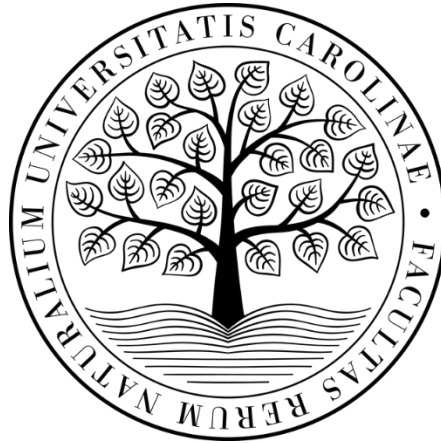


Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů

Studijní program: Geologie (N1201)

Studijní obor: Geologie (NGEOL)



Bc. Ivan Petrov

Genetické vztahy mezi intruzemi žil porfyrů a vznikem Au mineralizace na lokalitách Petrov a Bohuliby

Genetic relationships between intrusions of porphyry dykes and formation of Au ores at Petrov and Bohuliby

Diplomová práce

Vedoucí práce:

doc. RNDr. Jiří Zachariáš, Ph.D.

Praha, 2022

Charles University
Faculty of Science

Poděkování

Tímto bych rád poděkoval vedoucímu mé práce doc. RNDr. Jirímu Zachariášovi, Ph.D. za trpělivost, vstřícnost, užitečné rady a neocenitelně velkou pomoc s vytvořením této práce, poté RNDr. Radimovi Jehličkovi, PhD za asistenci v provedení EDX analýz; a nakonec i své rodině a blízkým, kteří mě podporovali, motivovali a inspirovali.

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vypracoval samostatně pod vedením školitele doc. RNDr. Jirího Zachariáše, Ph.D. a že jsem řádně citoval všechny použité prameny a literaturu. Táto práce ani její podstatná část nebyla využita v rámci jiného vysokoškolského studia či k získání jiného nebo stejného titulu.

V Praze dne _____

Ivan Petrov

Abstrakt

Tato diplomová práce se zabývá genetickými vztahy zlatonosného zrudnění a asociovaných s ním granodioritových žilních porfyrů v oblasti Petrova a Bohulib v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Horniny, jejich hydrotermálně podmíněná alterace i hydrotermální zlatonosná mineralizace byly charakterizovány z petrografického, mineralogického a krystalochemického hlediska. Také byly vyšetřeny jejich vzájemné genetické a texturní vztahy, ověřené využitím biotitového, arzenopyritového a chloritových empirických termometrů.

První identifikovaná generace sulfidické mineralizace vznikla za cca 360°C a je tvořena arzenopyritem, galenitem a ryzím zlatem. Za teploty přibližně 274°C proběhla chloritizace horninové minerální asociace a vznik chloritové žilní výplně. Druhá generace sulfidické mineralizace vznikla za 264°C.

Na základě zjištěných dat granodioritový porfyr byl rozdělen na dva rozdílné genetické typy s nesoudobým umístěním, které však mají společný původ v hlubších částech magmatického krbu středočeského plutonického komplexu.

Klíčová slova:

Zlato, sulfidy, arzenopyrit, živce, biotit, chlorit, alterace, žilné horniny, variská orogeneze, středočeský plutonický komplex, empirická geotermometrie

Abstract

This master's is focused on genetic relationships between Au-bearing ores and associated granodiorite porphyry dykes in Petrov and Bohuliby area in southwestern part of the Jílové ore district. Subvolcanic rocks with hydrothermally induced alteration and Au-bearing mineralization were characterized by petrography, mineralogy and crystallochemistry. Mutual genetic and textural relationships of studied materials were examined as well and were validated by biotite, arsenopyrite and chlorite empirical geothermometry.

First identified generation of sulfide mineralization was formed at 360°C and consist of arsenopyrite, galenite and native gold. At circa 274°C porphyry mineral association was chloritized, and chlorite gangue crystallized. Second generation of sulfide mineralization precipitated at 264°C.

Based on acquired data, granodiorite porphyry dikes were categorized to two separate genetic types, which have mutual origin in deep magma chamber of Central Bohemian Plutonic Complex but intruded non-contemporaneously.

Keywords:

Gold, sulfides, arsenopyrite, feldspars, biotite, chlorite, alteration, subvolcanic dykes, Variscan orogeny, Central Bohemian Plutonic Complex, empirical geothermometry

Seznam zkratk minerálů použitých v obrazových materiálech

Ab	Albit
Ap	Apatit
Aspy	Arzenopyrit
Bt	Biotit
Cc	Kalcit
Cpy	Chalkopyrit
Dol	Dolomit
Gal	Galenit
Chl	Chlorit
Ilm	Ilmenit
Kfs	Draselný živec
Kln	Kaolinit
Mol	Molybdenit
Ms	Muskovit
Mt	Magnetit
Plg	Plagioklas
Py	Pyrit
Po	Pyrhotin
Qtz	Křemen
Rt	Rutil
Zrn	Zirkon

Obsah

1. ÚVOD	6
2. GEOLOGICKÁ CHARAKTERISTIKA STUDOVANÉ LOKALITY.....	7
3. METODIKA PRÁCE.....	9
4. VÝSLEDKY	10
4.1. Petrografie studovaných vzorků	10
4.2. Mineralogie a krystalochemie primární minerální asociace porfyrových hornin	11
4.3. Mineralogie a krystalochemie hydrotermální žilné mineralizace se zlatem.....	21
4.4. Mineralogie a krystalochemie alterační parageneze ze žil porfyrů typu II	24
4.5. Výsledky minerální termometrie	27
4.5.1. Arzenopyritový geotermometr	27
4.5.2. Chloritová termometrie	28
4.5.3. Biotitová termometrie	30
5. DISKUZE.....	31
5.1. Sukcese hydrotermální mineralizace	31
5.2. Alterační mechanismy.....	32
5.3. Interpretaci textur a minerálního složení primární minerální asociace granodioritového porfyru	35
6. ZÁVĚR.....	42
7. SEZNAM LITERATURY.....	43

1. Úvod

V dané práci si kladu za cíl vyšetřit genetické vztahy mezi granodioritovými porfyry a zlatonosnou hydrotermální mineralizací, vyskytující se v těsné blízkosti na lokalitách Petrov a Bohuliby v jihozápadní části jílovského rudného revíru. Pro realizaci tohoto cíle bude nutné zjistit posloupnost krystalizace hydrotermální minerální asociace a vyšetřit vztah mezi primární horninovou paragenezi a postihujícími jí alteračními přeměnami. Rovněž je důležité objasnit mechanismus proběhlých alteračních reakcí.

Nejdříve popíšu studované materiály z petrografického a mineralogického hlediska a rovněž se zaměřím na variace v krystalochemii jednotlivých minerálů. Zjištěné texturní vztahy a krystalochemické charakteristiky se budu snažit ověřit využitím metod pro výpočet fyzikálních podmínek krystalizace přítomné minerální parageneze.

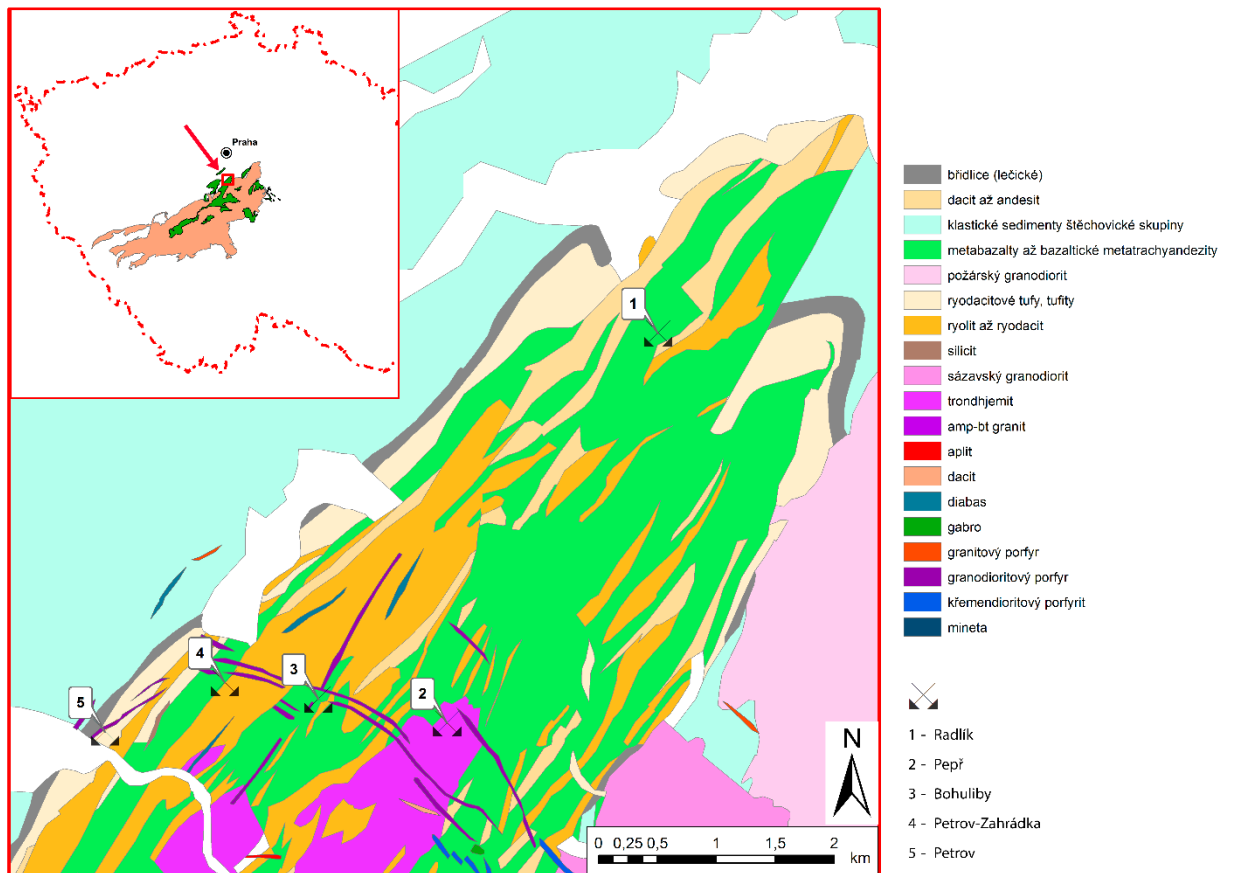
2. Geologická charakteristika studované lokality

Studované lokality se nachází na západním okraji SZ části jílovského pásma, v JZ části jílovského rudního revíru (obr. 1)

Jílovský rudní revír je součástí středočeské metalogenetické zóny, nacházející se na kontaktu moldanubika a tepelsko-barrandienské jednotky. Táto zóna je známa zlatonosnou mineralizací a četnými ložisky, mimo jiné ložisky Jílové, Mokrsko, Libčice, Petráčková Hora, Kasejovice a Bělčice (Morávek a Pouba, 1987; Zachariáš et al., 1997). Ložisko Jílové je charakteristické zlatonosnými křemennými žilami, vyskytujícími se v kadomských vulkanosedimentárních horninách jílovského pásma, na kontaktu s kadomskými magmatickými horninami i uvnitř variských žilných hornin. Tyto horninové žily utvářející žilní roj, umístěný podél osy antiklinální struktury jílovského pásma. Morávek a Pouba (1987) a Zachariáš et al. (2013) přiřazují ložisko Jílové k typu „orogenic gold“, na základě teplot krystalizace hlavní zlatonosné fáze, chemismu fluid a lokalizaci mineralizovaných trhlin do vulkanicko-vulkanosedimentárních horninových sekvencí, metamorfovaných ve facii zelených břidlic (tzv. greenstone belts) (Groves et al., 2001).

Žilní porfyrické horniny, jež jsou rovněž předmětem studia dané práce, patří systému tzv. příčných žil. Je to žilní roj, orientovaný příčně k ose antiklinály jílovského pásma, obloukovitě vyduť a obecně protažený ve ZSZ-VJV směru, na západě však ostře stáčí ke hranicím jílovského pásma do SV-JZ směru. Morávek et al. (1969) popisuje v tomto roji několik sérii hornin, vyskytující se společně, a to 1) žilné mafické horniny, 2) žilné porfyrické intermediární až kyselé horniny a 3) lamprofyry. Samotné horninové žily mají kolísající mocnost mezi 0,5 až 20 m a jednotlivá tělesa mají délku 500 m až 2 km.

Uvedené příčné žily vznikly během variské orogeneze a představují žilné varianty středočeského plutonického komplexu, propagující z pláště plutonu do okolních hornin. Tento plutonický komplex intrudoval v rozmezí 355 až 336 Ma (Žák et al., 2005; Janoušek a Gerdes, 2003) a pozůstává z pěti až sedmi intruzivních suit, vyvíjející se z vápenato-alkalického typu u starších těles k vysokodraselnému typu u těles mladších. Nejbližšími tělesy jsou požárský plagiogranit a sázavský tonalit, patřící k nejstarším intruzivním suitám. Morávek et al. (1969) uvádí, že systém příčných žil na kontaktu se středočeským plutonickým komplexem proniká do hornin sázavské suity (354 Ma; Janoušek a Gerdes, 2003), ale nebyl pozorován v horninách požárské suity (351 Ma; Holub et al. 1997).



Obr. 1: Zjednodušená geologická mapa jílovského pásma a jeho pozice v rámci středočeského plutonického komplexu. V rámci jílovského rudního revíru se nachází několik historických dolů, daná práce zahrnuje dvě lokality od středu k Z okraji jílovského pásma – Petrov, Petrov-Zahrádka a Bohuliby. Upraveno podle Geologické mapy ČR, 1:25 000.

3. Metodika práce

V letech 2018 až 2020 na lokalitách Petrov a Bohuliby, včetně povrchových partií lokality Petrov a v dolu Pepř na lokalitě Bohuliby, jsem provedl terénní výzkum pochůzkovým způsobem, společně se svým školitelem, doc. RNDr. Jiřím Zachariášem, PhD. Celkem z těchto lokalit bylo odebráno 8 typů vzorků žilných hornin a hydrotermální žiloviny, ze kterých byly vytvořeny mikroskopické preparáty (leštěné výbrusy a nábrusy) v brusírně laboratoří geologické sekce Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy. Dalších 9 typů kusových vzorků a mikroskopických preparátů bylo poskytnuto doc. Zachariášem z jeho starších sběrů na lokalitě.

Mikroskopické preparáty byly pozorovány v optické laboratoři Ústavu geochemie, mineralogie a nerostných zdrojů PřF UK pomocí optického polarizačního mikroskopu LEICA DLMP v procházejícím a odraženém světle. Poté byly vzorky studovány v Laboratoři skenovací elektronové mikroskopie (SEM) na Ústavu petrologie a strukturní geologie za využití elektronového rastrovacího mikroskopu TESCAN VEGA při napětí 15 kV. Nejprve byly pořízeny obrazové fotomateriály minerálních fází v režimech odražených elektronů (“back-scattered electrons”, BSE) a katodové luminiscence (“cathodoluminescence”, CL). Následně byly provedeny kvantitativní chemické analýzy pomocí energiově-disperzního spektrometru (“energy-dispersion spectrometer”, EDS) X-MAX 50 od společnosti Oxford Instruments.

Výpočty empirických minerálních vzorců, či vyhodnocení zastoupení koncových členů jednotlivých minerálních fází bylo provedeno v softwaru Excel z balíčku Office 365 od společnosti Microsoft.

Veškeré mapové materiály použité v této práci byly vytvořeny ve softwaru ArcGIS od společnosti Esri. Pro jejich vytvoření byly použity mapové podklady ze závěrečné zprávy o ložisko-geologickém průzkumu v letech 1961-1969 (Morávek et al., 1969); základní geologická mapa ČSSR v měřítku 1:25000, list 12-423, zpracovaná Ústředním ústavem geologickým (Mašek, J. et al., 1984); dále základní topografická mapa České republiky, zpracovaná Českým úřadem zeměměřickým a katastrálním v měřítku 1:10000 a také nákresy, vlastnoručně vytvořené doc. Zachariášem během jeho předešlého výzkumu na lokalitě.

Grafy a diagramy chemismu minerálů byly vytvořeny v softwarech Grapher a Surfer od společnosti Golden Software a veškeré obrazové materiály byly upravovány do své finální podoby pomocí softwarů Photoshop a Illustrator od společnosti Adobe.

4. Výsledky

4.1. Petrografie studovaných vzorků

Pro cíle dané práce byly získány materiály dvojího druhu – 1) vzorky granodioritových porfyritů, patřící systému příčných (tj. SV-JZ až V-Z) horninových žil v jihozápadní části jílovského rudního revíru a 2) vzorky žilné hydrotermální mineralizace vázané na výplň trhlin a tektonických poruch ve výše uvedených horninách.

Veškeré studované vzorky intruzivních hornin mají porfyrickou strukturu a analogické relativní poměry zastoupení horninotvorných minerálů. Nicméně na základě rozdílů v mineralogicko-petrografických charakteristikách primárních minerálních fází lze rozdělit studované vzorky granodioritových porfyritů na dva vzájemně odlišné typy:

Typ I zahrnuje hrubozrnné porfyrity téměř bez známek hydrotermální alterace, s mírně porfyrickou strukturou, všesměrnou orientací krystalů a granofyrickou základní hmotou, tzv. *mezostázi*. Hornina obsahuje přibližně 35% sodno-vápenatého živce, 23% křemene, 15% draselného živce, 10% biotitu a 10% chloritu, 5 % železo-titaničitých oxidů, 2 % apatitu a méně než 1 % zirkonu, epidotu a titanitu.

Do **typu II** zařazují několik vizuálně odlišných vzorků hornin, které prodělaly silnou hydrotermální alteraci, ale mají společnou primární minerální asociaci, porfyrickou strukturu a komplexní historii fenokrystů. Ve velmi jemnozrnné základní hmotě (maximálně 50 μm) jsou místy vyvinuté proudové textury s přednostní orientací mikrolitů, mimo jiné obtékající fenokrysty. Tento horninový typ se rovněž vyznačuje jak výskytem miarolitických dutin, dokumentujících přechod magmatického krystalizačního stádia do hydrotermálního, tak i primárních rudních sulfidů, vázaných zejména na vyrostlice hlavních minerálů horniny a na uvedené miarolitické dutiny. Původní magmatická minerální asociace pozůstává z cca 35 obj. % plagioklasu, 30 obj. % křemene, 15 obj. % draselného živce, 10 obj. % biotitu a 5 obj. % pyritu, při tom minerály skupiny epidotu a Fe-Ti fáze tvoří společně přibližně 4 obj. %; apatit a zirkon pak méně než 1 obj. %.

Vzorky výplně *hydrotermálních žil a žilek* pozůstávají ze sulfidických rudních fází, zastoupených hlavně arsenopyritem, pyritem a galenitem, s lokálními výskyty málo četných

zrn zlata; a ze žiloviny, tvořenou především křemenem, méně pak karbonáty a chloritem. V nejmenší míře jsou na trhlinách v žilovině přítomny minerály skupiny kaolinitu.

Křemen a karbonáty mají nejčastěji všesměrně orientované krystaly variabilních velikostí, tvořící mozaikovitou strukturu. Ojediněle lze pozorovat zonální hřebenovité struktury v křemenných žilkách malé mocnosti.

Chloritová výplň je masivní nebo velmi jemnozrná s jehlicovitou až lístkovitou strukturou, s orientací zrn paralelně s průběhem trhliny.

Minerály **skupiny kaolinitu** tvoří velmi jemnozrné, až mikrolitické agregáty, ve výplni žilek orientované všesměrně s neuspořádanou texturou.

Ze **sulfidických fází** nejhojnější arsenopyrit místy se významně podílí na zaplnění trhlín, kde má brekciovitou strukturu.

Hydrotermálně alterované porfyrové horniny, na základě makroskopické barvy a minerální asociace, lze schematicky rozdělit na tři druhy (“barevné typy”):

Zelený typ se vyznačuje vysokým podílem chloritu (až 30 obj. %) ve vyrostlicích, základní hmotě a výplni trhlín, také obsahuje albit (do 45 obj. %) a v mnohem menší míře křemen, karbonáty a světlou slídu (každá z fází do 5 obj. %). Základní hmota obsahuje 5 až 7 obj. % reliktních krystalů původního biotitu.

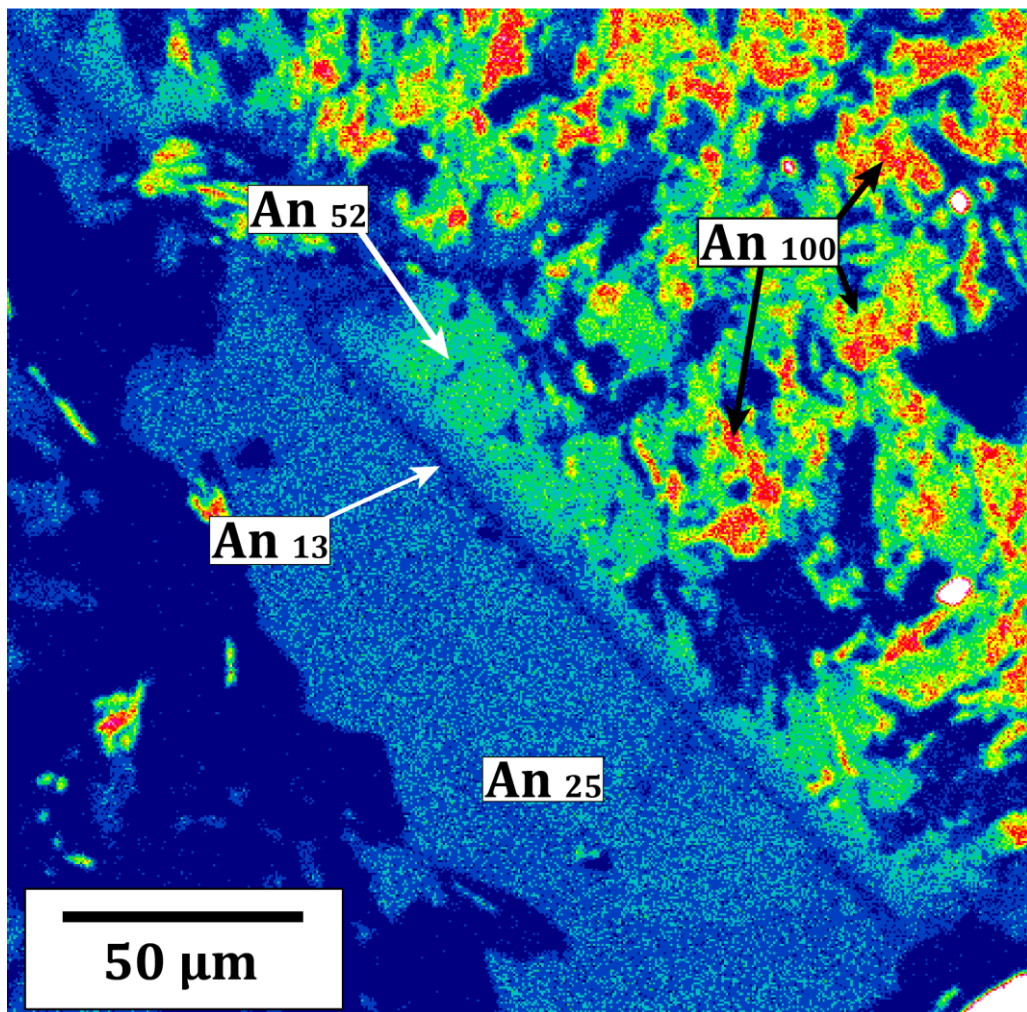
Růžový typ je charakteristický obsahem karbonátů a světlé slídy (společně až 70 %) v základní hmotě. K dalším minerálům patří albit a křemen, ojediněle se vyskytují sulfidické rudní fáze.

V **bílém typu** alterovaného porfyru lze nalézt základní hmotu, pozůstávající pouze z draselného živce a albitu, mající stejný podíl na objemu horniny.

4.2. Mineralogie a krystalochemie primární minerální asociace porfyrových hornin

Typ I

Plagioklas. Tabulkovité až krátce prizmatické krystaly, idiomorfně až hypidiomorfně omezené, mají střední velikostí cca 300x100 μm ve vyrostlicové populaci a cca 30x15 μm u populaci v základní hmotě. Složení sodno-vápenatých živců varíruje od čistého anortitu (An₁₀₀) v jádrech vyrostlic po oligoklas (An₁₃) v širší zóně na jejich okraji (obr. 9). Pokles anortitové komponenty je buď pouze kontinuální, směrem ze středu k okraji, nebo v jádře se vyskytují oddělené domény čistého anortitu s ostrou hranicí mezi nimi a kyseljším plagioklasem na okraji (obr. 2). Krystaly plagioklasu uzavírají v sobě pouze drobné krystaly draselného živce a vnější, nejkyseljší vrstva je částečně reakčně narušená vznikem mezostatického granofyru.

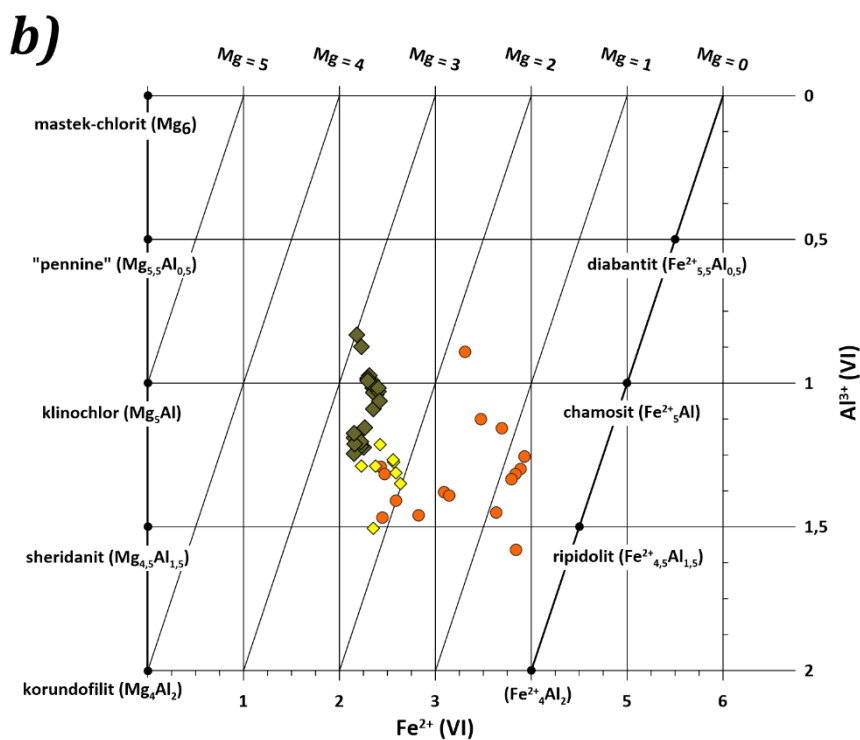
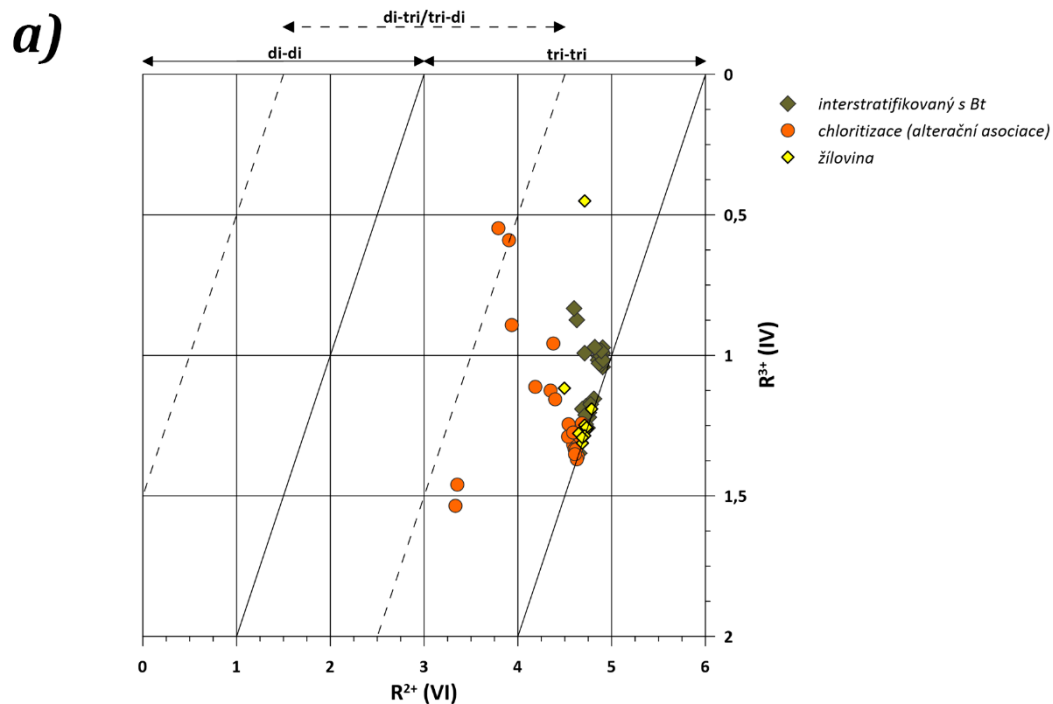


Obr. 2: Změna složení plagioklasu v porfyru typu I, směrem z centrální zóny k okraji. Lze pozorovat ostrou hranici mezi doménou čistého anortitu a pozdějším, kyseljším okrajem. Zobrazení: vizualizace prvkové mapy Ca v BSE.

Draselné slídy jsou zastoupeny tmavou slídou, patřící řadě annit-flogopit, běžně označovanou jako biotit $[K(Mg,Fe^{2+})_3(AlSi_3O_{10})(OH,F)_2]$. Z různě orientovaných lístkovitých až vějířovitých krystalů tvoří agregáty až 1 mm velké, uzavírající v sobě velký počet inkluzí

akcesorických minerálů. Na základě chemismu (Tischendorf et al., 2004; Tischendorf et al., 2007) lze tento biotit klasifikovat jako annit, ovšem na hranici se složením, již odpovídající flogopitu (obr. 6) Jednotlivé vrstvy biotitu jsou interstratifikované s vrstvami chloritu.

Chlorit. Morfologicky, velikostně a pozičně chlorit v porfyru typu *I* vystupuje stejně jako biotit. Podle Wievióry a Weisse (1990) ho lze klasifikovat jako tri-tri oktaedrický chlorit, složením mezi klinochlorem a chamositem, s téměř uniformním stechiometrickým poměrem $Mg = 2,5$ (obr. 3). Nicméně, na rozdíl od sousedního biotitu, vykazuje větší variabilitu složení.



Obr. 3: Klasifikační diagramy podle Wiewióra a Weiss (1990). a) klasifikace podle obsahu dvojmocných kationtů v oktaedrické síti a trojmocných kationtů v tetraedrické síti, b) zařazení chloritů do sérií podle obsahu Fe^{2+}/Mg^{2+} v oktaedrické koordinaci a Al^{3+} v tetraedrické koordinaci.

Oxidy železa a titanu. Mnohoúhelná, izometrická zrna průměrné velikosti 150 μm pozůstávají z magnetitové ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$) základní hmoty a tenkých, maximálně 10 μm mocných lamel ilmenitu (FeTiO_3) se vzájemnými úhly 120° a 60°. Tyto zrna jsou uzavírány v biotit-chloritových agregátech a představují produkt řady oxidačních procesů z ulvöspinelu (TiFe_2O_4) během vývoje magmatu.

Křemen a draselný živec. Obě tyto fáze tvoří v granofyrické mezostázi mnohoúhlé krystaly variabilní velikosti, inklinující k trojúhelníkovému tvaru. Koncentricky obrůstají a částečně konzumují dříve vykrystalované silikátové minerály v hornině.

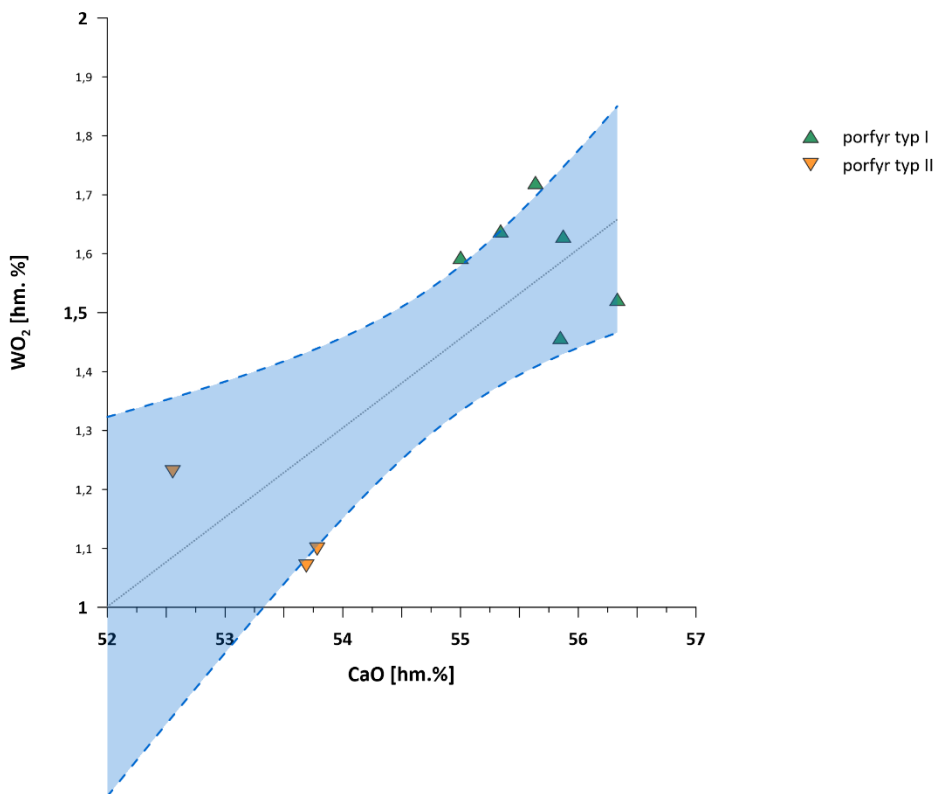
Draselný živec je téměř čistý, obsahuje maximálně 10 % albitové komponenty. Jako vedlejší prvek byl v draselném živci nalezen Ba s kolísajícími obsahy mezi 0,83 hm.% a 2,57 hm.%. Kvůli malému počtu analýz, situovaných do zrn granofyru, nebylo možné zjistit, zda u Ba se projevuje zonalita v rámci jednoho zrna či nikoliv.

Minerály, náležící **superskupině epidotu**, se nacházejí v pozici inkluzí v agregátech biotitu-chloritu nebo na okraji magnetit-ilmenitových krystalů jako hypidiomorfne až alotriomorfne omezená, izometrická zrna. Jde o minerály allanit $[\text{Ca}(\text{REE}, \text{Ca})\text{Al}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})]$ a epidot $[\text{Ca}_2(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})]$, přičemž tvoří pevný roztok a výsledné fáze mají různý obsah LREE (obr. 7), nicméně Ce převažuje nad ostatními prvky na odpovídající krystalografické pozici.

Karbonáty, obsahující REE, se vyskytují v trhlinách allanitu ve formě agregátů všesměrně orientovaných jehličkovitých nebo sférických krystalů, střední velikosti cca 10 μm , idiomorfne omezených. Mineralogicky odpovídají parisitu $[\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_2(\text{CO}_3)_3(\text{F}, \text{OH})_2]$, synchysitu $[\text{Ca}(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})(\text{CO}_3)_2\text{F}]$ nebo röntgenitu $[\text{Ca}_2(\text{Ce}, \text{La}, \text{Nd})_3(\text{CO}_3)_5\text{F}_3]$. Vzhledem k malé velikosti zrn byla získána směsná EDX spektra, proto jednotlivé fáze nebyly jasně prostorově rozlišitelné. Ve všech fázích na krystalografické pozici A má převahu Ce, tato pozice je obsazena také La a Nd a poměr LREE je víc uniformní, než u hostících zrn allanitu.

Apatit a titanit. Většinou hypidiomorfne omezená, izometrická až krátce sloupcová zaoblená zrna apatitu se vyskytují jako inkluze v jiných akcesorických fázích a biotit-chloritových agregátech. Na stejné pozici v hornině vystupuje i titanit, ovšem alotriomorfne omezený a nepravidelných krystalických tvarů. Rovněž titanit lze často nalézt na okraji krystalů Fe-Ti fází.

Apatit jako významné vedlejší prvky obsahuje Fe^{2+} , Mn^{2+} a W^{6+} , každý z nich do maximální koncentraci cca 1,7 hm.%. $(\text{WO}_4)^{2-}$ pravděpodobně zastupuje $(\text{PO}_4)^{3-}$ ve struktuře

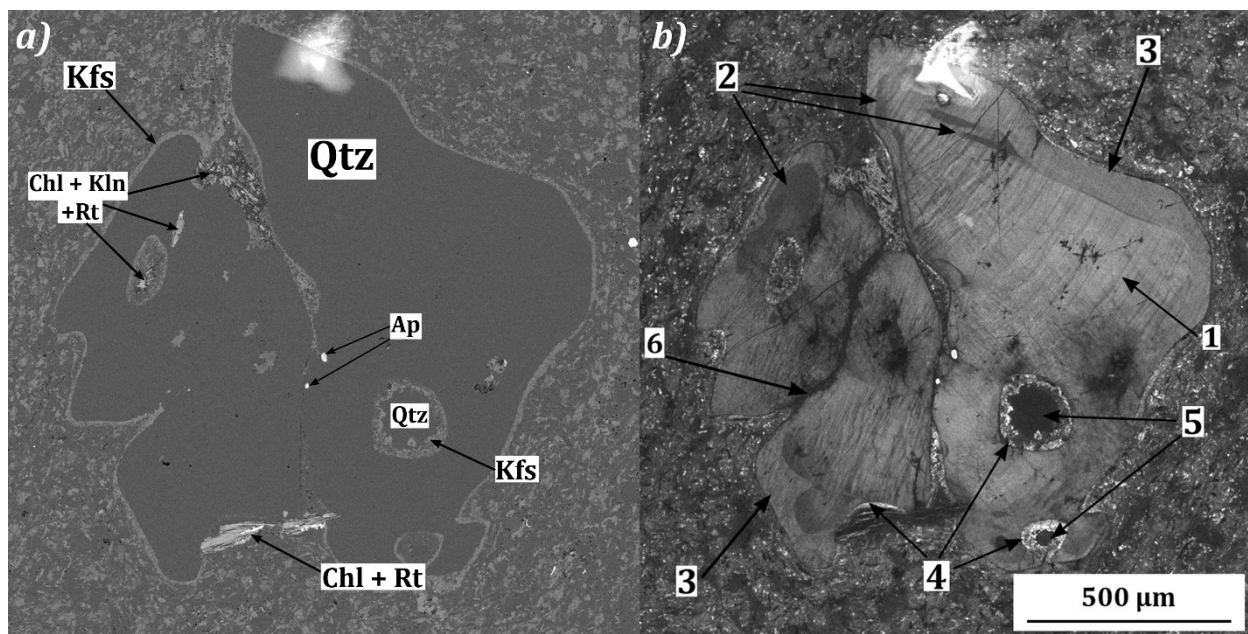


Obr. 4: Graf závislosti WO_2 -složky na obsahu CaO v apatitu. Pravděpodobně zvýšením obsahu vápníku je kompenzován deficit záporného náboje. Vynesený pás spolehlivosti představuje chybu velikosti jedné směrodatné odchylky.

apatitu a lze předpokládat závislost míry této substituce na obsahu Ca^{2+} (obr. 4).

Typ II

Křemen. Vyrostlice křemene jsou subsféroidálního nebo améboidního tvaru a jsou hypidiomorfně až xenomorfně omezené (obr. 5a). Mají velikost v průměru $1000 \times 1200 \mu\text{m}$ a jsou největšími vyrostlicemi v hornině. Jejich améboidní tvar je charakteristický četnými zálivovitými strukturami, silně zaoblenými okraji fragmentů původních vyrostlic a částečně vyhojenými uzavřeními okolní základní hmoty horniny. Jejich okraj místy lemuje tenká vrstva draselného živce. Kvůli této reakční koruně a zálivovitým protruzím lze tyto vyrostlice označovat jako antekrysty nebo xenokrysty.



Obr. 5: Xenokryst křemene v alterovaném porfyru typu II. a) Zrno uzavírá apatit a reliktů biotitu, rozpadlé na směs kaolinitu, rutilu a chloritu. Zobrazení: BSE. b) totéž, zobrazení: CL. Legenda viz text.

Zobrazení v CL odhaluje komplexní historii vývoje těchto zrn (obr. 5b). Původní postupný růst je zaznamenán oscilační zonalitou, tvořenou kolísáním stopových koncentrací Ti ve struktuře křemene (1). Poté došlo ke frakturaci vyrostlice a následnému růstu chudého na Ti okraje variabilní mocnosti (2). Po první resorpci a zaoblení fragmentů na jejich okraji vznikla širší zóna s uniformním obsahem Ti (3). Druhou resorpcí a zálivovitým vchlípením některých partií vznikly současné hranice xenokrystů (4). V enklávách základní hmoty horniny došlo k její rekrytalizaci za vzniku sféroidů křemene, velmi ochuzeného Ti (5). Poslední událostí je krystalizace křemene z hydrotermálních roztoků, tvořící spojení mezi jednotlivými fragmenty vyrostlic (6).

Úplně odlišnou populaci křemene představují krystaly, které tvoří výplň miarolitických dutin. Jsou sloupečkovitého tvaru, idiomorfne omezené a jejich velikost se pohybuje mezi cca 50x20 a 200x50 µm. Jsou orientované směrem z okraje do středu dutiny. Obsahují v sobě inkluze akcesorického apatitu, biotitu (populace základní hmoty) a magnetitu („miarolová“ populace).

Plagioklas se vyskytuje jak ve formě vyrostlic, tak v základní hmotě studovaných horninových vzorků. Zrna v základní hmotě jsou hypidiomorfne až xenomorfne omezená, nepravidelných nebo i améboidních tvarů, ojediněle jedince dosahují maximálních velikostí cca 100x50 µm.

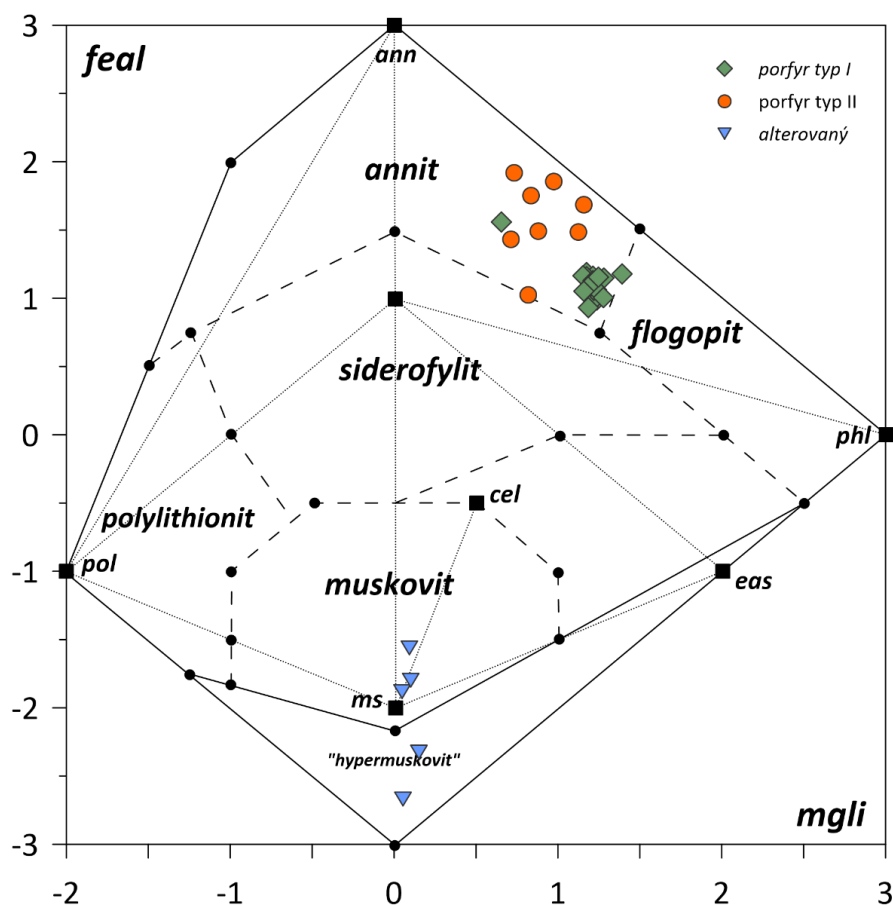
Vyrostlice živeců jsou tabulkovitých nebo krátce prizmatických tvarů, idiomorfně a někdy hypidiomorfně omezené se zaoblenými okraji, velikostí od maximálních 2000x1000 μm po minimum kolem 450x150 μm . Místy tyto vyrostlice tvoří prostorově rozsáhlé shluky. Vykazují dvojčatění podle albitového nebo karlovarského zákona, což lze pozorovat v optickém mikroskopu s xN v podobě dvojčatného lamelování u nealterovaných vyrostlic nebo jako výsledek opticky kontinuální pseudomorfózy alteračními fázemi. Veškerá analyzovaná zrna v základní hmotě mají složení, odpovídající albitu (Ab_{90-100}), vyrostlice v tomto typu porfyru analyzovány nebyly.

Draselný živec. V tomto typu porfyru je zastoupen pouze zrny v základní hmotě, nepravidelných améboidních tvarů s xenomorfním omezením, mající stejný rozsah velikostí, jako ostatní minerální fáze v základní hmotě.

Ze **skupiny slíd** lze na základě složení (obr. 6) vyčlenit v primární paragenezi pouze tmavou slídu biotit.

Biotit tvořící lištovité až tabulkovité krystaly idiomorfního až hypidiomorfního omezení dvojí velikostních kategorií – vyrostlicovou od 300x100 μm do 800x600 μm a v základní hmotě cca 25x5 μm . Obě populace uzavírají inkluze akcesorických minerálů pouze na své periférii, vyrostlicová populace je rovněž prostorově spojená s miarolitickými dutinami. Hranice krystalů biotitu jsou částečně resorbovány, projevující se „ozubením“ a vznikem drobných jehlicovitých zrn ilmenitu. Zrna, náležící populaci základní hmoty, jsou inkorporovány do výplně miarolitických dutin.

Ve vyrostlicích chloritu (patřící alterační minerální asociaci) lze biotit nalézt jako lístkovité relikt s výraznou štěpností, kterou postrádá okolní chlorit.



Obr. 6: Klasifikační diagram mineralogie draselných slíd podle Tischendorf et al. (2004) a Tischendorf et al. (2007). Lze vidět, že tmavá slída v porfyru typu I má složení téměř výlučně na hranici polí annit-flogopit, ovšem u porfyru typu II je složení slíd variabilnější. Legenda: cel – celadonit, eas – eastonit.

Oxidy železa a titanu. V porfyru typu II směsná zrna magnetitu a ilmenitu jsou subsféroidální, s průměrem cca 150 μm . Jejich okraj je mechanicky a pravděpodobně i chemicky narušen a vnitřní struktura je analogická krystalům, obsaženým v porfyru typu I. Uzavírají v sobě pouze krystaly akcesorických apatitu a zirkonu a lze je nalézt na periférii biotitových vyrostlic.

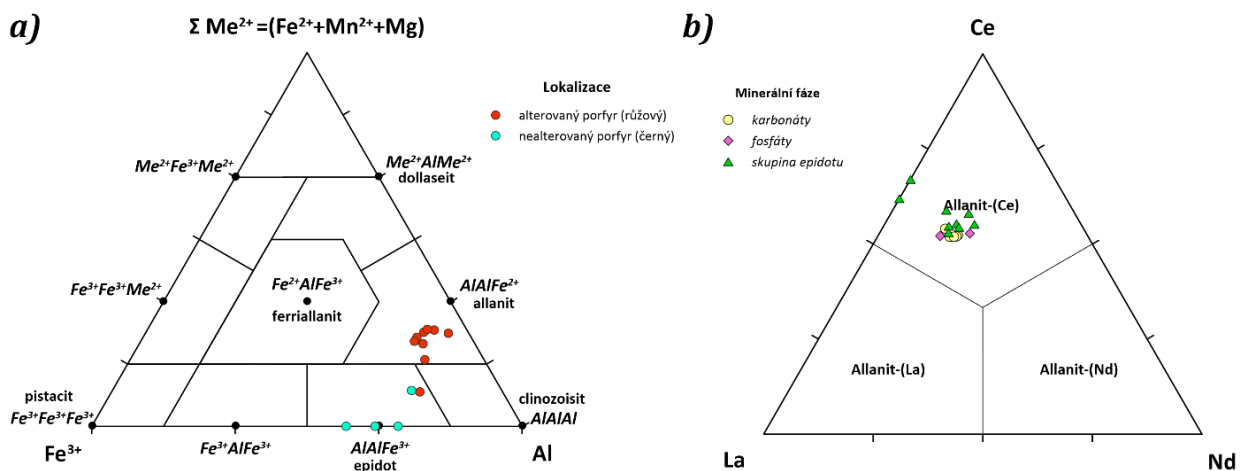
Jiná populace magnetitu je reprezentována zrny v miarolitických dutinách. Jsou hypidiomorfně omezená, téměř kubického tvaru se zaoblenými hranami. Jejich velikostí se pohybují mezi 20 a 30 μm a vystupují jako inkluze ve všech minerálních fázích výplně těchto dutin.

Superskupina epidotu je zastoupena allanitem a epidotem. Jejich krystaly nepravidelného tvaru, mající xenomorfní a výjimečně hypidiomorfní omezení, jsou obsažené výlučně v jádru

miarolitických útvarů jako pozdní výplň volného prostoru zbylého po vykrytalizování ostatních minerálů.

Složení jednotlivých fází skupiny epidotů ve studovaných vzorkách porfyru II. typu se odlišuje od složení epidotů z porfyru typu I nižšími obsahy Fe^{3+} a vyšší sumou dvojmocných kationtů Me^{2+} (obr. 7a). Současně vykazují malou variabilitu v obsahu LREE, s výraznou převahou Ce a nízkým zastoupením až úplnou absencí Nd (obr. 7b).

Karbonáty, obsahující REE jsou v porfyru typu II představené drobnými zrny bastnesitu $[(\text{La}, \text{Ce}, \text{Nd}, \text{Y})\text{CO}_3(\text{F}, \text{OH})]$ nepravidelného tvaru, maximální velikosti 12 μm . Analogicky hostícím zrnům allanitu v obou typech horniny mají mezi třemi naměřenými prvky skupiny LREE výrazně větší koncentrace Ce.



Obr. 7: a) Klasifikační diagram fází superskupiny epidotů podle Kartashov (2014). Lze vidět, že minerály, náležící této skupině, v porfyru typu I (nealterovaný porfyr) jsou významně REE-deficitní. b) Zastoupení La, Ce a Nd v analyzovaných fázích podle jejich chemismu

Apatit a zirkon. Apatit tvoří oválné, xenomorfně omezené krystaly různých velikostí, vystupující jako uzavřeniny v hlavních a jiných akcesorických fázích nebo zřídka se nacházející volně v hornině. Největší zrna, dosahující až 150 μm podle osy c, jsou často porézní a uzavírají drobná zrnka karbonátů, obsahujících LREE.

Idiomorfně omezená zrna zirkonu jsou v průměru maximálně 50 μm velká a rovněž jako apatit vystupují pouze jako inkluze.

Sulfidické fáze. Nejhojnějšími primárními sulfidy jsou pyrit a pyrhotin, oba tyto minerály se vyskytují v přímé prostorové návaznosti na miarolitické dutiny, pyrit i volně v hornině.

Pyrit vytváří dva typy fenokrystů. První typ, vyskytující se volně v horninové hmotě nebo uvnitř shluků plagioklasových vyrostlic, má idiomorfni až hypidiomorfni omezení, s velikostí cca 450 μm . Krystaly mají zonální koncentrickou stavbu, s jádrem a okrajem zcela bez inkluzí a intersticiální vrstvou, obsahující uzavřeniny minerálů základní hmoty.

Druhý typ představují améboidní krystaly xenomorfniho omezení, v průměru cca 180 μm . Krystaly byly významně postižené deformací a vznikem četných tahových trhlin. Následně tyto trhliny byly vyplněny arsenopyritem, a později i biotitem.

Pyrrhotin zatlačuje pyrit druhého typu směrem ze středu do okrajů krystalů, přičemž zcela vyhojuje tahové trhliny. Pravděpodobně během pozdějšího procesu hmota pyrrhotinu byla rekrystalována do několika větších krystalů, což lze pozorovat podle jejich odlišné krystalografické orientace ve xN.

Arsenopyrit, galenit, tetraedrit a chalkopyrit lze v pozici primární minerální fáze nalézt pouze jako výplně trhlin, drobná ojedinělá zrna nebo součástí jediné zastižené polymetalické nodule na okraji pyritového krystalu druhého typu.

4.3. Mineralogie a krystalochemie hydrotermální žilné mineralizace se zlatem

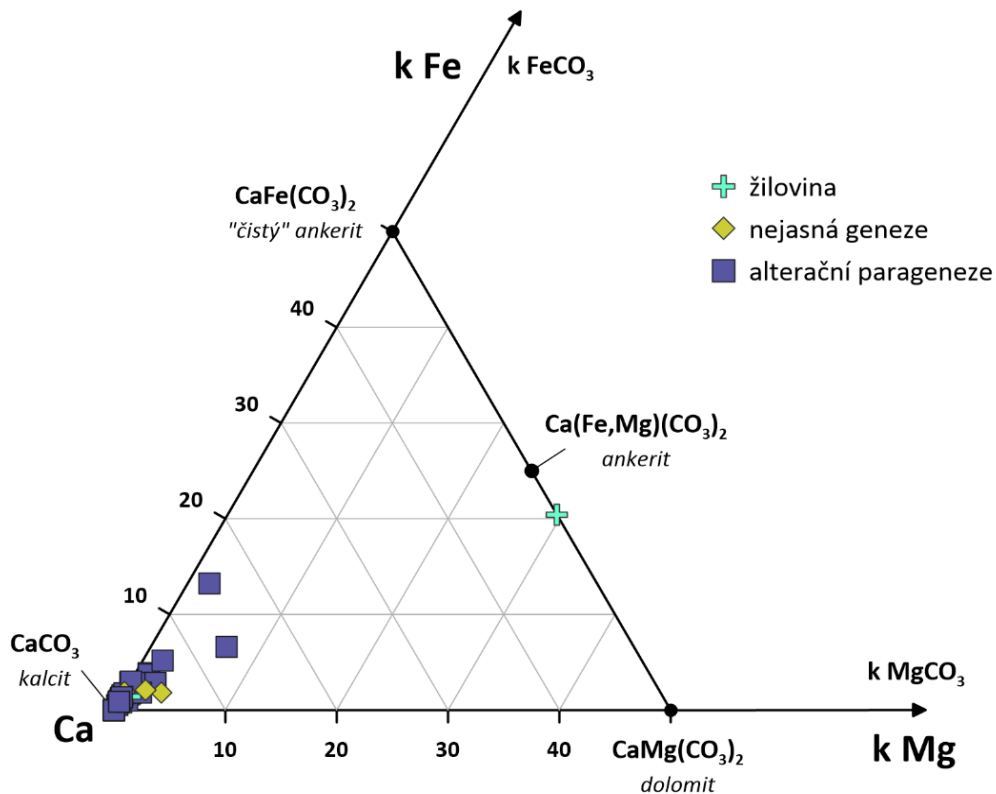
Křemen. Na základě pozorování v optickém mikroskopu lze rozlišit minimálně dvě rozdílné generace křemenné žiloviny. První generace je charakteristická růstovou zonalitou, indikovanou pásy pevných a plynokapalných inkluzí, kopírujících původní tvar krystalů, které ovšem většinou nezachovaly tvar a omezení protože jsou postižené duktilní deformací (projevuje se undulačním zhášením, či vznikem subzrn s tlakovými švy na okrajích). Kvůli velkému množství rozptýlených inkluzí a jemnější zrnitosti, žilovina této generace má makroskopicky šedou až tmavě šedou barvu.

Druhá generace křemene neobsahuje fluidní inkluze a její krystaly mají často větší velikost v porovnání s předešlou generací křemene. Neprodělaly intenzivní duktilní deformaci a vykazují pouze slabé undulační zhášení. Makroskopicky křemen této generace je průhledný nebo mléčně bílý.

Chlorit se rovněž vyskytuje ve dvou generacích. V první generaci lze nalézt velké množství jehlicovitých až prizmatických inkluzí ilmenitu. Druhá generace vyplňuje tahové trhliny, vyvinuté kolmo na směr chloritových žilek první generace. Bez ohledu na sukcesní vztahy (tj. generace chloritu), veškeré chlority z výplně hydrotermálních žil mají uniformní

chemické složení a obecně obsahují víc Fe^{2+} a méně Mg^{2+} v oktaedrické koordinaci, než chlorit z porfyru typu I a více trojmocných kationtů (v daném případě Al^{3+}) (obr. 3).

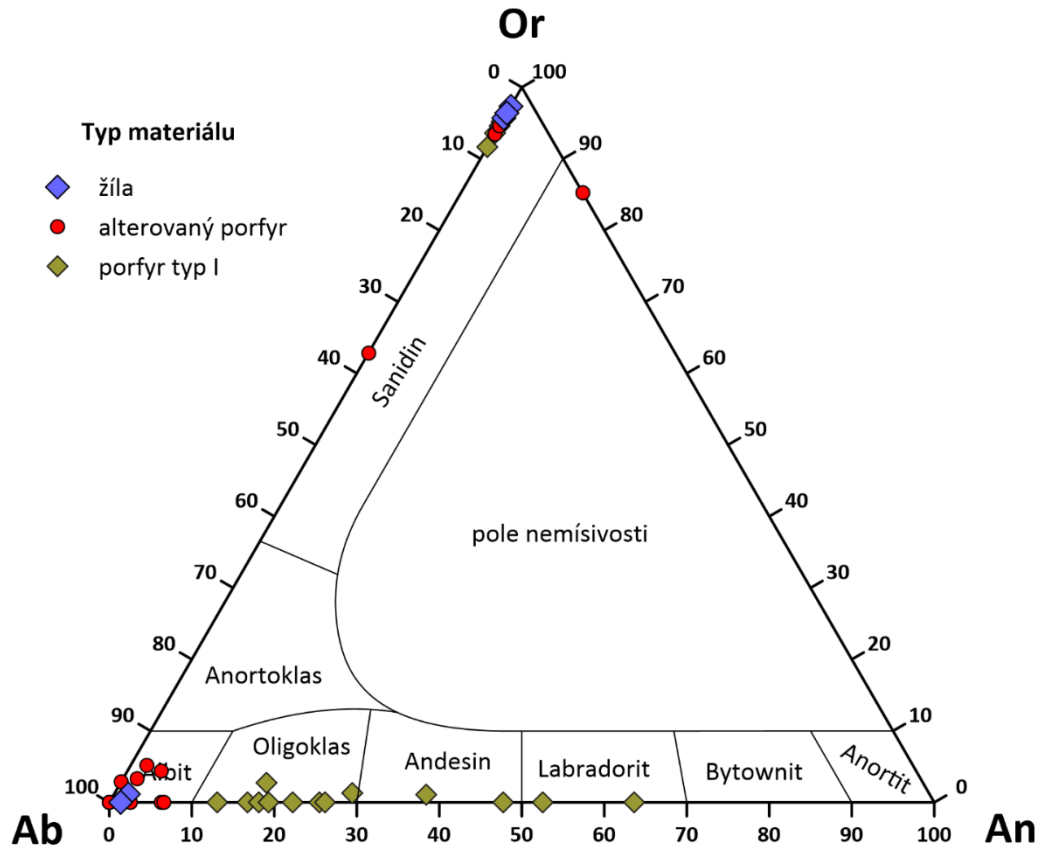
Karbonáty. Téměř čistý kalcit (CaCO_3) tvoří monominerální výplň trhlin v hornině a minerálech. Vyskytuje se minimálně ve dvou generacích. Doprovází druhou generaci chloritu a vyplňuje i nejpozdější tahové trhliny společně s minerály skupiny kaolinitu. Ojediněle se vyskytuje výplň žilek, chemicky odpovídající ankeritu (obr. 8).



Obr. 8: Ternární diagram složek v karbonátech. Kategorie „nejasná geneze“ označuje případy, kdy nebylo možné jednoznačně určit, zda se u pozorovaného zrna jedná o výplň žilky, nebo o alterační produkt. Až na několik výjimek, karbonáty mají uniformní složení, odpovídající kalcitu.

Minerály skupiny kaolinitu, pravděpodobně se jedná o kaolinit a dickit, vyplňují nejpozdější trhliny v nejintenzivněji alterované hornině a mají blízký prostorový vztah k analogickým fázím, vzniklým jako produkty alterace živců.

Ojediněle se ve výplni žilek vyskytují krystaly draselného živce a albitu, variabilních velikostí a krystalových tvarů, nejčastěji však tabulkovité až krátce prizmatické, idiomorfního omezení. Jejich složení odpovídají čistým koncovým členům (obr. 9).



Obr. 9: Ternární diagram složení živců. Živce v případě žilného materiálu a produktů alterace téměř výlučně představují koncové členy řady Ab-Or. Ohledně výjimek viz kapitolu o alterační paragenezi.

Rudní sulfidické fáze. Ve všech studovaných vzorcích sulfidy vytváří oddělená zrna, případně shluky větších zrn, rudní výplň žilek nebyla kontinuální a netvořila souvislé krystalizační fronty.

Idiomorfně až alotriomorfně omezené krystaly pyritu lze najít ve všech typech žilní výplně trhlín. Starší generace je často křehce deformována a zahojená novou generací pyritu nebo arsenopyritem. Nejmladší generace má horší omezení a lze jí nalézt v alterovaném porfyru uvnitř kalcitových žilek.

Arzenopyrit vytváří tabulkovité krystaly idiomorfního omezení, maximálních velikostí více než 5x5 mm. Vyskytují se v křemeni první generace a jsou silně postižené křehkou deformací

a fragmentovány, přičemž ve vzniklých trhlinách krystalizuje ryzí zlato, křemen druhé generace a poté i galenit.

Galenit je alotriomorfně omezen a tvoří pouze výplň trhlín v arzenopyritu a pyritu. Krystalizuje hned po ryzím zlatě.

Ryzí zlato má variabilní ryzost (69 až 87 at.% Au) a nalezená alotriomorfně omezená zrna nepravidelných tvarů dosahují až 25 μm . Vyskytuje se v trhlinách arzenopyritu a je hned následováno galenitem, křemenem druhé generace, žilním chloritem a ojediněle i karbonáty ankeritového složení (obr. 8).

4.4. Mineralogie a krystalochemie alterační parageneze ze žil porfyrů typu II

Albit je přítomen ve všech alteračních minerálních asociacích porfyru typu II. Analyzované jedince mají variabilní obsah anortitové a ortoklasové komponenty (obr. 9), nicméně mezi těmito variacemi a okolnostmi výskytu nebyla zaznamenána žádná závislost. V zeleném alteračním typu tvoří hypidiomorfně až alotriomorfně omezená zrna v základní hmotě, zaplňující větší část objemu horniny.

V růžovém a bílém alteračním typu nahrazuje primární plagioklas a vytváří nepravidelné krystaly xenomorfního omezení v základní hmotě, obě populace se vyznačují obsahem velkého množství pórů, až 15 μm v průměru. Přeměna na tento typ albitu je spojená se ztrátou tvaru krystalu a prorůstání novotvořeného albitu se současně vzniklými karbonáty a drobnými zrny chloritu.

Draselný živec. Vyskytuje se pouze v porfyru bílého alteračního typu ve dvou různých populacích (obr. 17).

Xenomorfně omezená zrna až nesouvislé agregáty zrn, největší velikosti 60 až 70 μm , spolu s albitem tvoří největší objemovou část základní hmoty horniny. Naměřená data ukazují, že tato populace draselného živce místy inkorporuje až 40 % albitové složky, tudíž mohou existovat ostré nebo souvislejší přechody mezi částmi s různým složením.

Masivní výplň trhlín ve vyrostlicích živce, alterovaných na směs albitu a karbonátu, má variabilní složení, obsahuje však nejvíce 5 % albitové komponenty. Mezi doménami s různým složením jsou vyvinuty ostré kontakty. V části vyrostlic s nejvyšším alteračním stupněm byly nalezeny zrna draselného živce s anomálním složením (až 14 % anortitové komponenty), nicméně nebylo zjištěno, zda se jedná o mimořádný výskyt nebo o systematický jev.

Skupina slíd. V alterační paragenezi lze nalézt světlou slídu, složením blízkou muskovitu $[KA_2[](AlSi_3O_{10})(OH)_2]$. Vyskytuje se v základní hmotě porfyru s růžovým typem alterace ve tvaru lístkovitých zrn, velkých cca 30 x 5 μm , nebo v alterovaných krystalech, kde společně s oddělenými doménami chloritu plně nahrazuje až pseudomorfuje původní vyrostlici biotitu. Rovněž v jádru některých alterovaných živcových vyrostlicích jemnozrná světlá slída (sericit) rekrystaluje na vějířovitý muskovit. Podle klasifikace (obr. 6) analyzované krystaly buď jsou bohatším Al-složkou muskovitem v rámci pevného roztoku celadonit-muskovit, nebo se nachází v poli složení mezi „přechodným muskovitem“ $[KA_{1,2}[]_{0,8}(Al_{1,5}Si_{2,5}O_{10})(OH)_2]$ a „hypermuskovitem“ $[KA_3(Al_4O_{10})(OH)_2]$, teoretickým členem, vyznačujícím se úplnou substitucí Al za Si v tetraedrické koordinaci a dominanci Al v oktaedrické koordinaci (Tischendorf et al. 2007).

Karbonáty s dvojmocnými kationty jsou přítomny v alterovaných živcových vyrostlicích nebo v základní hmotě porfyrových žil ve formě xenomorfně omezených zrn nebo agregátů. V oblastech vzorků, postižených duktilní deformací, mají tyto zrna vyvinuté polysyntetické lamelování. Jejich složení odpovídá kalcitu ($CaCO_3$) s málo významnou příměsí sideritové a magnezitové komponenty (obr. 8).

Chlorit lze nalézt nejvíce v zeleném alteračním typu porfyru a v menší míře i v bílém a růžovém typu. Tvoří samostatná zrna nebo agregáty nepravidelného tvaru nebo je asociován s vyrostlicemi biotitu, přičemž tvoří jednotlivé balíčky podél vrstev biotitu, oddělené domény až úplně pseudomorfuje původní vyrostlici. Vyskytuje se i v alterovaných vyrostlicích živce bílého alteračního typu, kde rovněž tvoří drobná (maximálně 17 μm v průměru), nepravidelná zrna. Někdy vystupuje jako výplň trhlin a tak přesahuje do populace chloritu, náležící hydrotermální minerální asociaci.

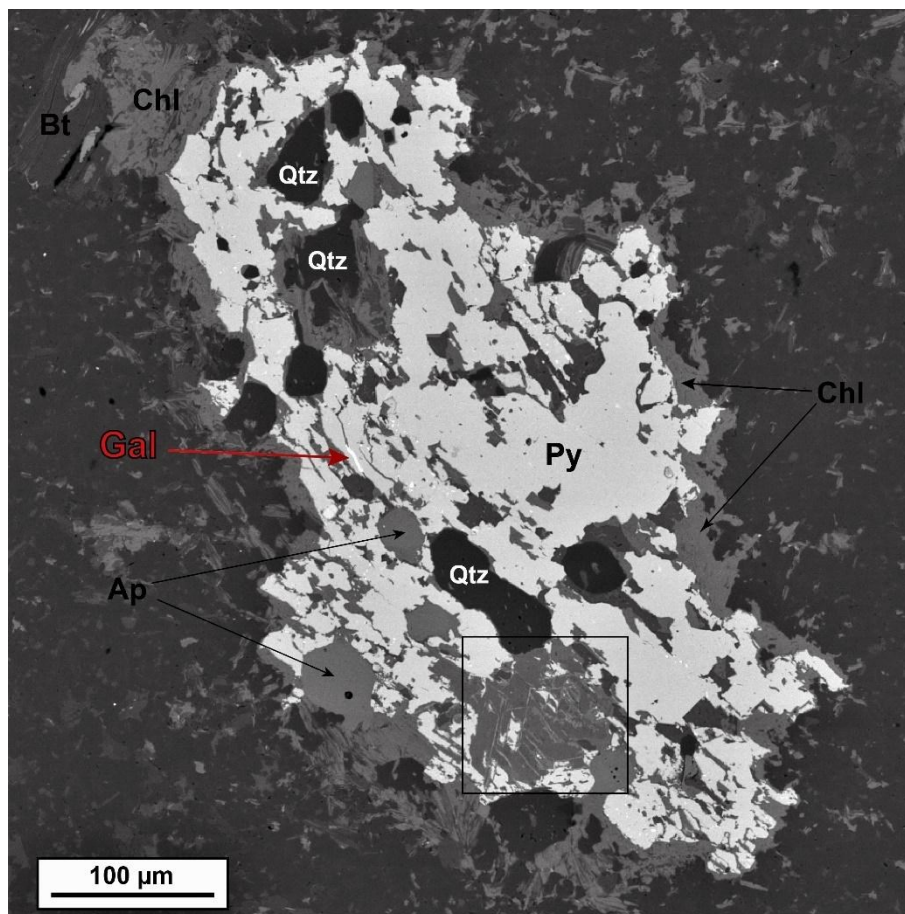
Na rozdíl od chloritu, interstratifikovaného s biotitem v porfyru typu I a chloritu, krystalizovaného z hydrotermálních fluid, má mnohem nižší obsah Fe^{2+} a Mg^{2+} na oktaedrické pozici, nicméně naměřená data jsou variabilní a nevykazují žádné trendy (obr. 3).

Křemen. V zeleném a růžovém typu se alterační křemen vyskytuje v základní hmotě jako xenomorfně omezená zrna. Jeho obsah je v základní hmotě obou typů variabilní, místy tvoří lokální prokřeměnělé domény, často v blízkosti křemenných žilek.

Minerály skupiny kaolinitu lze nalézt v rámci původních hranic vyrostlic plagioklasu. Jemnozrná až mikrolitická hmota pseudomorfuje tvar krystalů a dědí krystalografickou orientaci alterovaného plagioklasu, projevující se částečným zachováním polysyntetického lamelování podle karlovarského a albitového zákona. Rozsah výskytu těchto minerálů je

omezen pouze na okolí trhlin, vyplněných analogickými minerály, maximálně však cca 700 μm .

Sulfidické rudní fáze. Pyrit a molybdenit v rámci striktně alterační paragenese byly nalezeny pouze uvnitř chloritizovaných biotitových vyrostlic v růžovém alteračním typu porfyru. Oba minerály tvoří lístkovité (v případě molybdenitu) a čočkovité (v případě pyritu) inkluze v mezivrstevním prostoru krystalograficky uspořádaného chloritu. Společně se vznikem pyritu došlo ke zvětšení těchto prostor až do propojení jednotlivých inkluzí a následné úplné ztráty tvaru původního krystalu (obr. 10).



Obr. 10: Destruktivní alterace biotitu na chlorit. Sulfidy, krystalizující současně s chloritizací (v tomto případě pyrit), přispívají k nárstu objemu a destrukci původní fylosilikátové struktury. Růžový alterační typ, zobrazení: BSE.

4.5. Výsledky minerální termometrie

4.5.1. Arzenopyritový geotermometr

Pro výpočet teploty krystalizace arzenopyritu byl použit empirický geotermometr podle Kretschmara a Scotte (1976). Bylo analyzováno vždy několik oblastí v každém zrně, a tyto oblasti byly zjednodušeně rozděleny na tři skupiny: okraj, intersticiální pozice („mezi“) a jádro; a to pro zjištění případných systematických změn v teplotě jednotlivých částí krystalů. Dále jednotlivé analýzy byly rozděleny podle jejich hostícího materiálu – typu okolní žiloviny nebo umístění v porfyru.

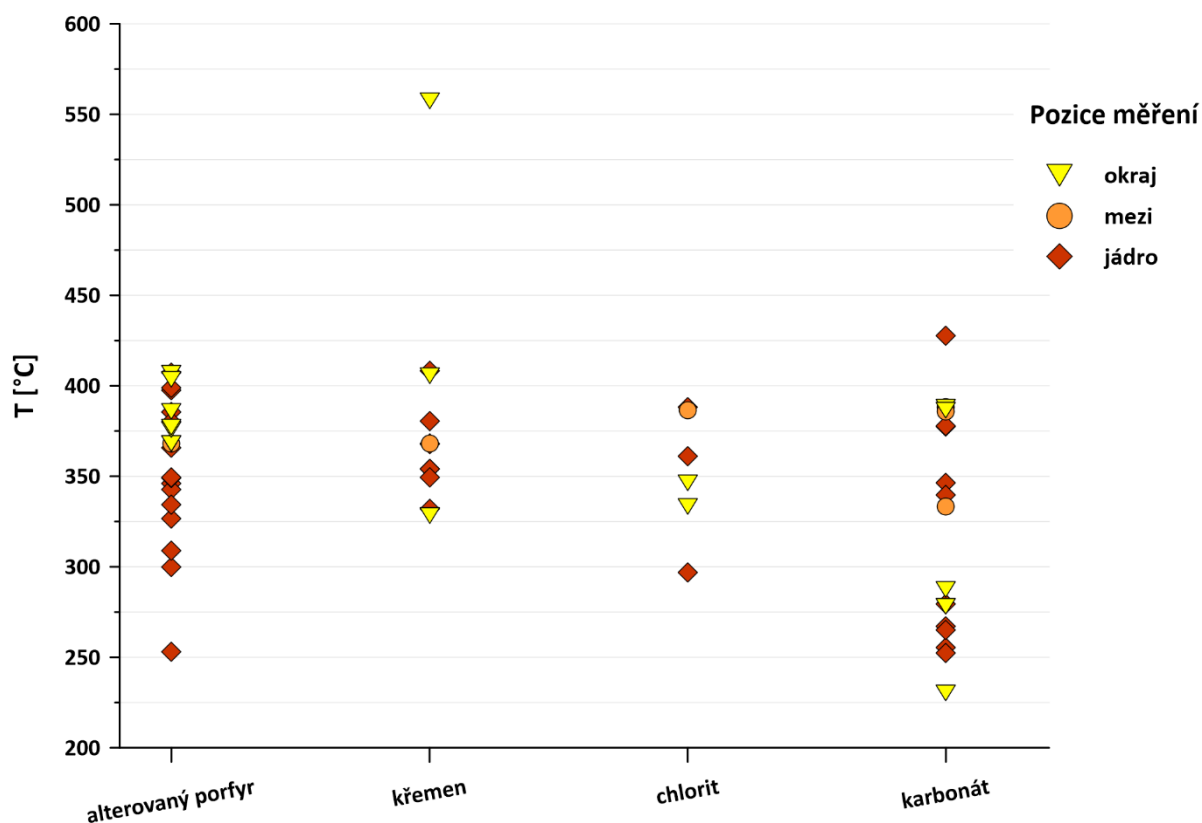
Pro populaci z **alterovaného porfyru** termometrie indikuje (obr. 11), že okraj zrn vznikl za stejných nebo vyšších teplot, než většina analyzovaných jader zrn téže populace. Data ale vykazují vysoký rozsah variací teploty (od 253 do 407°C). Střední hodnota celého souboru dat odpovídá **361 ± 37°C (1 sigma SD)**.

Populace arzenopyritu z **křemenné** výplně má střední hodnotu teploty **366 ± 25°C**. Jediná odlehlá hodnota, 557°C, byla vyloučena ze statistického zpracování.

Arsenopyrit uzavíraný ve chloritu vykazuje vypočtenou střední teplotou vzniku **342 ± 28°C**. Kvůli malému počtu provedených analýz nelze bezpečně prohlásit, zda tři výše popsání skupiny dat reprezentují arzenopyrit jedné a té samé generace, nebo zda se jedná o dvě až tři oddělené generace/populace.

Pouze u populace uzavřené v **karbonátových** žilkách, lze z rozložení hodnot teplot očekávat přítomnost minimálně dvou dobře oddělených generací arzenopyritu. Pokud budou arbitrárně rozděleny podle hodnoty 300°C, pak jejich střední hodnoty teplot vzniku jsou **375 ± 28°C** a **264 ± 17°C**. Jak primární analytická data (poměr As/S), tak vypočtené teploty vykazují velký rozptyl hodnot.

Celková střední hodnota pro populaci arzenopyritu s vyšší teplotou vzniku je **361 ± 11°C**.



Obr. 11: Vypočtené teploty krystalizace arzenopyritu. Data jsou rozdělena podle asociačního kontextu a podle pozice měření v krystalu (viz text).

4.5.2. Chloritová termometrie

Teplota vzniku chloritu byla vypočtena za použití několika empirických termometrů, založených na různém obsazení krystalografických pozic (Cathelineau, 1988; Cathelineau a Nieva, 1985; Jovett, 1991; Zang a Fyfe, 1995). Tím pádem lze říct, že vizuální rozdělení vypočtených teplot na oddělené shluky je srovnatelné s výsledky mineralogické klasifikace chloritů (obr. 3).

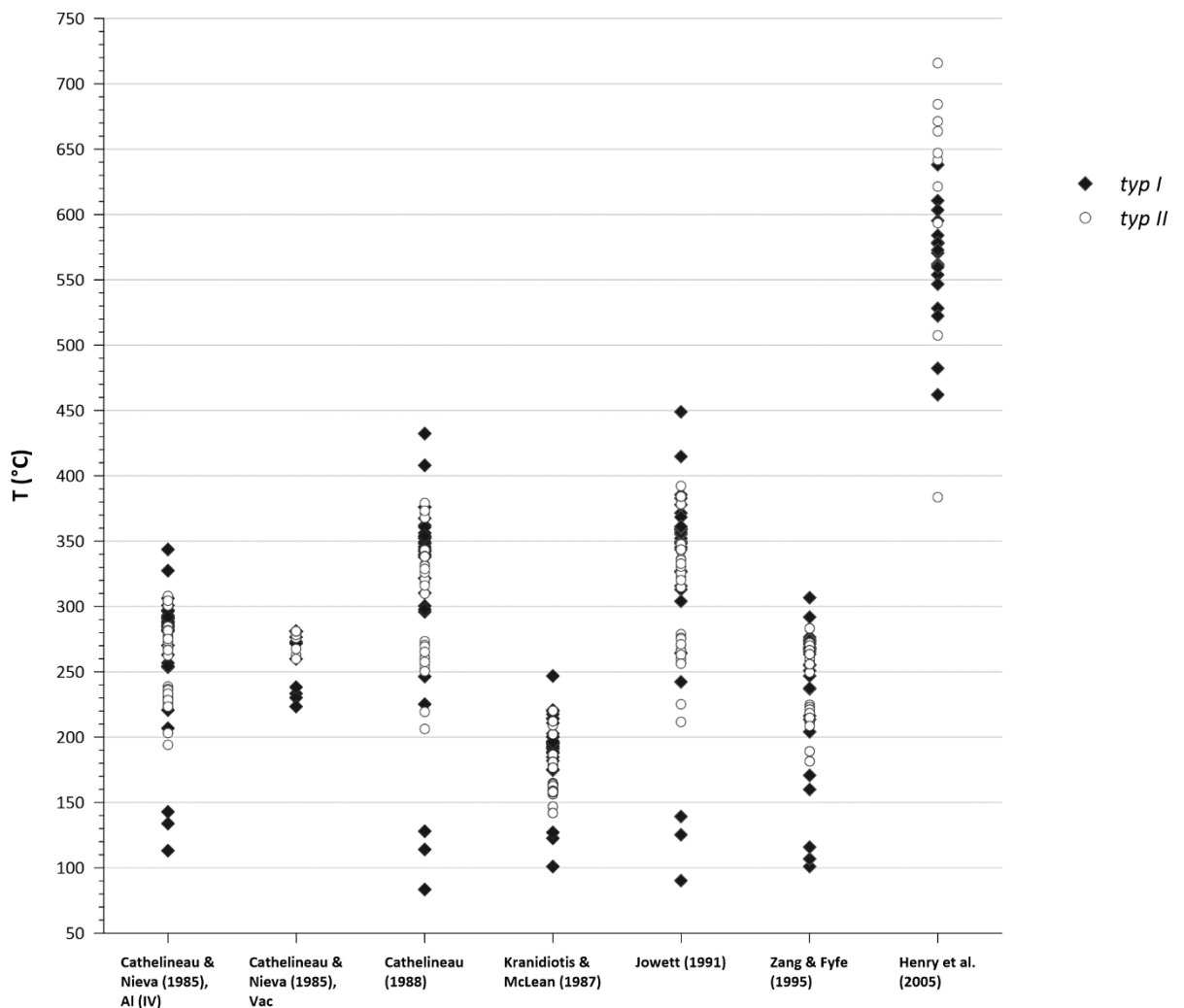
Aplikace chloritové termometrie je obecně problematická pro možnou přítomnost smíšených struktur, jež nelze jednoznačně kvantifikovat/identifikovat při použití elektronové mikroanalýzy (jak EDS, tak i WDS). Další limitací je pak empirická kalibrace termometrů a její teplotní rozsah, například Cathelineau a Nieva (1985) uvádí, že svrchní limit jejich modelů je pouze 300°C.

Je nutno poznamenat, že z použitých metod pouze termometr Cathelineau a Nieva (1985), založený na obsazení oktaedrické pozice kationty, neprodukuje odlehle hodnoty a tudíž produkovaná data nepotřebují zvláštní ošetření. U datových sad vypočtených pomocí jiných

termometrů byly pro finální statistické zpracování odstraněny odlehlé hodnoty. Datová sada, vypočtena z měření chloritu, interstratifikovaného s biotitem, neobsahovala odlehlé hodnoty.

Celkem lze konstatovat, že chlority z hydrotermální křemenné žiloviny a chlority interstratifikované s biotitem mají nejsevernější výsledky vypočtených teplot, oscilující kolem hodnot 285°C a 253°C, respektive. Chlorit, vzniklý alterační přeměny horninotvorných minerálů vykazuje větší rozptyl dat a střední teploty kolem 285°C.

Veškeré získané výsledky se nacházejí ve vzájemném spolehlivostním intervalu, tvořeném rozpětím jedné směrodatné odchylky. **Tudíž lze předpokládat, že všechny tři populace chloritu vznikaly za identických teplotních podmínek, a to cca $274 \pm 15^\circ\text{C}$.**



Obr. 12: Srovnání vypočtených teplot krystalizace chloritů podle různých metod a biotitu. Rozdělení dat na typy odpovídá hlavním petrografickým typům studovaných porfyrů.

4.5.3. Biotitová termometrie

Teplota krystalizace primárního biotitu byla zjišťována pomocí termometru dle Henry et al. (2005). Žádný z analyzovaných krystalů patrně neprošel reekvilibrací obsahu Ti s okolní horninou, indikovanou exsolucí krystalů ilmenitu nebo rutilu. Data byly rozdělena na dvě části, reprezentující oba typy porfyrů (I a II).

Střední teplota krystalizace biotitu v **porfyru typu I** je $563 \pm 41^\circ\text{C}$. V **porfyru typu II** biotit vznikl za $639 \pm 57^\circ\text{C}$. Střední hodnota pro obě datové sady je $587 \pm 59^\circ\text{C}$.

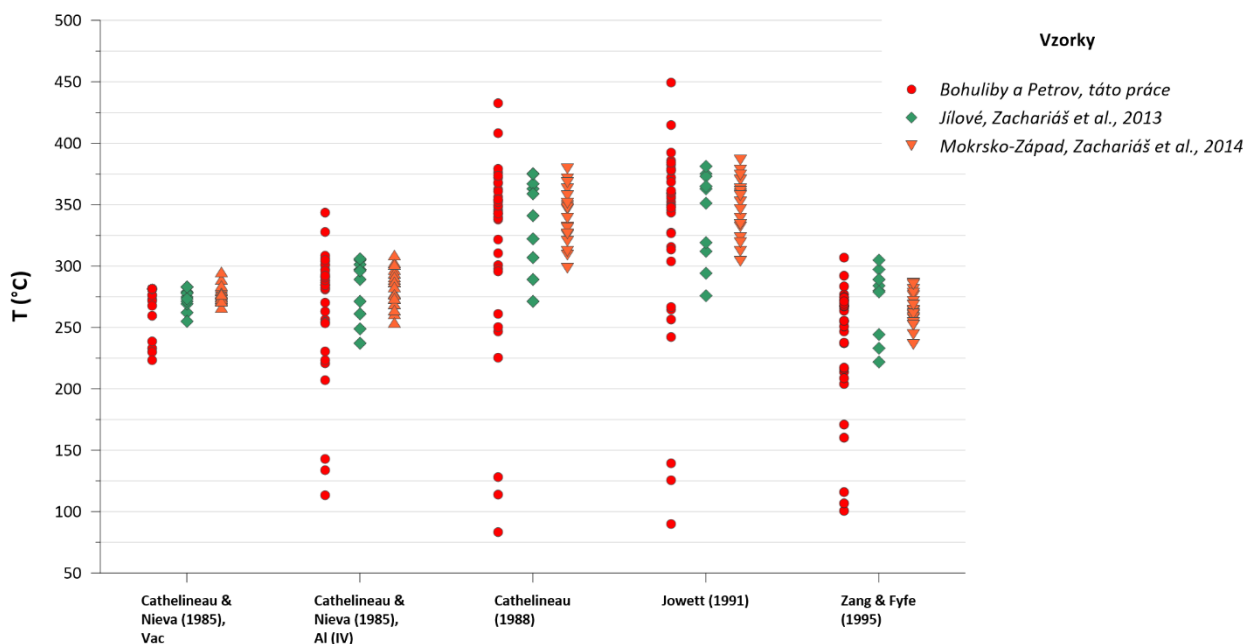
5. Diskuze

5.1. Sukcese hydrotermální mineralizace

Na základě pozorování minerálních vztahů v rámci hydrotermální paragenese a odhadu teplot krystalizace arsenopyritu a chloritu, navrhuji následující posloupnost krystalizace minerálů (řazeno podle snižující se teploty):

1. Křemen I. generace
2. Arzenopyrit I. generace [**361 ± 11 °C**]
3. 1. etapa křehké deformace
4. Ryzí zlato
5. Chlorit I. generace + křemen II. generace + galenit [**274 ± 15 °C**]
6. 2. etapa křehké deformace
7. karbonát I. generace + chlorit II. generace + (pyrit + molybdenit – v chloritu) [**274 ± 15 °C**]
8. Karbonát II. generace + arzenopyrit II. generace [**264 ± 17 °C**]
9. Kaolinit + pyrit

Je nutno říct, že v tomto schématu jsou zahrnuty pouze minerály vlastní zlatonosné hydrotermální mineralizace. Přechodové stádium mezi magmatickým a hydrotermálním režimem, zahrnující vznik allanitu, arzenopyritu, magnetitu, pyrhotinu a pyritu v rámci miarolitických dutin nebylo zahrnuto do výše uvedeného přehledu kvůli vzácnosti těchto dutin v porfyru typu II.



Obr. 13: Porovnání vypočtených teplot krystalizace chloritu v dané práci a dostupných dat chloritových termometrů z předešlých relevantních publikací.

Při srovnání výsledků chloritové termometrie z této práce a předešlých studií (Zachariáš et al., 2013; Zachariáš et al., 2014), provedených v analogických částech Jílovského pásma na kontaktu variských magmatických hornin středočeského plutonického komplexu a hydrotermálních žil se zlatonosnou mineralizací lze usoudit, že získané výsledky pokrývají větší rozsah teplot. I když by šlo říct, že chlorit je tvořen několika rozdílnými populacemi, v předešlých kapitolách bylo již představeno (obr. 3), že alterační chlority mají vysokou variabilitu složení a tudíž i výsledné teploty krystalizace jsou rovněž silně rozptýlené. Nelze s jistotou říct, zda k sevřenosti výsledných teplot u publikovaných výsledků přivedl výběr nejrepresentativnějších dat, nebo selektivní analýza vzorků, bezprostředně vázaných na hydrotermální mineralizaci a tudíž obsahující pouze jednu populaci chloritů, vzniklou krystalizací z hydrotermálních roztoků. Nicméně příčina variability složení u analyzovaných alteračních chloritů vyžaduje další vyšetření.

4.2. Alterační mechanismy

Výše popsané alterační typy porfyru a jejich jednotlivé minerální asociace lze rozdělit na základě fázového složení a výsledků termometrie do několika vzájemně se překrývajících a částečně též koexistujících stupňů pervazivní hydrotermální alterace. Tyto stupně jsou níže

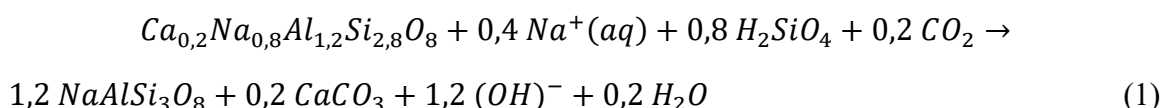
řazené od stupně s největším rozsahem a intenzitou alterací k nejméně rozsáhlému a nejméně intenzivnímu stupni (toto řazení koreluje pravděpodobně též se stářím alterací, od nejstarší k nejmladší etapě přeměn).

Stupeň 0. Tímto prvním stupněm, patřícím k nejranější alteraci (Que a Allen, 1996), je málo intenzivní rozpad živců na mikrolitickou světlou slídu, tzv. sericitizace, spojená rovněž se vznikem zrn epidotu v alterovanějších částech živcových vyrostlic.

Stupeň 1. Hlavní reakci tohoto stupně je chloritizace. Podléhají jí veškeré Fe-Mg-minerály v hornině. Při nižší intenzitě alterace je přeměněn na chlorit pouze biotit (porfyr typ I), při vyšší intenzitě (porfyr typ II) jsou na chlorit alterovány i magnetit-ilmenitové krystaly. Během této reakce dochází k minimálním změnám objemu a tvaru původních krystalu, jelikož probíhá současně dvěma mechanismy – výměnou mezivrstevních kationtů za brucitovou vrstvu (s Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg a Mn v oktaedrické koordinaci), zodpovědnou za zvýšení objemu krystalu; a odstraněním sítí s tetraedrickou koordinací (obsahující Si^{4+} a Al^{3+}) z vrstvy 2:1 (tzv. TOT neboli maskové) (Ferrow a Bagiński, 1998; Veblen a Ferry, 1983).

Současně s chloritizací probíhá precipitace sulfidů v mezivrstevním prostoru chloritu. Li et al. (1998) popisují mechanismus této reakce, nicméně uvádí, že na vytvoření signifikantního množství pyritu je nutný přísun velkého množství Fe, částečně zajištěného rozpadem biotitu na chlorit. Obsah Fe se po alteraci na chlorit zvýšil až o 40 % (0,3 mol Fe v biotitu vs. 0,42 mol Fe v chloritu), což společně s velkým množstvím vykrystalizovaného pyritu, indikuje vysoký přínos Fe fluidy, zodpovědnými za vznik dané alterace.

Stupeň 2. Albitická alterace, makroskopicky se projevující oranžovou až růžovou barvou horniny a výrazným bílým zbarvením vyrostlic v hornině, je způsobena nahrazováním živců ve vyrostlicích a v základní hmotě čistým albitem (An_{10} - An_0) za současné krystalizace pektolitu (Hövelmann et al., 2010). V mnou studovaných vzorcích nebyla registrována přítomnost pektolitu, ale karbonátů s převahou kalcitové komponenty (//ternární diagram//). Po zohlednění vlivu CO_2 můžeme tak pozorované přeměny vyjádřit následující rovnicí:

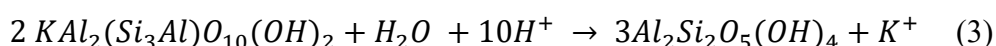


v níž za přítomnosti kyseliny křemičité a sodných kationtů ve fluidu se rozpouští plagioklas o oligoklasovém složení (nejčastější u studovaných vzorků) a sráží se albit a kalcit.

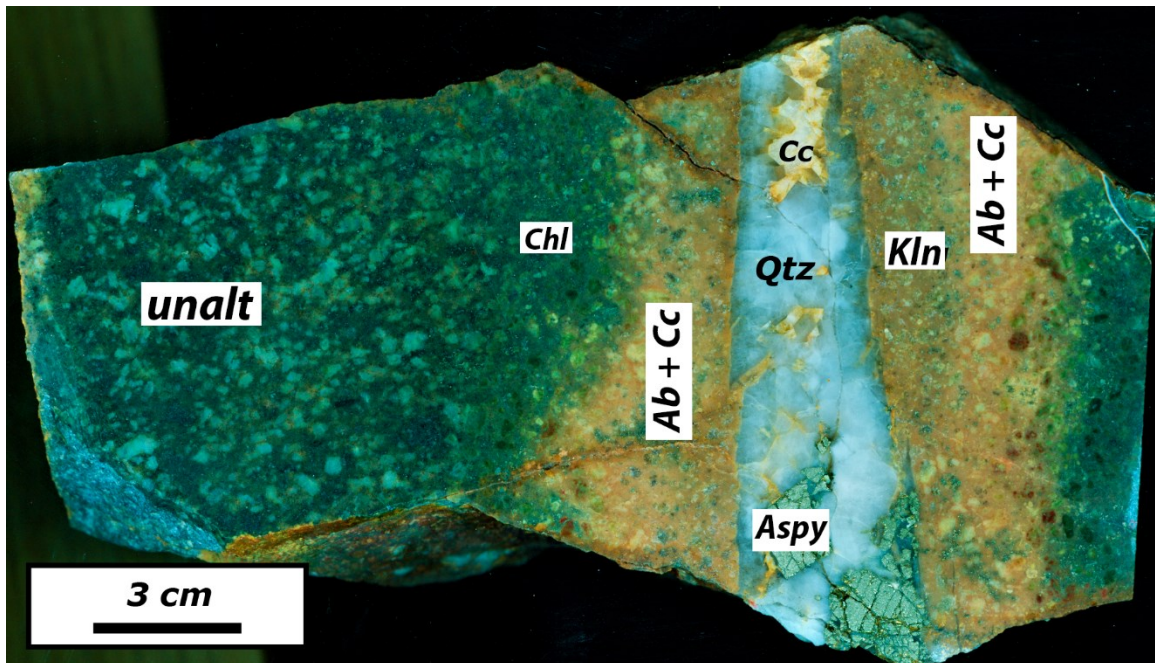
Z navržené rovnice je vidět, že mechanismem albitizace je současné rozpouštění a reprecipitace materiálu. Vzniklý albit obsahuje póry velikosti v řádu mikrometrů, dobře pozorovatelné pomocí SEM (obr. 17, detail), čím se odlišuje od původních magmatických plagioklasů a novotvořeného draselného živce. Koncentrování Fe v pórech albitu, redistribuovaného v předchozím alteračním stupni a doplněného alterujícími fluidy, má za následek krystalizaci zrn hematitu submikronové velikosti. Vznik těchto zrn je rovněž zaznamenaný některými autory (Engvik et al., 2008, Putnis et al., 2007). Analyzovaný alterační albit obsahuje až 4,9 hm.% Fe, což je v souladu s publikovanými výsledky. Výsledkem vzniku inkluzí submikroskopického hematitu během albitizace je pak oranžová až růžová makroskopická barva alterované horniny.

Stupeň 3. Vznik alteračního draselného živce lze nazvat K-feldspatizací nebo draselnou alterací, probíhající v základní hmotě horniny nebo v otevírajících se trhlinách ve vyrostlících albitizovaných živců po postižení křehkou deformací (obr. 17). Populace novotvořeného draselného živce v základní hmotě nemá jasný sukcesní vztah s alteračním albitem, proto lze také předpokládat, že vznikaly současně během přeměny základní hmoty. Nicméně draselný živec, na rozdíl od albitu, není porézni a obsahuje zanedbatelně malé obsahy Fe ve své struktuře.

Stupeň 4. Nejméně rozsáhlým a evidentně nejrecentnějším je vznik jílových minerálů ze skupiny kaolinitu, jež můžeme nazvat argilickou alterací. Proběhla pouze v bílém alteračním typu porfyru a manifestuje vyplněním drobných trhlin a nahrazováním živců a slíd (staršího alteračního sericitu a vlastních vyrostlic). Tento proces se odehrává pomocí těchto zjednodušených reakcí



kde (2) je hydrolýzou alkalických živců a (3) je hydrolýza muskovitu, obě reakce probíhají za úplného odnosu alkalického kationtu (K^+ , Na^+) a částečného odnosu kationtu Si^{4+} , přičemž výsledným produktem je kaolinit nebo minerály z jeho skupiny.



Obr. 14: Dosah alterací na žilníku Ladislav, Bohuliby. Alterační procesy se navzájem přetištějí v proximální vzdálenosti od žilky, zaplněné křemenem I. generaci a kalcitem. Daný vzorek porfyru patří k typu II. Legenda: unalt – nealterovaný porfyr.

5.3. Interpretaci textur a minerálního složení primární minerální asociace granodioritového porfyru

Křemen. Komplexní vývoj křemenných xenokrystů již byl popsán v kapitole 5.1. Podle řady autorů (Müller et al., 2010; Müller et al., 2003; Binelli Betsi a Lentz, 2010) jemné oscilační růstové zóny v xenokrystech křemene jsou indikátorem pomalého růstu během residence v magmatickém krbu,

Naopak znaky částečné resorpce a rychlý nárůst zón o uniformním složení jsou výsledkem buď prudké změny teplotně-tlakových podmínek krystalizace samotného magmatu (např. způsobené izotermní dekompresí během adiabatického výstupu) nebo mohou být výsledkem zvýšení teploty okolí (např. způsobené míšením magmat a usazování krystalů). Müller et al. (2010) uvádí, že pozorované jevy jsou charakteristické pro míšení parentálního magmatu s primitivnějším materiálem, přičemž ve výsledném magmatu jsou krystaly (xenokrysty) nestabilní a dochází k jejich resorpci.

Během tohoto popsaného vývoje, zahrnujícího čtyři fáze krystalizace a dvě etapy resorpce, došlo rovněž k několika tektonickým událostem.

Mezi první (pomalou) a druhou (rychlou) krystalizaci došlo k významnému rozdrobení vyrostlice. Tuto skutečnost by šlo interpretovat jako výsledek rychlého dekompresního výstupu magmatu.

Za druhou tektonickou událost lze považovat vznik tlakových švů na kontaktu některých fragmentů xenokrystů. Jelikož nedošlo k spojení úlomků během pozdějších fází krystalizace, lze předpokládat, že pozdější krystalizace se odehrávala bez bezprostředního kontaktů jednotlivých úlomků. Je pravděpodobné, že jejich opětovné spojení se odehrálo během pohybu magmatu, doloženého rovněž vyvinutím proudových textur v základní hmotě (přednostní orientací mikrolitů a obtékáním vyrostlic základní hmotou).

Plagioklas. Ostrý kontakt mezi ostrůvkovitými pozůstatky plagioklasu s nejvyšším obsahem An komponenty (An_{90} - An_{100}) a plagioklasem se složením, odpovídající andesínu (An_{30} - An_{50}), narůstajícím na těchto pozůstatcích, může nasvědčovat, že jejich vznik není výsledkem kontinuálního procesu (obr. 2) Naopak, novotvořený plagioklas oligoklasového složení (An_{17} - An_{39}) tvoří souvislý okraj, jehož celistvost je narušená pouze inkorporací zrn jiných minerálů horniny nebo pozdější reakci s mezostází za vzniku granofyru.

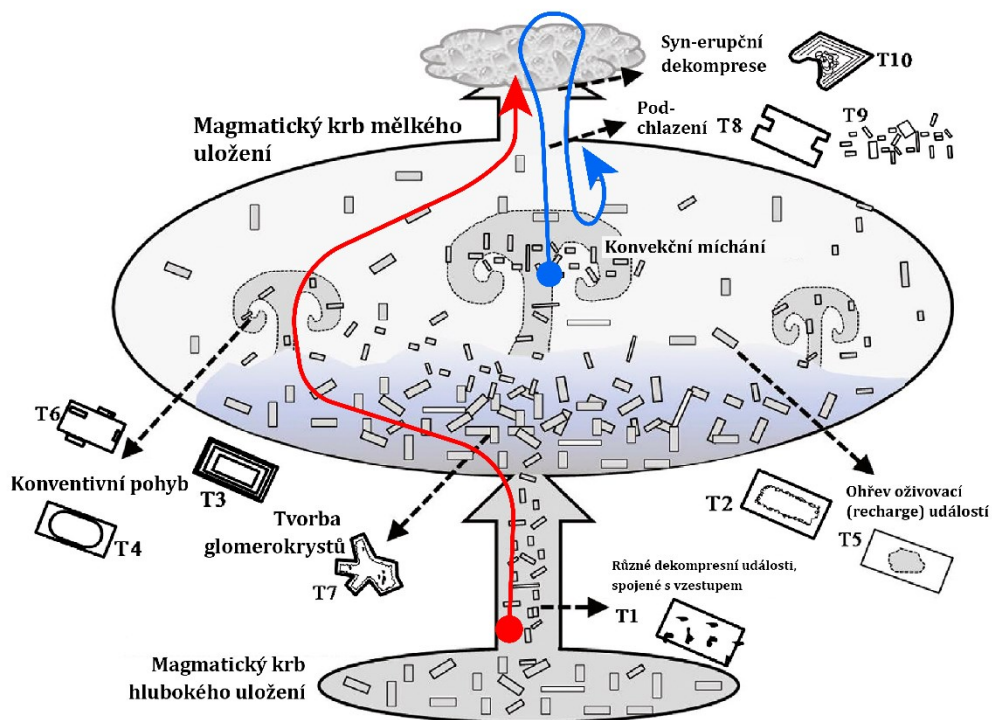
Renjith (2014), Stewart a Pearce (2004) a Yazdi et al. (2019) popisují tento jev, vedoucí ke vzniku ostrůvkovitých pozůstatků plagioklasu v jádře vyrostlice, označovaného jako „sít'ová struktura“ nebo „sieve texture“. Jeho příčinou je destabilizace a částečné tavení plagioklasu o určitém obsahu anortitové komponenty v okolní tavenině pod vlivem změny tlaku, teploty nebo složení této taveniny. Vznikající tavenina tvoří oddělené kapsy, jež se postupně propojují tenkými kapiláry, což eventuálně vede k protržení okraje vyrostlice a propojení sít'ového systému s vnější taveninou. Poté tato reekvilibrovaná tavenina může solidifikovat na sklo nebo krystalizovat jako nový plagioklas o složení, odlišném od původního.

Lze předpokládat, že právě tímto procesem vznikla pozorovaná vnitřní komplexní struktura plagioklasových vyrostlic studovaného porfyru, přičemž veškerá přítomná tavenina krystalizovala na směs plagioklasu intermediárního složení a draselného živce, což lze vysvětlit přítomností K_2O v tavenině a krystalizaci v subsolvních podmínkách (Tuttle a Bowen, 1958). Nový plagioklas kyselejšího složení vznikl kontinuálně, pomalou krystalizací, přičemž zaznamenává událost náhlého poklesu dostupnosti CaO z taveniny vznikem tenkého (cca 10 μm) pruhu kyselého oligoklasu (An_{13}).

Na základě výše uvedených dat lze navrhnout následující posloupnost procesů, vedoucích ke vzniku plagioklasových vyrostlic v porfyru typu I:

1. Krystalizace vyrostlice čistého anortitu ($An_{90}-An_{100}$).
2. Vznik síťové struktury a částečné rozpouštění vyrostlice.
3. Krystalizace nového plagioklasu oligoklasového až andesínového složení a draselného živce z taveniny v kapilárách síťové struktury.
4. Nárůst nejnovějšího plagioklasu v podobě souvislého okraje.

Za pomoci schématu, sestaveného Renjith, 2014 (obr. 15), lze navrhnout vývoj těchto plagioklasových vyrostlic v kontextu magmatického systému. Iniciálně vykrystalované v hlubším magmatickém krbu, vyrostlice anortitového složení byly transportovány do mělce uloženého magmatického krbu za současné resorpce (T1). Během pomalého konvektivního výstupu narůstal mladší plagioklas za současného uzavření okolních minerálů, přičemž rovněž došlo k devitrifikaci taveninových inkluzí v síťové struktuře (T3 a T6).

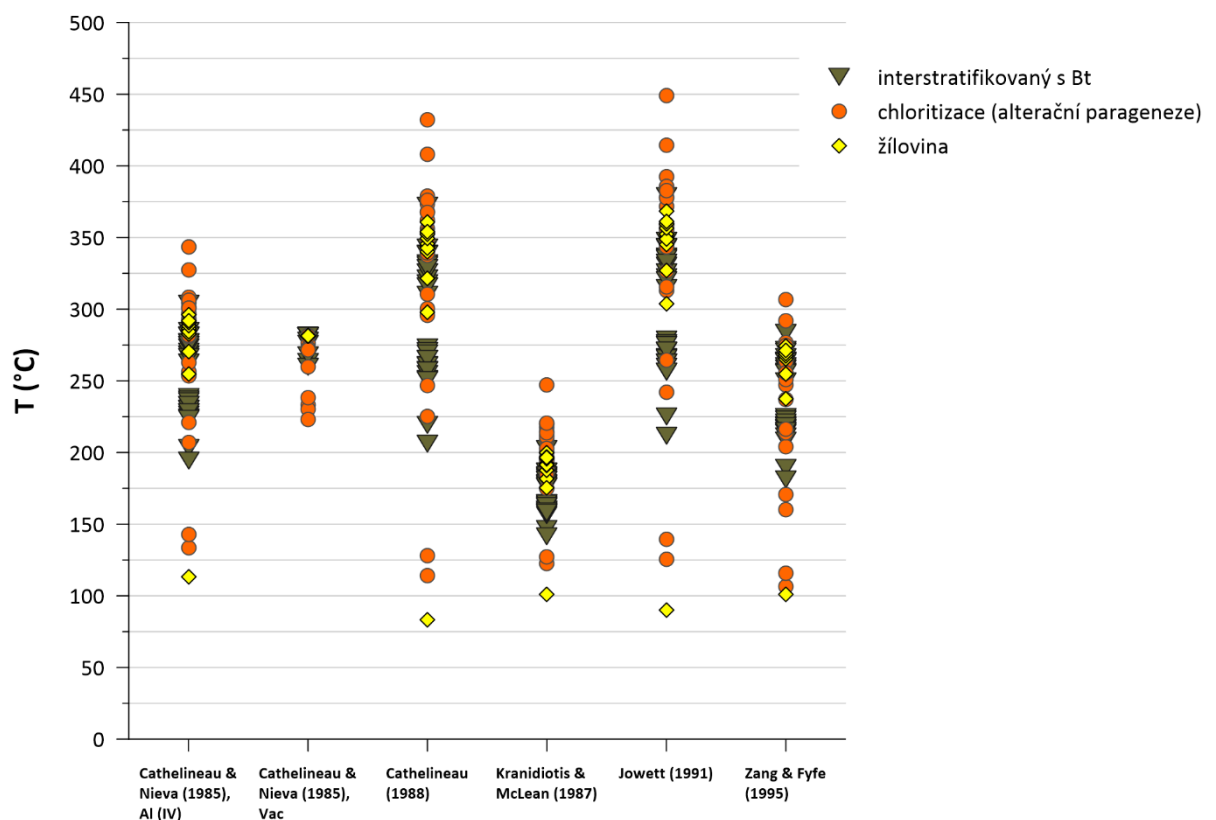


Obr. 15: Režimy růstu vyrostlic v závislosti na pozici v magmatickém krbu. Červenou šipkou je znázorněna dráha plagioklasu v porfyru typu I – první dekompresi a vznik síťové struktury, graduální růst při konvekcii a následný eruptivní dekompresi, zaznamenaná pouze v granofyrické mezostázi. Modrou šipkou je znázorněná dráha xenokrystů křemene v porfyru typu II – graduální růst, fragmentace při výstupu a dekompresi, následně nový graduální růst a pravděpodobná intruze/extruze nebo zastavení v podpovrchových partiích kůry. Převzato a upraveno z Renjith (2014).

Studiem v optickém mikroskopu se potvrdila oscilační chemická a růstová zonalita intaktního *plagioklasu v porfyru typu II*, avšak jejich vývoj nelze však popsat takto podrobně kvůli intenzivní hydrotermální alteraci těchto vyrostlic.

Draselné slídy a chlorit. Nepravidelné a velké agregáty biotit-chloritových lístkovitých až vějířovitých krystalů v porfyru typu I mohou napovídat buď o rekrystalizaci původní magmatické fáze na tuto směs, nebo o agregaci zrn původního biotitu, například v okolí starších Fe-Ti krystalů a krystalů apatitu. Nelze však s jistotou říct, jaký z těchto mechanismů se podílel na jejich vzniku.

Srovnání teplot krystalizace biotitu a chloritu v porfyru typu I indikuje, že interstratifikovaný s biotitem chlorit pravděpodobně vznikl za nižších teplot, než sousedící biotit (obr. 12) a přitom se teplotou vzniku neodlišuje od chloritů, vzniklého krystalizací z hydrotermálního roztoku nebo prokazatelnou alterací primárního biotitu. Proto lze předpokládat, že v daném případě rovněž jde o produkt hydrotermální alterace, i když nelze přímo vysvětlit příčinu pozorované interstratifikace. V literatuře (Ferrow a Bagiński, 1998; Veblen a Ferry, 1983) jsou popisovány struktury se smíšenými vrstvami biotit-chlorit,



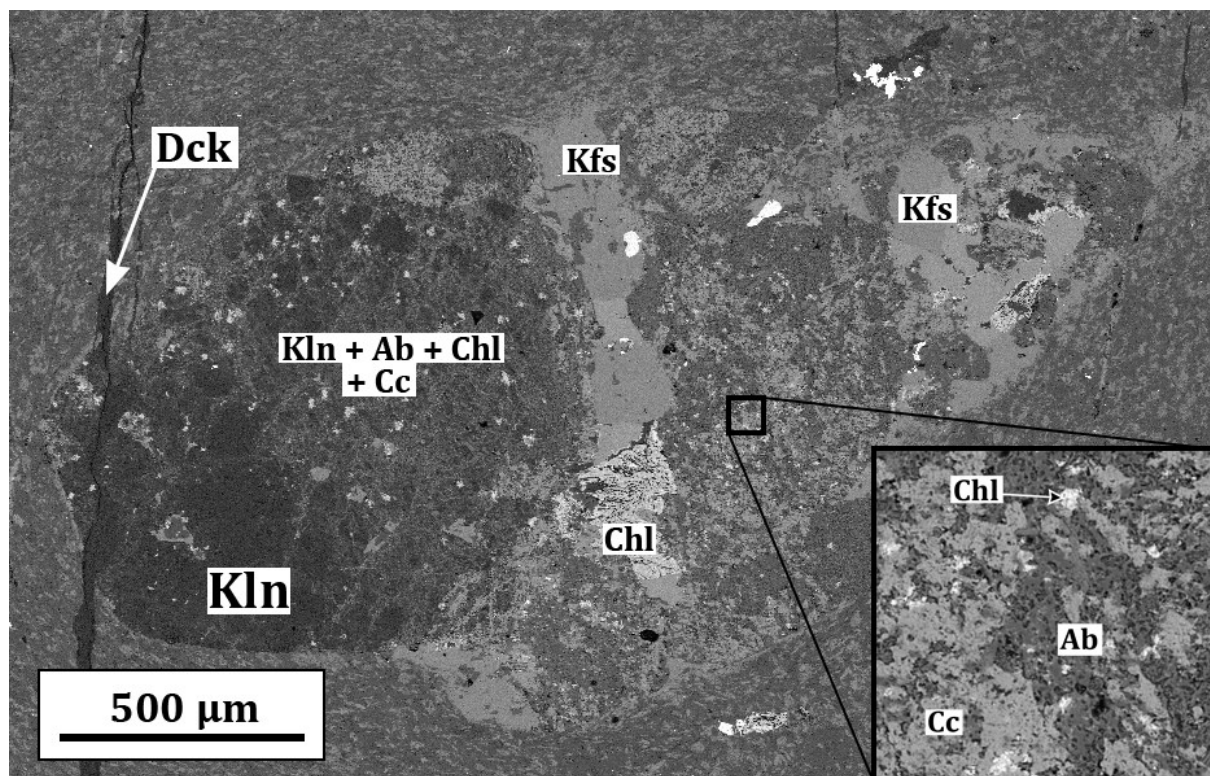
Obr. 16: Výsledky termometrických výpočtů chloritu. Lze vidět odlišnosti v rozptylu dat u jednotlivých sad, odpovídajících různým materiálům. Žilní chlorit má (až na jednu odlehlou hodnotu) nejméně rozptýlené výsledky výpočtu.

vznikajících během chloritizace, ovšem tyto struktury jsou pozorovatelné v měřítku jednotlivých vrstev.

Fe-Ti fáze. Krystaly magnetitu s lamelami ilmenitu představují výsledek oxidace původního spinelidu ulvöspinelu a následné exsoluci ilmenitu v důsledku nestability Ti-bohaté složky ve struktuře magnetitu (Alva-Valdivia a Lopez-Loera, 2011; Ivanyuk et al., 2017).

Zrna *titanitu* se nachází pouze na okrajích těchto spinelidových krystalů v porfyru typu I, stejně jako *epidot*. Lze předpokládat, že obě tyto fáze rovněž vznikly po rozpadu původního hornblendu $[\text{Ca}_2(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_4(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})(\text{Si}_7\text{AlO}_{22})(\text{OH})_2]$ a koncentraci Ca a Ti za vzniku biotitu a chloritu (Ferrow a Bagiński, 1998), pokud vezmeme do úvahy již popsany habitus biotit-chloritových agregátů. Xiao et al. (2020) popisují právě tento mechanismus chloritizace a uvádí, že krystalizovaný hydrotermální titanit má zvýšené obsahy Fe a Al, což odpovídá i mnou naměřeným datům. Tento proces mohl, například, proběhnout během postupného chladnutí při výstupu horniny a její přechodu z podmínek amfibolitové facie do facie zelených břidlic. Při tom ale nelze vyloučit, že epidot a titanit tvoří nesouvislý reakční okraj mezi magnetitem a původní fází (pokud jde o hornblend), o čem svědčí i mechanicky a chemicky narušený okraj magnetitu a absence těchto fází vně blízkosti Fe-Ti fází.

Tyto fáze také kvůli své unikátní morfologii a interní struktury poskytují možnost předpokládat, že porfyry typu I a II, ačkoli jsou rozdílné ve mnohých aspektech, mohou mít společný původ, přičemž zdědily ze společného magmatického zdroje pouze akcesorické minerály.



Obr. 17: Zaznamenána posloupnost alteračních reakcí. Živcová vyrostlice je alterovaná na pórovitý albit s drobnými zrny chloritu a kalcit (detail). Pozdější draselný živec vyplňuje trhliny, přičemž neobsahuje póry. Pod vlivem blízké trhliny, vyplněné minerály skupiny kaolinitu, tyto minerály postupně úplně nahrazují předcházející minerální asociaci. Bílý alterační typ, zobrazení: BSE.

Granofyrická mezostáze. Barker (1970) popisuje vznik granofyru jako rychlou krystalizaci z malého počtu krystalizačních zárodků, přičemž pouze podle textury nelze říct, zda krystalizace probíhá z taveniny nebo devitrifikovaného skla. Lowenstern et al. (1997) uvádí, že vznik granofyru je spojen s rychlým výstupem a následným poklesem tlaku z litostatického na hydrostatický, degazací (poklesem rozpustnosti vody v tavenině) a silným podchlazením bohatého na SiO_2 magmatu.

Lze předpokládat, že ke stejnému procesu došlo i v případě porfyru typu I a pozorovaná granofyrická mezostáze vznikla při jeho výstupu a vmístění do jeho současné tektonické pozice.

Shrnutí texturních, teplotních a fázových indikátorů. Alterační postižení žil porfyru typu I, omezené pouze na chloritizaci biotitu, nižší střední teploty krystalizace biotitu, absence granofyrické textury v porfyru typu II a tektonické kontakty mezi oběma typy porfyrů mohou nasvědčovat, že jejich vmístění nebylo současné a je možné, že porfyr typu I intrudoval během nebo po vmístění porfyru typu II nebo dokonce postdatuje alterační postižení, související s hydrotermální mineralizací. Jelikož ze zjištěných prostorových vztahů

nelze s jistotou říct, zda porfyrem typu I prochází žilky s mineralizací hydrotermálního původu, zůstává nevyjasněná případná přítomnost a rozsah hydrotermálně podmíněné alterace tohoto typu horniny. Tím pádem také nelze určit relativní časový interval vmístění porfyru typu I, pokud ke vmístění došlo až během hydrotermálního krystalizačního stádia.

Hojnost vodnatých fází a vzácný výskyt miarolitických dutin může nasvědčovat o relativně vysokém obsahu vody v hornině, stejně jako existence granofyrického prorůstání v mezostázi. Nicméně explozivní epizoda, zapříčiňující fragmentaci křemenných xenokrystů v porfyru typu II, nejspíš nebyla poslední v posloupnosti krystalizaci, jelikož hornina neobsahuje skelnou fázi ani indikátory pozdější devitrifikaci skla nebo rychlé krystalizaci za dekompresi. Popis přesné historie vývoje horniny bude možný po detailnější analýze křemenných vyrostlic v CL zobrazení nebo studiu plynokapalných inkluzí v křemenu všech populací.

6. Závěr

V práci byly vyjasněny mineralogické, petrografické a genetické charakteristiky granodioritových porfyrů, hostících zlatonosné zrudnění na lokalitách Petrov a Bohuliby-Z v jihozápadní části jílovského rudního revíru. Na výchozech v terénu a rovněž i při mikroskopickém studiu v laboratoři byly identifikovány dva typy granodioritových porfyrů s rozdílným vztahem k hydrotermální mineralizaci se zlatem a se vzájemným ostrým tektonickým kontaktem.

Porfyr typu I je postižen hydrotermálně indukovanou alterací pouze v omezené míře, a nehostí trhliny vyhojené zlatonosnou mineralizací. Porfyr typu II obsahuje hojné trhliny s hydrotermální výplní (tj. zlatonosnou mineralizací se sulfidy), pod jejichž vlivem je postižen pervazivní hydrotermální alterací vysoké intenzity.

Oba typy porfyrů dědí stejné akcesorické a některé hlavní horninotvorné minerály ze svého magmatického zdroje, čímž indikují společný původ. Souběžně však oba typy porfyrů obsahují svědectví vzájemně izolovaného vývoje během krystalizační historie, zahrnujícího pohyb parentálního magmatu v rámci magmatického systému, pravděpodobné míšení s primitivnějšími magmaty a umístění do malých hloubek za prudkého poklesu tlaku.

V rámci této práce byly též podrobně specifikovány vztahy mezi žilnou formou křemen-zlatonosného zrudnění a jednotlivými stupni pervazivní alterační přeměny granodioritových porfyrů.

Arzenopyrit první generace spolu s křemennou žilovinou krystalizuje jako první rudní fáze v rámci hydrotermální parageneze za cca 360°C. Ryzí zlato (až 87 at.% Au) a galenit precipitují až po arzenopyritu. Za teploty cca 285°C vzniká chloritová a křemenná výplň pozdějších trhlin/fraktur ve starší žilovině, pravděpodobně současně s chloritizací hostitelské horniny (prvním stupněm alterace). Druhá generace arzenopyritu se utváří při teplotě kolem 264°C a je následována vznikem pozdních karbonátových (kalcitových) žilek s pyritem. Jílová výplň drobných trhlin je asociována s pozdním pyritem a představuje nejpozdější krystalizační fázi hydrotermálního procesu.

Zjištěná data indikují nesoudobou intruzi dvou typů granodioritového porfyru a pravděpodobnost odehrání hlavní fáze Au-As-nosné hydrotermální aktivity v období mezi těmito dvěma intruzivními fázemi.

7. Seznam literatury

- Alva-Valdivia, L. M., & López-Loera, H. (2011). A review of iron oxide transformations, rock magnetism and interpretation of magnetic anomalies: El morro mine (Brazil), a case study. *Geofísica Internacional*, 50(3), 341–362.
- Barker, D. S. (1970). Compositions of granophyre, myrmekite, and graphic granite. *Geological Society of America Bulletin*, 81(11), 3339.
- Bineli-Betsi, T., & Lentz, D. (2010). The nature of “quartz eyes” hosted by dykes associated with Au-Bi-As-Cu, Mo-Cu, and base-metal-Au-Ag mineral occurrences in the Mountain Freegold region (Dawson Range), Yukon, Canada. *Journal of Geosciences*, (55), 347–368.
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals*, 23(4), 471–485. <https://doi.org/10.1180/claymin.1988.023.4.13>
- Fediuk, F. (2004). Alaskites and related rocks in the Proterozoic Jílové Belt of Central Bohemia. *Krystalinikum*, 30, 27–50.
- Ferrow, E. A., & Bagiński, B. (1998). Chloritization of hornblende and biotite: A HRTEM study. *Acta Geologica Polonica*, 48(1), 107–113.
- Götze, J., Plötze, M., & Habermann, D. (2001). Origin, spectral characteristics, and practical applications of the cathodoluminescence (CL) of quartz: a review. *Mineralogy and Petrology*, 71(3-4), 225–250.
- Groves, D., Goldfarb, R., Gebre-Mariam, M., Hagemann, S., & Robert, F. (1998). Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, 13(1-5), 7–27.
- Henry, D. J. (2005). The ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316–328.
- Holub, F. V., Cocherie, A., & Rossi, P. (1997). Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): Constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian-Barrandian

- boundary. *Comptes Rendus de l'Acad'emie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(1), 19–26.
- Hövelmann, J., Putnis, A., Geisler, T., Schmidt, B. C., & Golla-Schindler, U. (2009). The replacement of plagioclase feldspars by albite: Observations from hydrothermal experiments. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 159(1), 43–59.
- Ivanyuk, G., Kalashnikov, A., Pakhomovsky, Y., Bazai, A., Goryainov, P., Mikhailova, J., Yakovenchuk, V., & Konopleva, N. (2017). Subsolidus evolution of the magnetite-spinel-ulvöspinel solid solutions in the Kovdor phoscorite-carbonatite complex, NW russia. *Minerals*, 7(11), 215–243.
- Janoušek, V., & Gerdes, A. (2003). Timing the magmatic activity within the Central Bohemian Pluton, Czech Republic: Conventional U-Pb ages for the Sázava and Tábor intrusions and their geotectonic significance. *Journal of the Czech Geological Society*, 48(1-2), 70–71.
- Janoušek, V., Bowes, D. R., Rogers, G., Farrow, C. M., & Jelínek, E. (2000). Modelling diverse processes in the petrogenesis of a composite batholith: The Central Bohemian Pluton, Central European Hercynides. *Journal of Petrology*, 41(4), 511–543.
- Janoušek, V., Braithwaite, C. J., Bowes, D., & Gerdes, A. (2004). Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: An integrated petrographic and geochemical study of the Sázava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic. *Lithos*, 78(1-2), 67–99.
- Jowett, E. Fitting iron and magnesium into the hydrothermal chlorite geothermometer [(Program with Abstracts)]. In: GAC/MAC/SEG Joint Annual Meeting. (Program with Abstracts). Toronto, 1991, May, A62.
- Kartashov, P. M. (2014). Classification diagram for REE-bearing members of the epidote group based on crystallochemical data. *Workshop on Accessory Minerals*.
- Kretschmar, U., & Scott, S. D. (1976). Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canadian Mineralogist*, 14, 364–386.
- Li, G., Peacor, D. R., & Essene, E. J. (1998). The formation of sulfides during alteration of biotite to chlorite-corrensite. *Clays and Clay Minerals*, 46(6), 649–657.

- Lowenstern, J. B., Clyne, M. A., & Bullen, T. D. (1997). Comagmatic A-type granophyre and rhyolite from the Alid volcanic center, Eritrea, Northeast Africa. *Journal of Petrology*, 38(12), 1707–1721.
- Mašek, J. et al. (1984): Základní geologická mapa ČSSR 1:25 000 List 12-423 Davle. *Archiv České geologické služby. Praha.*
- Morávek, P., & Pouba, Z. (1987). Precambrian and Phanerozoic history of gold mineralization in the Bohemian Massif. *Economic Geology*, 82(8), 2098–2114.
- Morávek, P., Morýsek, A., Röhlich, P., Hubka, V., Potužák, V., Srb, M., Soukup, B., Fafejta, J., Pecka, V., Skřiván, J., Skřivánek, V., Pacovská, Z., Andres, F., Bouška, J., Bylová, I., Blüml, A., & Oktábec, P. (1969). *Závěrečná zpráva, Jilové u Prahy, surovina Au* (Tech. Rep.). Rudné doly n.p. Příbram, Geoindustria Praha.
- Müller, A., René, M., Behr, H., & Kronz, A. (2003). Trace elements and cathodoluminescence of igneous quartz in topaz granites from the Hub stock (Slavkovský les Mts., Czech Republic). *Mineralogy and Petrology*, 79(34), 167–191.
- Müller, A., van den Kerkhof, A. M., Behr, H.-J., Kronz, A., & Koch-Müller, M. (2009). The evolution of late-Hercynian granites and rhyolites documented by quartz – a review. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 100(1-2), 185–204.
- Putnis, A., Hinrichs, R., Putnis, C. V., Golla-Schindler, U., & Collins, L. G. (2007). Hematite in porous red-clouded feldspars: Evidence of largescale crustal fluid–rock interaction. *Lithos*, 95(1-2), 10–18.
- Que, M., & Allen, A. R. (1996). Sericitization of plagioclase in the Rosses granite complex, Co. Donegal, Ireland. *Mineralogical Magazine*, 60(403), 927–936.
- Stewart, M. L., & Pearce, T. H. (2004). Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. *American Mineralogist*, 89, 348–351.
- Tischendorf, G., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Rieder, M. (2007). True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285–320.

- Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.-J., Gottesmann, B., & Guidotti, C. V. (2004). A new graphical presentation and subdivision of potassium micas. *Mineralogical Magazine*, 68(4), 649–667.
- Tuttle, O. F., & Bowen, N. L. (1958). Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{--KAlSi}_3\text{O}_8\text{--SiO}_2\text{--H}_2\text{O}$. *Geological Society of America Memoirs* (pp. 1–146). Geological Society of America.
- Veblen, D. R., & Ferry, J. M. (1983). A TEM study of the biotite-chlorite reaction and comparison with petrologic observations. *American Mineralogist*, 68, 1160–1168.
- Wiewióra, A., & Weiss, Z. (1990). Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Minerals*, 25, 83–92.
- Xiao, B., Chen, H., Hollings, P., Zhang, Y., Feng, Y., & Chen, X. (2020). Chlorite alteration in porphyry Cu systems: New insights from mineralogy and mineral chemistry. *Applied Clay Science*, 190, 105585.
- Yazdi, A., Ardalan, A. A., Emami, M. H., Dabiri, R., & Foudazi, M. (2019). Magmatic interactions as recorded in plagioclase phenocrysts of Quaternary volcanics in SE Bam, SE Iran). *Iranian Journal of Earth Sciences*, 11(3), 215–225.
- Zachariáš, J., Pudilová, M., Žák, K., Morávek, P., Litochleb, J., Váňa, T., & Pertold, Z. (1997). P-T conditions, fluid inclusions and O, C, S isotope characteristics of gold-bearing mineralizations within the Central Bohemian Metallogenic zone. *Acta Universitatis Carolina - Geologica*, 41(3-4), 167–178.
- Zachariáš, J., Morávek, P., Gadas, P., & Pertoldová, J. (2014). The Mokrsko-West gold deposit, Bohemian Massif, Czech Republic: Mineralogy, deposit setting and classification. *Ore Geology Reviews*, 58, 238–263.
- Zachariáš, J., Žák, K., Pudilová, M., & Snee, L. W. (2013). Multiple fluid sources/pathways and severe thermal gradients during formation of the Jílové orogenic gold deposit, Bohemian Massif, Czech republic. *Ore Geology Reviews*, 54, 81–109.
- Žák, J., Holub, F. V., & Verner, K. (2005). Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: The Central Bohemian Plutonic

Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 94(3), 385–400.

Zang, W., & Fyfe, W. (1995). Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposit, Carajás, Brazil. *Mineralium Deposita*, 30(1).