaCl), což jednoznačně vypovídá o zachycení inkluzí v různých obdobích hydrotermální aktivity.

Na základě stálých fázových poměrů sekundárních vodných fluid za pokojové teploty lze usuzovat na zachycení inkluzí z homogenního fluida během hydrotermální alterace. Teplota zachycení fluid tak byla s největší pravděpodobností vyšší, než jsou námi naměřené teploty homogenizace. Pro stanovení reálných P-T podmínek by bylo zapotřebí použití nezávislých barometrů či termometrů (Zachariáš, 2000; Huraiová et al., 2002). P-T podmínky vzniku polymetalické mineralizace z lomu Pohled, stanovené použitím sfaleritové geobarometrie (odpovídající teplotě 170-220 °C a tlaku 120-230 MPa; Mastíková, 2011), korelují s námi sestrojenými izochorami (obr. 38).

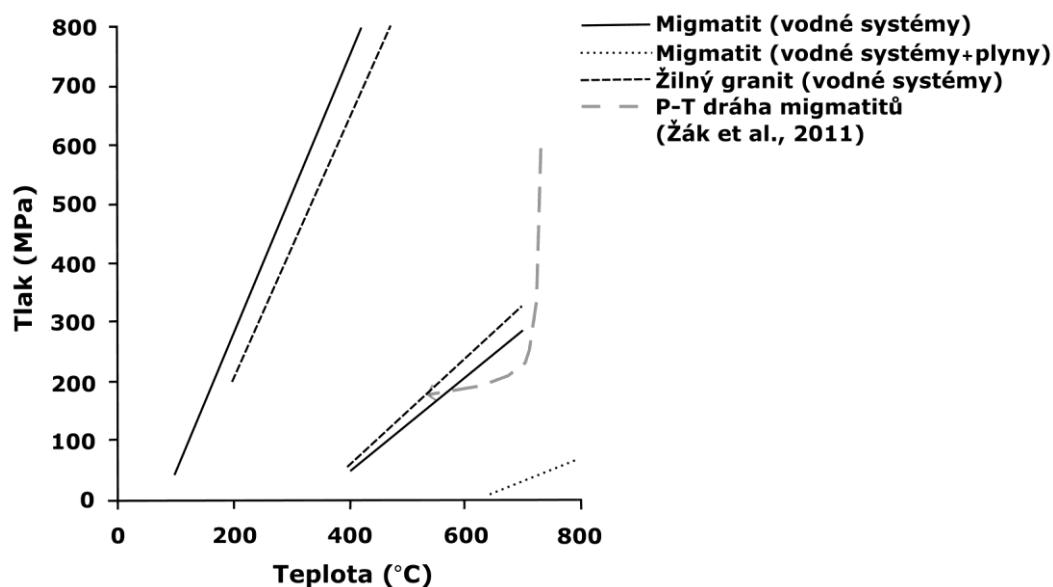


Obr. 38: P-T diagram s vynesnými krajními izochorami pro sekundární vodné systémy bez plynných složek v křemeni z lomu Pohled. Šedé pole vymezuje P-T podmínky pro vznik polymetalického zrudnění (Mastíková, 2011).

V alterovaných horninách z lomu Utín byla zjištěna koexistence inkluzí s různým složením (čistě vodné inkluze, tak i vodné inkluze s obsahem plynu). V křemeni na žilách polymetalických žil byly zjištěny nízkosalinní primární inkluze (1-4 hmot. % NaCl ekv.) obsahující H₂O-CH₄ fluidum s teplotou homogenizace mezi 320-360 °C (Dobeš, Malý, 2001). Dále byly zjištěny sekundární inkluze, obsahující pouze nízkosalinní a středněteplotní čistě vodná fluida, teploty homogenizace byly v rozmezí 250-260 °C (Dobeš, Malý, 2001).

Na základě výzkumu fluidních inkluzí a porovnání s publikovanými daty lze v alterovaných horninách z lomu Utín vyčlenit dvě základní období jejich vývoje. Období pozdně metamorfního/magmatického vývoje je reprezentováno fluidy se zvýšenými koncentracemi plynů $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$. Tato metamorfní fluida byla zjištěna i v lomu Bory u Velkého Meziříčí, jenž se pravděpodobně původně vyskytovala v granulitech, v mladších fázích následně nahrazených systémem $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (Fuksová, 2013). Druhé období zahrnuje hydrotermální procesy spojené se vznikem rudních žil. Tyto inkluze jsou reprezentovány čistě vodnými fluidy a vodnými fluidy s obsahem klatrátotvorného plynu (systémy $\text{CH}_4\text{-H}_2\text{O-NaCl}$).

Pokud během alterace docházelo k zachycení inkluzí z homogenního fluida, tak reálné podmínky vzniku (zachycení) sekundárních inkluzí byly pravděpodobně vyšší, než námi naměřené teploty homogenizace. Na obr. 39 jsou vyneseny krajní izochory pro sekundární inkluze v křemenu z migmatitu a žilného granitu. Vysoké homogenizační teploty u inkluzí v xenokrystu křemene lamprofyru značí, že u některých inkluzí zřejmě došlo k reekvilibraci inkluzí působením vysoké teploty při interakci s magmatem.



Obr. 39: P-T diagram s vnesenými krajními izochorami pro sekundární vodné inkluze a vodné inkluze s klatrátotvorným plynem v křemenu u migmatitu a sekundární vodné inkluze v křemenu u žilného granitu z lomu Utín. V grafu je vyznačena P-T dráha retrográdního metamorfního vývoje migmatitů (Žák et al., 2011).

6. Závěr

Na zkoumaných lokalitách (lom Utín, lom Pohled) jsou zrudnělé žilné struktury SZ-JV směru doprovázené hydrotermálními alteracemi okolních hornin.

Alteračními procesy jsou v utínském lomu postihovány zejména migmatity, žilné granity a lamprofyry. Z chemického hlediska dochází u silně sericitizovaných migmatitů k mírnému zvýšení K_2O , SiO_2 a MgO . Pro zvyšování stupně alterace je charakteristické snížení obsahu Na_2O , Fe_2O_3 , CaO a MnO . V žilném granitu docházelo k baueritizaci a chloritizaci biotitu a sericitizaci živců. V lamprofyru byly zjištěny vyrostlice amfibolu pseudomorfované směsí minerálů-sericitem, rudními minerály, titanitem, křemenem, biotitem, jílovými minerály a karbonátem. Alterace se v lamprofyru dále projevuje sericitizací, karbonatizací a chloritizací základní hmoty.

V lomu Pohled jsou hydrotermálně alterovány granity, které vykazují již makroskopicky patrnou zonálnost. Jednotlivé zóny se liší barvou (červená, zelená zóna). Minerální složení koreluje s provedenými chemickými analýzami u jednotlivých alterovaných zón granitu. V zeleně zbarvené zóně dochází zejména k sericitizaci plagioklasu a biotitu. Analýzou celkového chemismu byly zjištěny zvýšené obsahy K_2O a snížené obsahy CaO , MgO . V silně alterovaných partiích červené zóny dochází ke K-feldspatizaci plagioklasů, ve slabě alterovaných částech je přítomna sericitizace a argilitizace živců. Z chemického hlediska došlo v červené zóně k nárůstu obsahu Na_2O a poklesu obsahu MgO .

V alterovaných horninách na obou lokalitách bylo možné vyčlenit tyto fluidní systémy v sekundárních fluidních inkluzích v křemeni: $H_2O-NaCl$ (všechny litotypy), $CH_4-H_2O-NaCl$ (migmatity), $CO_2-H_2O-NaCl$ (lamprofyry) a $H_2O-NaCl-CO_2-CH_4-N_2$ (migmatity, žilné granity, lamprofyry). Variabilní teploty homogenizace a přítomnost několika kompozičních systémů sekundárních fluidních inkluzí v křemeni nasvědčují dlouhodobému „fluidnímu“ vývoji alterovaných hornin. Fluida se zvýšenými koncentracemi plynů ($CO_2-CH_4-N_2$) zřejmě reprezentují období pozdně metamorfního/magmatického vývoje hornin. Inkluze obsahující čistě vodná fluida nebo vodná fluida s obsahem klatrátotvorného plynu (systém $CH_4-H_2O-NaCl$) reprezentují hydrotermální procesy spojené se vznikem rudních žil. Během alterace zřejmě docházelo k zachycení inkluzí z homogenního fluida, takže reálné podmínky vzniku (zachycení) sekundárních inkluzí byly pravděpodobně vyšší, než námi naměřené teploty homogenizace. Speciálním případem jsou pak lamprofyry, u kterých zřejmě došlo k reekvilibraci inkluzí v xenokrystech křemene působením vysoké teploty při interakci s magmatem.

Izotopové složení sulfidické síry v alterovaných horninách je na obou lokalitách značně homogenní, hodnoty $\delta^{34}\text{S}$ se pohybují v rozmezí +3,0 až +5,7 ‰ CDT. Tyto hodnoty odpovídají izotopickému složení síry hydrotermálního roztoku, z kterého vznikalo polymetalické zrudnění Havlíčkobrodského rudního revíru (Dobeš, Malý, 2001; Mastíková, 2011). Zdroj této síry lze hledat v horninovém prostředí moldanubického plutonu (Dobeš, Malý, 2001; Malý, Dolníček, 2005; Mastíková, 2011).

Rb-Sr metodou bylo stanoveno stáří intruze lamprofyru na 310,7 +/-6,1 Ma (svrchní karbon), což odpovídá skupině posttektonických intruzí typu Freistadt. Studované lamprofyry mají charakteristické rysy magmat odvozených z pláště (vysoká hořčnatost, vysoké obsahy Ni, Cr a Sr) a zároveň jsou velmi bohaté pro plášť inkompatibilními prvky. Hlavní rysy obohacení (poměry LILE/HFSE, REE prvky a negativní Eu anomálie) se obvykle vysvětlují jako důsledek obohacení hornin litosférického pláště v suprasubdukčním prostředí (Holub, 2005). Původ výchozího magmatu lze hledat v ochuzeném plášťovém zdroji. Tato představa je v souladu se Sr izotopy u analyzovaných lamprofyrů (vyšší iniciální poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,7086).

7. Literatura

- Anders E., Grevesse N.* (1989): Abundances of the elements: Meteoritic and solar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 197-214.
- Bakker R. J.* (2003): Package FLUIDS 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. – *Chem. Geol.*, 194, 3-23.
- Barnes H. L., ed.* (1997): *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* – Wiley, New York etc.
- Barnes H. L. a Czamanske G. K.* (1967): Solubilities and transport of ore minerals. – In: *Barnes H. L., ed. (1997): Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* – Wiley, New York etc, pp. 334-381.
- Bergman S. C.* (1987): Lamproites and other potassium-rich igneous rocks: a review of their occurrence, mineralogy and geochemistry. – *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 30, 103-190.
- Bernard J. H.* (2000): *Minerály České republiky – stručný přehled.* Academia. Praha.
- Bernard J. H., Pouba Z., Čadek J., Čadková Z., Havelka J., Hettler J., Chrt J., Klomínský J., Koutek J., Legierski J., Lomozová V., Morávek P., Mrázek P., Mrňa F., Pertold Z., Petránek J., Pokorný J., Reichmann F., Rus V., Sattran V., Skácel J., Šmejkal V., Šorf F., Tenčík I., Vaněček M.* (1986): *Rudní ložiska a metalogeneze československé části Českého masívu.* Academia. 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.
- Borisenko A. S.* (1977): Izučeniye solevogo sostava rastvorov gazovožidkikh vključenij v mineralach metodom kriometrii. – *Golog. Geofiz.*, 8, 16-27, Novosibirsk.
- Bowers T. S., Helgeson H.C.* (1983): Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geologic systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 1247-1275.
- Burnham C. W. a Ohmoto H.* (1980): Late-stage processes of felsic magmatism. – *Mining Geol., Spec. Issue* 8, 1-11.
- Burke E. A. J.* (2001): Raman microspectrometry of fluid inclusions. – *Lithos*, 55, 139-158.
- Cempírek J., Strunga V., Škoda R.* (2008): Desilikovaný pegmatit s OH-bohatým fluorapatitem a niobovým rutilem z Utína u Havlíčkova Brodu. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol.*, 93, 81-89. Brno.

- Dobeš P., Malý K.* (2001): Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkobrodského revíru. – Vlast. sborn. Vysoč., odd. přír. věd, 15, 51-85. Jihlava.
- Doleželová T.* (2013): Petrografická charakteristika lomu Utín u Přibyslavi (moldanubikum). – MS, bakalářská práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Duan Z., Moller N., Weare J. H.* (1992a): An equation of state for the CH₄–CO₂–H₂O system: I. Pure systems for 0 to 1000 °C and 0 to 8000 bar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2605–2617.
- Duan Z., Moller N., Weare J. H.* (1992b): An equation of state for the CH₄–CO₂–H₂O system: II Mixtures from 50 to 1000 °C and 0 to 1000 bar. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 56, 2619–31.
- Duan Z., Moller R. N., Weare J. H.* (1996): A general equation of state for supercritical fluid mixtures and molecular dynamics simulation of mixture PVTX properties. – *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 60, 7, 1209–1216.
- Faure G., Powell J. L.* (1972): Stroncium isotope geology. – Springer-Verlag, Berlin.
- Fiala J.* (1995): General characteristics of the Moldanubian zone. – In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.): Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 417-418.
- Fiala J., Wendt J. I.* (1995): Moldanubian geochronology. – In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.): Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 418-422.
- Foley S. F., Venturelli G., Green D. H., Toscani L.* (1987): The ultrapotassic rocks: characteristics, classification, and constraints for petrogenetic models. – *Earth-Sci. Rev.*, 2, 81–134.
- Fuksová A.* (2013): Fluidní systémy ve vybraných horninách lomu Bory u Velkého Meziříčí (strážecké moldanubikum). – MS, diplomová práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Gerdes A., Friedl G., Parrish R. R., Finger F.* (2003): High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement - the South Bohemian Batholith. – *J. Czech Geol. Soc.*, 48, 53-54.
- Grant J. A.* (1986): The isocon diagram – a simple solution to Gresens equation for metasomatic alteration. – *Econ. Geol.*, 81, 1976–1982.
- Hak J., Johan Z.* (1961): Mineralogicko-geochemický výzkum indiové anomálie Pohled u Havlíčkova Brodu. – Sbor. geol. věd, ř. TG, 2, 77-101. Praha.
- Havlena V.* (1964): Geologie uhelných ložisek 2. – Naklad. ČSAV. 437 s. Praha.

- Holub F. V., Klečka M., Matějka D.* (1995): Igneous activity. – In: Dallmeyer R. D., Franke W., Weber K. (eds.): Pre-Permian geology of central and eastern Europe. Springer, Berlin Heidelberg, pp. 444-447.
- Holub F. V.* (2005): Durbachity a další lamproidní plutonity: současný pohled na jejich složení a vznik. – In: Breiter K. (Ed.): Sborník abstrakt a exkurzní průvodce 2. sjezdu České geologické společnosti, 19.–22. října, Slavonice. ČGS. Praha, 42-43.
- Huraiová M., Hurai V., Slobodník M.* (2002): Základy štúdia fluidných inklúzií v mineráloch. PŘF MU, Brno.
- Cháb J., Breitr K., Fatka O., Hladil J., Kalvoda J., Šimůnek Z., Štorch P., Vašíček Z., Zajíc J., Zapletal J.* (2008): Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu. ČGS. Praha.
- Chlupáč I., Brzobohatý R., Kovanda J., Stránilík Z.* (2011): Geologická minulost České republiky. Academia. Praha.
- Irvine T. N., Baragar W. R. A.* (1971): A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. – Can. J. Earth Sci., 8, 523–548.
- Janičková K.* (2013): Mineralogie a chemismus strusek po tavbě stříbrných rud z vybraných lokalit v havlíckobrodském rudním revíru. – MS, diplomová práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Jarkovský J.* (1960): Analýza silikátových hornín. SVTL Bratislava.
- Kapusta J.* (2013): Mineralogie a chemismus strusek po tavbě stříbrných rud z vybraných lokalit v jihlavském rudním revíru. – MS, diplomová práce, Univerzita Palackého v Olomouci. Olomouc.
- Kempe U., Götze J.* (2002): Cathodoluminescence (CL) behaviour and crystal chemistry of apatite from rare-metal deposits. – Mineral. Mag. 66, 151-172.
- Krmíček L.* (2011): Předmezozoické žilné lamprofyry východní části Českého masivu. – MS, disertační práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Krmíček L., Cempírek J., Havlín A., Přichystal A., Houzar S., Krmíčková M., Gadas P.* (2011a): Mineralogy and petrogenesis of a Ba–Ti–Zr-rich peralkaline dyke from Šebkovice (Czech Republic): Recognition of the most lamproitic Variscan intrusion. – Lithos 121, 74-86.
- Kříbek B., Hájek A., Dobeš P., Filip J., Holeczy D., Jehlička J., Leichmann J., Ondruš P., Pašava J., Pudilová M., René M., Scharm B., Scharmová M., Sulovský P., Urban O., Veselovský F., Zimák J., Žák K.* (2005): Uranové ložisko Rožná, Model pozdně variských a povariských mineralizací. – Česká geologická služba. Praha.

- Kudělásková M., Kudělásek V., Polický J.* (1961): Geologické mapování utínského ultrabazického tělesa na Havlíčkobrodsku. – Sbor. Věd. Prací Vys. Šk. Bář., geol.-hor., 7, 4-5, 399-412. Ostrava.
- Large R. R., Gemmell J. B., Paulick H.* (2001): The alteration box plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithochemisry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits. – *Econ. Geol.*, 96 (5): 957-971.
- Le Bas M. J., Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B.* (1986): A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. – *J. Petrol.*, 27, 745–750.
- Legierski J., Vaněček M.* (1965): The use of isotopis composition of common lead for the solution of metallogenetic problems of the Czech Massif. – *Krystalinikum*, 3, 87-98. Praha.
- Li X. Ch., Fan H. R., Santosh M., Hu F. F., Yang K. F., Lan T. G.* (2013): Hydrothermal alteration associated with Mesozoic granite-hosted gold mineralization at the Sanshandao deposit, Jiaodong Gold province, China. – *Ore Geol. Rev.*, 53, 403-421.
- Malý K., Dolníček Z.* (2005): Pb-Zn-Ag vein mineralization of the central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C, and O stable isotope study. – *Bull. Geosci.*, 4, 307-319. Praha.
- Mastíková E.* (2009): Geologická dokumentace lomu Pohled (moldanubikum). – MS, bakalářská práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Mastíková E.* (2011): Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum). – MS, diplomová práce, Univerzita Palackého. Olomouc.
- Mastíková E., Dolníček Z.* (2011): Přirozená radioaktivita čerstvých a hydrotermálně alterovaných hornin na lokalitě Pohled (moldanubikum). – *Acta rer. nat.*, 11, 65–71.
- Middlemost E. A. K.* (1985): *Magmas and magmatic rocks.* Longman, London.
- Misař Z., Dudek A., Havlena V., Weiss J.* (1983): Regionální geologie ČSSR I. Český masív SPN. Praha.
- Monecke T., Kempe U., Monecke J., Sala M., Wolf D.* (2002): Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, 66, 7, 1185–1196.
- Moupic P., Tošer Z.* (1985): Nález molybdenitového zrudnění na lokalitě Pohled u Havlíčkova Brodu. – *Čas. Mineral. Geol.*, 30, 3, 331–332. Praha.

- Němec D.* (1993): Žilné horniny v okolí Třebíče. – Přírodověd. Sbor. Západomor. Muz. v Třebíči, 19, 13-31.
- Novák M.* (2005): Granitické pegmatity Českého masivu (Česká republika): mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. – Acta Mus. Moraviae, Sci. Geol., 90, 3-74. Brno.
- Onderka R., Samek J.* (1967): Závěrečná zpráva Pohled Surovina: kámen. Etapa: předběžná. Stav k 1. 7. 1967. – MS, Geofond Praha, FZ 004908.
- Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D.* (2000): Cathodoluminescence in Geosciences. Springer, Berlin - Heidelberg - New York.
- Peccerillo A., Taylor S. R.* (1976): Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks of the Kastamonu area, northern Turkey. – Contrib. Mineral. Petrol., 58, 63–81.
- Pešek J., Holub V., Jaroš J., Malý L., Martínek K.* (2001): Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky. – ČGÚ. Praha.
- Petrakakis K.* (1997): Evolution of Moldanubian rocks in Austria: review and synthesis. – J. Metam. Geol., 15, 203–222.
- Pokorný J.* (1963): Závěrečná zpráva o vyhledávacím průzkumu Pb-Zn ložisek havlíčkobrodského rudního uzlu. MS, Geofond Praha, P016609.
- Reed M. H.* (1997): Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. – In: Barnes H. L., (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. – Wiley, New York etc.
- Seidlová V.* (2011): Mineralogická charakteristika molybdenitového výskytu z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu. – MS, bakalářská práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Steiger R. H., Jäger E.* (1977): Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. – Earth Planet. Sci. Lett., 36, 359-362.
- Storner J. C. Jr., Pierson M. J., Tacker R. C.* (1993): Variation of F and Cl X-ray intensity due to anisotropic diffusion in apatite during electron microprobe analysis. – Am. Mineral., 78, 641-648.
- Svoboda J., Beneš K., Bernard J., Cicha I., Dornič J., Dvořák J., Dvořák J., Havlena V., Horný R., Chaloupský J., Chlupáč I., Kalášek J., Kettner R., Malecha A., Misař Z., Pacovská E., Petránek J., Řezáč B., Soukup J., Vodička J., Zoubek V., Zrůstek V.* (1962): Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1:200 000, M-33-XXIII Česká Třebová. Česká geologická služba. Praha.

- Štěpánek P., Břízová E., Hanžl P., Kadlecová R., Lhotský P., Pertoldová J., Skácelová Z., Skácelová D., Verner K., Vít J., Fůrych V., Kirchner K., Lysenko V., Roštínský P.* (2006): Vysvětlivky k základní geologické mapě ČR 1 : 25 000, list 23-223 Příbyslav. Česká geologická služba. Praha.
- Thiéry R., van der Kerkhof A. M., Dubessy J.* (1994): VX properties of CH₄-CO₂ and CO₂-N₂ fluid inclusions: model for T < 31 °C and P < 400 bars. – *Eur. J. Mineral.*, 6, 753-771.
- Tuček K.* (1970): Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951-1965. Academia. Praha.
- Turek K.* (2006): Charakteristika ultrabazických uzavřenin v horninách moldanubika na lokalitách Polnička a Pohled. – MS, bakalářská práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Turek K.* (2008): Charakteristika ultrabazických uzavřenin v horninách moldanubika. – MS, diplomová práce, Masarykova univerzita. Brno.
- Van Breemen O., Aftalion M., Bowes D. R., Dudek A., Misař Z., Povondra P., Vrána S.* (1982): Geochronological studies of the Bohemian massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of Central Europe. – *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.*, 73, 89-108.
- Vaněček M., Patočka F., Pošmourný K., Rajlich P.* (1985): The use of isotopic composition of ore lead in metallogenic analysis of Bohemian Massif. – *Rozpr. Čs. Akad. věd, ř. mat. přír. věd*, 95, 5. Praha.
- Verner K., Žák J., Nahodilová R.* (2008): Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. – *Int. J. Earth Sci.*, 97, 19-33.
- Welser P., Záruba J.* (2004): Biotitický pegmatit s fluorapatitem od Pohledu u Havlíčkova Brodu. – *Bull. mineral. petrolog. Odd. Nár. Muz.*, 12, 216-219. Praha.
- Ziegler P. A.* (1996): Geological atlas of western and central Europe. Shell. Hague.
- Zachariáš J.* (2000): Úvod do studia plynokapalných inkluzí. Vyd. UK PřF. Praha.
- Zhang Y.G., Frantz J. D.* (1987): Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl-CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. – *Chem. Geol.*, 64, 335–350.
- Žák J., Verner K., Finger F., Faryad S. W., Chlupáčová M., Veselovský F.* (2011): The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic middle crust. – *Lithos*, 121, 25-40.

Geologické a geovědní mapy.cz - Geologická mapa 1:50 000

URL: http://www.geology.cz/app/ciselniky/lokalizace/show_map.php?mapa=g50&y=659626&x=1109531&s=1 (adresa platná k 15. 6. 2014)

Multimediální mineralogicko-petrografický exkurzní průvodce po území Čech.cz – Pohled u Havlíčkova Brodu

URL: <http://pruvodce.geol.cechy.sci.muni.cz/pohled/pohled.htm> (adresa platná k 10. 6. 2014)

Heidelberg cement.cz – Kamenolom Pohled, 2012

URL: <http://www.heidelbergcement.com/cz/cs/country/kontakty/sterk/pohled/index.htm>
<http://www.heidelbergcement.com/cz/cs/country/kontakty/sterk/pohled/index.htm>
(adresa platná k 10. 6. 2014)