

<https://doi.org/10.46861/bmp.28.437>

PŮVODNÍ PRÁCE/ORIGINAL PAPER

Axinit a doprovodné minerály z lokality Jezuitský rybník východně od Golčova Jeníkova (moldanubicum, Česká republika)

Axinite and associated minerals from the locality Jezuitský rybník E from Golčův Jeníkov (Moldanubicum, Czech Republic)

ZDENĚK DOLNÍČEK¹*, MICHAL KOVÁŘ²) A JANA ULMANOVÁ¹)¹Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9 - Horní Počernice;*e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz²Hornická 318, 471 27 Stráž pod Ralskem

DOLNÍČEK Z, KOVÁŘ M, ULMANOVÁ J (2020) Axinit a doprovodné minerály z lokality Jezuitský rybník východně od Golčova Jeníkova (moldanubicum, Česká republika). Bull Mineral Petrolog 28(2): 437-453 ISSN 2570-7337

Abstract

A new occurrence of axinite at the locality Jezuitský rybník near Sirákovice (ENE from Golčův Jeníkov), situated in rocks of the Variegated (Drosendorf) Series (Moldanubian Zone of the Bohemian Massif), is a nice example of contaminated pegmatite in a Ca-skarn with intense superimposed hydrothermal overprint. Axinite [axinite-(Fe) to axinite-(Mg)] forms young hydrothermal infill of pocket/fissure in pegmatite cutting a brecciated Ca-skarn. The hydrothermal assemblage includes amphibole II (actinolite to ferro-actinolite), albite, K-feldspar II, chlorite, epidote (locally containing 0.20 - 0.30 *apfu* REE), muscovite and Al,F-enriched titanite (with up to 2 % SnO₂) passing exceptionally to unnamed CaAlF-SiO₄. Quartz, plagioclase (andesine), K-feldspar I and amphibole I (mostly K-rich or even potassian ferro-pargasite to ferro-tschemmakite) originated in magmatic stage associated with intrusion of externally derived pegmatite melt. Sporadic garnet (grossular-rich almandine) represents relics of mineral assemblage of the host skarn. Dominance of Nd among REE in the REE-rich epidote is explained in terms of chemical fractionation of REE, probably caused by the presence of strong REE-complexing ligands (F⁻, OH⁻ and/or CO₃²⁻) in aqueous fluids enriched in MREE/HREE due to alteration of garnet. With regard to the presence of B, Cr and elevated X_{Mg} in some hydrothermal phases compared to the older Fe-Mg minerals, we suggest circulation of fluids affecting host rocks as well as additional rock types.

Key words: axinite, Ca-skarn, pegmatite, Sn-enriched titanite, Al,F-rich titanite, CaAlFSiO₄, REE-rich epidote, hydrothermal alteration

Obdrženo 21. 10. 2020; přijato 7. 12. 2020

Úvod

Skupina axinitu zahrnuje triklinické borokřemičitany, strukturně spadající mezi sorosilikáty. V současné době tato skupina obsahuje čtyři minerály: axinit-(Fe) s ideálním složením Ca₂Fe²⁺Al₂(BO₃)₂Si₄O₁₂(OH), velmi vzácný axinit-(Mg) Ca₂Mg²⁺Al₂(BO₃)₂Si₄O₁₂(OH), axinit-(Mn) Ca₂Mn²⁺Al₂(BO₃)₂Si₄O₁₂(OH) a tinzenit (Ca,Mn²⁺,Fe²⁺)₃Al₂(BO₃)₂Si₄O₁₂(OH). V rámci České republiky jde o relativně méně rozšířené minerály, známé jen z malého počtu lokalit. Geneticky jde zejména o výskyty na hydrotermálních žilách parageneticky blízkých tzv. alpské mineralizaci (např. Záběhlice u Zbraslavi - Kašpar 1942, Libodřice u Kolína - Reif et al. 1991, Mirošov u Strážku - Vávra 1994, Lažany u Brna - Filip 2002; Novák, Filip 2002), a výskyty v kontaminovaných pegmatitech uložených ve skarnech (např. Domaníněk u Bystřice n. Pernštejnem, Rešice, Malešov, Věcov, Slatina - Filip 2002; Filip et al. 2002).

V tomto příspěvku přinášíme bližší charakteristiku zajímavé mineralizace s axinitem, nově zjištěné druhým z autorů tohoto pojednání v pegmatitu, protínajícím budinu Ca-skarnu na lokalitě Jezuitský rybník u Sirákovic. Vedle axinitu věnujeme detailnější pozornost i ostatním minerálům v dané asociaci, které se v některých případech vyznačují neobvyklým chemickým složením.

Lokalizace a geologická situace

Studovaná mineralizace byla objevena v roce 2018 v areálu Jezuitského rybníka, sv. od Sirákovic, asi 5 km vsv. od Golčova Jeníkova (obr. 1). Lokalitou je drobný skalní suk, vystupující v podobě malého ostrůvku při východním okraji rybníka (obr. 2a). Mineralizaci s axinitem bylo možno studovat jen díky aktuálně nízkému stavu vody v rybníku, za normálního stavu se dané místo nachází pod vodní hladinou.

Geologicky je lokalita situována na severním okraji moldanubika, nedaleko jeho kontaktu s kutnohorským krystalinikem. Bezprostřední okolí lokality je tvořeno horninami pestré jednotky moldanubika, nedaleko jejího styku s jednotkou gřohlskou. Kontakt obou dílčích jednotek moldanubika leží asi 2 km východně od zájmové lokality, zhruba na spojnici obcí Heřmanice a Moravany (obr. 1). Horninové prostředí je v okolí zájmové lokality budováno zejména různými typy pararul (biotitické, sillimanit-biotitické, místy i s cordieritem, granátem či muskovitem), v nichž se vyskytují vložky erlanů, skarnů a amfibolitů. Jde o vulkanosedimentární horninovou sekvenci, která byla metamorfována během variských orogenních procesů převážně v podmínkách amfibolitové metamorfní facie. Tyto procesy byly doprovázeny i vznikem žilných derivátů

žulového magmatu, aplitů a pegmatitů, které v zájmové oblasti vytvářejí i mapovatelná tělesa (obr. 1).

Metodika výzkumu

Odebrané vzorky mineralizace a okolních hornin byly rozřezány diamantovou pilou a z vhodných partií byly zhotoveny leštěné výbrusy. Dokumentace preparátů v odraženém a procházejícím světle byla provedena na Mineralogicko-petrologickém oddělení Národního muzea Praha pomocí polarizačního mikroskopu Nikon Eclipse ME 600.

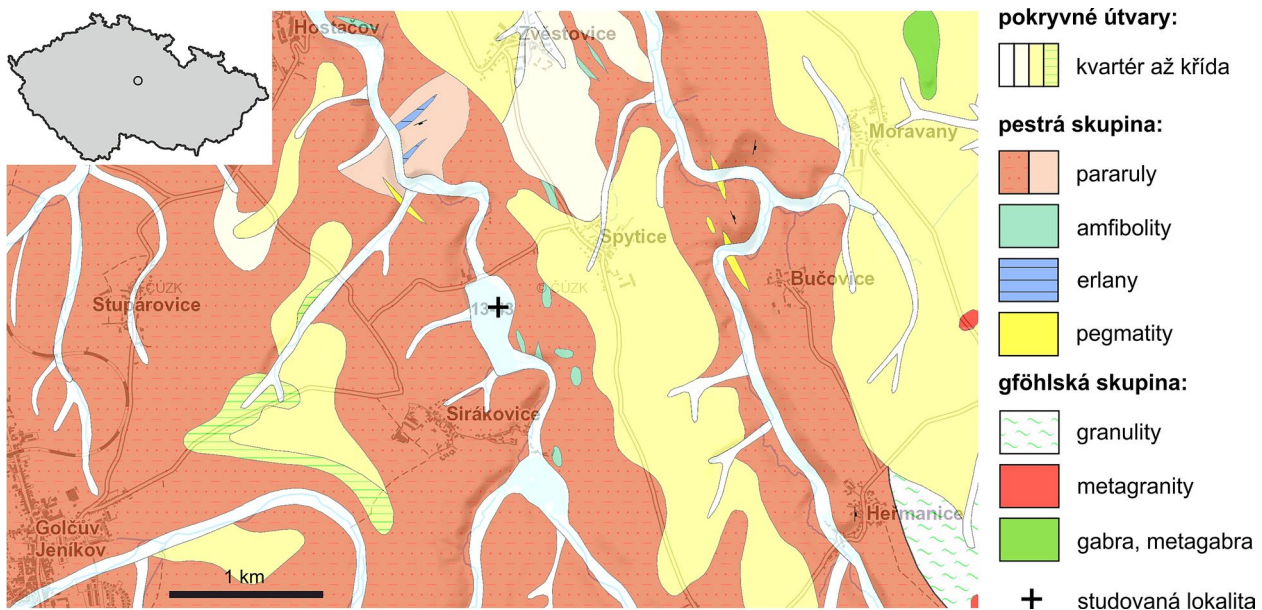
Preparáty byly následně vakuově napařeny uhlíkovým filmem o tloušťce 30 nm a studovány pomocí elektronového mikroanalýzátoru Cameca SX-100 (analytik Z. Dolníček, Národní muzeum Praha). Na přístroji byly pořízeny fotografie ve zpětně odražených elektronech (BSE) a měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu.

Při kvantitativních analýzách minerálů byly použity následující podmínky: urychlovací napětí 15 kV, proud svazku 20 nA (REE-bohatý epidot, titanit, granát), respektive 10 nA (všechny ostatní fáze) a průměr elektronového svazku mezi 0.7 a 3 μm . V žilcích byly měřeny obsahy Al, Ba, Ca, Cs, Cu, F, Fe, Mg, Mn, N, K, Na, P, Pb, Rb, Si, Sr a Zn, v amfibolech obsahy Al, Ba, Ca, Cl, Cr, F, Fe, K, Mg, Mn, N, Na, Ni, P, Pb, Si, Sr, Ti, V a Zn, v granátech obsahy Al, As, Ca, Cr, F, Fe, Mg, Mn, Na, Ni, P, Sb, Si, Sn, Ti, U, V, Y, Zn a Zr, v titanitu obsahy Al, Ca, Ce, F, Fe, Hf, La, Mg, Na, Nb, Nd, Pb, Pr, Sc, Si, Sn, Ta, Ti, Y a Zr, v chloritech, muskovitech a epidotu obsahy Al, Ba, Ca, Cl, Co, Cr, Cs, Cu, F, Fe, K, Mg, Mn, N, Na, Ni, P, Pb, Rb, Sb, Si, Ti, V a Zn, v zirkonu Al, As, Ba, Bi, Ca, Ce, Cl, Cu, Dy, Eu, Er, F, Fe, Gd, Hf, Ho, K, La, Lu, Mg, Mn, N, Na, Nd, P, Pb, Pr, S, Sc, Si, Sm, Sr, Tb, Th, Ti, Tm, U, V, Y, Yb a Zr a v REE obsahujících epidotech obsahy Al, As, Ba, Ca, Ce, Cl, Cr, Cu, Dy, Eu, F, Fe, Gd, K, La, Mg, Mn, Na, Nd, Ni, P, Pb, Pr, Si, Sm, Sr, Th, Ti, U, V, Y, Zn a Zr. Při analýzách byly použity následující standardy a analytické čáry: albit (NaK α), almandin (AlK α , FeK α), antimonit (SbL α), apatit (PK α), baryt (BaL α), Bi (BiM α), BN (NK α), celestin (SK α , SrL β), CePO $_4$ (CeL α), Cr $_2$ O $_3$ (CrK α), CrTa $_2$ O $_6$ (TaL α), Cs-sklo (CsL α), diopsid (MgK α), DyPO $_4$ (DyL β), ErPO $_4$

(ErL α), EuPO $_4$ (EuL α), GdPO $_4$ (GdL α), halit (ClK α), hematit (FeK α), Hf (HfM α), HoPO $_4$ (HoL β), chalkopyrit (CuK α), klinoklas (AsL α), LaPO $_4$ (LaL α), LiF (FK α), LuPO $_4$ (LuL α), Nb (NbL α), NdPO $_4$ (NdL β), Ni (NiK α), PrPO $_4$ (PrL β), Rb-Ge-sklo (RbL α), rodonit (MnK α), sanidin (KK α , SiK α , AlK α), ScVO $_4$ (ScK α), SmPO $_4$ (SmL α), Sn (SnL α), TbPO $_4$ (TbL α), Th (ThM α), TiO $_2$ (TiK α), TmPO $_4$ (TmL α), UO $_2$ (UM α), V (VK α), vanadinit (PbM α), wollastonit (CaK α , SiK α), YbPO $_4$ (YbL α), YVO $_4$ (YL α), zinkit (ZnK α), zirkon (ZrL α). Měřicí časy na píku se pohybovaly obvykle mezi 10 a 30 s (pro dusík 120 s), měřicí časy pozadí trvaly polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na obsahy oxidů, vyjádřené v hm. %, s použitím standardní PAP korekce (Pouchou, Pichoir 1985). Získaná data byla korigována na koincidence P vs. Ca, La vs. Dy, Eu vs. Dy, F vs. Ce, Bi vs. Ce a Th vs. U. Obsahy výše uvedených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti, která se pohybovala pro většinu prvků obvykle mezi 0.03 a 0.1 hm. %, v některých případech však byly hodnoty limitu stanovitelnosti i vyšší (např. těžší REE až kolem 0.3 hm. %). Data pro axinit byla exportována s automatickým dopočtem obsahu B $_2$ O $_3$ do 100 %. Normalizace obsahů prvků vzácných zemin byla provedena na C1 chondrit (Anders, Grevesse 1989). Výpočet velikostí Ce a Eu anomálie byl proveden podle vztahu McLennana (1989).

Výsledky

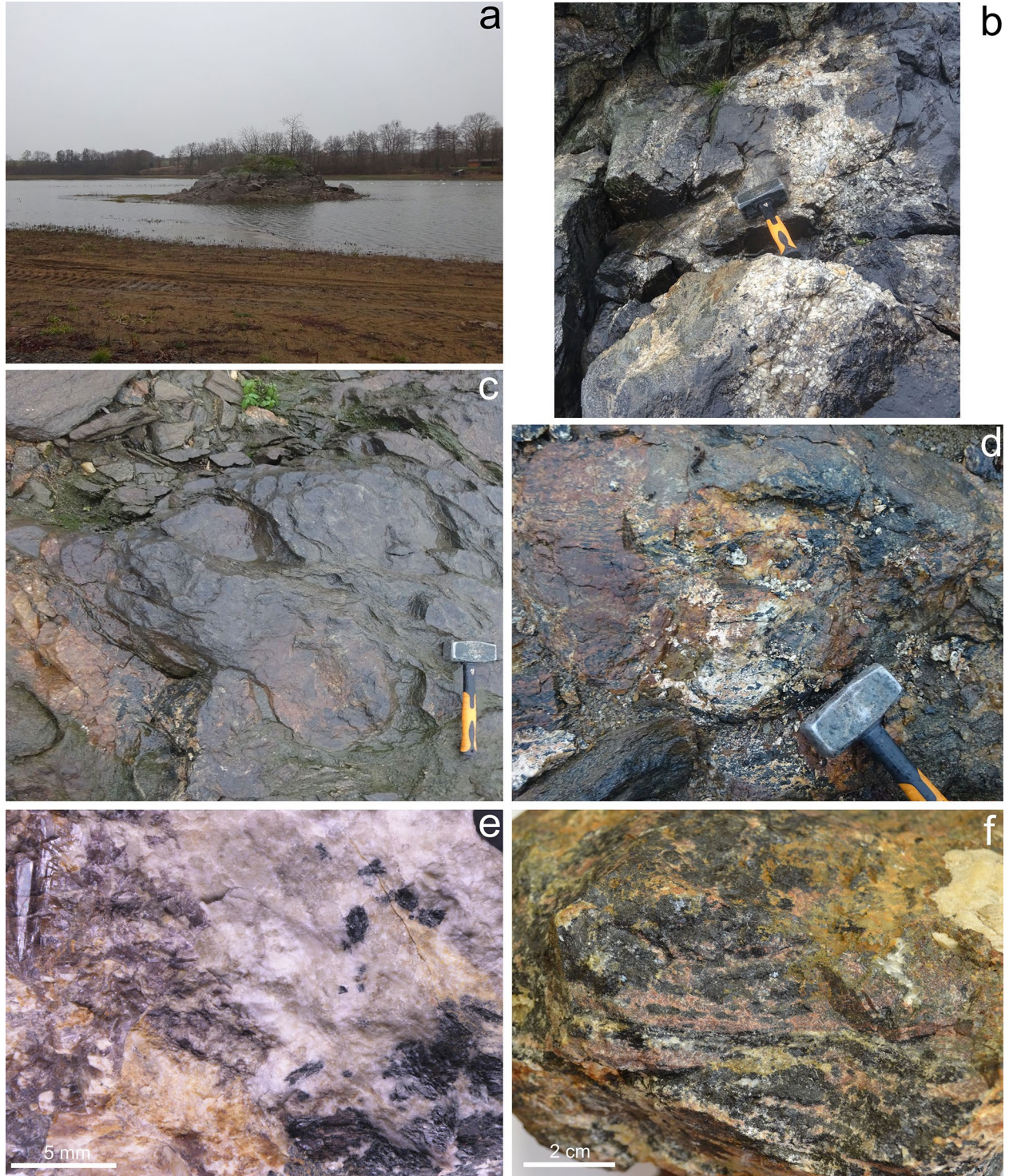
Horninové prostředí je na studované lokalitě tvořeno drobnozrnnými pláštěvnatými biotitickými pararulami, v nichž jsou paralelně s foliací uloženy drobné protáhlé čočky (mocnost max. 0.5 m) amfibolického skarnu (obr. 2c). Budiny skarnu bývají lemovány tenkou zónou (mocnost max. 10 - 15 cm) horniny charakteru dvojslídneho svoru. Tato horninová sekvence je místy proniknuta drobnými (velikost max. desítek centimetrů) nepravidelnými tělesy, méně často i drobnými žilami aplitů a pegmatitů. V místech větších intruzí jsou metamorfované horniny často intenzivně brekciovány. Ostrohranné „klasty“ této „brekcie“ jsou tvořeny skarnem i pararulou, zatímco její „tmel“ je reprezentován magmatickou horninou (obr. 2b). Výskyt axinitu (obr. 2c-e) byl zaznamenán ve středové



Obr. 1 Geologická pozice studované lokality. Podkladová mapa v měřítku 1:50 000 převzata www.geology.cz.

části jedné pegmatitové žíly na kontaktu s amfibolickým skarnem. Skarn má páskovanou stavbu, v níž se střídají různobarevné pásy až několikacentimetrové mocnosti (obr. 2f). Červené pásy obsahují převahu granátu, černé pak převahu amfibolu. Vedle těchto hlavních složek zde dále podřízeně vystupují plagioklas, klinopyroxen,

křemen, kalcit, titanit, epidot a chlorit, akcesoricky i apatit a zirkon. Aplity jsou světlé, jemnozrnné, bílé až béžové horniny, tvořené křemenem, K-živcem a plagioklasem. Pegmatity jsou mladší než aplity (protínají je). Jsou složeny zejména z hrubozrnného křemene a živců (K-živec a plagioklas), jejichž individua dosahují velikosti až prvních

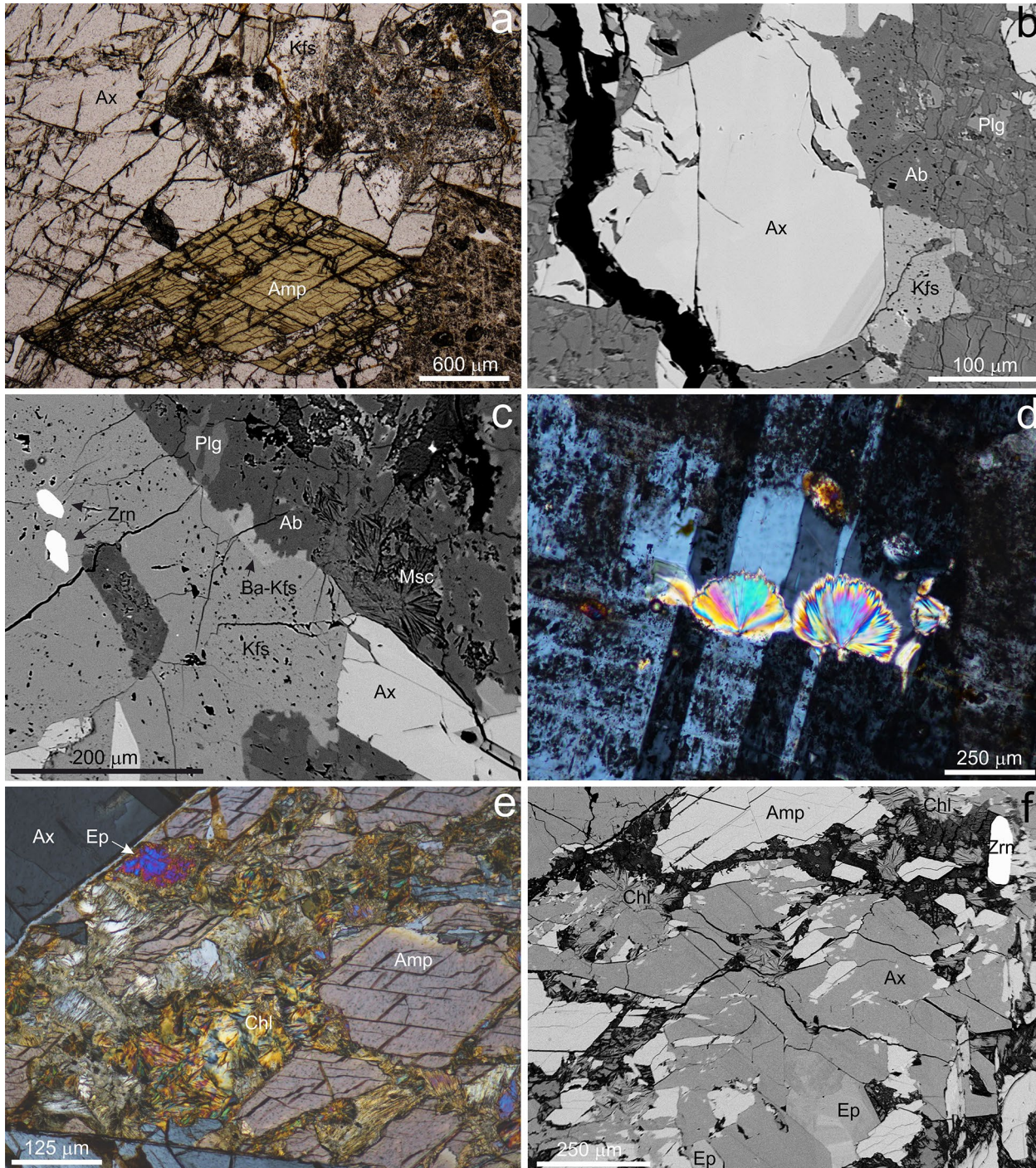


Obr. 2 Úložné poměry studované mineralizace a makrofotografie odebraných vzorků. a - celkový pohled na lokalitu při nízkém vodním stavu. b - průnik hrubozrnného pegmatitu brekciovanými biotitickými pararulami. c - budina skarnu (načervenalá barva), po obvodě lemovaná slídnatou horninou připomínající svor (má méně hladký vzhled), uložená v pararulách. Skarn je v nejmocnějším místě pronikán pegmatitem s axinitovou mineralizací (světlá partie v levé dolní části snímku). d - detailní pohled na partii pegmatitu z obr. (c) s axinitovou mineralizací. e - pegmatitová matrice (křemen + živce) s amfibolem (černý) na kontaktu s hrubozrnnou axinitovou výplní (fialový). f - páskovaná textura okolního skarnu tvořeného hlavně granátem (červený) a amfibolem (černý). Snímky a-d M. Kovář, stav z prosince 2018, snímky e-f J. Ulmanová.

jednotek centimetrů. V křemen-živcové matrici pegmatitu se porůznu vyskytují jednotlivé krystaly či hnízda černého amfibolu (obr. 2d-e). Nebyla pozorována žádná zonální stavba pegmatitových těles; jedinou výjimkou je výskyt níže charakterizované mineralizace s axinitem, která vytváří vizuálně nápadnou výplň proměnlivé mocnosti

(v místě největšího nadeření dosahuje její mocnost až 1.5 cm) hnědofialové barvy (obr. 2e).

Vzhledem k značné hydrotermální alteraci hornin byly vybrány pro bližší mineralogické studium reprezentativní vzorky dvojího typu: partie pegmatitu s axinitovou mineralizací (obr. 2e) a pro srovnání i co nejčerstvější okolní



Obr. 3 Minerální asociace a vývin minerálů ze studované mineralizace s axinitem. a - krystaly amfibolu I (Amp) a K-živce (Kfs) obrůstané axinitem (Ax). Výbrus, procházející polarizované světlo (PPL). b - zonální axinit (Ax) v asociaci s K-živcem (Kfs) a plagioklasem (Plg), silně zatlačovaným mladším albitem (Ab). BSE obraz. c - reliktů plagioklasu (Plg) silně zatlačovaného albitem (Ab) a muskovitem (Msc) v asociaci s K-živcem (Kfs), zirkonem (Zrn) a axinitem (Ax). Přímo na původní okraj krystalu plagioklasu narůstá doména K-živce bohatší celsianovou složkou (Ba-Kfs). BSE obraz. d - korozní dutina v zakaleném plagioklasu (Plg) s nárůsty vějířovitých agregátů muskovitu a posléze vyhojená albitem (zcela čirý). Výbrus, procházející polarizované světlo, zkřížené nikoly (XPL). e - krystal amfibolu I (Amp) zatlačovaný chloritem (Chl), epidotem (Ep) a albitem, obklopený axinitem (Ax). Výbrus, procházející polarizované světlo, XPL. f - amfibol I (Amp) silně zatlačovaný chloritem (Chl), zonálním epidotem (Ep) a axinitem (Ax). Zrn - zirkon. BSE obraz. Snímky Z. Dolníček.

skarn (obr. 2f). V materiálu s axinitem byla vedle axinitu zjištěna přítomnost amfibolu, K-živce, plagioklasu, křemene, muskovitu, minerálů epidotové skupiny, chloritu, titanitu, granátu a zirkonu.

Axinit je přítomen v centrální části studované pegmatitové žíly. Hlavní akumulace vytváří téměř monominerální výplň původní drúzové dutiny v pegmatitu s proměnlivou mocností (maximálně 1.5 cm). Jednotlivá nafialovělá tabulkovitá individua axinitu, dosahující velikosti až přes 2 cm, jsou subparalelně uspořádána. Z mikroskopického vyhodnocení výbrusů vyplývá, že axinit je v dané paragenézi po mladší generaci K-živce druhou nejmladší minerální fází; krystalovými plochami je omezen pouze vůči mladší generaci K-živce, zatímco ostatní minerály obrůstá a místy i zatlačuje (obr. 3a). V BSE obraze je axinit obvykle homogenní, pouze výjimečně byla pozorována tenká tmavší růstová zóna při okraji jednoho krystalu na kontaktu s K-živcem (obr. 3b). Chemické složení axinitu (39 bodových WDS analýz; tab. 1) odpovídá většinou **axinitu-(Fe)** ($\text{Fe-Ax}_{71-80}\text{Mg-Ax}_{12-25}\text{Mn-Ax}_{3-12}$), pouze ojedinělá výše zmíněná růstová zóna (obr. 3b) je výrazně bohatší hořčíkem ($\text{Fe-Ax}_{50-59}\text{Mg-Ax}_{40-49}\text{Mn-Ax}_{1-3}$) a analýzy v ní provedené spadají do blízkosti hranice axinit-(Fe) - axinit-(Mg) (obr. 4a); jedna analýza tuto hranici již překračuje a patří již **axinitu-(Mg)** ($\text{Fe-Ax}_{49}\text{Mg-Ax}_{50}\text{Mn-Ax}_1$). S rostoucím obsahem Fe v axinitu obvykle roste i obsah Mn (obr. 4a). Z dalších příměsí lze zmínit malé obsahy V (≤ 0.010

apfu), Na (max. 0.035 *apfu*), K (≤ 0.010 *apfu*), Ti (≤ 0.010 *apfu*) a P (≤ 0.023 *apfu*), které byly zjištěny jen u menší části získaných analýz.

K-živec je ve vzorcích s axinitem přítomen ve dvou generacích. Starší K-živec (Kfs I) srůstá s bazičtějším plagioklasem a křemenem. Vytváří xenomorfně omezená izometrická zrna milimetrové až centimetrové velikosti, která se ve výbruse vyznačují častým zakalením (obr. 3a) díky hojným mikroskopickým uzavřeninám alteračních fází (pravděpodobně jílový minerál, sericit a opakní fáze). V některých případech je perthitický a Kfs I pak obsahuje jen stopy Ca, Sr a Ba ($\text{An}_0\text{Slw}_{0.4-0.5}\text{Cn}_{0.3-0.4}$); pokud perthity chybějí, Kfs I obsahuje zvýšený podíl albitové molekuly (0.4 - 5.9 mol. %). Druhá generace K-živce (Kfs II) je nejmladším minerálem v dané paragenézi, který vyplňuje volné prostory mezi krystaly a agregáty albitu, titanitu, epidotu a axinitu (obr. 3c). V procházejícím světle je bez výraznějšího zakalení. Chemické složení mladšího K-živce se vyznačuje úplnou absencí albitové a anortitové složky a naopak zvýšenými obsahy Sr a Ba ($\text{Slw}_{0.4-1.4}\text{Cn}_{0.8-1.9}$).

Plagioklas je v materiálu s axinitem přítomen rovněž ve dvou generacích. Starší plagioklas (Plg I) vytváří často jádra větších zrn, na něž směrem do dutiny (později vyplněné dalšími nerosty) narůstá generace mladší, často v automorfních krystalech. Mladší plagioklas (Plg II) může starší plagioklas také masivně zatlačovat (obr. 3b,c) nebo

Tabulka 1 Příklady chemického složení axinitu (hm. %), koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 14 atomů kyslíku a obsahy koncových členů (mol. %). b.d. - pod mezí stanovitelnosti, * dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce.

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| P ₂ O ₅ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.09 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.11 | b.d. | 0.17 |
| SiO ₂ | 43.13 | 42.95 | 43.28 | 42.71 | 42.86 | 42.41 | 42.03 | 42.59 | 42.42 | 42.52 | 42.21 | 41.86 | 42.33 | 41.99 |
| TiO ₂ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.08 | b.d. | 0.09 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.06 | 0.05 | 0.08 |
| Al ₂ O ₃ | 18.23 | 18.15 | 18.24 | 18.12 | 18.08 | 17.95 | 17.40 | 17.92 | 17.71 | 17.73 | 17.88 | 17.64 | 17.82 | 17.47 |
| V ₂ O ₃ | 0.10 | 0.10 | 0.09 | b.d. | 0.07 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.06 | b.d. |
| MgO | 3.33 | 3.25 | 3.21 | 2.87 | 2.73 | 1.75 | 1.24 | 1.29 | 0.96 | 1.15 | 1.09 | 1.37 | 1.18 | 1.05 |
| MnO | 0.11 | 0.07 | 0.10 | 0.35 | 0.12 | 0.62 | 1.37 | 1.16 | 1.54 | 1.10 | 1.08 | 0.47 | 0.42 | 0.48 |
| FeO | 5.79 | 5.89 | 6.33 | 6.48 | 7.25 | 8.94 | 8.93 | 9.27 | 9.27 | 9.44 | 9.25 | 9.17 | 9.40 | 9.47 |
| CaO | 20.04 | 19.73 | 20.05 | 19.99 | 20.03 | 19.87 | 19.69 | 19.98 | 19.82 | 19.85 | 19.81 | 19.70 | 19.73 | 19.68 |
| Na ₂ O | b.d. | 0.19 | 0.08 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.08 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.08 | 0.05 | b.d. | b.d. |
| K ₂ O | b.d. | 0.03 | 0.06 | 0.09 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| *H ₂ O | 1.60 | 1.60 | 1.62 | 1.59 | 1.60 | 1.59 | 1.57 | 1.60 | 1.59 | 1.59 | 1.58 | 1.57 | 1.58 | 1.57 |
| *B ₂ O ₃ | 6.20 | 6.17 | 6.23 | 6.16 | 6.18 | 6.15 | 6.06 | 6.17 | 6.12 | 6.13 | 6.11 | 6.06 | 6.10 | 6.05 |
| Celkem | 98.53 | 98.13 | 99.29 | 98.36 | 98.92 | 99.36 | 98.46 | 100.07 | 99.48 | 99.58 | 99.14 | 98.06 | 98.67 | 98.01 |
| P ⁵⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.007 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.009 | b.d. | 0.014 |
| Si ⁴⁺ | 4.026 | 4.028 | 4.021 | 4.015 | 4.015 | 3.996 | 4.012 | 4.000 | 4.014 | 4.014 | 4.001 | 4.000 | 4.020 | 4.017 |
| Ti ⁴⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.006 | b.d. | 0.006 | 0.004 | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.004 | 0.006 |
| Al ³⁺ | 2.006 | 2.006 | 1.998 | 2.008 | 1.996 | 1.994 | 1.958 | 1.984 | 1.975 | 1.973 | 1.998 | 1.987 | 1.995 | 1.970 |
| V ³⁺ | 0.007 | 0.008 | 0.007 | b.d. | 0.005 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.005 | b.d. |
| Mg ²⁺ | 0.463 | 0.454 | 0.445 | 0.402 | 0.381 | 0.246 | 0.176 | 0.181 | 0.135 | 0.162 | 0.154 | 0.195 | 0.167 | 0.150 |
| Mn ²⁺ | 0.009 | 0.006 | 0.008 | 0.028 | 0.010 | 0.049 | 0.111 | 0.092 | 0.123 | 0.088 | 0.087 | 0.038 | 0.034 | 0.039 |
| Fe ²⁺ | 0.452 | 0.462 | 0.492 | 0.509 | 0.568 | 0.705 | 0.713 | 0.728 | 0.734 | 0.745 | 0.733 | 0.733 | 0.747 | 0.758 |
| Ca ²⁺ | 2.004 | 1.983 | 1.996 | 2.014 | 2.010 | 2.006 | 2.014 | 2.011 | 2.010 | 2.008 | 2.012 | 2.017 | 2.008 | 2.018 |
| Na ⁺ | b.d. | 0.035 | 0.014 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.015 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.015 | 0.009 | b.d. | b.d. |
| K ⁺ | b.d. | 0.004 | 0.007 | 0.011 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Catsum | 8.968 | 8.984 | 8.987 | 8.987 | 8.985 | 9.001 | 9.006 | 9.002 | 8.995 | 8.995 | 9.004 | 8.993 | 8.977 | 8.971 |
| H ⁺ | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| B ³⁺ | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Ax-(Mg) | 50.1 | 49.3 | 47.1 | 42.8 | 39.8 | 24.6 | 17.6 | 18.0 | 13.6 | 16.3 | 15.8 | 20.2 | 17.6 | 15.8 |
| Ax-(Mn) | 0.9 | 0.6 | 0.8 | 3.0 | 1.0 | 4.9 | 11.1 | 9.2 | 12.4 | 8.8 | 8.9 | 3.9 | 3.6 | 4.1 |
| Ax-(Fe) | 48.9 | 50.1 | 52.1 | 54.2 | 59.2 | 70.5 | 71.3 | 72.7 | 73.9 | 74.9 | 75.3 | 75.9 | 78.8 | 80.1 |

jím i žilkovitě pronikat. V BSE obraze se starší plagioklas jeví jako světlejší, mladší plagioklas je tmavší. Rozdíly jsou patrné i v optickém mikroskopu - starší plagioklas je často špatně průhledný kvůli hojným uzavřeninám alteračních minerálů (muskovit, epidot, křemen, albit, opakní minerál), zatímco mladší plagioklas je čirý a bez uzavřenin (obr. 3d). Podle provedených WDS analýz (obr. 4b) patří

starší generace bazickému **andezínu** ($Ab_{52,9-54,0}An_{44,1-45,4}Or_{1,6-1,9}$), zatímco mladší generace **albitu** ($Ab_{89,2-98,8}An_{0,8-9,8}Or_{0,0-0,4}Slw_{0,3-1,0}$). U většiny analýz plagioklasů byly dále zjištěny malé příměsi Fe (max. 0.005 *apfu*) a P (max. 0.020 *apfu*). Starší plagioklas je značně poškozen alteračními procesy. Vedle výše zmíněné albitizace je často intenzivně zatlačován také mladším K-živcem a někdy i

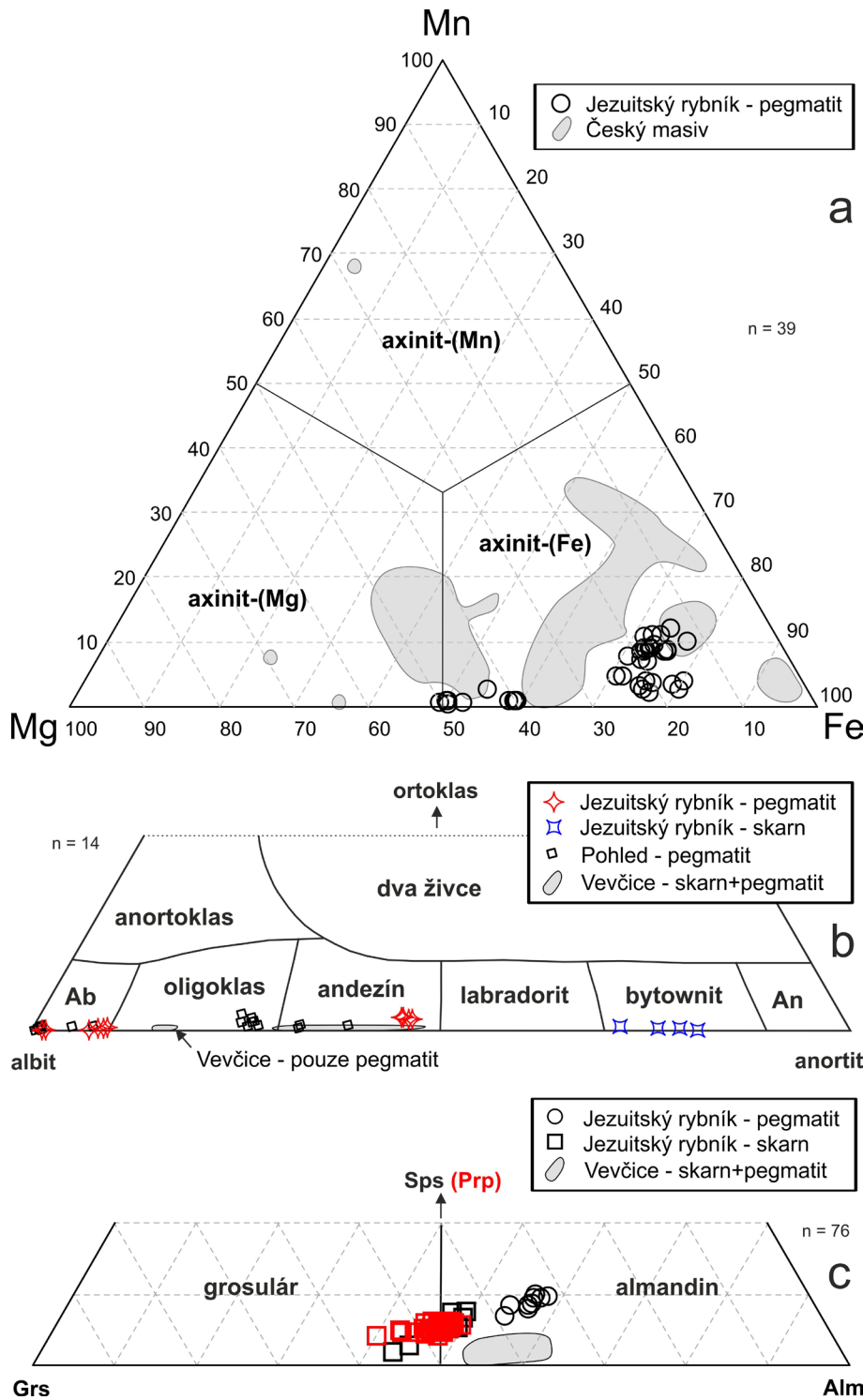
axinitem. Místy také obsahuje drobné korozní dutinky, které jsou buď prázdné nebo vyplněné chloritem, muskovitem či albitem (obr. 3d).

Plagioklas ze skarnu je vedlejší složkou této horniny, přítomnou v izometrických, xenomorfně omezených zrnech. V BSE obraze je homogenní. Orientační WDS analýzy ukázaly příslušnost k **bytownitu** ($Ab_{18,8-28,1}An_{71,5-81,0}Or_{0,2-0,5}$; obr. 4b).

Křemen je součástí pegmatitové matrice, v níž srůstá se živci. Vytváří xenomorfně omezená izometrická či mírně protažená zrna s charakteristickým undulózním zřehněním.

Muskovit je akcesorickou komponentou, která je ve vzorcích s axinitem prostorově vázána zejména na alterované plagioklasy. V nich je běžně přítomen sericit a místy také vějířovité agregáty muskovitu o velikosti až 0.3 mm, složené z paprscitě uspořádaných tabulek, které se vyskytují v korozních dutinkách v plagioklasu (obr. 3c,d). Chemické složení (tab. 2) odpovídá v klasifikaci Riederera et al. (1998) **muskovitu** až **ferrogitickému muskovitu** (obr. 5a): při přepočtu na 11 atomů kyslíku se pohybují obsahy Si mezi 3.07 a 3.28 *apfu*, Al mezi 2.50 a 2.90 *apfu*, Mg mezi 0.01 a 0.19 *apfu* a Fe mezi 0.02 a 0.06 *apfu*. Obsah mezivrstevních kationtů, mezi nimiž zcela převažuje draslík, se pohybuje mezi 0.88 a 0.96 *apfu*.

Chlorit je vedlejší složkou asociace s axinitem. Místy intenzivně zatlačuje granát a amfibol (obr. 3e,f) a roste i v korozních dutinách plagioklasu. Větší polykrystalická uzavřenina chloritu byla zjištěna i v epidotu (obr. 6f); zde však nelze vyloučit, že jde o pseudomorfozu chloritu po starším minerálu, například amfibolu. V obraze BSE nejsou chloritové agregáty zo-



Obr. 4 Variace v chemickém složení minerálů z lokality Jezuitský rybník v porovnání s publikovanými daty. a - axinit v diagramu Fe-Mg-Mn, srovnávací data jsou převzata z prací Kašpara (1942), Hoffmana, Nováka (1966), Reifa et al. (1991), Vávry (1994), Filipa (2002) a Nováka, Filipa (2002). b - živce v diagramu albit-anortit-ortoklas, srovnávací data jsou z Buriánka et al. (2017) a Dolníčka et al. (2020). c - granáty v diagramu grossulár-almandin-spessartin (resp. pyrop - podle převažující komponenty), srovnávací data jsou z Buriánka et al. (2017).

nální. Příklady chemického složení chloritu jsou uvedeny v tabulce 3. Při přepočtu empirického vzorce na bezvodou bázi 14 atomů kyslíku se pohybují obsahy Si mezi 2.87 a 3.08 *apfu*. Obsahy Ca a K jsou většinou pod mezí stanovitelnosti nebo nepřevyšují hodnotu 0.03 *apfu*. Jen slabě zvýšené bývají obsahy Mn (0.012 - 0.022 *apfu*) a u většiny naměřených analýz i Cr (max. 0.16 *apfu*) a V (max. 0.07 *apfu*). Poměr Fe/(Fe+Mg) kolísá mezi 0.55 a 0.62 (tab. 3, obr. 5b). Jde tedy o trioktaedrické Fe-Mg-Al chlority klinochlor-chamositové řady (Wiewióra, Weiss 1990), jejichž chemické složení odpovídá **chamositu** v klasifikacích Baylisse (1975) i Melky (1965; obr. 5b).

Černý **amfibol** vytváří ve vzorcích s axinitem izometrická či mírně protažená dobře štěpná zrna skelného lesku, která se v řezech podle {001} vyznačují charakteristickou amfibolovou štěpností (obr. 3a,e). Jednotlivá individua mají automorfní, hypautomorfní i xenomorfní omezení a dosahují velikosti až 8 mm. Ve výbrusu je amfibol často zonální. Objemově převažující střední části zrn mají ve výbruse sytější zelenou barvu i výraznější pleochroismus než světlejší zbarvené tenké okrajové zóny, které jsou přítomny zejména v oblastech původní dutiny, později vyplněné axinitem a mladým K-živcem. V mikroměřítku bývá amfibol často silně zatlačován chloritem, K-živcem a axinitem (obr. 3e,f). Rovněž v BSE obraze je někdy pozorovatelná chemická zonálnost, kdy jsou jádra zrn světlejší a okrajové zóny tmavší (obr. 6b). Mikrosondové analýzy (tab. 4) ukázaly příslušnost obou typů k podskupině vápenatých amfibolů. Při přepočtu empirického vzorce na bázi 23 kyslíků a 13 kationtů eCNK se u staršího amfibolu pohybují obsahy Si mezi 6.25 a 6.70 *apfu*, Al mezi 1.88 a 2.48 *apfu*, Mg mezi 1.37 a 1.62 *apfu*, Fe²⁺ mezi 2.15 a 2.66 *apfu*, Ca mezi 1.88 a 1.95 *apfu* (z toho ≥98 % v pozici B), Ti mezi 0.10 a 0.12 *apfu*, Fe³⁺ mezi 0.00 a 0.38 *apfu*. Dále je přítomno 0.29 až 0.75 *apfu* ^A(Na+K), přičemž téměř ve

Tabulka 2 Chemické složení muskovitu (hm. %) z materiálu s axinitem a koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 11 atomů kyslíku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, * - dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce, I - obsah mezivrstevních kationtů.

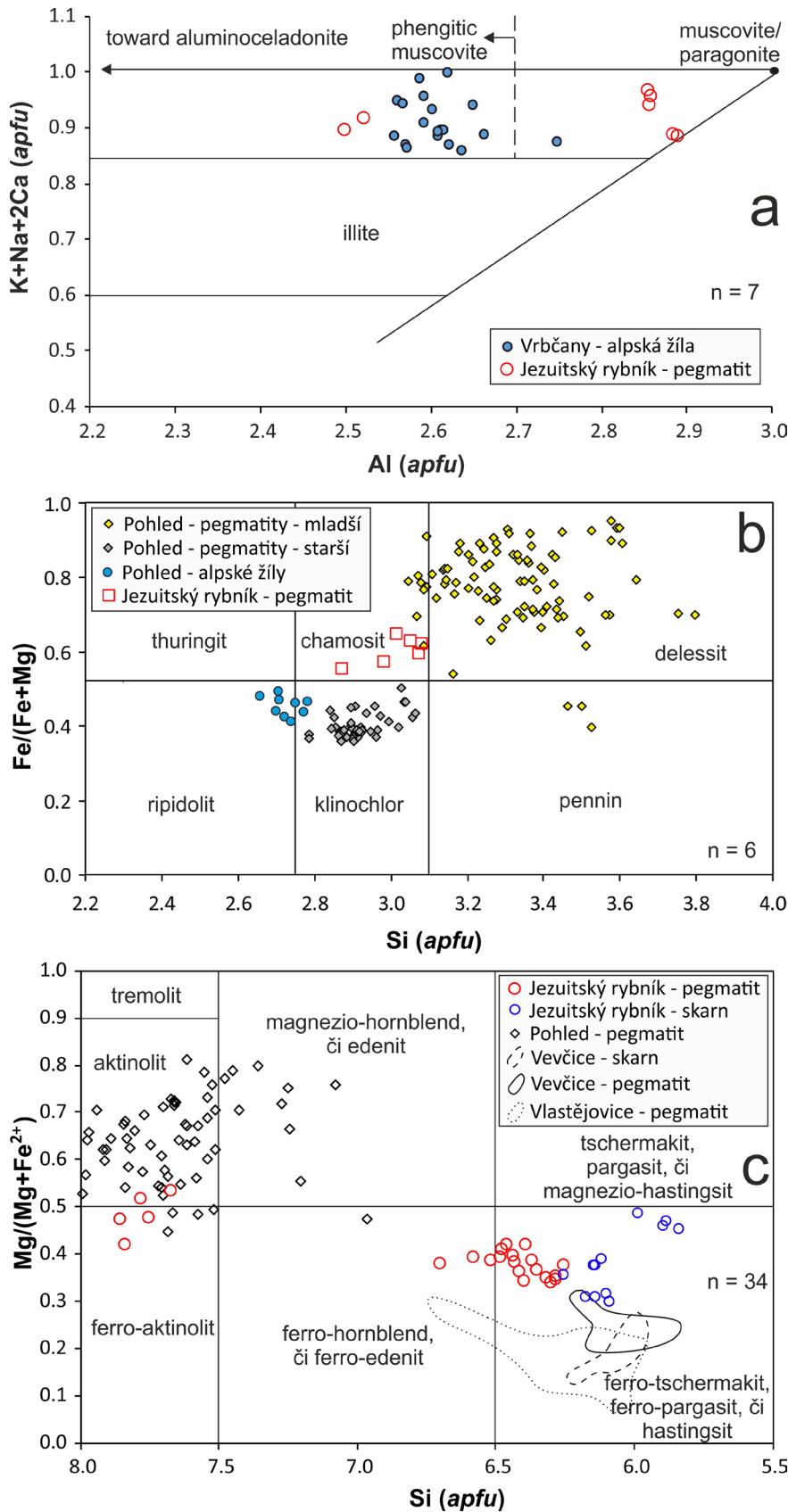
| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.05 | b.d. | 0.05 | 0.06 | 0.07 |
| SiO ₂ | 47.85 | 50.70 | 50.06 | 47.48 | 47.29 | 47.06 |
| Al ₂ O ₃ | 38.22 | 32.81 | 32.85 | 37.13 | 37.30 | 37.43 |
| MgO | 0.17 | 1.86 | 1.98 | 0.14 | 0.47 | 0.30 |
| FeO | 0.28 | 1.09 | 0.78 | 0.44 | 0.50 | 0.68 |
| CaO | b.d. | 0.05 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.09 | b.d. | b.d. | 0.18 | b.d. |
| K ₂ O | 10.54 | 10.64 | 11.00 | 11.25 | 11.24 | 10.62 |
| *H ₂ O | 4.66 | 4.64 | 4.60 | 4.59 | 4.61 | 4.59 |
| Celkem | 101.87 | 101.93 | 101.27 | 101.08 | 101.65 | 100.75 |
| P ⁵⁺ | 0.004 | 0.003 | b.d. | 0.003 | 0.003 | 0.004 |
| Si ⁴⁺ | 3.083 | 3.278 | 3.262 | 3.100 | 3.076 | 3.077 |
| Al ³⁺ | 2.903 | 2.500 | 2.523 | 2.858 | 2.860 | 2.885 |
| Mg ²⁺ | 0.016 | 0.179 | 0.192 | 0.014 | 0.046 | 0.029 |
| Fe ²⁺ | 0.015 | 0.059 | 0.043 | 0.024 | 0.027 | 0.037 |
| Ca ²⁺ | b.d. | 0.003 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Na ⁺ | 0.009 | 0.011 | b.d. | b.d. | 0.023 | b.d. |
| K ⁺ | 0.866 | 0.878 | 0.914 | 0.937 | 0.933 | 0.886 |
| Catsum | 6.897 | 6.912 | 6.934 | 6.935 | 6.967 | 6.918 |
| H ⁺ | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| I | 0.88 | 0.89 | 0.91 | 0.94 | 0.96 | 0.89 |

všech získaných analýzách v A-pozici převažuje K nad Na. Polovina analýz má ^A(Na+K) > 0.5, druhá polovina má ^A(Na+K) < 0.5. Poměr Mg²⁺/(Fe²⁺+Mg²⁺) kolísá mezi 0.34 a 0.42 (tab. 4). V klasifikačním schématu Leakeho et al. (1997) jde tedy většinou o **ferro-pargasit** a **ferro-tschermakit**, ojediněle jsou zastoupeny i **ferro-hornblend** a **ferro-edenit** (obr. 5c), přičemž, jak je zmíněno výše, jde o jejich draslíkem bohaté či dokonce až jejich draselné analogy. Mladší zóny amfibolu obsahují 7.67 - 7.84 *apfu* Si, 0.29 - 0.56 *apfu* Al, 2.00 - 2.51 *apfu* Mg, 2.19 - 2.74 *apfu* Fe²⁺, 1.99 - 2.03 *apfu* Ca, maximálně 0.10 *apfu* Ti, 0.00 *apfu* Fe³⁺ a 0.01 až 0.07 *apfu* ^A(Na+K), přičemž vždy převažuje Na nad K. Poměr Mg²⁺/(Fe²⁺+Mg²⁺) kolísá mezi 0.42 a 0.53 (tab. 4). Klasifikačně jde tedy o **ferro-aktinolit** až **aktinolit** (obr. 5c). Z minoritních komponent lze v obou generacích amfibolů zmínit obsahy P (max. 0.059 *apfu*), V (max. 0.011 *apfu*) a Cr (max. 0.036 *apfu*), zjištěné jen v části získaných WDS analýz.

Amfibol z okolního skarnu je ve výbruse také zelený, avšak nezonální a chemicky odpovídá vždy **ferro-pargasitu** (obr. 5c). Při přepočtu empirického vzorce na bázi 23 kyslíků a 13 kationtů eCNK jsou v něm obsahy Si mezi 5.84 a 6.18 *apfu*, Al mezi 2.38 a 2.85 *apfu*, Mg mezi 1.09 a 1.76 *apfu*, Fe²⁺ mezi 1.86 a 2.57 *apfu*, Ca mezi 1.89 a

Tabulka 3 Chemické složení chloritu (hm. %) z materiálu s axinitem a koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 14 atomů kyslíku. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, F/FM = Fe/(Fe+Mg), C88 - chloritový termometr podle Cathelineau (1988), * - dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce.

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|
| P ₂ O ₅ | 0.31 | b.d. | b.d. | 0.10 | 0.39 | 0.27 |
| SiO ₂ | 27.86 | 27.84 | 29.14 | 28.49 | 27.15 | 27.80 |
| TiO ₂ | b.d. | b.d. | b.d. | 0.09 | b.d. | b.d. |
| Al ₂ O ₃ | 18.25 | 16.99 | 18.02 | 18.63 | 20.31 | 18.92 |
| V ₂ O ₃ | 0.06 | 0.07 | b.d. | 0.08 | b.d. | b.d. |
| Cr ₂ O ₃ | 0.13 | 0.05 | 0.07 | 0.08 | b.d. | b.d. |
| MgO | 11.98 | 10.39 | 11.32 | 9.91 | 12.28 | 9.16 |
| MnO | 0.17 | 0.24 | 0.21 | 0.15 | b.d. | 0.13 |
| FeO | 28.32 | 30.75 | 29.18 | 28.41 | 27.02 | 29.60 |
| CaO | 0.14 | 0.26 | 0.20 | 0.13 | 0.16 | 0.18 |
| Na ₂ O | b.d. | b.d. | 0.60 | b.d. | 0.18 | 0.60 |
| K ₂ O | b.d. | 0.05 | 0.16 | 0.13 | b.d. | 0.19 |
| *H ₂ O | 11.20 | 10.93 | 11.36 | 11.08 | 11.33 | 11.05 |
| Celkem | 98.42 | 97.57 | 100.26 | 97.28 | 98.82 | 97.90 |
| P ⁵⁺ | 0.028 | b.d. | b.d. | 0.009 | 0.035 | 0.025 |
| Si ⁴⁺ | 2.982 | 3.054 | 3.076 | 3.083 | 2.873 | 3.016 |
| Ti ⁴⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | 0.007 | b.d. | b.d. |
| Al ³⁺ | 2.303 | 2.197 | 2.242 | 2.376 | 2.534 | 2.420 |
| V ³⁺ | 0.005 | 0.006 | b.d. | 0.007 | b.d. | b.d. |
| Cr ³⁺ | 0.016 | 0.006 | 0.009 | 0.010 | b.d. | b.d. |
| Mg ²⁺ | 1.912 | 1.699 | 1.781 | 1.598 | 1.937 | 1.481 |
| Mn ²⁺ | 0.015 | 0.022 | 0.019 | 0.014 | b.d. | 0.012 |
| Fe ²⁺ | 2.535 | 2.821 | 2.576 | 2.571 | 2.392 | 2.686 |
| Ca ²⁺ | 0.016 | 0.031 | 0.023 | 0.015 | 0.018 | 0.021 |
| Na ⁺ | b.d. | b.d. | 0.123 | b.d. | 0.037 | 0.126 |
| K ⁺ | b.d. | 0.007 | 0.022 | 0.018 | b.d. | 0.026 |
| Catsum | 9.813 | 9.844 | 9.871 | 9.709 | 9.826 | 9.813 |
| H ⁺ | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| F/FM | 0.57 | 0.62 | 0.59 | 0.62 | 0.55 | 0.64 |
| C88 | 266 | 243 | 236 | 233 | 301 | 255 |



Obr. 5 Variace v chemickém složení minerálů z lokality Jezuitský rybník v porovnání s publikovanými daty. a - muskovit v diagramu Al vs. Na+K+2Ca, srovnávací data jsou převzata z Dolníčka, Ulmanové (2019b). b - chlority v diagramu Melky (1965), srovnávací data jsou z Mastíkové (2011) a Dolníčka et al. (2020). c - amfiboly v diagramu Leakeho et al. (1997), srovnávací data jsou z Nováka et al. (2013), Buriánka et al. (2017) a Dolníčka et al. (2020).

1.94 apfu (všechny v pozici B), Ti mezi 0.07 a 0.12 apfu, Fe³⁺ mezi 0.47 a 0.62 apfu. Dále je přítomno 0.52 až 0.70 apfu^A(Na+K), přičemž ve 2/3 získaných analýz převažuje v pozici A K nad Na. Poměr Mg²⁺/(Fe²⁺+Mg²⁺) kolísá mezi 0.30 a 0.49 (tab. 4).

Granát byl v materiálu s axinitem zjištěn jen v drobných izometrických reliktech o velikosti maximálně 50 μm, vzácně uzavíraných ve starší generaci amfibolu, v chloritu či axinitu. Chemické složení (tab. 5) různých reliktů granátu je homogenní. Klasifikačně jde o **almandin**, který se vyznačuje dosti zvýšenou grosulárovou komponentou (Alm₄₈₋₅₃Grs₂₉₋₃₅Sps₆₋₉Prp₄₋₆Adr₂₋₆; obr. 4c).

Podrobně byl studován také granát z okolního skarnu. V granátem bohatých páskách vytváří individua o velikosti až několika milimetrů, zatímco v partiích tvořených hlavně amfibolem je přítomen jen v drobných reliktech, poikiliticky uzavíraných ve velkých individuích amfibolu. V BSE obraze je buď nezonální, nebo nevýrazně zonální, se světlejšími jádry zrn a tmavším okrajem. Rozdíly v chemismu těchto zón jsou jen malé (jednotky at. %) a nesystematické - někdy mají světlejší jádra oproti okraji vyšší obsah almandinové složky, jindy více spessartinové složky. Chemické složení (tab. 5) se vyznačuje ve všech analýzách převahou složek almandinové a grosulárové, které jsou přítomny ve zhruba stejných koncentracích (37 - 48, respektive 41 - 54 mol. %). Třetí nejzastoupenější složkou je u většiny analýz složka pyropová (1 - 6 mol. %), u menší části analýz složka spessartinová (2 - 7 mol. %). Další složky jsou přítomny jen ve velmi malých množstvích (<1.5 mol. %; tab. 5). Klasifikačně jde tedy o **almandiny** a **grosuláry** (obr. 4c).

Titanit je v materiálu s axinitem relativně běžným minerálem. Jednotlivá zrna jsou uzavírána zejména v axinitu, vůči němuž se jeví jako starší (obr. 6a-c). Naopak vůči albitu, staršímu K-živci a oběma generacím amfibolu je zjevně mladší; nejasný je jeho časový vztah k epidotu, s nímž nebyl nikdy zastižen ve vzájemném kontaktu. Jeho automorfne až hypautomorfne omezená izometrická či mírně protažená zrna

dosahují velikosti až 0.7 mm. V BSE obraze bývá titanit charakteristicky zonální (obr. 6b,c) - světlejší jádra zrn či růstové zóny jsou bohatší na Zr, Sn či Nb, zatímco tmavší matrice okrajových růstových zón (zcela výjimečně i středních částí zrn) je chudší zmíněnými prvky a bohatší hliníkem. Mikrosondové analýzy ukázaly, že vedle Ca, Ti a Si v titanitu vždy vystupují i další prvky (tab. 6). Nejvyšší obsahy Al (0.28 - 0.42 *apfu* při přepočtu na bázi 3 kationtů) a F (0.28 - 0.40 *apfu*) byly zjištěny v poměrně řídkých, v BSE obraze nejtmavších nejmladších zónách; v jednom případě byl však tento kompoziční typ titanitu zaznamenán i ve středové části krystalu. V jedné analýze již dokonce převažuje Al nad Ti a jde tedy již o dosud nepojme-

novanou minerální fázi s ideálním vzorcem CaAlFSiO_4 , obsahující ~52 mol. % CaAlFSiO_4 složky (analýza č. 11 v tab. 6, obr. 7a). Ostatní růstové zóny v titanitu mají obsahy Al i F výrazně nižší (0.10 - 0.20 *apfu* Al, 0.09 - 0.18 *apfu* F). Mezi obsahy obou prvků (přítomných v atomovém poměru blízkém 1:1) existuje takřka ideální pozitivní korelace ($R^2 = 0.98$; obr. 7a), nasvědčující uplatnění obvyklé heterovalentní substituce $\text{AlFTi}_{1-x}\text{O}_{-1}$ (např. Tropper et al. 2002; Cempírek et al. 2008; Houzar et al. 2008). Dalším průběžně přítomným prvkem je Fe (0.009 - 0.014 *apfu*). Ve světlých jádrech/zónách je třeba dále zmínit zvýšené obsahy Nb (0.002 - 0.005 *apfu*), Zr (0.005 - 0.022 *apfu*) a zejména Sn (0.017 - 0.028 *apfu*). Mezi obsahy Al, Fe, Nb,

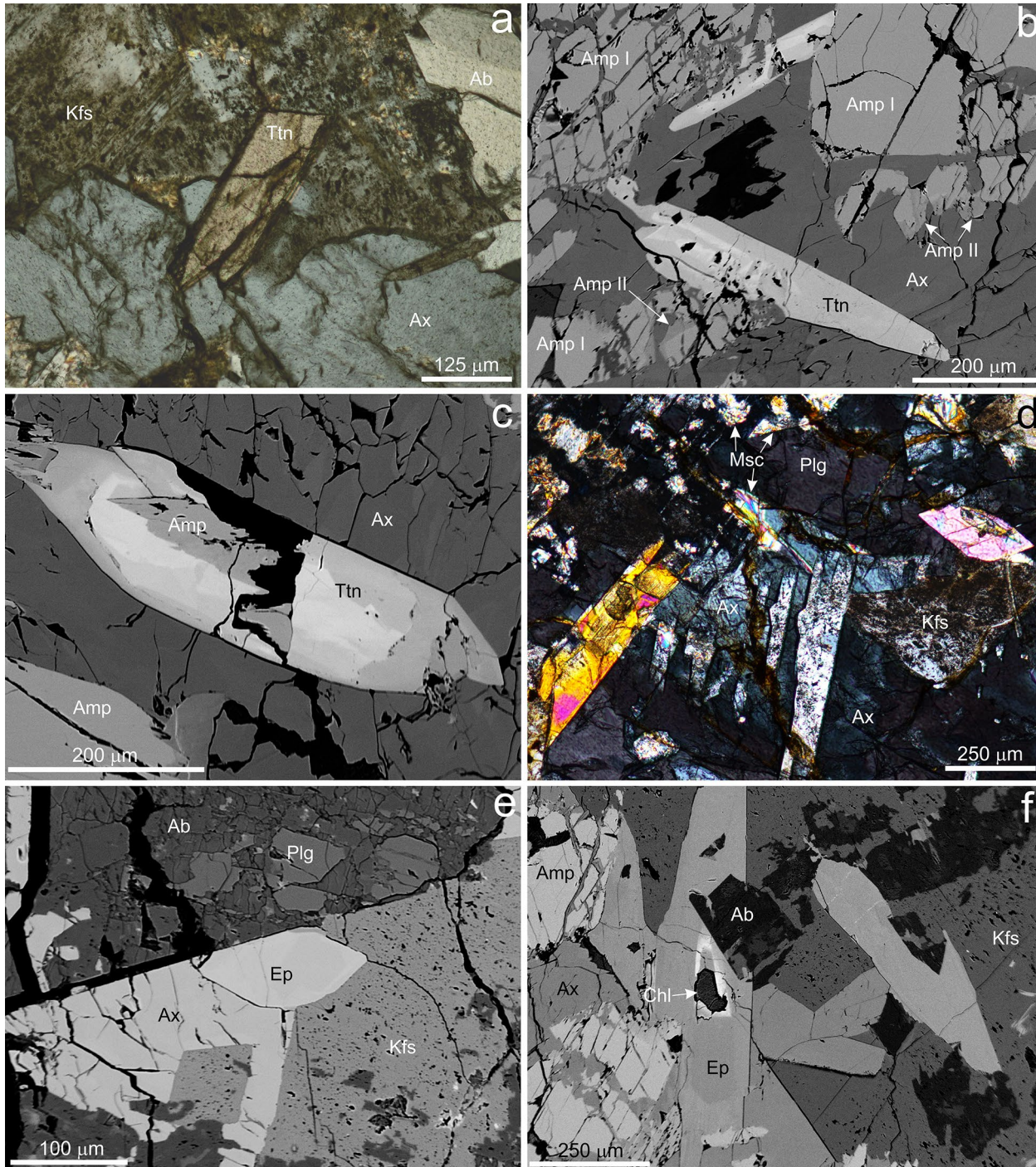
Tabulka 4 Příklady chemického složení amfibolů (hm. %) a koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 23 atomů kyslíku a 13 eCNK. a - mineralizace s axinitem, s - hostitelský skarn. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, n.a. - neanalyzováno, * dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce. M/FM = $\text{Mg}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})$.

| An. č. | 1-a | 2-a | 3-a | 4-a | 5-a | 6-a | 7-a | 8-a | 9-a | 10-a | 11-s | 12-s | 13-s | 14-s |
|---------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|
| P ₂ O ₅ | 0.08 | 0.41 | 0.25 | b.d. | 0.11 | b.d. | 0.28 | 0.45 | b.d. | 0.07 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| SiO ₂ | 44.36 | 44.18 | 42.25 | 42.91 | 42.92 | 41.45 | 41.49 | 40.66 | 53.05 | 52.51 | 39.57 | 38.89 | 37.94 | 39.52 |
| TiO ₂ | 0.86 | 0.93 | 1.01 | 0.94 | 0.94 | 0.97 | 0.97 | 1.00 | b.d. | 0.06 | 0.72 | 0.75 | 0.79 | 0.87 |
| Al ₂ O ₃ | 10.57 | 11.89 | 12.92 | 12.76 | 12.53 | 13.17 | 13.35 | 13.15 | 1.67 | 3.25 | 14.94 | 15.89 | 15.68 | 14.45 |
| V ₂ O ₃ | 0.07 | 0.07 | 0.05 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | b.d. | 0.05 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Cr ₂ O ₃ | b.d. | 0.05 | b.d. | 0.07 | 0.05 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| *Fe ₂ O ₃ | 0.89 | 0.18 | 1.64 | 3.34 | 2.37 | 0.59 | | 1.39 | | | 5.46 | 4.91 | 4.03 | 4.14 |
| MgO | 7.03 | 7.34 | 6.24 | 6.98 | 7.03 | 6.49 | 6.26 | 5.94 | 10.26 | 11.52 | 7.81 | 7.33 | 7.43 | 4.76 |
| MnO | 0.35 | 0.29 | 0.35 | 0.33 | 0.36 | 0.31 | 0.33 | 0.36 | 0.15 | b.d. | 0.15 | 0.14 | 0.12 | 0.39 |
| FeO | 20.37 | 20.86 | 19.42 | 17.07 | 17.91 | 19.92 | 20.57 | 19.81 | 20.39 | 17.92 | 14.73 | 15.33 | 15.82 | 19.87 |
| CaO | 11.96 | 11.89 | 11.77 | 11.69 | 11.81 | 11.84 | 11.82 | 11.74 | 12.79 | 12.98 | 11.98 | 11.92 | 12.06 | 11.63 |
| Na ₂ O | 0.93 | 1.67 | 0.53 | 0.33 | 0.49 | 1.27 | 1.75 | 0.65 | b.d. | 0.23 | 1.26 | 1.43 | 1.62 | 1.25 |
| K ₂ O | 1.24 | 1.40 | 1.75 | 1.66 | 1.62 | 1.75 | 1.79 | 1.90 | 0.09 | 0.15 | 1.66 | 1.77 | 1.84 | 1.52 |
| F | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 0.33 | 0.40 | 0.35 | 0.19 |
| *H ₂ O | 1.98 | 2.02 | 1.98 | 1.99 | 1.98 | 1.96 | 1.97 | 1.94 | 2.02 | 2.05 | 1.82 | 1.79 | 1.78 | 1.86 |
| Celkem | 100.69 | 100.18 | 100.16 | 100.15 | 100.17 | 99.77 | 100.65 | 99.04 | 100.42 | 100.79 | 100.43 | 100.55 | 99.46 | 100.45 |
| Si ⁴⁺ | 6.700 | 6.518 | 6.419 | 6.465 | 6.478 | 6.356 | 6.318 | 6.285 | 7.857 | 7.670 | 5.987 | 5.896 | 5.840 | 6.090 |
| P ⁵⁺ | 0.010 | 0.051 | 0.032 | b.d. | 0.014 | b.d. | 0.036 | 0.059 | b.d. | 0.009 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| T ^{Al³⁺} | 1.290 | 1.431 | 1.549 | 1.535 | 1.508 | 1.644 | 1.646 | 1.656 | 0.143 | 0.321 | 2.013 | 2.104 | 2.160 | 1.910 |
| T sum | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 | 8.000 |
| O ^{Al³⁺} | 0.592 | 0.636 | 0.765 | 0.731 | 0.721 | 0.736 | 0.750 | 0.739 | 0.149 | 0.239 | 0.652 | 0.736 | 0.685 | 0.714 |
| Ti ⁴⁺ | 0.098 | 0.103 | 0.115 | 0.107 | 0.107 | 0.112 | 0.111 | 0.116 | b.d. | 0.007 | 0.082 | 0.086 | 0.091 | 0.101 |
| V ³⁺ | 0.008 | 0.008 | 0.006 | 0.010 | 0.006 | 0.006 | 0.009 | 0.006 | b.d. | 0.006 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Cr ³⁺ | b.d. | 0.009 | b.d. | 0.012 | 0.009 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Fe ³⁺ | 0.101 | 0.020 | 0.188 | 0.379 | 0.269 | 0.068 | | 0.162 | | | 0.622 | 0.560 | 0.467 | 0.480 |
| Mg ²⁺ | 1.583 | 1.614 | 1.413 | 1.568 | 1.582 | 1.483 | 1.421 | 1.369 | 2.265 | 2.509 | 1.762 | 1.657 | 1.705 | 1.093 |
| Fe ²⁺ | 2.573 | 2.573 | 2.468 | 2.152 | 2.260 | 2.554 | 2.620 | 2.561 | 2.526 | 2.189 | 1.864 | 1.944 | 2.037 | 2.561 |
| Mn ²⁺ | 0.045 | 0.036 | 0.045 | 0.042 | 0.046 | 0.040 | 0.043 | 0.047 | 0.019 | b.d. | 0.019 | 0.018 | 0.016 | 0.051 |
| O ^{Ca²⁺} | | | | | | | 0.047 | | 0.041 | 0.051 | | | | |
| O sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| B ^{Ca²⁺} | 1.936 | 1.879 | 1.916 | 1.887 | 1.910 | 1.945 | 1.882 | 1.944 | 1.989 | 1.981 | 1.942 | 1.936 | 1.989 | 1.920 |
| B ^{Na⁺} | 0.064 | 0.121 | 0.084 | 0.096 | 0.090 | 0.055 | 0.118 | 0.056 | b.d. | 0.019 | 0.058 | 0.064 | 0.011 | 0.079 |
| B ^{K⁺} | | | | 0.016 | | | | | | 0.011 | | | | |
| B sum | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| A ^{Na⁺} | 0.208 | 0.357 | 0.072 | b.d. | 0.053 | 0.323 | 0.398 | 0.139 | b.d. | 0.046 | 0.312 | 0.356 | 0.473 | 0.294 |
| A ^{K⁺} | 0.239 | 0.263 | 0.339 | 0.303 | 0.312 | 0.342 | 0.348 | 0.375 | 0.006 | 0.028 | 0.320 | 0.342 | 0.361 | 0.299 |
| A sum | 0.447 | 0.621 | 0.411 | 0.303 | 0.365 | 0.665 | 0.746 | 0.514 | 0.006 | 0.074 | 0.632 | 0.699 | 0.834 | 0.593 |
| F ⁻ | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | n.a. | 0.158 | 0.192 | 0.170 | 0.093 |
| OH ⁻ | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 1.842 | 1.808 | 1.830 | 1.907 |
| F+OH | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 | 2.000 |
| M/FM | 0.38 | 0.39 | 0.36 | 0.42 | 0.41 | 0.37 | 0.35 | 0.35 | 0.47 | 0.53 | 0.49 | 0.46 | 0.46 | 0.30 |
| klasif. | Fhbl | Fedn | Ftsch | Ftsch | Ftsch | Fprg | Fprg | Fprg | Fac | Ac | Fprg | Fprg | Fprg | Fprg |

Zr a Sn neexistují zřetelné korelace (hodnoty R^2 jsou nižší než 0.30); v případě dvojic Sn-Al, Sn-Nb a Sn-Fe jsou v diagramech patrné dva shluky datových bodů, ilustrující rozdílný charakter chemismu v BSE světlejších jader a tmavších okrajů zrn. Prvky vzácných zemin nedosahují v titanitu hodnot limitů stanovitelnosti.

Běžnou fází je titanit i v hostitelském skarnu, kde vy-

tváří vcelku hojná okrouhlá, xenomorfně omezená zrna srůstající s amfibolem a granátem (drobný granát je titanitem někdy i poikiliticky uzavírán). V BSE obraze je vždy homogenní. EDS spektra i orientační kvantitativní WDS analýzy titanitu (tab. 6, obr. 7a) ukázaly jen nízké obsahy Al (0.07 - 0.09 apfu), F (0.05 - 0.06 apfu), Fe (0.01 - 0.02 apfu), Nb (0.003 - 0.004 apfu) a Sn (max. 0.001 apfu).



Obr. 6 Minerální asociace a vývin minerálů ze studované mineralizace s axinitem. a - automorfně omezený krystal titanitu (Ttn) v asociaci s K-živcem (Kfs), albitem (Ab) a axinitem (Ax). Výbrus, procházející polarizované světlo, XPL. b - zonální krystaly titanitu (Ttn) narůstající na amfibol I (Amp I) a obklopené axinitem (Ax). Na amfibol I místy narůstá tmavší zóna amfibolu II (Amp II). BSE obraz. c - růstové zóny v titanitu (Ttn), světlejší partie jsou bohatší cínem. Obraz BSE. d - dva automorfní krystaly epidotu (střední interferenční barvy) v asociaci s axinitem (Ax), živci (Kfs, Plg) a muskovitem (Msc). Výbrus, procházející polarizované světlo, XPL. e - krystal epidotu (Ep) narůstající na albitizovaný (Ab) plagioklas (Plg). Zbylý prostor vyplňuje K-živec (Kfs) a axinit (Ax). BSE obraz. f - zonální epidot (Ep) se světlou zónou bohatou REE a inkluzí chloritu (Chl), obrůstající albit (Ab) a amfibol (Amp). Kfs - K-živec. BSE obraz. Snímky Z. Dolníček.

Minerály epidotové skupiny se vyskytují ve vzorcích s axinitem v podobné pozici jako titanit. Vytvářejí izolované sloupečky, uzavírané v axinitu a mladém K-živci (obr. 6d-f). Vůči plagioklasu (včetně mladšího albitu) a amfibolu jsou vždy mladší (obr. 3e,f, 6e,f). V jednom případě byl pozorován i epidot uzavírající agregát chloritu (obr. 6f), nelze však vyloučit, že může jít i o pseudomorfozu chloritu po starším minerálu, přičemž k přeměně mohlo dojít až po vykrystalizování epidotu. Krystaly epidotu dosahují délky až 1 mm při šířce až 0.2 mm. Většina individuí vykazuje v obraze BSE jen slabou jednoduchou růstovou zonálnost (obr. 3e, 6f), způsobenou variacemi v obsazích Fe a Al, přičemž starší části krystalů jsou bohatší na Al a mladší na železo. Někdy byla pozorována i slabá oscilační zonálnost. V jednom případě byla uvnitř krystalu okolo chloritové uzavřeniny pozorována v BSE obraze výrazně světlejší tenká růstová zóna s obsahem prvků vzácných zemin (obr. 6f). Chemické složení minerálů epidotové skupiny bylo studováno pomocí 36 bodových WDS analýz (tab. 7, 8). Většina analýz náleží podle klasifikace Franze a Liebschera (2004) a Armbrustera et al. (2006) **epidotu** ($\text{Ep}_{53-70}\text{Clz}_{28-47}\text{Pie}_{0-4}\text{Twm}_{0-3}\text{Mkh}_{0-2}$), jen jedna spadá do pole **klinozoisitu** ($\text{Ep}_{33}\text{Clz}_{66}\text{Mkh}_1$). Pět analýz, provedených v zóně s vyšším obsahem REE, padá v diagramu Petrika et al. (1995) do pole **REE-bohatého epidotu** (obr. 7b). Obsah REE + Y (REY) v nich kolísá mezi 0.22 a 0.31 *apfu* (báze přepočtu na 12.5 atomu O a 8 kationtů). Nejvíce zastoupeným REE prvkem je v získaných analýzách vždy Nd (tab. 8). Atomový poměr Y/ Σ REE se pohybuje mezi 0.22 a 0.47. Chondritem normalizované distribuce REE vykazují shodně vzestupný trend od La k Sm, následovaný poklesem u Gd a Dy (obr. 8). Poměr La_N/Sm_N se pohybuje v intervalu 0.15 - 0.34. Eu anomálie je negativní ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.37 - 0.58$), Ce anomálie v podstatě chybí ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0.93 - 1.18$). Stejně jako ostatní minerály z epidotové skupiny, i REE-bohaté epidoty obsahují zvýšený podíl V (0.01 - 0.02 *apfu*) a Cr (0.02 - 0.04 *apfu*). Zvýšené jsou v dané fázi také obsahy fluoru (0.05 - 0.07 *apfu*).

Zirkon je v materiálu s axinitem akcesorickým minerálem, jehož hypautomorfně až xenomorfně omezená zrna izometrického habitu jsou uzavírána nejčastěji v živcích a axinitu (obr. 3c,f). Dosahují velikosti maximálně 25 μm . V BSE obraze vykazují někdy oscilační růstovou zonálnost, ale byla zjištěna i nezonální individua. Orientační bodové analýzy ukázaly vedle Zr a Si i slabě zvýšené obsahy Hf (0.013 - 0.017 *apfu*), Sr (0.005 - 0.006 *apfu*), K (0.002 - 0.003 *apfu*), F (0.015 - 0.020 *apfu*) a někdy i Al (max. 0.003 *apfu*). Znamky výraznější alterace nebyly zjištěny na BSE snímcích ani u získaných analýz - analytické sumy jsou blízké 99 % a stechiometrie dané fáze je velmi dobrá.

Drobné zirkony se vyskytují i v okolním skarnu. Chemicky nebyly blíže studovány.

Diskuse

Texturní vztahy mezi jednotlivými minerály naznačují, že studovaná minerální asociace obsahující axinit byla formována během několika následných minerogenetických procesů. Uvedený názor podporují i výsledky stanovení chemického složení jednotlivých minerálů, kdy lze u některých fází konstatovat přítomnost dvou generací s výrazně odlišným chemismem. Získané poznatky umožňují rozlišit tři hlavní minerogenetické vývojové etapy.

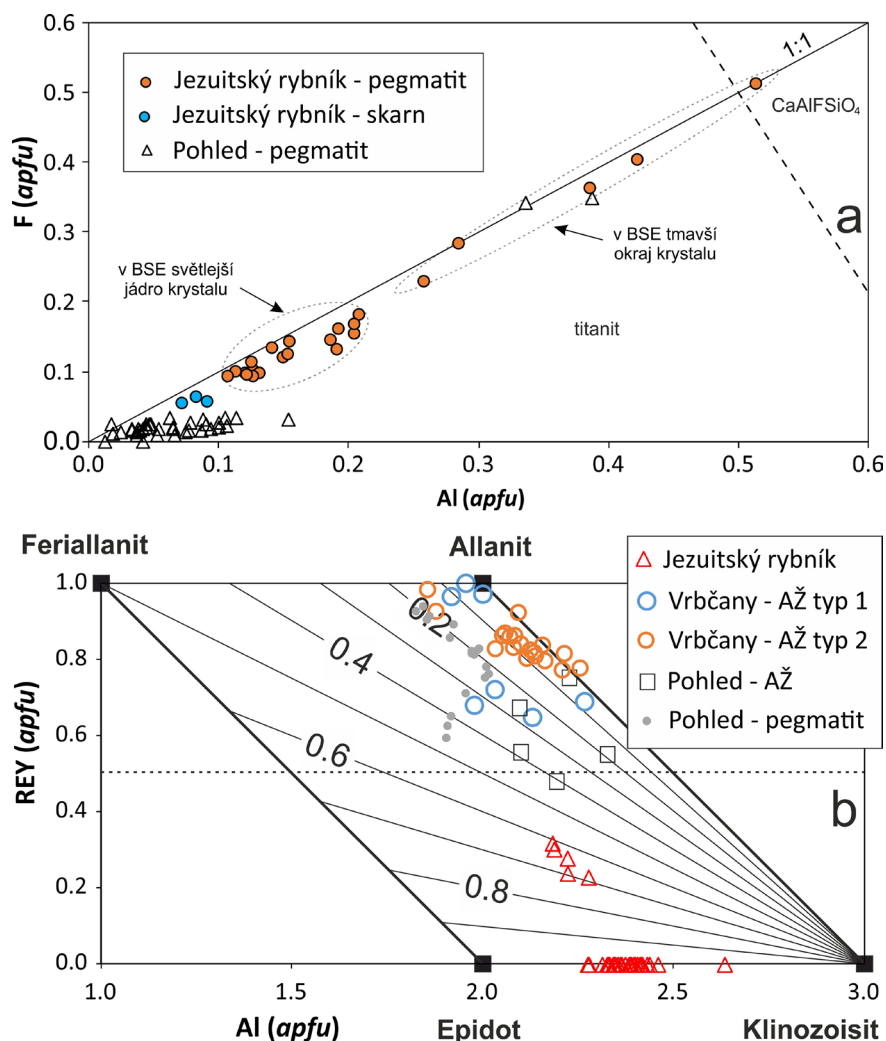
Za nejstarší minerály považujeme v dané mineralizaci s axinitem granáty, které velmi pravděpodobně představují relikty původní skarnové mineralizace, jejíž minerální

asociace byla formována během regionální variské metamorfózy. Nasvědčuje tomu značná shoda v chemickém složení granátů z okolního skarnu a z materiálu s axinitem; určitý posun (obr. 4c) lze vysvětlit buď nehomogenitou chemického složení granátů v rámci různých partií skarnového tělesa nebo ovlivněním chemismu granátu při jeho interakci s pegmatitovou taveninou.

Následná minerogenetická etapa souvisela s vmístěním pegmatitové taveniny do skarnového tělesa. V této etapě vznikala křemen, starší generace plagioklasu a K-živce a pravděpodobně i starší generace amfibolu a zirkon, i když nelze zcela vyloučit ani příslušnost minimálně části zirkonu ke starší skarnové mineralizaci. Kyselá pegmatitová tavenina přinesla mimo jiné do skarnu i značné množství SiO_2 a alkálií (Na a K). Jak indikuje chemické složení vznikajících minerálů, i pegmatitová tavenina byla skarnem chemicky kontaminována. Zatímco chemické složení plagioklasu v okolním skarnu odpovídá bytownitu, v pegmatitu je přítomen sodíkem bohatší plagioklas se složením bazického andezínu (obr. 4b). Naproti tomu chemické složení starší generace amfibolu z pegmatitu a

Tabulka 5 Příklady chemického složení granátů (hm. %), koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 12 atomů kyslíku a 5 kationtů v pozicích X a Y a obsahy koncových členů (mol. %). a - mineralizace s axinitem, s - hostitelský skarn. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, n.a. - neanalyzováno, * dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce.

| An. č. | 1-a | 2-a | 3-a | 4-s | 5-s | 6-s |
|---------------------------|-------|-------|--------|--------|--------|--------|
| P_2O_5 | 0.23 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| SiO_2 | 37.16 | 37.65 | 37.74 | 38.81 | 39.53 | 38.81 |
| TiO_2 | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.04 |
| Al_2O_3 | 20.20 | 20.22 | 20.31 | 22.02 | 22.16 | 22.10 |
| * Fe_2O_3 | 0.56 | 1.46 | 2.02 | | | |
| MgO | 1.17 | 1.47 | 1.55 | 1.49 | 0.32 | 1.18 |
| MnO | 3.88 | 3.99 | 3.35 | 1.53 | 0.90 | 3.14 |
| FeO | 23.48 | 22.48 | 21.65 | 21.61 | 19.73 | 21.07 |
| CaO | 12.30 | 12.48 | 13.33 | 16.01 | 20.01 | 15.48 |
| F | n.a. | n.a. | n.a. | 0.08 | 0.09 | 0.12 |
| Celkem | 99.05 | 99.83 | 100.00 | 101.60 | 102.80 | 101.94 |
| P^{5+} | 0.016 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Si^{4+} | 2.991 | 3.001 | 2.994 | 2.997 | 3.025 | 2.999 |
| T sum | 3.006 | 3.001 | 2.994 | 2.997 | 3.025 | 2.999 |
| Ti^{4+} | 0.004 | 0.005 | 0.003 | 0.003 | 0.003 | 0.002 |
| Al^{3+} | 1.916 | 1.900 | 1.899 | 2.005 | 1.999 | 2.013 |
| Fe^{3+} | 0.034 | 0.088 | 0.121 | | | |
| Ca^{2+} | 1.061 | 1.066 | 1.133 | 1.325 | 1.641 | 1.282 |
| Mn^{2+} | 0.265 | 0.269 | 0.225 | 0.100 | 0.058 | 0.206 |
| Fe^{2+} | 1.580 | 1.498 | 1.436 | 1.396 | 1.263 | 1.362 |
| Mg^{2+} | 0.140 | 0.175 | 0.183 | 0.172 | 0.036 | 0.136 |
| X+Y sum | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 | 5.000 |
| Catsum | 8.006 | 8.001 | 7.994 | 7.997 | 8.025 | 7.999 |
| F ⁻ | | | | 0.020 | 0.022 | 0.029 |
| Ti-Grs | 0.2 | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | 0.1 |
| Grs | 29.4 | 30.0 | 33.3 | 44.2 | 54.1 | 43.1 |
| Adr | 1.7 | 4.4 | 6.0 | | | |
| Sps | 8.8 | 9.0 | 7.5 | 3.3 | 1.9 | 6.9 |
| Alm | 52.7 | 49.9 | 47.9 | 46.5 | 42.1 | 45.4 |
| Prp | 4.7 | 5.8 | 6.1 | 5.7 | 1.2 | 4.5 |
| F-Kat | | | | 0.5 | 0.5 | 0.7 |
| Celkem | 97.5 | 99.4 | 100.1 | 100.4 | 100.1 | 100.8 |



Obr. 7 Variace v chemickém složení minerálů z lokality Jezuitský rybník v porovnání s publikovanými daty. a - titanit v diagramu Al vs. F, srovnávací data jsou převzata z Dolníčka et al. (2020). b - minerály epidotové skupiny v diagramu Petrika et al. (1995), srovnávací data jsou z Mastíkové (2009, 2011), Dolníčka, Ulmanové (2019b) a Dolníčka et al. (2020). Izolinie s číselným označením indikují poměr Fe^{3+}/Fe^{tot} .

Tabulka 6 Příklady chemického složení titanitu (hm. %) a koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 3 kationtů. a - mineralizace s axinitem, s - hostitelský skarn. b.d. - pod mezí stanovitelnosti.

| An. č. | 1-a | 2-a | 3-a | 4-a | 5-a | 6-a | 7-a | 8-a | 9-a | 10-a | 11-a | 12-s | 13-s | 14-s |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|
| Nb ₂ O ₅ | 0.30 | 0.26 | 0.32 | 0.30 | b.d. | 0.11 | 0.15 | 0.19 | b.d. | 0.09 | b.d. | 0.29 | 0.22 | 0.20 |
| SiO ₂ | 30.14 | 30.25 | 29.74 | 30.14 | 30.60 | 30.79 | 31.44 | 31.56 | 30.89 | 31.79 | 31.81 | 31.37 | 30.43 | 31.28 |
| TiO ₂ | 34.14 | 34.15 | 33.89 | 33.89 | 33.62 | 32.12 | 29.22 | 25.60 | 30.40 | 24.27 | 20.11 | 37.89 | 36.24 | 36.76 |
| ZrO ₂ | 0.25 | 0.86 | 0.46 | 0.37 | 0.61 | 1.39 | 0.59 | 0.14 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| SnO ₂ | 2.02 | 1.89 | 1.85 | 1.26 | 0.47 | b.d. | b.d. | 0.05 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.11 | 0.06 | b.d. |
| Al ₂ O ₃ | 3.26 | 3.15 | 2.89 | 3.38 | 3.99 | 5.42 | 7.64 | 10.53 | 6.85 | 11.56 | 13.99 | 1.91 | 2.13 | 2.40 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.41 | 0.41 | 0.48 | 0.49 | 0.46 | 0.56 | 0.43 | 0.37 | 0.49 | 0.51 | 0.47 | 0.63 | 0.42 | 0.46 |
| Sc ₂ O ₃ | b.d. | b.d. | b.d. | 0.13 | 0.19 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| CaO | 27.99 | 28.09 | 27.75 | 28.23 | 28.43 | 29.18 | 29.73 | 29.73 | 29.47 | 29.95 | 30.08 | 29.20 | 28.40 | 28.95 |
| Na ₂ O | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.55 | 0.14 | 0.29 | 0.20 | b.d. | b.d. | b.d. |
| F | 0.89 | 0.90 | 0.93 | 0.93 | 1.21 | 1.64 | 2.83 | 3.68 | 2.26 | 4.10 | 5.20 | 0.54 | 0.61 | 0.54 |
| O=F | -0.37 | -0.38 | -0.39 | -0.39 | -0.51 | -0.69 | -1.19 | -1.55 | -0.95 | -1.73 | -2.19 | -0.23 | -0.26 | -0.23 |
| Celkem | 99.03 | 99.58 | 97.92 | 98.73 | 99.07 | 100.52 | 100.84 | 100.85 | 99.55 | 100.83 | 99.67 | 101.72 | 98.26 | 100.36 |
| Nb ⁵⁺ | 0.004 | 0.004 | 0.005 | 0.004 | b.d. | 0.002 | 0.002 | 0.003 | b.d. | 0.001 | b.d. | 0.004 | 0.003 | 0.003 |
| Si ⁴⁺ | 0.993 | 0.993 | 0.993 | 0.992 | 0.997 | 0.985 | 0.993 | 0.980 | 0.985 | 0.986 | 0.990 | 1.000 | 1.002 | 1.007 |
| Ti ⁴⁺ | 0.846 | 0.844 | 0.851 | 0.839 | 0.824 | 0.773 | 0.694 | 0.598 | 0.730 | 0.566 | 0.471 | 0.909 | 0.898 | 0.890 |
| Zr ⁴⁺ | 0.004 | 0.014 | 0.007 | 0.006 | 0.010 | 0.022 | 0.009 | 0.002 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Sn ⁴⁺ | 0.027 | 0.025 | 0.025 | 0.017 | 0.006 | b.d. | b.d. | 0.001 | b.d. | b.d. | b.d. | 0.001 | 0.001 | b.d. |
| Al ³⁺ | 0.127 | 0.122 | 0.114 | 0.131 | 0.153 | 0.204 | 0.284 | 0.385 | 0.258 | 0.422 | 0.513 | 0.072 | 0.083 | 0.091 |
| Fe ³⁺ | 0.010 | 0.010 | 0.012 | 0.012 | 0.011 | 0.013 | 0.010 | 0.009 | 0.012 | 0.012 | 0.011 | 0.015 | 0.010 | 0.011 |
| Sc ³⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | 0.004 | 0.005 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Ca ²⁺ | 0.988 | 0.988 | 0.993 | 0.995 | 0.993 | 1.000 | 1.006 | 0.989 | 1.007 | 0.995 | 1.003 | 0.998 | 1.002 | 0.998 |
| Na ⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.033 | 0.009 | 0.017 | 0.012 | b.d. | b.d. | b.d. |
| F ⁻ | 0.093 | 0.093 | 0.098 | 0.097 | 0.125 | 0.166 | 0.283 | 0.361 | 0.228 | 0.402 | 0.512 | 0.054 | 0.064 | 0.055 |

amfibolu ze skarnu se nijak výrazně neliší (obr. 5c). Tuto skutečnost lze interpretovat dvojím způsobem: buď jsou tyto amfiboly podobně jako granáty geneticky vázány na starší („předpegmatitové“) procesy regionální metamorfózy, při níž byla formována minerální asociace skarnů, nebo naopak tyto amfiboly ve skarnu i v pegmatitu vznikly během vmístění pegmatitové taveniny do skarnového tělesa. Vysoký obsah draslíku v těchto amfibozech, který ve většině analýz v A-pozici empirického vzorce převažuje nad sodíkem, by spíše nasvědčoval druhé variantě, protože koncentrace draslíku byla vysoká v intrudující pegmatitové tavenině (srov. vysoký obsah K-živce v pegmatitu), ale nízká v okolním skarnu (minerály s podstatným obsahem K v něm chybí). Vznik amfibolu v okolním skarnu mohl být dále umožněn přínosem vody, která byla ve felsické pegmatitové tavenině nepochybně také přítomna. Zcela obdobné složení amfibolů, které podle texturních znaků vznikaly přímou krystalizací z magmatu, je popsáno i z dalších kontaminovaných pegmatitů protínajících skarny v oblasti moldanubika (Žáček 2007; Čermák 2013; Novák et al. 2013; Buriánek et al. 2017; srov. obr. 5c).

Posledním minerogenetickým stádiem, při němž v dané minerální asociaci minerály vznikaly, bylo stádium hydrotermální. Z hydrotermálních roztoků krystalizovaly všechny zbývající minerální fáze, jmenovitě titanit,

minerály epidotové skupiny, albit, mladší generace K-živce, mladší generace amfibolu, muskovit, chlorit a axinit. Vzhledem k pestrosti minerálního složení lze předpokládat několikafázový charakter hydrotermální aktivity, z fluid o rozdílné teplotě i složení. Také chloritová termometrie, založená na obsazích tetraedrického Al (Cathelineau 1988), indikuje teploty vzniku chloritu v širším teplotním intervalu mezi 233 a 301 °C (tab. 3). Původ fluid je obtížné v kontextu dostupných poznatků odpovědně posoudit. V rané fázi hydrotermální aktivity nelze vyloučit spoluúčast fluid uvolněných při krystalizaci pegmatitové taveniny. V pozdějších fázích však nabyla na významu aktivita externě derivovaných fluid, jak vyplývá z některých aspektů získaných analytických dat. Za prvé lze konstatovat vyšší hodnoty X_{Mg} v některých Fe-Mg minerálních fázích hydrotermálního původu (amfibol II, některé chlority i axinity) oproti starším pegmatitovým minerálním fázím (granát, amfibol I; tab. 9), a to přesto, že například pro axinit se předpokládá preference Fe oproti Mg při krystalizaci (Novák, Filip 2002). To svědčí o interakci fluid s horninami/minerály s nižším poměrem Fe/(Fe+Mg) než mají minerály hostitelského pegmatitu. Nelze samozřejmě vyloučit laterálně proměnlivé chemické složení hostitelského skarnu, případně lze uvažovat i vliv amfibolitů, které se vyskytují v blízkém i vzdálenějším okolí popisované lokality (obr.

Tabulka 7 Příklady chemického složení klintozoisitu a epidotu z materiálu s axinitem (hm. %), koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 12.5 atomů O a obsahy koncových členů (mol. %). b.d. - pod mezí stanovitelnosti, * dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce.

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| P ₂ O ₅ | b.d. | 0.06 | 0.21 | 0.12 | b.d. | b.d. | 0.08 | b.d. | 0.11 | 0.08 | 0.25 | 0.07 | 0.09 | b.d. |
| SiO ₂ | 38.38 | 37.66 | 37.86 | 37.45 | 37.54 | 38.02 | 37.11 | 37.66 | 36.77 | 37.35 | 37.87 | 36.95 | 36.74 | 37.41 |
| TiO ₂ | b.d. | b.d. | 0.07 | 0.11 | 0.19 | 0.28 | 0.07 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.09 | 0.06 | 0.06 | 0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 28.42 | 26.05 | 25.77 | 25.62 | 25.29 | 25.40 | 24.87 | 25.41 | 24.54 | 24.98 | 24.90 | 24.39 | 23.86 | 24.03 |
| V ₂ O ₃ | 0.07 | b.d. | 0.06 | b.d. | 0.31 | 0.22 | 0.24 | 0.05 | 0.15 | 0.07 | b.d. | 0.18 | 0.26 | 0.11 |
| Cr ₂ O ₃ | b.d. | 0.27 | 0.48 | b.d. | b.d. | 0.23 | 0.16 | b.d. | 0.12 | b.d. | 0.35 | 0.18 | 0.10 | 0.10 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.46 | 9.04 | 8.95 | 9.02 | 8.76 | 8.97 | 9.41 | 9.76 | 9.67 | 10.28 | 10.02 | 9.97 | 9.66 | 11.26 |
| Mn ₂ O ₃ | b.d. | 0.13 | 0.11 | 0.40 | b.d. | 0.07 | 0.26 | 0.55 | 0.21 | 0.68 | 0.29 | 0.20 | 0.20 | 0.04 |
| MgO | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.07 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| CaO | 23.82 | 23.42 | 23.67 | 23.33 | 23.44 | 23.58 | 23.29 | 23.24 | 23.03 | 23.34 | 23.20 | 23.18 | 22.62 | 23.42 |
| Na ₂ O | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.18 | b.d. | 0.09 | b.d. |
| K ₂ O | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.09 | 0.05 | 0.05 | b.d. | b.d. |
| *H ₂ O | 1.90 | 1.89 | 1.90 | 1.87 | 1.87 | 1.89 | 1.86 | 1.88 | 1.84 | 1.88 | 1.89 | 1.85 | 1.82 | 1.87 |
| Celkem | 98.05 | 98.51 | 99.08 | 97.92 | 97.40 | 98.66 | 97.36 | 98.63 | 96.52 | 98.91 | 99.10 | 97.07 | 95.50 | 98.33 |
| P ⁵⁺ | b.d. | 0.004 | 0.014 | 0.008 | b.d. | b.d. | 0.005 | b.d. | 0.008 | 0.005 | 0.017 | 0.005 | 0.006 | b.d. |
| Si ⁴⁺ | 3.022 | 2.991 | 2.989 | 2.998 | 3.019 | 3.018 | 2.996 | 3.002 | 2.995 | 2.982 | 3.002 | 2.997 | 3.025 | 3.006 |
| Ti ⁴⁺ | b.d. | b.d. | 0.004 | 0.007 | 0.011 | 0.017 | 0.004 | 0.005 | 0.006 | 0.005 | 0.005 | 0.004 | 0.004 | 0.005 |
| Al ³⁺ | 2.637 | 2.439 | 2.398 | 2.418 | 2.397 | 2.376 | 2.366 | 2.388 | 2.356 | 2.350 | 2.327 | 2.332 | 2.315 | 2.276 |
| V ³⁺ | 0.004 | b.d. | 0.004 | b.d. | 0.020 | 0.014 | 0.016 | 0.003 | 0.010 | 0.004 | b.d. | 0.012 | 0.017 | 0.007 |
| Cr ³⁺ | b.d. | 0.025 | 0.045 | b.d. | b.d. | 0.022 | 0.015 | b.d. | 0.012 | b.d. | 0.033 | 0.017 | 0.010 | 0.009 |
| Fe ³⁺ | 0.323 | 0.540 | 0.532 | 0.544 | 0.530 | 0.536 | 0.572 | 0.585 | 0.593 | 0.618 | 0.598 | 0.609 | 0.598 | 0.681 |
| Mn ³⁺ | b.d. | 0.009 | 0.007 | 0.027 | b.d. | 0.005 | 0.018 | 0.035 | 0.014 | 0.044 | 0.019 | 0.014 | 0.014 | 0.003 |
| Mg ²⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.008 | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. |
| Ca ²⁺ | 2.009 | 1.993 | 2.003 | 2.001 | 2.019 | 2.005 | 2.015 | 1.985 | 2.010 | 1.996 | 1.971 | 2.015 | 1.995 | 2.016 |
| Na ⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.028 | b.d. | 0.014 | b.d. |
| K ⁺ | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | b.d. | 0.009 | 0.005 | 0.005 | b.d. | b.d. |
| Catsum | 7.996 | 8.001 | 7.996 | 8.002 | 7.996 | 7.992 | 8.007 | 8.004 | 8.003 | 8.023 | 8.005 | 8.010 | 7.999 | 8.003 |
| H ⁺ | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| Clz | 66.0 | 43.3 | 40.4 | 42.2 | 41.9 | 39.5 | 37.1 | 38.3 | 36.2 | 34.5 | 33.5 | 33.8 | 33.0 | 28.2 |
| Ep | 33.5 | 53.3 | 53.9 | 55.0 | 56.0 | 56.3 | 57.9 | 57.9 | 60.2 | 60.8 | 61.3 | 61.9 | 62.7 | 69.8 |
| Pie | 0.0 | 0.9 | 0.7 | 2.7 | 0.0 | 0.5 | 1.8 | 3.5 | 1.5 | 4.3 | 1.9 | 1.4 | 1.5 | 0.3 |
| Mkh | 0.5 | 0.0 | 0.4 | 0.0 | 2.1 | 1.5 | 1.6 | 0.3 | 1.0 | 0.4 | 0.0 | 1.2 | 1.8 | 0.7 |
| Twm | 0.0 | 0.0 | 4.5 | 0.0 | 0.0 | 2.3 | 0.0 | 0.0 | 1.2 | 0.0 | 3.3 | 1.7 | 1.0 | 1.0 |

Tabulka 8 Chemické složení REE-bohatého epidotu z materiálu s axinitem (hm. %) a koeficienty empirického vzorce vypočítané na bázi 12.5 atomů O a 8 kationtů. b.d. - pod mezí stanovitelnosti, * dopočteno podle stechiometrie ideálního vzorce, $Fe^{ox} = Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$.

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 |
|----------------------------------|-------|-------|-------|--------|-------|
| P ₂ O ₅ | bdl | 0.06 | 0.15 | 0.08 | bdl |
| SiO ₂ | 35.54 | 35.17 | 35.48 | 36.37 | 36.02 |
| TiO ₂ | 0.05 | bdl | bdl | 0.10 | bdl |
| Al ₂ O ₃ | 21.85 | 21.60 | 22.18 | 22.90 | 23.24 |
| V ₂ O ₃ | 0.21 | 0.24 | 0.26 | 0.30 | 0.34 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.62 | 0.59 | 0.55 | 0.53 | 0.30 |
| Mn ₂ O ₃ | 0.30 | 0.26 | 0.34 | 0.29 | 0.29 |
| *Fe ₂ O ₃ | 6.49 | 5.97 | 5.83 | 7.34 | 7.26 |
| Y ₂ O ₃ | 1.08 | 1.50 | 1.02 | 1.57 | 1.50 |
| La ₂ O ₃ | 0.46 | 0.48 | 0.45 | 0.20 | 0.30 |
| Ce ₂ O ₃ | 2.17 | 2.14 | 1.78 | 1.22 | 1.37 |
| Pr ₂ O ₃ | 0.49 | 0.47 | 0.47 | 0.31 | 0.29 |
| Nd ₂ O ₃ | 2.54 | 2.58 | 2.29 | 1.63 | 1.64 |
| Sm ₂ O ₃ | 0.99 | 0.98 | 0.84 | 0.83 | 0.55 |
| Eu ₂ O ₃ | 0.13 | 0.11 | 0.15 | 0.16 | 0.11 |
| Gd ₂ O ₃ | 0.84 | 0.84 | 0.82 | 0.88 | 0.61 |
| Dy ₂ O ₃ | 0.51 | 0.45 | 0.62 | 0.35 | 0.36 |
| MgO | 0.37 | bdl | 0.21 | 0.32 | bdl |
| CaO | 18.56 | 18.38 | 19.02 | 20.09 | 20.25 |
| BaO | 0.13 | 0.14 | 0.12 | 0.16 | 0.32 |
| FeO | 3.72 | 4.43 | 3.61 | 2.62 | 2.38 |
| F | 0.24 | 0.21 | 0.20 | 0.20 | 0.18 |
| *H ₂ O | 1.65 | 1.65 | 1.67 | 1.72 | 1.72 |
| O=F | -0.10 | -0.09 | -0.08 | -0.08 | -0.08 |
| Celkem | 98.84 | 98.16 | 97.98 | 100.09 | 98.95 |
| P ⁵⁺ | bdl | 0.004 | 0.011 | 0.006 | bdl |
| Si ⁴⁺ | 3.020 | 3.022 | 3.022 | 3.001 | 3.000 |
| Subtot. | 3.020 | 3.026 | 3.032 | 3.007 | 3.000 |
| Ti ⁴⁺ | 0.003 | bdl | bdl | 0.006 | bdl |
| Al ³⁺ | 2.189 | 2.187 | 2.226 | 2.227 | 2.282 |
| V ³⁺ | 0.014 | 0.017 | 0.018 | 0.020 | 0.023 |
| Cr ³⁺ | 0.042 | 0.040 | 0.037 | 0.035 | 0.020 |
| Mn ³⁺ | 0.018 | 0.015 | 0.020 | 0.017 | 0.017 |
| Fe ³⁺ | 0.415 | 0.386 | 0.374 | 0.456 | 0.455 |
| Y ³⁺ | 0.049 | 0.069 | 0.046 | 0.069 | 0.066 |
| La ³⁺ | 0.014 | 0.015 | 0.014 | 0.006 | 0.009 |
| Ce ³⁺ | 0.068 | 0.067 | 0.056 | 0.037 | 0.042 |
| Pr ³⁺ | 0.015 | 0.015 | 0.015 | 0.009 | 0.009 |
| Nd ³⁺ | 0.077 | 0.079 | 0.070 | 0.048 | 0.049 |
| Sm ³⁺ | 0.029 | 0.029 | 0.025 | 0.024 | 0.016 |
| Eu ³⁺ | 0.004 | 0.003 | 0.004 | 0.005 | 0.003 |
| Gd ³⁺ | 0.024 | 0.024 | 0.023 | 0.024 | 0.017 |
| Dy ³⁺ | 0.014 | 0.012 | 0.017 | 0.009 | 0.010 |
| Mg ²⁺ | 0.047 | bdl | 0.027 | 0.039 | bdl |
| Ca ²⁺ | 1.690 | 1.692 | 1.736 | 1.776 | 1.807 |
| Ba ²⁺ | 0.004 | 0.005 | 0.004 | 0.005 | 0.010 |
| Fe ²⁺ | 0.265 | 0.318 | 0.257 | 0.181 | 0.165 |
| Subtot. | 4.980 | 4.974 | 4.968 | 4.993 | 5.000 |
| F ⁻ | 0.065 | 0.057 | 0.054 | 0.052 | 0.047 |
| OH ⁻ | 0.935 | 0.943 | 0.946 | 0.948 | 0.953 |
| Subtot | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 | 1.000 |
| REY ^{tot} | 0.293 | 0.314 | 0.269 | 0.231 | 0.221 |
| Fe ^{ox} | 0.61 | 0.55 | 0.59 | 0.72 | 0.73 |
| Y/REE | 0.22 | 0.30 | 0.23 | 0.47 | 0.47 |
| La _N /Sm _N | 0.29 | 0.30 | 0.33 | 0.15 | 0.34 |
| Eu/Eu* | 0.43 | 0.37 | 0.55 | 0.57 | 0.58 |
| Ce/Ce* | 1.10 | 1.08 | 0.93 | 1.18 | 1.11 |

1). S představou interakce matečných fluid s bazickými či ultrabazickými horninami by byly v souladu i v některých fázích zjištěné malé obsahy Cr (tab. 3, 7, 8), jakožto prvku nekompatibilního jak s felsickou pegmatitovou taveninou, tak i s Ca-skarny. V neposlední řadě je třeba zmínit i velmi pravděpodobný externí zdroj boru pro tvorbu axinitu, neboť vyšší koncentrace tohoto prvku nelze na základě získaných poznatků předpokládat v hostitelském pegmatitu ani skarnu (absence slíd, turmalínu a dalších borosilikátů). Cirkulace hydrotermálních fluid v širším regionu je během postmetamorfní historie v dané oblasti Českého masivu doložena nejen ze studia pegmatitů (Dolníček et al. 2020), ale i žil alpského typu (Dolníček, Ulmanová 2018, 2019a,b). Není proto překvapivé zjištění, že chemické složení hydrotermálních minerálů je na studované lokalitě srovnatelné na jedné straně s alteračními minerály v pegmatitech a na straně druhé i s minerály z alpských žil v dané oblasti (obr. 5, 7).

Pozoruhodné je zjištění přítomnosti růstové zóny v epidotu bohaté na REE, která se vyznačuje neobvyklým zastoupením jednotlivých prvků vzácných zemin. Minerály epidotové skupiny, všeobecně považované za koncentrátoři nejlehčích REE (Franz, Liebscher 2004; Gieré, Sorensen 2004), se obvykle vyznačují převahou Ce v rámci sumy REE a tedy i vysokými poměry La/Sm. To bezesbytku platí i při porovnání s allanity z pegmatitů a alpských žil v širší oblasti (tab. 10). V námi studované fázi však převažuje Nd (tab. 8) a v chondritem normalizovaných distribucích Sm (obr. 8). O vzácnosti fáze s převahou Nd svědčí i skutečnost, že byla jako nový minerál allanit-(Nd) popsána teprve nedávno (Škoda et al. 2012) a její výskyt je dosud uváděn pouze z pěti lokalit na světě (www.mindat.org). Z uvedeného vyplývá, že pro vznik této fáze musí být splněny velmi specifické podmínky. Na všech dosud známých výskytech se tato fáze vyskytuje v prostředí REE-bohatých pegmatitů či alkalických hornin. Na typové lokalitě je předpokládán hydrotermální vznik allanitu-(Nd) během alterací hostitelského thalénitu-(Y); v minerální asociaci mateřského pegmatitu se vyskytuje i řada dalších minerálů s vysokým obsahem Y, MREE, HREE a F (viz Škoda et al. 2012). Je tedy možné, že pro vznik minerálů epidotové skupiny s daným anomálním složením REE jsou klíčové hlavně tři faktory: prostředí bohaté na HREE, přítomnost vodných roztoků a zvýšený obsah REE-komplexujících ligandů. Extrémní nabohacení REE na Nd by pak mohlo být vysvětleno chemickou frakcionací REE v důsledku tvorby různě stabilních komplexů s fluoridovými, karbonátovými či hydroxidovými anionty, které mají podle experimentálních údajů největší potenciál pro frakcionaci REE (např. Wood 1990; Bau 1991; Bau, Möller 1992). Fluor v matečných roztocích byl přítomen, jak indikují zvýšené obsahy tohoto prvku v analýzách REE-bohatého epidotu (tab. 8) a titanitu (tab. 6). Na stu-

Tabulka 9 Rozsahy a průměrné hodnoty poměru $Fe^{tot}/(Fe^{tot}+Mg)$ v analyzovaných Fe-Mg minerálech z lokality Jezuitský rybník. n - počet analýz.

| minerál | prostředí | rozsah | průměr | n |
|------------|-----------|-------------|--------|----|
| granát | skarn | 0.88 - 0.97 | 0.90 | 67 |
| | pegmatit | 0.89 - 0.93 | 0.91 | 9 |
| amfibol I | skarn | 0.51 - 0.70 | 0.62 | 11 |
| | pegmatit | 0.61 - 0.67 | 0.64 | 18 |
| amfibol II | pegmatit | 0.47 - 0.57 | 0.51 | 5 |
| chlorit | pegmatit | 0.55 - 0.64 | 0.60 | 7 |
| axinit | pegmatit | 0.49 - 0.86 | 0.76 | 38 |

dované lokalitě by vhodným, k hydrotermálním alteracím senzitivním a zároveň HREE bohatým zdrojem mohl být hostitelský skarn tvořený hlavně granátem - tento minerál má často vysoký poměr Y/REE, respektive HREE/LREE (např. Harangi et al. 2001; Manton et al. 2017; Diella et al. 2019). V této souvislosti stojí za zmínku i nově zjištěná přítomnost Y (a v menší míře i HREE) bohatého grosuláru (s 0.36 *apfu* Y) na styku mezi pegmatitem a hostitelským skarnem na lokalitě Domanínek u Bystřice nad Pernštejnem, u něhož je rovněž interpretován hydrotermální původ (Čermák 2013). Uralitizace klinopyroxenu (který se v okolním skarnu vyskytuje jen v nepatrných reliktech) jakožto koncentrátoru LREE (např. Kato 1999; Dobosi, Kurat 2002) již během vmístění pegmatitové taveniny také mohla přispět k „znenáhle“ LREE během následných hydrotermálních alterací, neboť amfibol je v porovnání s klinopyroxenem mnohem méně náchylný k hydrotermálním přeměnám. I tento proces se tedy pravděpodobně spolupodílel na vytvoření vhodného prostředí pro následný vznik REE-bohatého epidotu s převahou Nd v rámci sumy REE.

Zřetelná negativní Eu anomálie REE-bohatého epidotu (obr. 8) buď odráží složení matečného fluida, a/nebo je důsledkem vyšší teploty roztoků nad cca 200 °C (srov. např. Sverjensky 1984; Bau, Möller 1992). S druhou

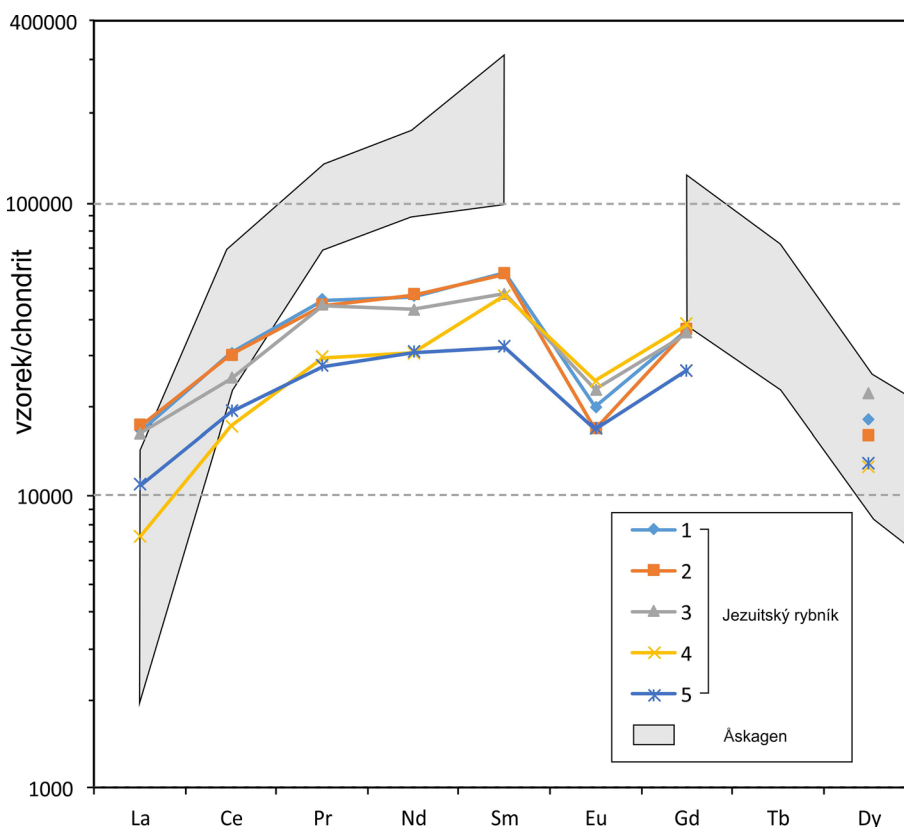
uvedenou možností nejsou v rozporu ani výše zmíněné teploty odvozené z chloritové termometrie. Naproti tomu jako málo pravděpodobné vysvětlení se zdá být nízké Eh matečných fluid (Bau 1991; Bau, Möller 1992), a to vzhledem k vysoké hodnotě Fe^{ox} (0.55 - 0.73; tab. 8) v dané rústové zóně.

Velmi pozoruhodné je chemické složení titanitu z mineralizace s axinitem, jehož nejmladší rústová zóna se vyznačuje velmi vysokým obsahem $CaAlFSiO_4$ složky, která v jenom měřeném bodě dokonce slabě převažuje nad složkou titanitovou. V této práci zjištěný maximální obsah $CaAlFSiO_4$ komponenty (cca 52 mol. %) je téměř shodný s nejvyššími dosud zjištěnými hodnotami v přírodním titanitu (~ 55 mol. % $CaAlFSiO_4$; Franz, Spear 1985; Carswell et al. 1996; Markl, Piazzolo 1999). Al-F nejbohatší titanity byly dosud popisovány zejména z vysokotlakých hornin typu eklogitů (např. Franz, Spear 1985; Carswell et al. 1996; Troitzsch, Ellis 1999 a citace v těchto pracích uvedené), čemuž odpovídají i výsledky experimentálních syntéz (Troitzsch, Ellis 1999; Tropper et al. 2002) indikující podmínky vzniku, panující ve spodní kůře či svrchním plášti. Nález titanitu s cca 50 mol. % $CaAlFSiO_4$ molekuly i v horninách amfibolitové facie vedl naopak ke zdůraznění významu vysokých koncentrací fluoru v koexistujících fluidech jakožto rozhodujícího faktoru řídicího chemické

Tabulka 10 Variace chondritem normalizovaného poměru La/Sm v REE-bohatém epidotu z lokality Jezuitský rybník v porovnání s publikovanými údaji.

| minerál | prostředí | lokalita | La _{CN} /Sm _{CN} | reference |
|------------|-------------|------------------|------------------------------------|----------------------------|
| REE-epidot | pegmatit | Jezuitský rybník | 0.15 - 0.34 | tato práce |
| allanit | pegmatit | Pohled | 3.65 - 5.19 | Dolníček et al. (2020) |
| allanit | pegmatit | Vevčice | 9.78 | Buriánek et al. (2017) |
| allanit | pegmatit | Domanínek | 3.76 a 5.28 | Čermák (2013) |
| allanit | pegmatit | Rešice | 6.16 | Filip et al. (2002) |
| allanit | alpská žíla | Pohled | 2.08 - 3.75 | Mastíková (2009, 2011) |
| allanit | alpská žíla | Vrbčany | 2.04 - 4.98 | Dolníček, Ulmanová (2019b) |

Obr. 8 Chondritem normalizované distribuce REE v REE-bohatém epidotu z lokality Jezuitský rybník. Čísla analýz odpovídají označení v tab. 8. Pro srovnání je znázorněna i distribuce REE v allanitu (Nd) z typové lokality Åskagen ve Švédsku (Škoda et al. 2012).



složení vznikajícího titanitu (Markl, Piazzolo 1999). Přítomnost velmi vysokých obsahů Al a F v titanitu, přecházejícím až do fáze s převahou CaAlFSiO_4 komponenty a vzniklém za zjevně relativně velmi nízkoteplotních a nízkotlakých hydrotermálních podmínek v otevřené drůzové dutině na námi studované lokalitě, by tak byla dalším dokladem klíčové role složení fluid pro vznik titanitů s takto anomálním složením.

Zajímavé jsou také zvýšené koncentrace cínu v titanitu, dosahující až 2.02 hm. % SnO_2 (tj. 0.027 *apfu* Sn; tab. 6). Zdrojem cínu byl pravděpodobně okolní skarn, v němž byly malé obsahy Sn naměřeny rovněž v titanitu (max. 0.11 hm. % SnO_2). Výrazné nabohacení cínem bylo popsáno také v titanitech ze skarnu z Vevčic (až 11.9 hm. % $\text{SnO}_2 = 0.163$ *apfu* Sn; Buriánek et al. 2017) a z pegmatitu protínajícího skarn ve Vlastějovicích (0.28 *apfu* Sn; Novák et al. 2013).

Chemické složení axinitu z námi studovaného výskytu nevybočuje z rozsahu chemismu tohoto minerálu z prostředí pegmatitů, skarnů a alpských žil v oblasti Českého masivu (obr. 4a). Axinit-(Fe) je nejběžnějším členem této minerální skupiny a vyznačuje se obvykle jen slabě zvýšenými obsahy Mn a slabě či více zvýšenými obsahy Mg. Výjimečně může složení Fe-Mg členů přesáhnout až do pole axinitu-(Mg), podobně jako na námi studovaném výskytu (obr. 4a).

Závěr

Nově nalezený výskyt axinitu na lokalitě Jezuitský rybník u Sirákovic (v. od Golčova Jeníkova), situovaný v horninách pestré skupiny moldanubika, je příkladem kontaminovaného pegmatitu v Ca-skarnu s intenzivním mladším hydrotermálním přetiskem. Axinit [axinit-(Fe) až axinit-(Mg)] zde vytváří pozdní hydrotermální výplně dutin/puklin v pegmatitu tmelícím brekciovaný Ca-skarn. Další hydrotermální fáze představuje amfibol II (aktinolit až ferro-aktinolit), albit, K-živce II, chlorit, epidot (lokálně s 0.20 - 0.30 *apfu* REE), muskovit a Al-F obohacený titanit (s až 2 % SnO_2), přecházející ojediněle až do nepojmenované fáze CaAlFSiO_4 . Křemen, plagioklas (andezin), K-živce I a amfibol I (většinou K-bohatý až draselný ferro-pargasit až ferro-tschermakit) vznikly v magmatickém stádiu v souvislosti se vmístěním externě derivované pegmatitové taveniny. Sporadický granát (grosulárem bohatý almandin) představuje reliktní minerální asociace hostitelského skarnu. V REE-bohatém epidotu převažuje z prvků vzácných zemin neodym, což vysvětlujeme procesy chemické frakcionace REE zapříčiněné pravděpodobně přítomností silných REE-komplexujících ligandů (F^- , OH^- či CO_3^{2-}) ve vodných fluidech v MREE/HREE obohaceném prostředí, jaké lze očekávat při alteracích granátů. Vzhledem k přítomnosti B, Cr a také vyššímu X_{Mg} některých hydrotermálních fází v porovnání se staršími Fe-Mg minerály předpokládáme širší cirkulaci fluid, zahrnující i další horninové typy než jen ty, které se vyskytují v prostoru studované lokality.

Poděkování

Předložená práce vznikla za finanční podpory Ministerstva kultury ČR v rámci institucionálního financování dlouhodobého koncepčního rozvoje výzkumné organizace Národní muzeum (DKRVO 2019-2023/1.II.b, 00023272). S. Houzarovi a J. Cempírkovi děkujeme za recenzní připomínky, které pomohly vylepšit prvotní verzi rukopisu.

Literatura

- ANDERS E, GREVESSE N (1989) Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim Cosmochim Acta* 53: 197-214
- ARMBRUSTER T, BONAZZI P, AKASAKA M, BERMANEC V, CHOPIN C, GIERÉ R, HEUSS-ASSBICHLER S, LIEBSCHER A, MENCHETTI S, PAN Y, PASERO M (2006) Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *Eur J Mineral* 18: 551-567
- BAU M (1991) Rare-earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance on the oxidation state of europium. *Chem Geol* 93: 219-230
- BAU M, MÖLLER P (1992) Rare earth element fractionation in metamorphogenic hydrothermal calcite, magnesite and siderite. *Miner Petrol* 45: 231-246
- BAYLISS P (1975) Nomenclature of the trioctahedral chlorites. *Can Mineral* 13: 178-180
- BURIÁNEK D, HOUZAR S, KRMIČEK L, ŠMERDA J (2017) Origin of the pegmatite veins within the skarn body at Vevčice near Znojmo (Gföhl Unit, Moldanubian Zone). *J Geosci* 62: 1-23
- CARSWELL DA, WILSON R, ZHAI M (1996) Ultra-high pressure aluminous titanites in carbonate-bearing eclogites at Shuanghe in Dabieshan, central China. *Mineral Mag* 60: 461-471
- CATHELINEAU M (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Miner* 23: 471-485
- CEMPÍREK J, HOUZAR S, NOVÁK M (2008) Complexly zoned niobian titanite from hedenbergite skarn at Písek, Czech Republic, constrained by substitutions $\text{Al}(\text{Nb}, \text{Ta})\text{Ti}_{2-x}\text{Al}(\text{F}, \text{OH})(\text{TiO})_{-1}$ and SnTi_{-1} . *Mineral Mag* 72(6): 1293-1305
- ČERMÁK J (2013) Minerální asociace pegmatitu z Dománinky u Bystřice nad Pernštejnem. MS, diplomová práce, MU Brno
- DIELLA V, BOCCHIO R, MARINONI N, CAUCIA F, SPALLA MI, ADAMO I, LANGONE A, MANCINI L (2019) Garnets from Val d'Ala rodingites, Piedmont, Italy: An investigation of their gemological, spectroscopic and crystal chemical properties. *Minerals* 9: 728
- DOBOSI G, KURAT G (2002) Trace elements in garnets and clinopyroxenes from diamondites – a signature of carbonatitic fluids. *Mineral Petrol* 76: 21-38
- DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2018) Revize sulfidické mineralizace z alpských žil od Markovic u Čáslavi (kutnohorské krystalinikum): minerální asociace a chemické složení. *Bull Mineral Petrolog* 26: 138-148
- DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2019a): Minerální asociace a chemické složení chloritů z alpských žil od Markovic u Čáslavi (kutnohorské krystalinikum). *Bull Mineral Petrolog* 27: 212-220
- DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2019b) Mineralogická charakteristika dvou typů hydrotermálních žil s obsahem REE minerálů z lomu u Vrbčan (kutnohorské krystalinikum). *Bull Mineral Petrolog* 27: 331-345
- DOLNÍČEK Z, MALÝ K, ULMANOVÁ J, HAVLÍČEK J, VRTIŠKA L (2020) Minerály kontaminovaných granitových pegmatitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubikum), část I: oxidy, karbonáty, silikáty a fosfáty. *Bull Mineral Petrolog* 28(1): 132-151
- FILIP J (2002) Minerální asociace a chemismus axinitu z vybraných hornin Českého masivu. MS, diplomová práce, PŘF MU Brno

- FILIP J, HOUZAR S, SULOVSKÝ P (2002) Allanit a produkty jeho přeměny z pegmatitu a ze skarnu u Rešic, západní Morava. *Acta Mus Moraviae, Sci geol* 87: 87-101
- FRANZ G, LIEBSCHER A (2004) Physical and chemical properties of epidote minerals – an introduction. *Rev Mineral Geochem* 56: 1-82
- FRANZ G, SPEAR FS (1985) Aluminous titanite (titanite) from the eclogite zone, south central Tauern window, Austria. *Chem Geol* 50: 33-46
- GIERÉ R, SORENSEN SS (2004) Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. *Rev Mineral Geochem* 56: 431-493
- HARANGI SZ, DOWNES H, KÓSA L, SZABÓ CS, THIRLWALL MF, MASON PRD, MATTEY D (2001) Almandine garnet in calc-alkaline volcanic rocks of the northern Pannonian Basin (Eastern-Central Europe): geochemistry, petrogenesis and geodynamic implications. *J Petrol* 42(10): 1813-1843
- HOFFMAN V, NOVÁK F (1966) Axinite and barium-adularia from Chvaltice in the Železné hory. *Acta Mus National Pragae* 22B(1): 27-46
- HOUZAR S, LITOCHEB J, SEJKORA J, CEMPÍREK J, ČÍCHA J (2008) Unusual mineralization with niobian titanite and Bi-tellurides in scheelite skarn from Kamenné doly quarry near Písek, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *J Geosci* 53: 1-16
- KAŠPAR JV (1942) Axinitové žíly ze Záběhlic u Zbraslavi, Čechy. *Rozpr Čes Akad Věd* 52: 13
- KATO Y (1999) Rare earth elements as an indicator to origins of skarn deposits: Examples of the Kamioka Zn-Pb and Yoshiwara-Sannotake Cu(-Fe) deposits in Japan. *Res Geol* 49: 183-198
- LEAKE BE, WOOLLEY AR, ARPS CHES, GILBERT MCH, GRICE JD, HAWTHORNE FC, KATO A, KISCH HJ, KRIVOVICHEV VG, LINTHOUT K, LAIRD J, MANDARINO JA, MARESCH WV, NICKEL EH, ROCK NMS, SCHUMACHER JC, SMITH DC, STEPHENSON NCN, UNGARETTI L, ERIC JW, WHITTAKER EJW, YOUZHI G (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *Can Mineral* 35: 219-246
- MASTÍKOVÁ E (2009) Geologická dokumentace lomu Pohled (moldanubikum). MS, bakalářská práce, UP Olomouc
- MASTÍKOVÁ E (2011) Mineralogie a podmínky vzniku vybraných mineralizací v lomu Pohled (moldanubikum). MS, diplomová práce, PřF UP v Olomouci
- MANTON RJ, BUCKMAN S, NUTMAN AP, BENNETT VC, BELOUSOVA EA (2017) U-Pb-Hf-REE-Ti zircon and REE garnet geochemistry of the Cambrian Attunga eclogite, New England Orogen, Australia: Implications for continental growth along eastern Gondwana. *Tectonics* 36: 1580-1613
- MARKL G, PIAZOLO S (1999) Stability of high-Al titanite from low-pressure calcsilicates in light of fluid and host-rock composition. *Am Mineral* 84(1): 37-47
- MCLENNAN SM (1989) Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Rev Mineral* 21: 169-200
- MELKA K (1965) Návrh na klasifikaci chloritových minerálů. *Věst Ústř Úst geol* 40: 23-27
- NOVÁK M, FILIP J (2002) Ferroan magnesioaxinite from hydrothermal veins at Lažany, Brno Batholith, Czech Republic. *N Jb Mineral, Monat* 2002: 385-399
- NOVÁK M, KADLEC T, GADAS P (2013) Geological position, mineral assemblages and contamination of granitic pegmatites in the Moldanubian Zone, Czech Republic; examples from the Vlastějovice region. *J Geosci* 58: 21-47
- PETŘÍK I, BROSKA I, LIPKA J, SIMAN P (1995) Granitoid allanite-(Ce) substitution relations, redox conditions and REE distributions (on an example of I-type granitoids, Western Carpathians, Slovakia). *Geol Carpath* 46: 79-94
- POUCHOU JL, PICOIR F (1985) "PAP" (φρZ) procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG JT (ed.) *Microbeam Analysis*: 104-106. San Francisco Press, San Francisco
- REIF J, PAULIŠ P, ŠANC I (1991) Feroaxinit z alpské žíly v amfibolitu u Libodřic (západně od Kolína). *Čas mineral geol* 36(4): 243-246
- RIEDER M, CAVAZZINI G, D'YAKONOV YS, KAMENETSKII VAF, GOTTARDI G, GUGGENHEIM S, KOVAL' PV, MUELLER G, NEIVA AMR, RADOSLOVICH EW, ROBERT JL, SASSI FP, TAKEDA H, WEISS Z, WONES DR (1998) Nomenclature of micas. *Can Mineral* 36: 905-912
- SVERJENSKY DA (1984) Europium redox equilibria in aqueous solution. *Earth Planet Sci Lett* 67: 70-78
- ŠKODA R, CEMPÍREK J, FILIP J, NOVÁK M, VESELOVSKÝ F, ČTVRTLÍK R (2012) Allanite-(Nd), $\text{CaNdAl}_2\text{Fe}^{2+}(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$, a new mineral from Åskagen, Sweden. *Am Mineral* 97: 983-988
- TROITZSCH U, ELLIS DJ (1999) The synthesis and crystal structure of CaAlFSiO_4 , the Al-F analog of titanite. *Am Mineral* 84: 1162-1169
- TROPPER P, MANNING CE, ESSENE EJ (2002) The substitution of Al and F in titanite at high pressure and temperature: Experimental constraints on phase relations and solid solution properties. *J Petrol* 43(10): 1787-1814
- VÁVRA V (1994) Mineralogické a chemické studium nerostných asociací v amfibolitech u Mirošova. MS, diplomová práce, MU Brno
- WIEWIÓRA A, WEISS Z (1990) Crystallochemical classifications of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II. The chlorite group. *Clay Miner* 25: 83-92
- WOOD SA (1990) The aqueous geochemistry of rare earth elements and yttrium. 2. Theoretical predictions of speciation in hydrothermal solutions to 350 °C at saturated water pressure. *Chem Geol* 88: 99-125
- ŽÁČEK V (2007) Potassian hastingsite and potassic hastingsite from garnet-hedenbergite skarn at Vlastějovice, Czech Republic. *N Jb Mineral, Abh* 184: 161-168