

Minerály kontaminovaných granitových pegmatitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubicum), část II: prvky a sulfidy

Minerals of contaminated granitic pegmatites from the Pohled quarry near Havlíčkův Brod (Moldanubicum, Czech Republic), part II: elements and sulphides

ZDENĚK DOLNÍČEK^{1)*}, JANA ULMANOVÁ¹⁾, KAREL MALÝ²⁾, JAROSLAV HAVLÍČEK²⁾ A JIŘÍ SEJKORA¹⁾

¹⁾Mineralogicko-petrologické oddělení, Národní muzeum, Cirkusová 1740, 193 00 Praha 9;

*e-mail: zdenek.dolnicek@nm.cz

²⁾Muzeum Vysočiny Jihlava, Masarykovo náměstí 55, 586 01 Jihlava

DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J, MALÝ K, HAVLÍČEK J, SEJKORA J (2021) Minerály kontaminovaných granitových pegmatitů z lomu Pohled u Havlíčkova Brodu (moldanubicum), část II: prvky a sulfidy. Bull Mineral Petrolog 29(1): 90-107 ISSN 2570-7337

Abstract

In the Pohled quarry near Havlíčkův Brod town (central part of Czech Republic), texturally and mineralogically simple contaminated anatectic pegmatites form dikes or irregular bodies cementing breccia of host metamorphic rocks (paragneisses, amphibolites) belonging to the Monotonous (Ostrong) Group of the Moldanubicum of the Bohemian Massif. They exhibit signs of intense hydrothermal overprint and also the presence of abundant disseminations, nests and veinlets of ore minerals. A detailed mineralogical study revealed the presence of an extraordinary rich ore assemblage (20 species in total, including one unnamed phase). The oldest minerals are sphalerite (rich in Fe), löllingite, Fe-Co-Ni sulphoarsenides (cobaltite, glaucodot, arsenopyrite, gersdorffite), pyrrhotite, galena and chalcopyrite, in later portion accompanied by inclusions of Bi-minerals (native bismuth, bismuthinite, joséite-A, joséite-B, ikunolite and a Pb-Bi sulphosalt). The composition of the Pb-Bi sulphosalt is equal to Ag,Fe-substituted eclarite; its identity was confirmed also by Raman spectrum. Pyrite is very abundant phase, present probably in several generations. The Fe-Co-Ni thiospinels disseminated in younger chlorite, and represented by siegenite, violarite, grimmite and an unnamed NiFe₂S₄ phase, are the youngest ore minerals. The mineral association as well as chemical composition of most ore minerals are well comparable to those of local polymetallic ore veins and Alpine-type veins, which give evidence for identical origin of all these ore mineralizations. The formation of pegmatite-hosted ore assemblage was long-lasting multiphase process, which took place at temperatures between ca. 350 and <120 °C during changing fugacities of sulphur, tellurium and oxygen. A distinct enrichment in cobalt and nickel of ore mineralization hosted by pegmatites (in comparison with hydrothermal veins) is explained in terms of pronounced interactions of fluids with amphibolites and serpentinites.

Key words: contaminated granitic pegmatites, hydrothermal alteration, ikunolite, eclarite, NiFe₂S₄, Moldanubicum, Bohemian Massif

Obdrženo 6. 2. 2021; přijato 27. 5. 2021

Úvod

Lom Pohled u Havlíčkova Brodu je známou mineralogickou lokalitou, zejména díky výskytům žil mineralogicky pestrého polymetalického Zn-Pb zrudnění a několika typů alpských žil (např. Hak, Johan 1961; Dobeš, Malý 2001, Mastíková 2009, 2011; Pauliš et al. 2015; Havlíček et al. 2018).

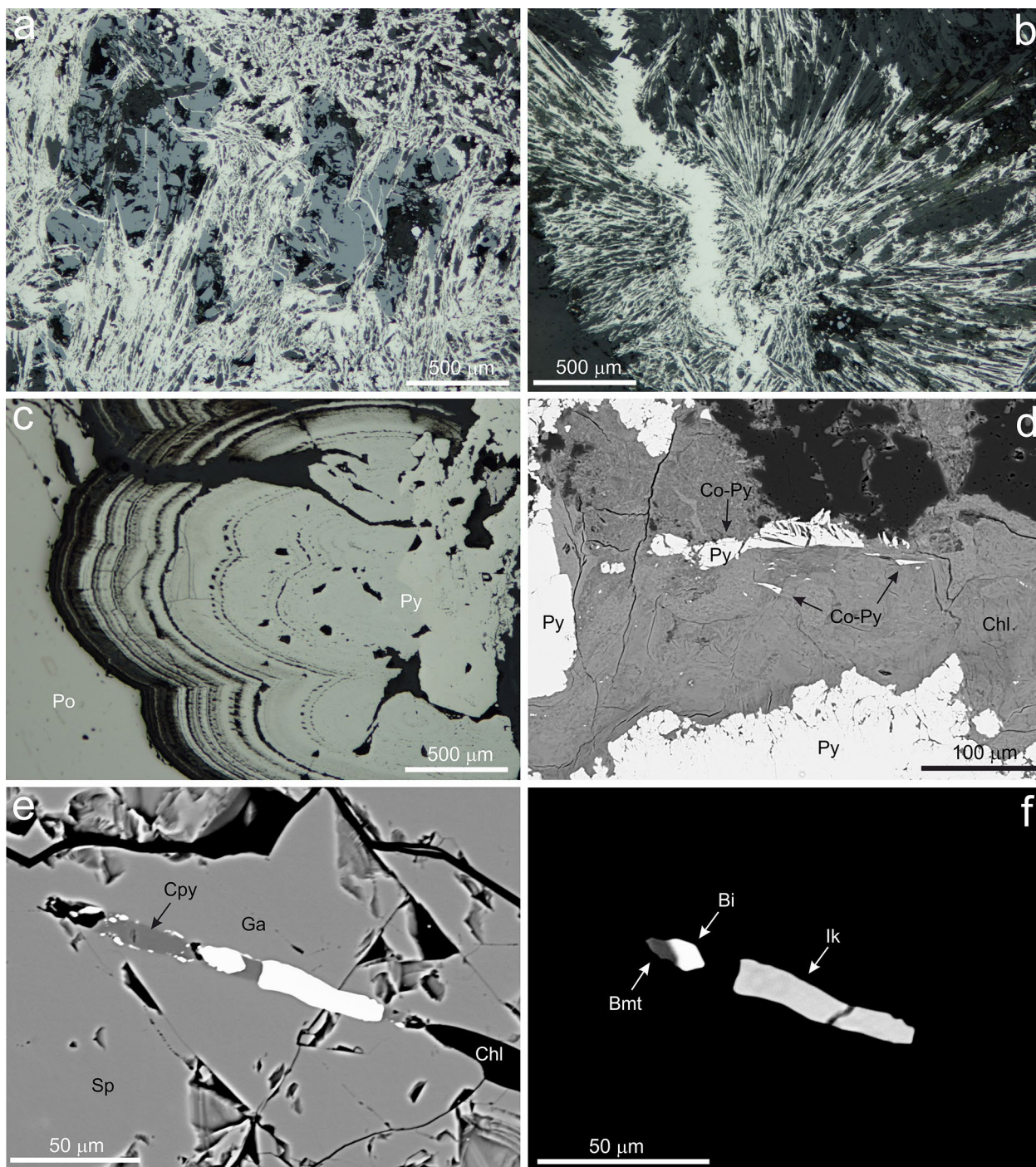
Vedle hydrotermálních mineralizací se v lomu vyskytují i pegmatity, které byly až do nedávna jen na okraji mineralogického zájmu. Prvotní studie Welsera a Záruby (2004) a Kadlece et al. (2018) byly následovány podrobnější charakteristikou Dolníčka et al. (2020). Pegmatity vytvářejí drobné žily či nepravidelná tělesa, tmelící brekcii hostitelských metamorfítů (pararul, amfibolitů) jednotvárné skupiny moldanubika. Texturně jde většinou o jednoduché pegmatity, tvořené často jen hrubě zrnitým neznámým pegmatitem, vzácněji lze v rámci pegmatitového

tělesa rozlišit aplitickou, granitickou a blokovou jednotkou (Welser, Záruba 2004). Podrobnější mineralogické studium ukázalo, že v magmatickém stádiu vznikla větší část křemene, K-živec, plagioklas (An₀₋₃₈), biotit (flogopit), apatit (fluorapatit až hydroxylapatit), zirkon a allanit-(Ce) (Dolníček et al. 2020). Všechny výše citované práce se shodují v tom, že pohledské pegmatity prodělaly intenzivní naloženou hydrotermální alteraci. Produktem hydrotermálních alterací jsou nepochybně druhá část křemene, Fe-Mg chlority (starší - klinochlor, mladší - chamosit s příměsí Ca-smektitu), prehnit, klinozoisit, amfibol (aktinolit), titanit, kalcit a velmi pravděpodobně také ilmenit (s max. 22.5 mol. % pyrofanitové složky), rutil, anatas a grosulárový granát (Grs₃₅₋₄₇Gol₁₃₋₂₅Uva₁₂₋₂₄And₁₂₋₂₀Ti-grt₄₋₇Sps₁₋₂Kat₀₋₅F-kat₀₋₁Alm₀₋₁). Zvýšené obsahy Mg, Ca, V a Cr v minerálech pohledských pegmatitů souvisejí s látkovou kontaminací okolními metamorfity (zejména amfibolity a

serpentinity), k níž docházelo v různé míře jak ve stadiu magmatickém, tak také v následném stadiu hydrotermálním. Geochemicky jde o málo frakcionované pegmatity, jejichž vznik patrně souvisel s anatexí hostitelských metamorfítů moldanubika, k níž došlo pravděpodobně v souvislosti s vmístěním bezprostředně sousedícího tělesa pohledské žuly (Dolníček et al. 2020).

Předložená práce organicky navazuje na první část, publikovanou v tomto časopise v loňském roce (Dolníček

et al. 2020), která se zabývala charakteristikou minerálů ze skupiny oxidů, karbonátů, silikátů a fosfátů, přítomných v pegmatitech pohledského lomu. Předmětem zájmu této druhé části jsou zbývající minerály ze skupiny prvků, sulfidů a příbuzných sloučenin. Tyto fáze byly studovány na identických vzorcích (respektive výbrusech a nábrusech) jako minerály publikované v první části práce. Ohledně okolností vzniku tohoto díla, podrobnější charakteristiky geologické pozice zájmové lokality a detailnějšího popisu



Obr. 1 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a - zatlačování amfibolu (černý, jehličkovitý) a sfaleritu (šedý) pyritem, odražené světlo, PPL. b - zatlačování amfibolu (černý, jehličkovitý) pyritem v okolí tenké pyritové žilky, odražené světlo, PPL. c - zatlačování pyrrhotinu (Po) zonálním pyritem (Py) za vzniku typické textury „ptačího oka“, odražené světlo, PPL. d - klínovitá individua Co-bohatého pyritu (Co-Py) uzavřená v chloritu (Chl) a tenký nárůst Co-bohatého pyritu na „chemicky čistém“ pyritu, BSE obraz. e - žilka tvořená chloritem (Chl), chalkopyritem (Cpy) a Bi-minerály (bílé) ve sfaleritu (Sp), BSE obraz. f - detail Bi-minerálů v žilce na snímku (e): ryzí bismut (Bi), bismutín (Bmt) a ikunolít (Ik), BSE obraz. Snímky Z. Dolníček.

ostatních minerálů pohledských pegmatitů odkazujeme čtenáře na publikovanou první část práce (Dolníček et al. 2020).

Metodika

Nábrusy a leštěné výbrusy pro podrobnější mineralogické studium byly zhotoveny P. Sečkárem na Univerzitě Komenského v Bratislavě. Dokumentace rudních minerálů v odraženém polarizovaném světle byla provedena na odrazovém polarizačním mikroskopu Nikon Eclipse ME600 vybaveném digitální kamerou Nikon DXM1200F.

Následně byly nábrusy a výbrusy vakuově napařeny uhlíkovou vrstvou o tloušťce 30 nm a studovány na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Národní muzeum, Praha). Na přístroji byly pořízeny snímky ve zpětně odražených elektronech (BSE), provedena identifikace jednotlivých fází pomocí energiově disperzních (EDS) spekter a kvantitativně měřeno chemické složení vybraných fází ve vlnově disperzním (WDS) modu. Při bodových analýzách bylo použito urychlovací napětí 25 kV, proud svazku 20 nA a průměr elektronového svazku 0.7 - 2 μm . Použité standardy a analytické čáry: Ag (AgLa), Au (AuMa), Bi₂S₃ (BiM β), CdTe (CdLa), Co (CoKa), CuFeS₂ (CuKa, SKa), FeS (FeKa), GaAs (GaLa), Ge (GeLa), HgTe (HgLa), InAs (InLa), Mn (MnKa), NaCl (ClKa), NiAs (AsL β), Ni (NiKa), PbS (PbMa), PbSe (SeL β), PbTe (TeLa), Sb₂S₃ (SbLa), Sn (SnLa), Tl(Br,I) (TlLa) a ZnS (ZnKa). Měřicí časy na píku

se pohybovaly obvykle mezi 10 a 30 s, měřicí čas každého pozadí trval polovinu času měření na píku. Načtená data byla přepočítána na obsahy prvků vyjádřené v hm. %, s použitím standardní PAP korekce (Pouchou, Pichoir 1985). Obsahy výše uvedených prvků, které nejsou uvedeny v tabulkách minerálních analýz, byly ve všech případech pod mezí stanovitelnosti (obvykle mezi 0.05 a 0.1 hm. %, v případě Tl a Hg kolem 0.2 %).

Ramanova spektra byla pořízena *in situ* v nábrusech za pomoci disperzního spektrometru DXR (Thermo Scientific) spojeného s konfokálním mikroskopem Olympus (Národní muzeum Praha). Podmínky měření: zvětšení objektivu 100 \times , použitý laser 633 nm, rozsah měření 45 - 2000 cm^{-1} , doba expozice 10 s, celkový počet expozic 100 - 200, výkon laseru 2 mW, použitá apertura 50 μm pinhole, velikost měřené stopy 0.5 μm . Reprezentativní spektra byla vybrána ze setu spekter měřených na různých zrnech/krystalech pro získání nejlepšího odstupu signálu od pozadí a minimálního rozsahu fluorescence. Možné termické poškození měřených bodů bylo sledováno pomocí vizuální kontroly povrchu vzorku po měření a případných změn spektra v průběhu měření. Spektrometr byl kalibrován pomocí softwarově řízené procedury s využitím emisních linií neonu (kalibrace vlnočtu), Ramanových pásů polystyrenu (kalibrace frekvence laseru) a standardizovaného zdroje bílého světla (kalibrace intenzity). Získaná spektra byla zpracována pomocí programu Omnic 9 (Thermo Scientific).

Tabulka 1 Příklady chemického složení Co-bohatého pyritu (Py), sfaleritu (Sp), pyrhotinu (Po) a galenitu (Ga) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 3 (pyrit) nebo 2 (sfalerit, galenit) apfu, respektive 1 atomu S (pyrhotin). bdl - pod mezí stanovitelnosti

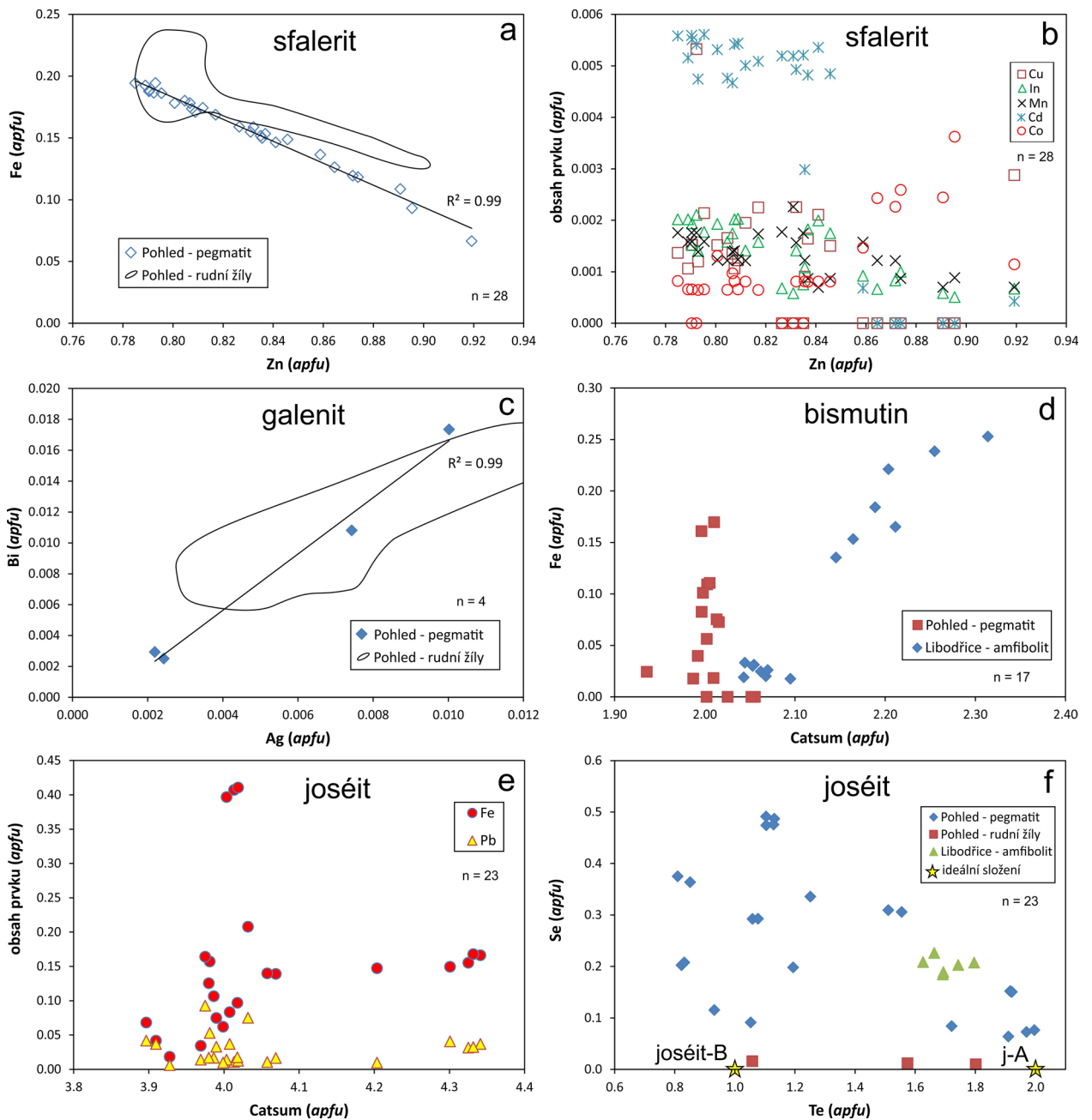
| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|
| Minerál | Py | Py | Py | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Sp | Po | Po | Ga | Ga |
| Pb | 0.12 | 0.11 | 0.17 | 0.13 | bdl | 0.14 | bdl | 0.12 | bdl | bdl | 0.10 | 0.10 | 84.51 | 86.54 |
| Ag | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.45 | 0.11 |
| Cu | bdl | bdl | 0.06 | 0.19 | bdl | bdl | 0.10 | 0.08 | 0.35 | 0.08 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 40.62 | 41.61 | 42.76 | 3.86 | 6.32 | 7.38 | 8.69 | 9.84 | 10.78 | 11.41 | 59.49 | 59.43 | 0.11 | 0.06 |
| Co | 6.41 | 5.17 | 3.51 | 0.07 | 0.15 | 0.15 | 0.05 | 0.04 | bdl | 0.04 | 0.12 | 0.10 | bdl | bdl |
| Ni | 0.04 | 0.15 | 0.12 | 0.11 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.23 | 0.68 | bdl | bdl |
| Zn | bdl | bdl | bdl | 62.48 | 60.64 | 59.18 | 57.84 | 54.50 | 53.59 | 54.43 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cd | bdl | bdl | bdl | 0.05 | bdl | bdl | 0.57 | 0.63 | 0.63 | 0.56 | bdl | bdl | bdl | 0.07 |
| In | bdl | bdl | bdl | 0.08 | 0.07 | 0.08 | 0.21 | 0.24 | 0.25 | 0.17 | bdl | bdl | 0.06 | 0.06 |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.04 | 0.04 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Bi | 0.19 | 0.15 | 0.55 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 1.51 | 0.22 |
| S | 53.06 | 53.34 | 53.18 | 33.53 | 33.28 | 33.71 | 33.39 | 33.33 | 33.38 | 33.76 | 39.86 | 39.89 | 13.01 | 13.37 |
| Se | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.41 | bdl |
| Celkem | 100.44 | 100.53 | 100.35 | 100.54 | 100.50 | 100.71 | 100.90 | 98.85 | 99.08 | 100.53 | 99.80 | 100.20 | 100.06 | 100.43 |
| Pb | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | bdl | 0.001 | bdl | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.980 | 0.996 |
| Ag | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.010 | 0.002 |
| Cu | bdl | bdl | 0.001 | 0.003 | bdl | bdl | 0.002 | 0.001 | 0.005 | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.875 | 0.894 | 0.922 | 0.066 | 0.109 | 0.126 | 0.149 | 0.171 | 0.187 | 0.195 | 0.857 | 0.855 | 0.005 | 0.003 |
| Co | 0.131 | 0.105 | 0.072 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | 0.001 | bdl | 0.001 | 0.002 | 0.001 | bdl | bdl |
| Ni | 0.001 | 0.003 | 0.002 | 0.002 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.003 | 0.009 | bdl | bdl |
| Zn | bdl | bdl | bdl | 0.919 | 0.891 | 0.865 | 0.846 | 0.809 | 0.792 | 0.793 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cd | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.005 | 0.005 | 0.005 | 0.005 | bdl | bdl | bdl | 0.001 |
| In | bdl | bdl | bdl | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.001 | bdl | bdl | 0.001 | 0.001 |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.002 | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Bi | 0.001 | 0.001 | 0.003 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.017 | 0.003 |
| Catsum | 1.009 | 1.004 | 1.002 | 0.994 | 1.003 | 0.996 | 1.004 | 0.991 | 0.994 | 0.997 | 0.862 | 0.866 | 1.013 | 1.006 |
| S | 1.991 | 1.996 | 1.998 | 1.006 | 0.997 | 1.004 | 0.996 | 1.009 | 1.006 | 1.003 | 1.000 | 1.000 | 0.975 | 0.994 |
| Se | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.012 | bdl |
| Ansum | 1.991 | 1.996 | 1.998 | 1.006 | 0.997 | 1.004 | 0.996 | 1.009 | 1.006 | 1.003 | 1.000 | 1.000 | 0.987 | 0.994 |

Charakteristika zjištěných minerálů

Rudní minerály ze skupiny prvků a sulfidů vytvářejí v pohledských pegmatitech zpravidla izolované vtroušeniny či drobná hnízda (maximálně několikacentimetrové velikosti) porůznu přítomné v silikátové matici. V případě nejzastoupenější fáze - pyritu - jde kromě toho i o drobně žilkovité agregáty o mocnosti do 1 mm. Nedá se říci, že by byl výskyt sulfidických minerálů přednostně vázán na nějakou specifickou pozici v rámci pegmatitových těles (např. na konkrétní texturně paragenetickou jednotku či okrajovou nebo centrální část tělesa) nebo jen na konkrétní pegmatitová tělesa přítomná v určitých partiích lomu. Výskyt rudních minerálů je do značné míry naho-

dilý a v případě nejhojnějších sulfidů možno říci i běžný. Podrobnější mineralogické studium zrudněných partií pegmatitů ukázalo, že nejběžnějšími fázemi jsou pyrit a sfalerit, méně častý je chalkopyrit a pyrhotin, zatímco výskyt všech dalších zjištěných fází (galenit, joséit-A, joséit-B, Pb-Bi sulfosůl složením blízká eclaritu, ryzí bismut, bismutin, ikunolit, Fe-Co-Ni sulfoarsenidy, fáze z řady greigit-polydymit-linnéit) je akcesorický.

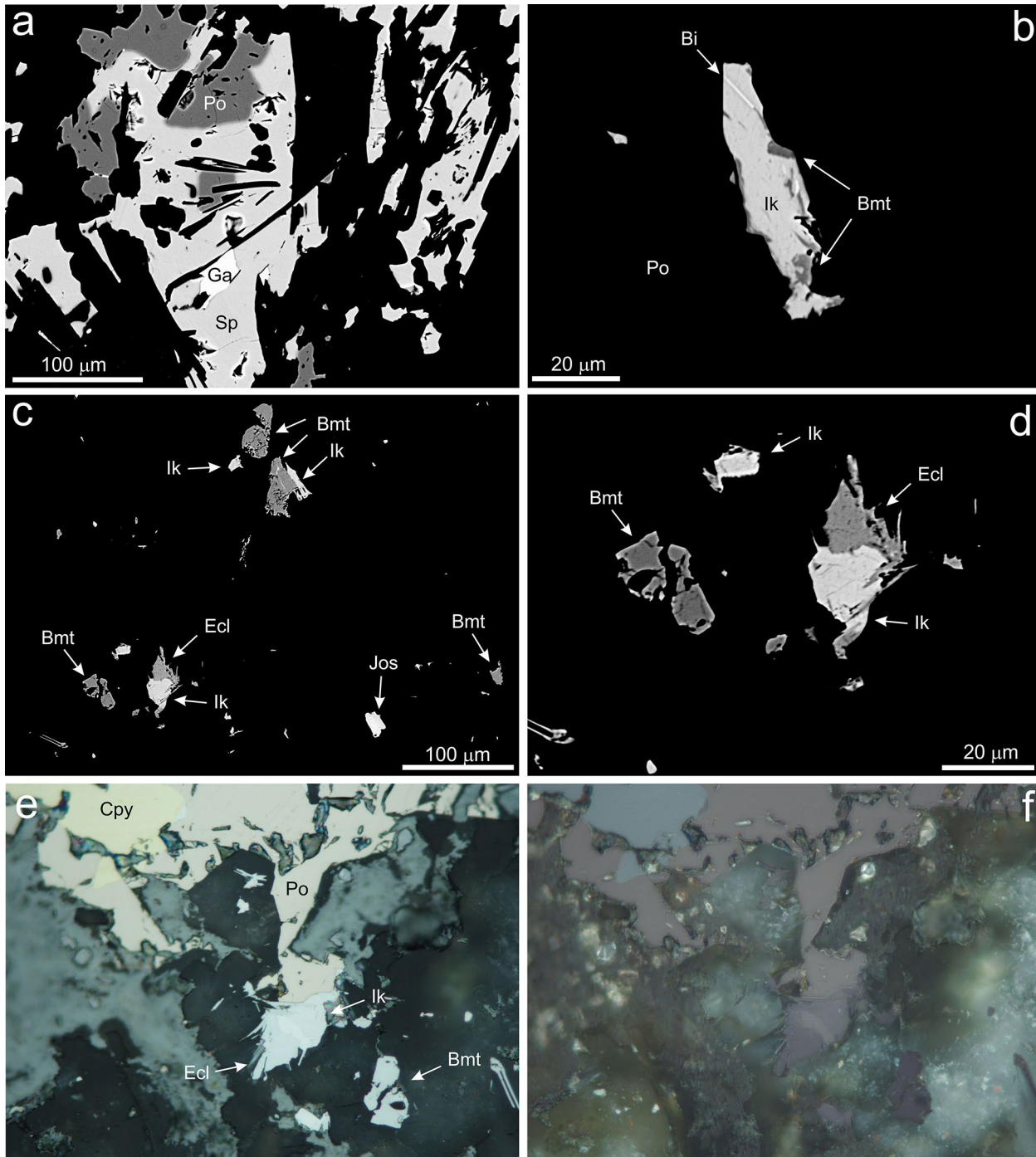
Pyrit je v pohledských pegmatitech nejhojnější sulfidickou minerální fází, která je přítomna v alespoň malém množství v každém vzorku. Vytváří monominerální hnízda až několikacentimetrové velikosti, jednotlivá zrna a různé mocné žilky v silikátové matici pegmatitů i starších sulfidech (obr. 1a,b). Charakteristickým rysem je jeho častý



Obr. 2 Variace v chemickém složení analyzovaných minerálních fází z pohledských pegmatitů a porovnání s publikovanými údaji. a - diagram Zn vs. Fe ve sfaleritu, srovnávací data pro rudní žíly z lomu Pohled převzata z Mastíkové (2009, 2011). b - diagram Zn vs. Cu, In, Mn, Cd, Co ve sfaleritu. c - diagram Ag vs. Bi pro galenit, srovnávací data převzata z prací Mastíkové (2009, 2011). d - diagram suma kationtů vs. Fe pro bismutin, srovnávací data z Libodřic převzata z Dolníčka a Ulmanové (2021). e - diagram suma kationtů vs. Fe, Pb pro joséit. f - diagram Te vs. Se pro joséit, srovnávací data z Libodřic převzata z Dolníčka a Ulmanové (2021); j-A = joséit-A.

samostatný výskyt, izolovaně od ostatních sulfidů, s výjimkou pyrotinu, který někdy částečně pseudomorfuje (obr. 1c). Běžně intenzivně zatlačuje silikátové a oxidické minerály s obsahem železa - amfibol (obr. 1a,b), ilmenit a biotit, nikoliv však chlorit, vůči němuž se většina pyritu jeví jako starší (obr. 1d). V nábruse je pyrit obvykle xenomorfně omezen v zrnech izometrického tvaru. Výjimkou byla drobná (délka do 15 µm) individua Co-obohaceného pyritu automorfně omezeného do nezvykle klínovitého tvaru,

vrostlá v mladší generaci chloritu (obr. 1d). Většinou lze v optickém mikroskopu konstatovat homogenní stavbu pyritových zrn, zapříčiněnou absencí porozity, vrostlic či variací v chemismu. Výjimkou je mladší populace pyritu, minimálně zčásti vzniklá zatlačováním pyrotinu, často za vzniku textury „ptačích očí“. Mladší pyrit se vyznačuje zvýšenou porozitou, zonálním vývojem (daným nerovnoměrnou distribucí pórů) a špatnou leštitelností (obr. 1c). Markazit v těchto agregátech zjištěn nebyl. V BSE ob-



Obr. 3 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a - srůsty sfaleritu (Sp), pyrotinu (Po) a galenitu (Ga), BSE obraz. b - ikunolit (Ik), po štěpnosti proniknutý ryzím bismutem (Bi) a od okrajů zatlačovaný bismutinem (Bmt). Po - pyrotin. BSE obraz. c - typická asociace Bi-minerálů, vyskytujících se v podobě izolovaných drobných zrn: ikunolit (Ik), bismutin (Bmt), Bi-Pb sulfosůl blízká eclaritu (Ecl) a joséit (Jos). BSE obraz. d - detailní snímek skupiny zrn Bi-minerálů v levém dolním rohu snímku (c). e - vzhled této skupiny v odraženém světle v PPL (Po - pyrotin, Cpy - chalkopyrit). f - táž oblast při téměř zkřížených nikolech polarizačního mikroskopu s patrnou anizotropií ikunolitu a Pb-Bi sulfosoli blízké eclaritu. Všechny snímky Z. Dolníček.

raze je pyrit homogenní; jen zcela ojediněle byl zjištěn drobný, v BSE obraze poněkud světlejší mladší nárůst na zrně staršího kompozičně čistého pyritu, lokalizovaný na kontaktu s chloritem II, uzavírajícím také výše zmíněná drobná klínovitá individua pyritu (obr. 1d). Chemické složení pyritu je obvykle velmi jednoduché, vedle Fe a S byly mikrosondovými analýzami většinou ještě zjištěny slabě zvýšené obsahy Pb (0.001 *apfu*) a ojediněle i In (0.001 *apfu*) a Co (0.001 *apfu*). Ve výše zmíněném světlejším (v obraze BSE) okrajovém nárůstu a v klínovitých vrostlicích v chloritu byly stanoveny výrazněji zvýšené obsahy Co (0.072 - 0.131 *apfu*; tab. 1) a také malé obsahy Ni (0.001 - 0.003 *apfu*) a Bi (0.001 - 0.004 *apfu*).

Sfalerit je rovněž běžným sulfidem, vyskytuje se ovšem v podstatně menším množství než pyrit. Vytváří černá štěpná zrna s polokovovým leskem o velikosti do 7 mm. V nábruse je sfalerit vždy xenomorfně omezen (obr. 1a) a vyskytuje se zejména v asociaci s chalkopyritem, pyrhotinem a často i s minerály bismutu a Fe-Co-Ni sulfoarsenidy. Chalkopyrit a někdy i pyrhotin ve sfaleritu místy vytvářejí izometrické, xenomorfně omezené, náhodně distribuované inkluze („chalkopyritová infekce“) či sfalerit obklopují; ojediněle byla ve sfaleritu zjištěna i mladší žilka tvořená chalkopyritem, Bi-minerály a chloritem (obr. 1e,f). Při pozorování v režimu zkřížených nikolů je sfalerit izotropní, vzácně s patrnými vnitřními reflexemi tmavohnědé barvy. V BSE obraze je většinou nezonální, jen zcela ojediněle byly při okraji dvou zrn sfaleritu v jednom vzorku zjištěny znatelně světlejší (v obraze BSE) malé domény

tvořené sfaleritem s nízkým obsahem Fe. Sfalerit se vyznačuje zajímavým chemickým složením (tab. 1). Zinek je zčásti zastupován řadou dalších prvků. Obsah Fe kolísá mezi 0.066 a 0.195 *apfu*, zatímco další prvky jsou většinou přítomny v řádově nižších koncentracích (0.001 - 0.002 *apfu* In, 0.001 - 0.002 *apfu* Mn, 0.000 - 0.005 *apfu* Cu, 0.000 - 0.004 *apfu* Co, 0.000 - 0.006 *apfu* Cd; tab. 1). Vzhledem k tomu, že jedinou významně zastoupenou příměsí je ve sfaleritu vždy Fe, tak mezi obsahy Fe a Zn existuje statisticky velmi významná negativní korelace ($R^2 = 0.99$; obr. 2a). Negativní korelace, i když méně těsné, lze konstatovat i mezi obsahy Zn na jedné straně a obsahy In, Cu, Cd či Mn na straně druhé. Opačně se chová kobalet, jehož obsahy rostou s rostoucím zastoupením zinku (obr. 2b).

Pyrhotin je ve studované rudní asociaci významněji zastoupen jen v některých vzorcích. Vyskytuje se v podobě samostatných izometrických či mírně protažených, zpravidla xenomorfně omezených zrn (obr. 3a) o velikosti až několika milimetrů, srůstajících hlavně s chalkopyritem, sfaleritem a Bi-minerály. V odrazovém mikroskopu je světle hnědý, při částečně rozkřížených nikolech s velmi dobře patrnou anizotropií. Ojediněle je pozorovatelné dvojčatění či deformace, charakterizovaná prohnutím zrn a undulózním vyhasínáním. Místy je pyrhotin zatlačován porézním pyritem za vzniku textur „ptačích očí“ (obr. 1c). V BSE obraze není zonální. WDS analýzy (tab. 1) ukázaly obvyklý deficit v obsahu kovů oproti síře; obsahy 0.860 - 0.870 *apfu* kovů (= 45.9 - 46.6 at. %) by odpovídaly mo-

Tabulka 2 Příklady chemického složení ryzího bismutu (Bi), bismutinu (Bmt) a joséitu (Jos) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základě 1 (bismut), 5 (bismutin), respektive 7 (joséit) *apfu*. bdl - pod mezí stanovitelnosti, n_{aik} - rozsah aikinitové substituce (Makovicky, Makovicky 1978).

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|-----------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|
| Minerál | Bi | Bi | Bmt | Bmt | Bmt | Bmt | Bmt | Jos | Jos | Jos | Jos | Jos | Jos | Jos |
| Pb | bdl | bdl | 0.82 | 0.26 | 2.21 | 4.41 | 4.92 | 0.27 | 0.26 | 0.78 | 0.32 | 0.21 | 0.76 | 0.35 |
| Ag | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.17 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cu | bdl | bdl | 0.16 | 0.08 | 0.56 | 0.82 | 0.53 | bdl | bdl | 0.08 | bdl | 0.13 | bdl | bdl |
| Fe | bdl | bdl | 1.90 | 1.12 | 0.84 | bdl | bdl | 2.06 | 0.17 | 0.77 | 0.55 | 0.75 | 0.46 | 0.70 |
| Ni | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.09 |
| In | 0.12 | 0.05 | 0.07 | 0.10 | 0.08 | 0.09 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.13 | 0.06 | 0.05 | bdl |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.03 | bdl | bdl | 0.03 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Sb | 0.07 | bdl | 0.06 | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.11 | 0.12 | 0.09 | 0.13 | 0.09 | 0.10 | bdl |
| Bi | 98.64 | 99.07 | 75.54 | 77.85 | 76.63 | 73.98 | 73.20 | 69.51 | 72.37 | 78.77 | 73.54 | 77.69 | 79.96 | 79.22 |
| S | bdl | bdl | 19.08 | 19.10 | 18.66 | 15.44 | 16.91 | 2.76 | 2.81 | 3.20 | 3.39 | 4.84 | 6.23 | 6.28 |
| Se | bdl | bdl | 0.13 | bdl | 1.12 | 5.95 | 3.90 | 1.11 | 0.51 | 3.55 | 2.21 | 2.22 | 1.58 | 0.90 |
| Te | bdl | bdl | 0.33 | bdl | bdl | bdl | bdl | 22.76 | 22.29 | 13.32 | 18.19 | 13.19 | 10.36 | 11.79 |
| Celkem | 98.83 | 99.12 | 98.09 | 98.54 | 100.10 | 100.69 | 99.72 | 98.63 | 98.58 | 100.62 | 98.47 | 99.18 | 99.50 | 99.32 |
| Pb | bdl | bdl | 0.020 | 0.006 | 0.053 | 0.112 | 0.123 | 0.014 | 0.014 | 0.041 | 0.017 | 0.011 | 0.037 | 0.017 |
| Ag | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.008 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cu | bdl | bdl | 0.013 | 0.006 | 0.044 | 0.068 | 0.043 | bdl | bdl | 0.014 | bdl | 0.021 | bdl | bdl |
| Fe | bdl | bdl | 0.170 | 0.101 | 0.075 | bdl | bdl | 0.397 | 0.034 | 0.149 | 0.107 | 0.140 | 0.083 | 0.126 |
| Ni | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.016 |
| In | 0.002 | 0.001 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.004 | 0.003 | 0.005 | 0.005 | 0.006 | 0.013 | 0.005 | 0.004 | bdl |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.003 | bdl | bdl | 0.003 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Sb | 0.001 | bdl | 0.002 | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.010 | 0.011 | 0.008 | 0.012 | 0.008 | 0.008 | bdl |
| Bi | 0.997 | 0.999 | 1.803 | 1.877 | 1.837 | 1.871 | 1.821 | 3.578 | 3.905 | 4.083 | 3.838 | 3.873 | 3.874 | 3.821 |
| Catsum | 1.000 | 1.000 | 2.010 | 1.998 | 2.013 | 2.056 | 2.002 | 4.004 | 3.969 | 4.301 | 3.986 | 4.058 | 4.008 | 3.980 |
| S | bdl | bdl | 2.968 | 3.002 | 2.916 | 2.546 | 2.741 | 0.926 | 0.988 | 1.081 | 1.153 | 1.573 | 1.968 | 1.973 |
| Se | bdl | bdl | 0.008 | bdl | 0.071 | 0.398 | 0.257 | 0.151 | 0.073 | 0.487 | 0.306 | 0.293 | 0.203 | 0.116 |
| Te | bdl | bdl | 0.013 | bdl | bdl | bdl | bdl | 1.919 | 1.970 | 1.131 | 1.555 | 1.077 | 0.822 | 0.931 |
| Ansum | 0.000 | 0.000 | 2.990 | 3.002 | 2.987 | 2.944 | 2.998 | 2.996 | 3.031 | 2.699 | 3.014 | 2.942 | 2.992 | 3.020 |
| n_{aik} | | | 0.4 | 0.2 | 1.2 | 2.3 | 2.1 | | | | | | | |

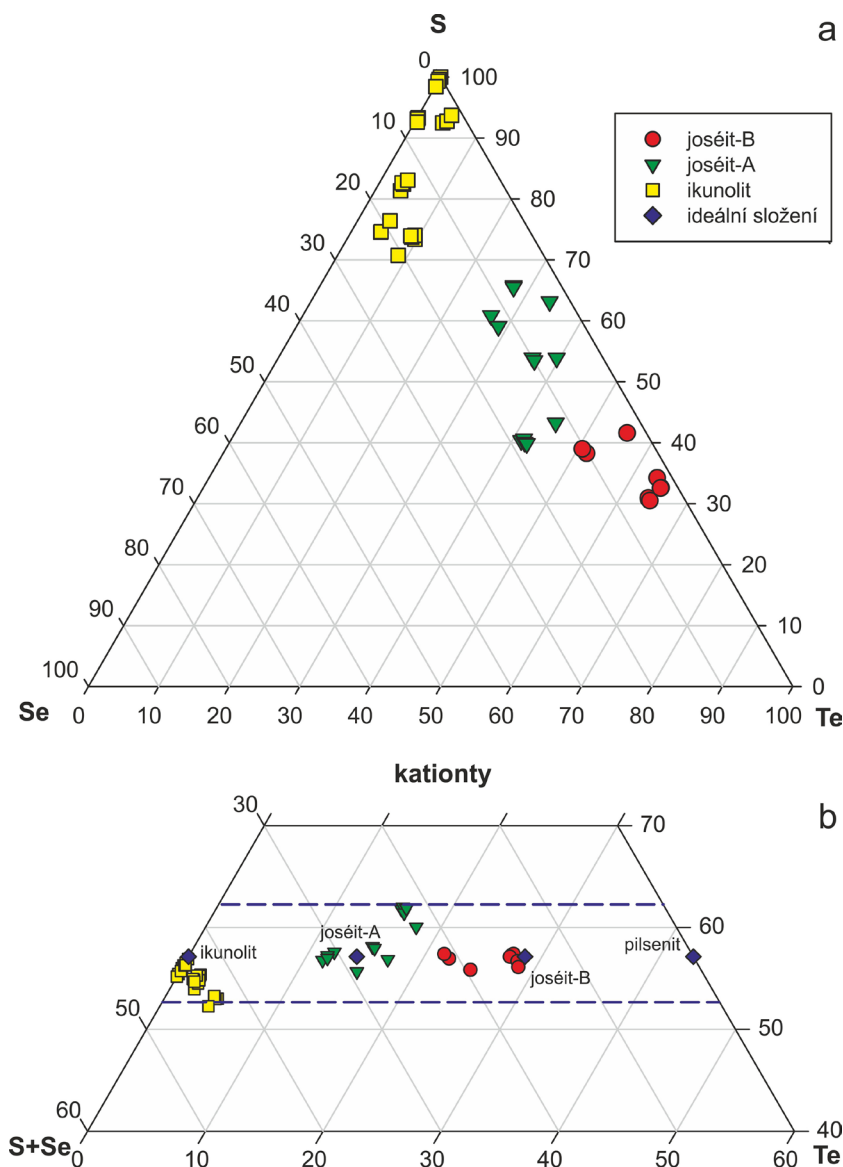
noklinickému pyrrhotinu (Kaneda et al. 1986; Becker et al. 2010). Z minoritních komponent lze zmínit průběžné malé obsahy Co (0.001 - 0.002 *apfu*), Ni (0.001 - 0.010 *apfu*) a Pb (max. 0.001 *apfu*).

Chalkopyrit je ve studovaných pegmatitech z pohledu kvantitativního zastoupení vedlejším minerálem. Vyskytuje se obvykle v podobě izometrických, xenomorfně omezených zrn o velikosti do 1 mm, jako drobné inkluze uzavírané ve sfaleritu či drobné žilečky pronikající sfaleritem (obr. 1e). V nábruse je při ne zcela zkřížených nikolech někdy postřehnutelná slabá anizotropie, pozorovatelná zejména na hranicích zrn. Polysyntetické lamelování chalkopyritu zjištěno nebylo. V BSE obraze je chalkopyrit homogenní. Bodové WDS analýzy ukázaly většinou obvyklé složení blízké ideálnímu vzorci. Ojedinele byly zjištěny i nízké obsahy Pb (0.001 *apfu*), In (max. 0.001 *apfu*) a/nebo Zn (max. 0.039 *apfu*, pravděpodobně způsobené mikroinkluzemi sfaleritu).

Galenit je přítomen jen v akcesorickém množství. Sporadicky doprovází sfalerit a pyrrhotin (obr. 3a). Vytváří

xenomorfne omezená zrna izometrického tvaru o velikosti nejvýše 30 μm . V BSE obraze je galenit nezonální. Bodové WDS analýzy (tab. 1) ukázaly, že olovo je vždy zčásti zastupováno stříbrem (0.002 - 0.010 *apfu*), bismutem (0.003 - 0.017 *apfu*) a železem (0.002 - 0.005 *apfu*). Obsahy Ag a Bi spolu těsně korelují ($R^2 = 0.99$; obr. 2c). Část získaných analýz vykázala i malé obsahy In a/nebo Cd (oba prvky max. 0.001 *apfu*). Síra je ve dvou případech v malé míře zastupována selenem (0.002 a 0.012 *apfu*).

Ryzí bismut typicky vytváří izometrická, izolovaná, xenomorfně omezená zrna o velikosti do 15 μm uzavíraná v pyrrhotinu, chalkopyritu, glaukodotu či silikátech. Je přítomen i v tenké žilce tvořené chalkopyritem, chloritem a Bi-sulfidy, která protíná sfalerit (obr. 1e,f). Vyskytuje se zpravidla ve shlucích izolovaných zrn, obvykle v doprovodu dalších zjištěných minerálů bismutu. V odraženém světle se vyznačuje vysokou odrazností a absencí lamelárního zdvojitění. V BSE obraze je bismut nezonální. Většina reprezentativních WDS analýz (tab. 2) ukázala malou příměs In (max. 0.002 *apfu*), v ojedinělých případech i Sb (max. 0.002 *apfu*).



Obr. 4 Variace v chemickém složení minerálů joséitové izosérie z lomu Pohled. a - ternární graf Te - S - Se (at. jednotky) pro joséity a ikunolít. b - část ternárního grafu Te - kationty - S+Se (at. jednotky) pro joséity a ikunolít, modrými liniemi vyznačen rozsah zjištěné nestechiometrie pro minerály této izosérie (Cook et al. 2007).

a Bismutin se vyskytuje obvykle společně s dalšími Bi-minerály. Vytváří xenomorfně až hypautomorfne omezená zrna uzavíraná v pyrrhotinu, chalkopyritu a/nebo silikátech, o velikosti maximálně 50 μm . Je mladší než ryzí bismut a ikunolít, které od okrajů někdy zřetelně zatlačuje (obr. 3b). V obraze BSE je homogenní. WDS analýzy (tab. 2) ukázaly vedle hlavních složek (Bi, S) ve všech měřených bodech i příměs Pb (0.006 - 0.211 *apfu*), In (0.002 - 0.004 *apfu*), Cu (0.006 - 0.071 *apfu*), ve většině analýz dále i Fe (0.016 - 0.170 *apfu*) a ojedinele i Sb (max. 0.006 *apfu*), Ag (max. 0.017 *apfu*), Mn (max. 0.003 *apfu*), a Te (max. 0.018 *apfu*). Stechiometrii analýz lze ve většině případů hodnotit jako uspokojivou (Catsum = 1.936 - 2.056 *apfu* při přepočtu na bázi 5 *apfu*), i přes zvýšenou přítomnost řady dalších prvků (obr. 2d). Jde tedy o opačnou situaci nežli na lokalitě Libodřice, kde obsahy Fe v bismutinu korelovaly s hodnotou Catsum (obr. 2d), což Dolníček a Ulmanová (2021) interpretovali jako heterogenní příměs samostatného Fe-minerálu. V našem případě je tedy pravděpodobné, že jde o izominerální příměs, zabudované v krystalové struktuře bismutinu. Rozsah aikinitové substituce (n_{aik} ; Makovicky, Makovicky 1978) se pro analýzy námi studovaného bismutinu z Pohledu pohybuje v rozsahu 0.2 - 3.3 %.

b Joséit doprovází ryzí bismut, bismutin a ikunolít, téměř nikdy však s nimi nebyl zastížen v přímém kontaktu. V jednom případě byl joséit ikunolitem obrůstán. Joséit je uzavíran v pyrrhotinu, chalkopyritu či silikátech. Vytváří izolovaná xenomorfně omezená zrna o velikosti maximálně

40 μm (obr. 3c). V BSE obraze je joséit většinou homogenní, ojediněle byly v rámci jednoho zrna zjištěny srůsty joséitu-A a joséitu-B. WDS analýzy (tab. 2) ukázaly v dané fázi menší i větší odchylky od ideální stechiometrie (kationty zaujímají 3.90 až 4.34 *apfu*, báze přepočtu 7 *apfu*) a významné substituce jak v aniontové, tak i v kationtové části vzorce. Obsah S kolísá mezi 0.91 a 1.97 *apfu*, obsah Te mezi 0.81 a 2.00 *apfu*. Zjištěna byla jak fáze s převahou telluru (**joséit-B** - ideálně $\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$), tak i s převahou síry (**joséit-A** - ideálně Bi_4TeS_2); několik analýz má i „střední“ složení mezi zmíněnými krajními členy (obr. 4). V aniontové pozici byla dále ve všech analýzách zjištěna i přítomnost selenu (0.06 - 0.49 *apfu* Se), jehož obsahy jsou více kolísavé (směrem k vyšším i nízkým hodnotám) v joséitu-A a méně kolísavé (jen nižší hodnoty) v joséitu-B (obr. 2f). Selen obvykle ve struktuře minerálu zastupuje zároveň S i Te, pouze výjimečná jsou složení vyžadující vstup Se jen do pozice jednoho z obou zmiňovaných prvků. V kationtové pozici je Bi ve všech měřených bodech v různé míře zastupován Fe (0.02 - 0.41 *apfu*) a Pb (0.01 - 0.09 *apfu*) a jen v malé míře, ale ve většině získaných analýz, také Sb a In (do 0.01 *apfu*). Kolísavá stechiometrie i zvýšené obsahy Fe a Pb v empirickém vzorci patrně nejsou důsledkem anizominerálních příměsí v analyzovaných bodech, neboť žádné korelace mezi obsahy Fe či Pb na straně jedné a sumou kationtů ve vzorci na straně druhé neexistují (obr. 2e). Podobně nestechiometrické složení joséitu-A i -B je známo pro minerály izosérie joséitu ze světových lokalit (obr. 4b, Cook et al. 2007) a uvádí ho i Mastíková (2011) z rudních žil na lokalitě Pohled (suma kationtů = 3.87 - 4.11) a pro joséit -A Dolníček, Ulmanová (2021) z vtroušeninové minerali-

zace v amfibolitech na lokalitě Libodřice u Kolína (suma kationtů = 4.04 - 4.16) - v obou případech také včetně zvýšených obsahů Pb (až 0.23 *apfu*; Mastíková 2011) a Fe (až 0.12 *apfu*; Dolníček, Ulmanová 2021). Shodným rysem je také zvýšený obsah Se (Pohled: 0.01 - 0.02 *apfu*; Libodřice: 0.18 - 0.23 *apfu*; *op.cit.*; obr. 2f).

Ikunolit vytváří izolovaná, xenomorfně omezená zrna o velikosti maximálně 30 μm , uzavíraná v pyrotinu a chalkopyritu. Je mladší než joséit (který obrůstá) a starší než bismutin a eclarit (které jej zatlačují od okrajů a po štěpnosti; obr. 3b,d) a také ryzí bismut (který jím v jednom případě proniká po štěpnosti; obr. 3b). V odraženém polarizovaném světle má daná fáze zřetelně vyšší dvojdodraz (R_{max} je vyšší, R_{min} nižší) než sousedící Pb-Bi sulfosúl (obr. 3e) a nižší odraznost než ryzí bismut. Při mírně rozkřížených nikolech je rovněž zřetelně anizotropní, polarizační barvy jsou v bělošedých odstínech (obr. 3f). Míra anizotropie je srovnatelná s bismutinem či joséitem. Vnitřní reflexy nejsou patrné. V BSE obraze je daná fáze homogenní, zřetelně tmavší než ryzí bismut a zřetelně světlejší než bismutin a eclarit (obr. 3b-d), zatímco joséit je jen nepatrně světlejší než ikunolit. Chemické složení bylo ověřeno prostřednictvím 24 bodových WDS analýz (tab. 3). V kationtu byly vedle Bi vždy zjištěny obsahy Pb (do 0.32 *apfu*) a ve většině analýz i Fe (do 0.21 *apfu*) a In (do 0.01 *apfu*), ojediněle i Ag (do 0.05 *apfu*) a Cu (do 0.09 *apfu*). V aniontové části vzorce byly vedle dominantní S zjištěny obsahy Se do 0.69 *apfu* a Te do 0.21 *apfu* (obr. 4a). Minoritní obsahy Se jsou pro ikunolit charakteristické (obvykle do 0.5 *apfu* - Cook et al. 2007); Parafiniuk et al. (2008) uvádějí pro ikunolit z polské lokality Redziny obsahy až 1.43 *apfu* Se. Zastoupení Te v ikunolitu je podle

Tabulka 3 Příklady chemického složení ikunolitu (Ik) a fáze blízké eclaritu (Ecl) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty *apfu* jsou vypočítány na základ 7 (ikunolit), respektive 50 (fáze blízká eclaritu) *apfu*. bdl - pod mezí stanovitelnosti.

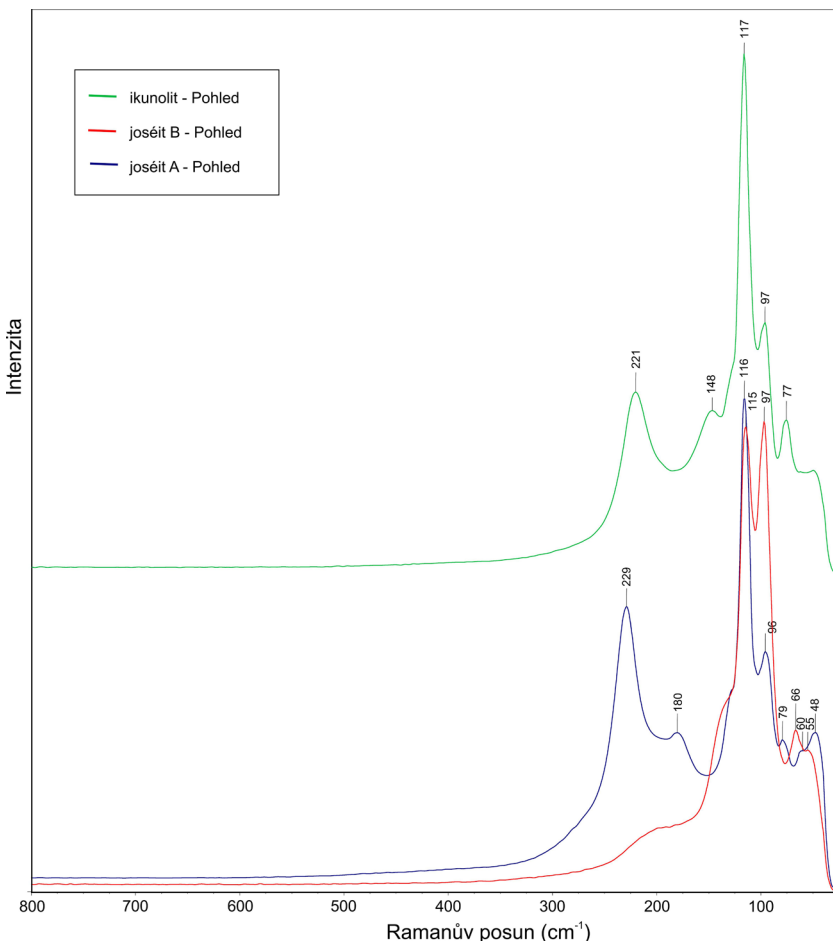
| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Minerál | Ik | Ik | Ik | Ik | Ik | Ik | Ik | Ik | Ecl | Ecl | Ecl | Ecl | Ecl | Ecl |
| Pb | 0.58 | 1.36 | 2.73 | 3.92 | 4.84 | 5.85 | 6.18 | 7.26 | 28.34 | 28.66 | 29.39 | 31.46 | 32.53 | 32.69 |
| Ag | bdl | 0.30 | bdl | 0.14 | 0.64 | bdl | 0.64 | bdl | 2.48 | 2.48 | 2.01 | 1.66 | 1.68 | 1.56 |
| Cu | 0.05 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.29 | bdl | bdl | 0.65 | 0.53 | 0.83 | 0.38 | 0.35 | 1.52 | 1.53 | 1.23 | 0.60 | 0.58 | 0.64 |
| Ni | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.04 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cd | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.05 | bdl | bdl |
| In | 0.10 | 0.08 | bdl | 0.05 | 0.08 | 0.10 | 0.06 | 0.07 | bdl | 0.07 | bdl | 0.05 | 0.07 | 0.07 |
| Bi | 85.96 | 83.93 | 83.13 | 79.49 | 76.32 | 81.74 | 74.67 | 80.63 | 50.23 | 50.33 | 50.10 | 49.62 | 49.16 | 49.11 |
| S | 10.89 | 8.94 | 10.21 | 8.33 | 8.48 | 9.84 | 8.29 | 10.72 | 17.29 | 17.38 | 17.43 | 16.53 | 16.60 | 16.44 |
| Se | 0.19 | 3.77 | 0.94 | 5.09 | 4.88 | 1.74 | 5.96 | 0.39 | 0.10 | 0.09 | 0.27 | 1.03 | 1.15 | 1.34 |
| Te | bdl | 1.39 | 1.79 | 2.00 | 4.14 | 0.08 | 4.02 | 0.06 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Celkem | 98.06 | 99.77 | 98.80 | 99.67 | 99.91 | 100.18 | 100.20 | 99.48 | 100.00 | 100.54 | 100.43 | 101.00 | 101.77 | 101.85 |
| Pb | 0.026 | 0.061 | 0.122 | 0.176 | 0.214 | 0.258 | 0.273 | 0.320 | 7.061 | 7.105 | 7.317 | 8.034 | 8.253 | 8.312 |
| Ag | bdl | 0.026 | bdl | 0.012 | 0.054 | bdl | 0.054 | bdl | 1.187 | 1.181 | 0.961 | 0.814 | 0.819 | 0.762 |
| Cu | 0.007 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.048 | bdl | bdl | 0.108 | 0.087 | 0.136 | 0.062 | 0.057 | 1.405 | 1.407 | 1.136 | 0.568 | 0.546 | 0.604 |
| Ni | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.035 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Cd | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.024 | bdl | bdl |
| In | 0.008 | 0.007 | bdl | 0.004 | 0.006 | 0.008 | 0.005 | 0.006 | bdl | 0.031 | bdl | 0.023 | 0.032 | 0.032 |
| Bi | 3.773 | 3.753 | 3.686 | 3.538 | 3.349 | 3.580 | 3.265 | 3.519 | 12.408 | 12.371 | 12.366 | 12.564 | 12.366 | 12.381 |
| Catsum | 3.862 | 3.847 | 3.808 | 3.838 | 3.711 | 3.983 | 3.659 | 3.901 | 22.095 | 22.095 | 21.780 | 22.027 | 22.016 | 22.090 |
| S | 3.116 | 2.606 | 2.951 | 2.417 | 2.425 | 2.810 | 2.363 | 3.050 | 27.840 | 27.846 | 28.044 | 27.282 | 27.219 | 27.016 |
| Se | 0.022 | 0.446 | 0.110 | 0.600 | 0.567 | 0.202 | 0.690 | 0.045 | 0.065 | 0.059 | 0.176 | 0.690 | 0.766 | 0.894 |
| Te | bdl | 0.102 | 0.130 | 0.146 | 0.297 | 0.006 | 0.288 | 0.004 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Ansum | 3.138 | 3.153 | 3.192 | 3.162 | 3.289 | 3.017 | 3.341 | 3.099 | 27.905 | 27.905 | 28.220 | 27.973 | 27.984 | 27.910 |

práce Cook et al. (2007) více limitované; Pršek, Peterec (2008) zjistili v ikunolitu z lokality Úhorná až 0.26 *apfu* Te. Rozsah kationt/aniontové nestechiometrie pro většinu analyzovaných bodů ikunolitu z Pohledu (obr. 4b) odpovídá publikovaným hodnotám (Cook et al. 2007). Charakter Ramanova spektra ikunolitu z Pohledu odpovídá změřeným spektrům joséitů z téhož vzorku (obr. 5); rozdíly v intenzitách jednotlivých Ramanových pásů jsou pravděpodobně odrazem rozdílných obsahů S-Te-Se ve studovaných zrnech.

Pb-Bi sulfosúl byla zjištěna v akcesorickém množství jen ve dvou vzorcích. Vždy obrůstá a místy i zřetelně zatlačuje ikunolit v nepravidelných agregátech do 15 μm velkých (obr. 3c-f, 6a). V odraženém polarizovaném světle má daná fáze poněkud nižší odraznost než sousedící ikunolit (obr. 3e). Anizotropie je zřetelná; dvojdraz je slabý, znatelný na hranicích zrn, polarizační barvy v bělošedých až hnědošedých odstínech jsou zřetelné při mírně rozkřížených nikolech (obr. 3f). Vnitřní reflexy nejsou patrné. V BSE obraze je daná fáze homogenní a stabilní i při použití fokusovaného svazku o proudu 20 nA. Chemické složení (tab. 3) je blízké velmi vzácné sulfosoli **eclaritu**, která byla dosud popsána pouze z 18 lokalit na světě (www.mindat.org). Paar et al. (1983) v původní práci pro eclarit navrhli ideální vzorec $(\text{Cu},\text{Fe})\text{Pb}_9\text{Bi}_{12}\text{S}_{28}$; později Topa a Makovicky (2012) na základě nových analýz a zpřesnění krystalové struktury předpokládají, že chemické složení eclaritu by mohlo být vyjádřeno jako „*substitutional-and-interstitial solid solution*“ dvou koncových členů - $\text{FePb}_9\text{Bi}_{12}\text{S}_{28}$ bez Cu a Cu-substitovaného $\text{Cu}_{1.5}\text{Pb}_{7.75}\text{Bi}_{13.0}\text{S}_{28}$. Proti dosud publikovaným analýzám

eclaritu (obr. 7a-d) studovaná fáze z Pohledu neobsahuje měď ani v minoritním množství, ale naopak pravidelné obsahy železa v rozmezí 0.55 - 1.54 *apfu* Fe (báze přepočtu 50 *apfu*) a zvýšené obsahy stříbra (0.67 - 1.19 *apfu* Ag). Obsahy obou prvků zřetelně negativně korelují ($R^2 \sim 0.90$; obr. 7e) s obsahem Pb. Pro vstup stříbra do krystalové struktury eclaritu byla předpokládána obvyklá gustavitová substituce $\text{Ag}+\text{Bi} \rightarrow 2\text{Pb}$ (Topa, Makovicky 2012); výsledky analýz minerálu z Pohledu (obr. 7d) však naznačují možnost i jiného uplatnění Ag v jeho krystalové struktuře. V aniontu eclaritu z Pohledu je převažující síra v malé míře zastupována selenem (0.55 - 1.54 *apfu* Se), jehož obsahy statisticky ideálně korelují s obsahy Pb ($R^2 = 0.99$; obr. 7e).

Při studiu na Ramanovském mikroskopu bylo zjištěno, že daná fáze je při použití vysokého výkonu laseru (8 mW) nestabilní a rychle degraduje. Ramanovské spektrum získané při výkonu laseru 2 mW (obr. 8), kdy je fáze stabilní (ověřeno vizuální kontrolou analyzovaného místa po analýze), neodpovídá žádnému známému záznamu obsaženému v databázi RRUFF (Lafuente et al. 2015) včetně minerálů s relativně blízkým chemismem, jako je canizzarit, emilit, felbertalit, kobellit a galenobismutit. Proto byla pro porovnání použita nově naměřená spektra dobře definovaného eclaritu (EPMA, PXRD) ze slovenské lokality Hvězda (Pršek et al. 2008), která dobře odpovídají datům studovaného minerálu z Pohledu (obr. 8); nevelké rozdíly v intenzitách a pozicích pásů jsou pravděpodobně způsobeny diferencemi v chemickém složení obou vzorků (vedle obsahů Cu, Fe zejména minoritní zastoupení Sb ve vzorku z Hvězdy a minoritní zastoupení Se ve vzorku



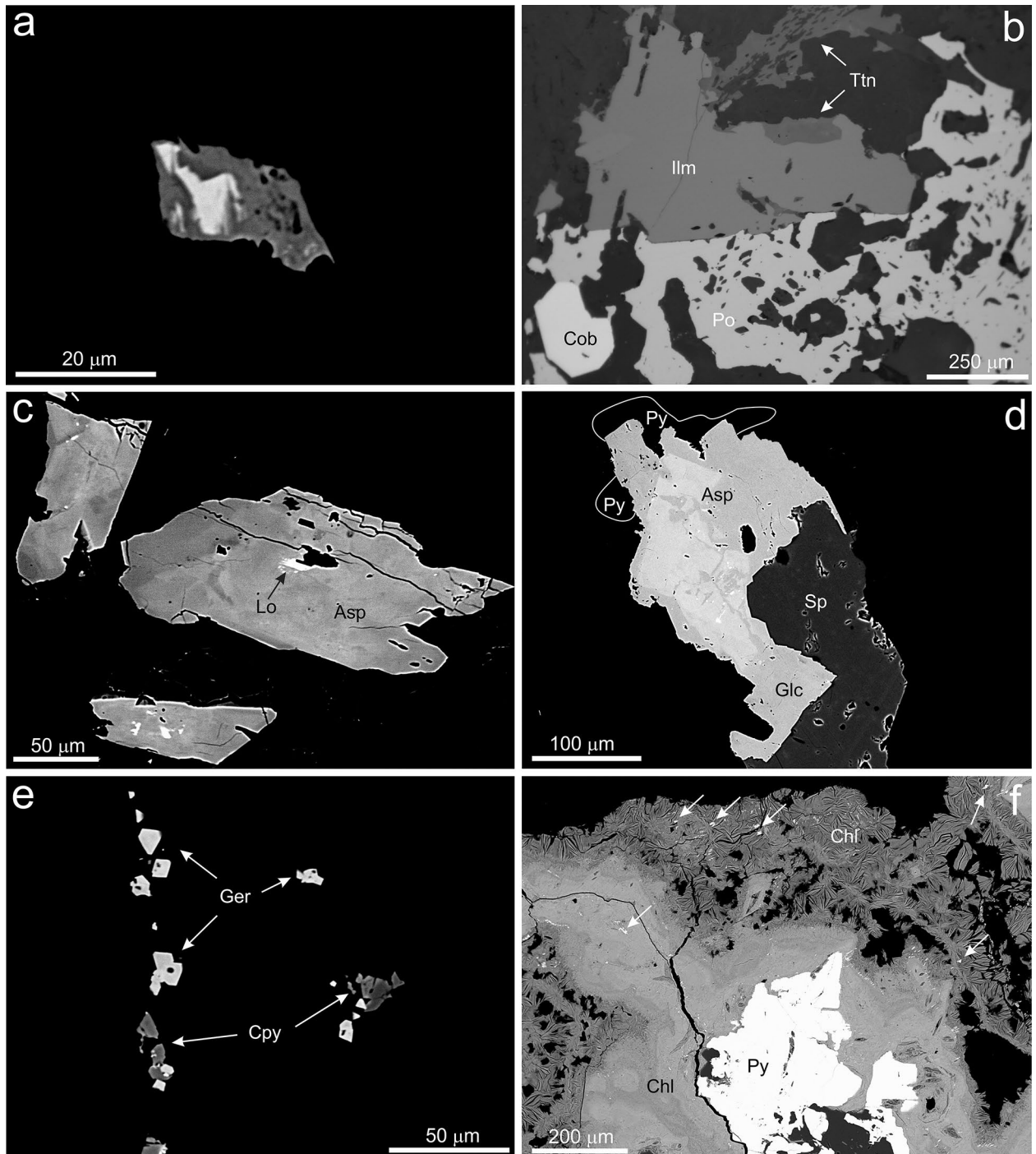
Obr. 5 Ramanova spektra ikunolitu, joséitu-A a joséitu-B z pohledských pegmatitů.

z Pohledu). V databázi RRUFF (Lafuente et al. 2015) je obsaženo Ramanovo spektrum eclaritu z lokality Crab Tree, USA (ID R110124), které je velmi výrazně odlišné od spekter námi studovaných vzorků (obr. 8), současně je toto spektrum ale identické se spektrem degradačního produktu eclaritu z Pohledu měřeného při výkonu laseru 8 mW (obr. 8). Je tedy prakticky jisté, že záznam ID R110124 databáze RRUFF (měřený při výkonu 600 mW) neodpovídá eclaritu, ale degradačním produktům vznikajícím při termickém poškození měřeného vzorku.

Sulfoarsenidy Fe, Co a Ni jsou minoritní, ale charakteristickou komponentou pohledských pegmatitů. Vytvářejí izometrická, automorfně, hypautomorfně až xenomorfně omezená individua o velikosti až 300 μm (obr. 6b-e). Část zrn je zcela nepravidelných, část má pravidelný průřez tvaru šestiúhelníku, trojúhelníku či čtverce. Jsou uzavírány v silikátech či majoritních sulfidech, velmi často jsou zejména v asociaci se sfaleritem, vůči němuž jsou ve dvojí pozici. Automorfně omezené krystaly sulfoarsenidů jsou starší než sfalerit a pyrhotin (jsou jimi obrůstány a uzavírány; obr. 6b), zatímco xenomorfně omezená zrna na sfalerit narůstají (obr. 6d). Pyrit je zjevně mladší než

xenomorfně omezené sulfoarsenidy (obr. 6d). Ojedinele byly v jádrech xenomorfního sulfoarsenidu zjištěny uzavřeniny löllingitu (obr. 6c). V odraženém světle jsou sulfoarsenidy nezonální. V obraze BSE je část zrn homogenní, část nepravidelně zonální. Někdy jsou přítomna zřetelně patrná, nepravidelná či automorfně omezená jádra poněkud bohatší niklem, zatímco tmavší okraje jsou

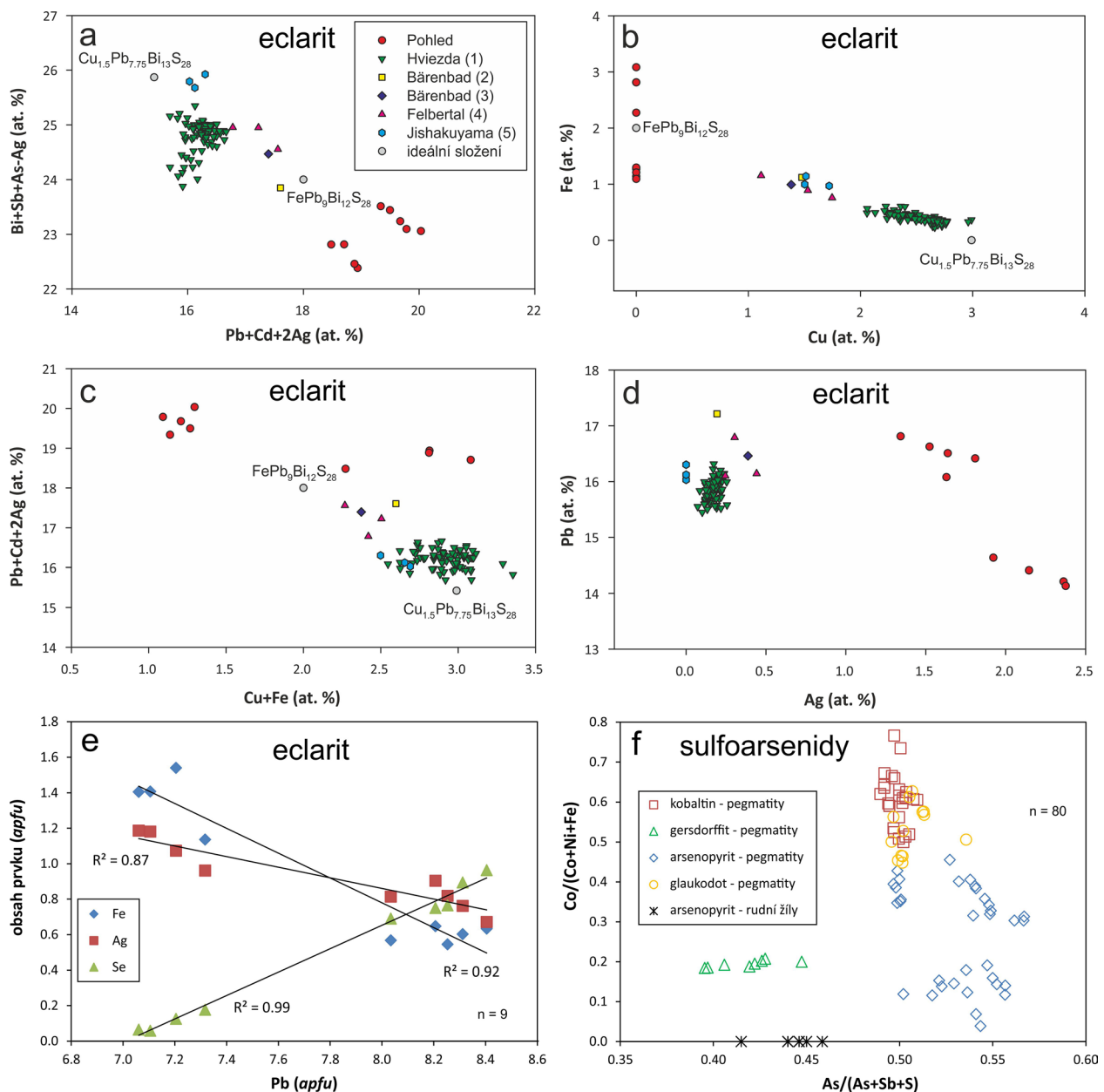
bohatší železem či kobaltem (obr. 6d). V jednom případě převažoval v části této vnější zóny, přiléhající ke sfaleritu, kobalt, zatímco na opačné straně téhož krystalu v této vnější zóně, přiléhající k pyritu, převažovalo železo (obr. 6d). Nelze tedy vyloučit sektorovou stavbu některých individuí. Chemické složení bylo studováno pomocí 80 bodových WDS analýz. V části analýz je převažujícím



Obr. 6 Minerální asociace a vývin minerálů ze studovaných pegmatitů z lomu Pohled. a - zatlačování ikunolitu (světlý) Pb-Bi sulfosolů blízkou eclaritu (tmavá), BSE obraz. b - automorfně omezené zrno kobaltinu (Cob) v asociaci s pyrrhotinem (Po) a ilmenitem (Ilm), který je slabě zatlačován titanitem (Ttn), odražené světlo, PPL. c - nevýrazně zonální arsenopyrit (Asp), obsahující drobné bílé inkluze löllingitu (Lo), BSE obraz. d - zonální arsenopyrit (Asp) se světlejším jádrem bohatším niklem, narůstající na sfalerit (Sp). Partie přiléhající ke sfaleritu ve spodní části snímku jsou tvořeny glaukodotem (Glc), zatímco ostatní stejně tmavé partie Co-bohatým arsenopyritem. Py - pyrit. BSE obraz. e - automorfní krystalky gersdorffitu (Ger) v asociaci s chalkopyritem (Cpy), BSE obraz. f - agregát pyritu (Py) obrůstáný zonálním chloritem (Chl), obsahujícím drobné inkluze Co-Ni-Fe thiospinelů (šipky). Všechny snímky Z. Dolníček.

kationtem Fe a jde tedy klasifikačně o **arsenopyrit** (tab. 4; obr. 9a). V další části převažuje kobalt a může jít tedy o kobaltin či glaukodot. Podrobnější studium kobaltem bohatých členů ukázalo, že jsou ve studovaném materiálu přítomny obě tyto fáze, lišící se vývinem, optickými vlastnostmi, chováním v Ramanovském mikroskopu i chemismem. Xenomorfně omezený **glaukodot** vždy tvoří růstové zóny (resp. sektory) v zrnech strukturně identického arsenopyritu (obr. 6d), zatímco **kobaltinu** náležejí typicky automorfně omezené samostatné krystaly (obr. 6b). Glaukodot je také na rozdíl od kobaltinu v odrazovém mikroskopu při zkřížených nikolech zřetelně anizotropní. Identita kobaltinu byla potvrzena i Ramanovou spektroskopii, naproti tomu v případě glaukodotu se nepodařilo získat reprezentativní spektrum s dostatečnou intenzitou signálu. Obě fáze se vyznačují i odlišným chemickým slo-

žením, pokud jde o zastoupení hlavních kationtů: kobaltin je vždy výrazněji bohatší niklem než fáze řady arsenopyrit-glaukodot (tab. 4,5; obr. 9a). Pouze v jednom vzorku byl zaznamenán výskyt niklem dominantního členu této sulfoarsenidové skupiny - **gersdorffitu** (obr. 6e, tab. 5, obr. 9a). Z minoritních kationtů lze v sulfoarsenidech zmínit průběžné stopové obsahy In (0.001 *apfu*). Arsen je v gersdorffitu zčásti zastupován antimonem (0.097 - 0.198 *apfu*), zatímco v ostatních sulfoarsenidech obsahy Sb nepřekračují 0.002 *apfu*. Poměr $As/(As+Sb+S)$ systematicky roste v řadě gersdorffit (0.397 - 0.447) - kobaltin (0.490 - 0.509) - glaukodot (0.496 - 0.536) - arsenopyrit (0.497 - 0.567). Přímo úměrné korelace mezi obsahy As a Co, často zmiňované jak u přírodních, tak syntetických fází (např. Klemm 1965; Kretschmar, Scott 1976) neexistují u žádného ze zjištěných sulfoarsenidů (obr. 7f).



Obr. 7 Variace v chemickém složení některých minerálních fází pohledských pegmatitů. a - d porovnání chemického složení Pb-Bi sulfosolů z Pohledu s publikovanými údaji pro eclarit (vše v at. %); a - $Pb+Cd+2Ag$ vs. $Bi+Sb+As+Ag$; b - Cu vs. Fe; c - $Cu+Fe$ vs. $Pb+Cd+2Ag$; d - Ag vs. Pb; reference: (1) Pršek *et al.* (2008) a nepublikovaná data autorů; (2) Paar *et al.* (1983); (3) Topa, Makovický (2012); (4) Topa, Makovický (2012); (5) Harada *et al.* (2016). e - diagram Pb vs. Fe, Ag, Se v eclaritu, f - diagram $As/(As+Sb+S)$ vs. $Co/(Co+Ni+Fe)$ v Co-Ni-Fe sulfoarsenidech; srovnávací data pro arsenopyrit z pohledských rudních žil převzata z Mastíkové (2009, 2011).

Löllingit byl zastížen v jednom vzorku, kde tvořil drobné (velikost max. $10 \times 5 \mu\text{m}$), izometrické či mírně protažené inkluze uzavírané v centrech Co-bohatého arsenopyritu (obr. 6c). Bodové WDS analýzy (tab. 6) ukázaly, že Fe je zčásti zastupováno Co ($0.279 - 0.311 \text{ apfu}$), méně Ni ($0.184 - 0.198 \text{ apfu}$) a ve stopách i In (do 0.001 apfu). Arsen je zčásti substituován sírou ($0.034 - 0.160 \text{ apfu}$) a stopově i antimonem (do 0.002 apfu).

Minerály z řady greigit - polydymit - linnéit tvoří drobné inkluze, koncentrované v mladší růstové zóně v chloritu II (obr. 6f). Jejich zrna jsou xenomorfně omezená, nepravidelného tvaru, o velikosti nepřesahující $10 \mu\text{m}$. V odraženém světle nejví zonalitu, anizotropii ani vnitřní reflexy. V BSE obraze je v některých případech viditelná nevýrazná skvrnitá („patchy“) zonalita. WDS analýzy (tab. 6) ukázaly poměrně širokou variabilitu v obsahích hlavních kationtů ($0.891 - 1.517 \text{ apfu Ni}$, $0.367 - 1.483 \text{ apfu Fe}$ a $0.404 - 1.297 \text{ apfu Co}$) a ve stopách ve většině analýz i obsahy Mn (max. 0.008 apfu), řidčeji i Pb (max. 0.002 apfu). Stechiometrie empirického vzorce dobře odpovídá thiospinelům ($3.981 - 4.011 \text{ apfu S}$; báze přepočtu 7 apfu). Podle klasifikace thiospinelů (Bossi et al. 2018 s modifikací Škáchy et al. 2021) jsou v získaném analytickém souboru zastoupeny hlavně **siegenit**, méně **violarit**, **grimmit** a pěti analýzami i dosud **nepojmenovaná fáze** s ideálním vzorcem NiFe_2S_4 (obr. 9b).

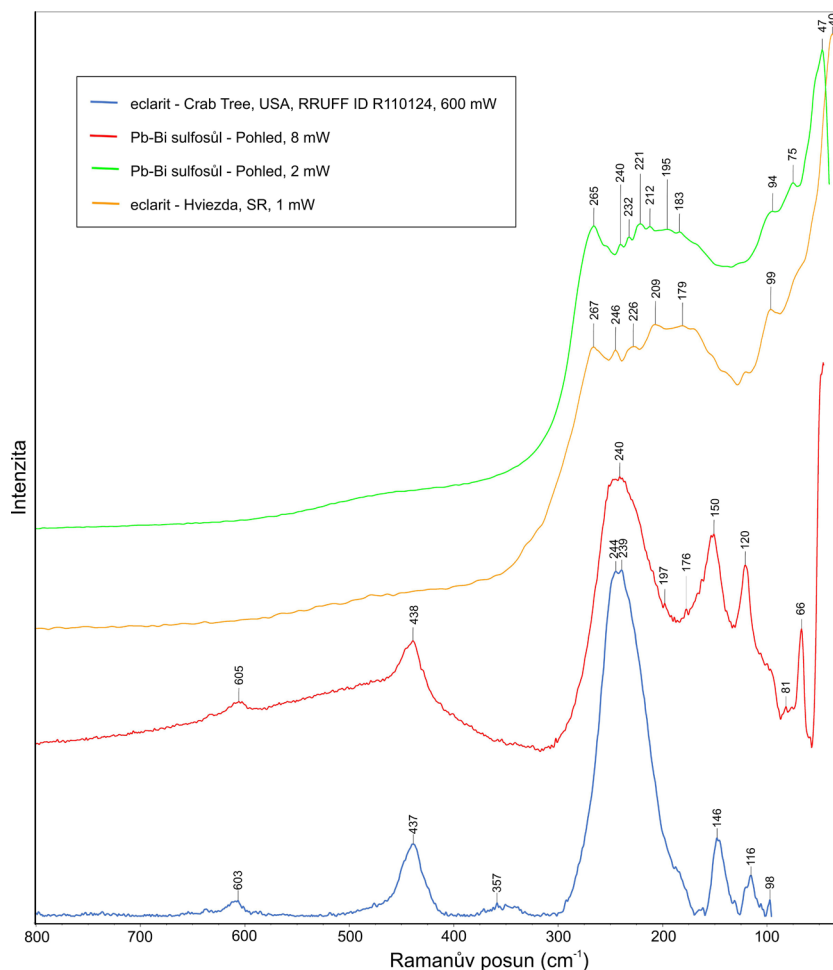
celkového sukcesního plánu však komplikuje do značné míry samostatný výskyt pyritu, mimo agregáty ostatních sulfidů. Hlavní hmota pyritu je bezpečně starší než chlorit II, který obsahuje inkluze chemicky odlišného Co-bohatého pyritu, který též tvoří mladší nárůsty na starším pyritu bez příměsí. Další možnou generaci pyritu snad představují porézni částečné pseudomorfozy po pyrhotinu. Nejmladšími sulfidickými minerály v dané paragenezi jsou thiospinely, uzavírané v mladší růstové zóně chloritu II. Ne zcela jasná je pozice galenitu, vzhledem k jeho sporadickému výskytu, nelze však vyloučit, že krystalizoval společně se sfaleritem a pyrhotinem, tedy v relativně časně fázi rudotvorného procesu. Pozice gersdorffitu je rovněž nejasná, je však obrůstán chalkopyritem, což by posouvalo jeho vznik rovněž spíše do rané fáze rudotvorného procesu.

Při úvahách o teplotním režimu během vzniku studované rudní parageneze můžeme vycházet jednak z texturních rysů sulfidické mineralizace, z obecných termodynamických poznatků a v neposlední řadě z teplotních údajů odvozených z doprovodných silikátových fází. Často bývá pro odvození teplot krystalizace využíváno chemického složení sulfoarsenidů (např. Klemm 1965; Kretschmar, Scott 1976; Sundblad et al. 1984), v našem případě však vycházejí pro převážnou většinu naměřených dat nereálné vysoké teplotní odhady, až přes $650 \text{ }^\circ\text{C}$ (obr. 9a). Jsou

Diskuse

Geneze rudní asociace

Přestože tvoří většina popisovaných rudních minerálů jen sporadická drobná zrna, v řadě případů se podařilo dobře zdokumentovat vzájemné sukcesní vztahy. Nejstarším minerálem je v dané rudní paragenezi nepochybně kobaltin, který je vždy automorfně omezen a obrůstán všemi dalšími sulfidy. Protože nikdy neobsahuje inkluze ostatních přítomných sulfidů, nelze předpokládat možnost jeho pozdějšího vzniku (vzhledem ke skutečnosti, že jde o krystalizačně silný minerál, může vytvářet v rudních metakrystaly). Jako další v pořadí vznikl sfalerit. Jeho krystalizační interval se pravděpodobně zčásti překrýval s chalkopyritem a pyrhotinem (oba minerály tvoří jak inkluze ve sfaleritu, tak sfalerit obklopují a v případě chalkopyritu i žilkovitě protínají). Souběžně s chalkopyritem a částí pyrhotinu také krystalizovaly Bi-minerály. Z nich je jednoznačně nejstarší joséit, následovaný ikunolitem. Mladší než ikunolit je na jedné straně eclarit, na straně druhé ryzí bismut, následovaný bismutinem; vzájemný časový vztah obou dílčích asociací však zůstává nejasný. Společně s minerály bismutu a chalkopyritem vznikl i chlorit I. Na sfalerit narůstá glaukodot a arsenopyrit, následovaný pyritem. Pyrit je přítomen nepochybně minimálně ve dvou až třech generacích, jejichž zařazení do

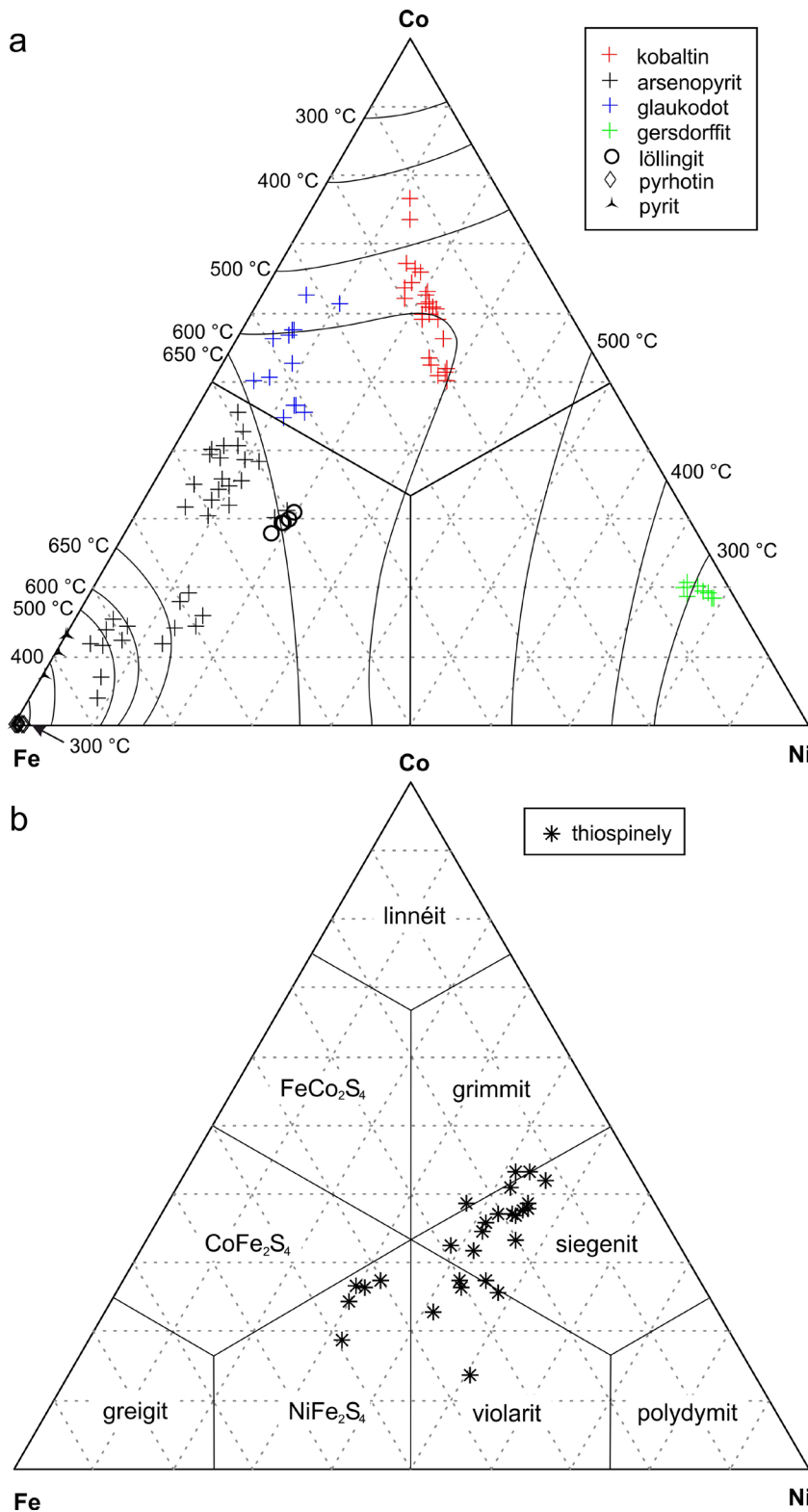


Obr. 8 Ramanova spektra fáze blízké eclaritu z pohledských pegmatitů, snímaná při výkonu laseru 2 mW a 8 mW a jejich porovnání s referenčními spektry eclaritu z lokality Crab Tree, převzatého z databáze RRUFF, a nově naměřeného eclaritu z lokality Hviezda.

to teploty výrazně vyšší, než indikují další minerální fáze (viz níže) a dokonce jde o hodnoty vyšší, než je teplota krystalizace běžných pegmatitů moldanubika (srov. např. Ackerman et al. 2007; Gadas et al. 2012; Novák et al.

2013). Rovněž chybějící pozitivní korelace mezi obsahy As a Co (obr. 7f), běžně konstatovaná u přírodních sulfoarsenidů (např. Klemm 1965; Kretschmar, Scott 1976; Sundblad et al. 1984), je neobvyklá a indikuje patrně ne-

rovnovázný stav, stejně jako pravděpodobná sektorová stavba některých zrn arsenopyritu (obr. 6d; srov. Kerstedjian 1997). Vstup kationtů do struktury krystalizujících sulfoarsenidů byl tedy pravděpodobně v našem případě dominantně řízen spíše dostupností jednotlivých prvků, než teplotou. Sundblad et al. (1984) výslovně nedoporučují pro termometrické interpretace použití arsenopyritů byť i s jen malou (>0.2 hm. %) příměsí Co. Nepřítomnost polysyntetického lamelování v chalkopyritu indikuje, že teplota jeho vzniku nemohla přesáhnout 550 °C (Kostov, Stefanova 1981; Čvileva et al. 1988). Podobně je důležitou indicií úplná nepřítomnost hvězdičkových odmíšenin sfaleritu v chalkopyritu, vznikajících v důsledku rozpadu tuhého roztoku chalkopyrit-sfalerit při poklesu teploty pod 400 - 500 °C (Sugaki et al. 1987). Sfalerit v době vzniku chalkopyritu byl v systému již přítomen, saturace zinkem by tedy mělo být dosaženo. Je tedy zřejmé, že teplota vzniku chalkopyritu musela být nižší než uvedené limitní hodnoty. S tím jsou v souladu i výsledky aplikace chloritové termometrie pro starší generaci chloritu v pohledských pegmatitech (chlorit I je v asociaci s chalkopyritem na žilce protínající sfalerit; obr. 1e), které nasvědčují tomu, že teplota nepřekročila hodnotu 329 °C (Dolníček et al. 2020). S tím koresponduje i identifikace monoklinického pyrrhotinu v rudní asociaci, jehož horní limit teplotní stability se podle dat z experimentů i přírodních výskytů uvádí v intervalu mezi 225 a 315 °C (Kontny et al. 2000). Absence kapkovitých tvarů ryzího bismutu a nepřítomnost lamelárního zdvojitění (Craig 1967) indikují, že teplota během krystalizace ryzího bismutu byla nižší než bod tání bismutu (271 °C; Živkovič, Živkovič 1996). Závěr rudotvorného procesu, dokumentovaný vznikem drobných inkluzí thiospinelů uzavíraných v chloritu II, byl ve znamení nízkých teplot, nepřesahujících podle výsledků chloritové termometrie Ni-obohaceného chloritu II hodnotu 120 °C (Dolníček et al. 2020). Z uvedeného rozboru tedy vyplývá, že se teplota v průběhu vzniku studované rudní asociace dosti výrazně měnila. Na začátku tvorby sulfidů pravděpodobně nepřesáhla hodnotu 350 °C, na konci byla nižší než 120 °C.



Obr. 9 Variace v chemickém složení některých minerálních fází pohledských pegmatitů. a - ternární diagram Fe-Co-Ni s projekčními body analýz pyritu, pyrrhotinu, löllingitu a Co-Ni-Fe sulfoarsenidů. Vyneseny jsou i klasifikační 50% hranice a izotermy pro systém FeAsS - NiAsS - CoAsS podle Klemma (1965). b - ternární diagram Fe-Co-Ni s projekčními body analýz thiospinelů. Klasifikační hranice a nomenklatura jsou podle Bossiho et al. (2018) a Škáčhy et al. (2021); nepojmenované fáze jsou označeny příslušnými vzorci.

Teplota nebyla jediným proměnlivým faktorem ovlivňujícím formování rudní mineralizace v pohledských pegmatitech. Na základě pozorovaných vztahů mezi minerály můžeme uvažovat i významné variace ve fugacitě síry

(vzájemné přeměny/zatlačování fází v řadě ikonolit - ryzí bismut - bismutin, zatlačování pyrrhotinu pyritem), telluru (joséit-A, joséit B, eventuálně až ikonolit) a případně i kyslíku (sulfurizace pyrrhotinu - Murowchick, Barnes 1986;

Tabulka 4 Příklady chemického složení arsenopyritu (Asp) a glaukodotu (Glc) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 3 apfu. # As = As/(As+Sb+S), # Co = Co/(Co+Ni+Fe).

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|
| Minerál | Asp | Asp | Asp | Asp | Asp | Asp | Asp | Asp | Asp | Glc | Glc | Glc | Glc | Glc |
| Pb | bdl | 0.10 | bdl | bdl | 0.10 | bdl | 0.12 | 0.10 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 29.27 | 28.74 | 28.09 | 23.54 | 23.41 | 19.92 | 16.77 | 17.82 | 16.81 | 14.62 | 13.50 | 15.04 | 12.67 | 9.51 |
| Co | 1.37 | 4.22 | 5.02 | 5.09 | 6.89 | 10.55 | 11.09 | 13.42 | 15.27 | 15.84 | 15.86 | 17.75 | 20.47 | 21.73 |
| Ni | 3.04 | 1.94 | 1.66 | 5.56 | 4.50 | 3.20 | 6.59 | 2.24 | 2.68 | 4.05 | 4.84 | 1.82 | 2.20 | 3.69 |
| Zn | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.26 |
| In | 0.06 | 0.05 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.05 | bdl | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.06 |
| S | 17.61 | 18.97 | 18.46 | 17.17 | 17.41 | 16.60 | 16.45 | 17.45 | 19.74 | 19.34 | 19.47 | 19.80 | 18.98 | 19.14 |
| As | 48.98 | 47.54 | 47.23 | 49.55 | 49.14 | 49.71 | 50.31 | 47.98 | 45.91 | 45.47 | 45.34 | 45.48 | 46.76 | 45.68 |
| Sb | bdl | bdl | bdl | 0.10 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Celkem | 100.33 | 101.56 | 100.52 | 101.07 | 101.51 | 100.04 | 101.39 | 99.06 | 100.46 | 99.32 | 99.06 | 99.96 | 101.13 | 100.07 |
| Pb | bdl | 0.001 | bdl | bdl | 0.001 | bdl | 0.001 | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.872 | 0.836 | 0.828 | 0.702 | 0.694 | 0.604 | 0.504 | 0.541 | 0.492 | 0.434 | 0.401 | 0.442 | 0.372 | 0.282 |
| Co | 0.039 | 0.116 | 0.140 | 0.144 | 0.194 | 0.303 | 0.316 | 0.386 | 0.424 | 0.446 | 0.447 | 0.495 | 0.570 | 0.610 |
| Ni | 0.086 | 0.054 | 0.047 | 0.158 | 0.127 | 0.092 | 0.189 | 0.065 | 0.075 | 0.114 | 0.137 | 0.051 | 0.061 | 0.104 |
| Zn | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.007 |
| In | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | bdl | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 |
| Catsum | 0.998 | 1.008 | 1.015 | 1.005 | 1.016 | 1.000 | 1.011 | 0.993 | 0.991 | 0.994 | 0.986 | 0.989 | 1.004 | 1.003 |
| As | 1.088 | 1.031 | 1.037 | 1.102 | 1.086 | 1.123 | 1.128 | 1.085 | 1.002 | 1.006 | 1.005 | 0.997 | 1.024 | 1.009 |
| Sb | bdl | bdl | bdl | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| S | 0.914 | 0.961 | 0.947 | 0.892 | 0.899 | 0.877 | 0.862 | 0.922 | 1.007 | 1.000 | 1.009 | 1.014 | 0.971 | 0.988 |
| Ansum | 2.002 | 1.992 | 1.985 | 1.995 | 1.984 | 2.000 | 1.989 | 2.007 | 2.009 | 2.006 | 2.014 | 2.011 | 1.996 | 1.997 |
| # As | 0.543 | 0.517 | 0.523 | 0.552 | 0.547 | 0.562 | 0.567 | 0.541 | 0.499 | 0.502 | 0.499 | 0.496 | 0.513 | 0.505 |
| # Co | 0.039 | 0.116 | 0.138 | 0.143 | 0.191 | 0.303 | 0.313 | 0.389 | 0.428 | 0.448 | 0.454 | 0.501 | 0.568 | 0.613 |

Tabulka 5 Příklady chemického složení kobaltinu (Cob) a gersdorffitu (Ger) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základ 3 apfu. # As = As/(As+Sb+S), # Co = Co/(Co+Ni+Fe).

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|--------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|--------|--------|--------|-------|--------|-------|-------|
| Minerál | Cob | Cob | Cob | Cob | Cob | Cob | Cob | Cob | Cob | Ger | Ger | Ger | Ger | Ger |
| Cu | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.24 | 0.10 | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 4.06 | 5.78 | 5.43 | 6.75 | 6.23 | 5.89 | 5.72 | 7.19 | 6.96 | 1.87 | 1.58 | 1.87 | 0.86 | 0.92 |
| Co | 27.51 | 24.23 | 23.55 | 22.28 | 20.92 | 21.60 | 20.89 | 18.57 | 17.84 | 6.28 | 7.04 | 6.87 | 6.11 | 6.22 |
| Ni | 4.07 | 5.68 | 6.09 | 6.49 | 7.54 | 7.73 | 8.43 | 9.22 | 10.46 | 25.04 | 25.11 | 25.40 | 26.05 | 26.33 |
| Zn | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.20 | 0.07 | 0.06 | bdl | 0.05 |
| In | 0.07 | bdl | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.07 | 0.05 | 0.07 | 0.07 | bdl | 0.05 | bdl | bdl |
| S | 19.81 | 20.05 | 19.73 | 20.16 | 19.83 | 19.23 | 19.70 | 19.76 | 19.50 | 18.61 | 19.20 | 19.36 | 18.65 | 18.55 |
| As | 45.76 | 45.35 | 45.36 | 45.21 | 45.21 | 46.30 | 45.03 | 45.63 | 45.93 | 36.53 | 37.58 | 40.15 | 34.05 | 34.07 |
| Sb | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 11.53 | 8.77 | 7.05 | 13.79 | 13.68 |
| Celkem | 101.28 | 101.09 | 100.21 | 100.94 | 99.78 | 100.80 | 99.84 | 100.42 | 100.76 | 100.37 | 99.45 | 100.81 | 99.51 | 99.82 |
| Cu | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.007 | 0.003 | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.119 | 0.169 | 0.160 | 0.197 | 0.184 | 0.174 | 0.169 | 0.211 | 0.205 | 0.058 | 0.048 | 0.056 | 0.027 | 0.029 |
| Co | 0.762 | 0.670 | 0.658 | 0.616 | 0.586 | 0.604 | 0.585 | 0.518 | 0.497 | 0.184 | 0.205 | 0.196 | 0.182 | 0.184 |
| Ni | 0.113 | 0.158 | 0.171 | 0.180 | 0.212 | 0.217 | 0.237 | 0.258 | 0.293 | 0.737 | 0.733 | 0.729 | 0.777 | 0.784 |
| Zn | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.005 | 0.002 | 0.002 | bdl | 0.001 |
| In | 0.001 | bdl | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | 0.001 | bdl | 0.001 | bdl | bdl |
| Catsum | 0.995 | 0.996 | 0.990 | 0.993 | 0.983 | 0.995 | 0.993 | 0.988 | 0.995 | 0.992 | 0.990 | 0.983 | 0.987 | 0.998 |
| S | 1.008 | 1.018 | 1.013 | 1.024 | 1.021 | 0.988 | 1.015 | 1.012 | 0.999 | 1.002 | 1.026 | 1.017 | 1.019 | 1.011 |
| As | 0.997 | 0.986 | 0.997 | 0.983 | 0.996 | 1.018 | 0.993 | 1.000 | 1.006 | 0.842 | 0.859 | 0.902 | 0.796 | 0.795 |
| Sb | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | 0.164 | 0.123 | 0.097 | 0.198 | 0.196 |
| Ansum | 2.005 | 2.004 | 2.010 | 2.007 | 2.017 | 2.005 | 2.007 | 2.012 | 2.005 | 2.008 | 2.010 | 2.017 | 2.013 | 2.002 |
| # As | 0.497 | 0.492 | 0.496 | 0.490 | 0.494 | 0.507 | 0.494 | 0.497 | 0.502 | 0.419 | 0.428 | 0.447 | 0.395 | 0.397 |
| # Co | 0.767 | 0.672 | 0.665 | 0.620 | 0.597 | 0.607 | 0.590 | 0.524 | 0.500 | 0.188 | 0.208 | 0.200 | 0.184 | 0.185 |

Murowchick 1992). Již v první části této práce byl zmíněn proces sulfurizace ilmenitu, charakterizovaný vznikem pyritu a minerálů ze skupiny TiO₂ na úkor ilmenitu (Dolníček et al. 2020). Analogický proces postihl i některé silikátové minerály - biotity a amfiboly (obr. 1a,b). Uplatnění těchto procesů svědčí o obdobích hydrotermální aktivity s vysokou fugacitou síry, ale nedostatkem železa, které bylo v důsledku toho čerpáno rostoucím pyritem ze zatlačovaného silikátu (Alonso-Azcárate et al. 1999).

Porovnání s hydrotermálními žilami lomu Pohled

Pohledský lom je mj. i známou lokalitou rudních žil typu *k-pol* ve smyslu Bernarda (1981), náležejících k havlíčkovobrodskému rudnímu revíru, a také několika typů alpských

žil. Minerály těchto žilných mineralizací byly v minulosti (a jsou i v současné době) předmětem podrobného mineralogického studia, které prokázalo přítomnost řady minerálů, samozřejmě včetně minerálů rudních. Vzájemné porovnání rudních asociací těchto žil a pegmatitů, včetně srovnání chemického složení jednotlivých minerálních fází, může přinést další cenné argumenty pro hodnocení vzniku rudních minerálů přítomných v pegmatitech.

Vzájemné porovnání výskytu pojednávaných rudních minerálů, zastížených v rámci této práce v pegmatitech, v polymetalických rudních žilách a alpských žilách lomu Pohled je sumarizováno v tab. 7. Z přehledu je patrné, že až na tři výjimky (glaukodot, gersdorffit a thiospinely) se všechny v pegmatitech zjištěné rudní fáze vyskytují

Tabulka 6 Příklady chemického složení löllingitu (Lo) a Co-Ni-Fe thiospinelů (Tsp) z pohledských pegmatitů. Obsahy v hm. %, hodnoty apfu jsou vypočítány na základě 3 (löllingit), respektive 7 (thiospinely) apfu.

| An. č. | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 |
|---------|--------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|--------|--------|-------|-------|
| Minerál | Lo | Lo | Lo | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp | Tsp |
| Pb | bdl | bdl | bdl | 0.14 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 13.51 | 14.39 | 15.00 | 19.96 | 14.64 | 6.69 | 9.56 | 10.15 | 7.58 | 16.79 | 8.57 | 12.68 | 23.22 | 24.94 |
| Co | 8.98 | 8.65 | 8.25 | 7.89 | 14.95 | 24.07 | 21.95 | 21.25 | 25.17 | 15.96 | 25.41 | 20.87 | 15.09 | 14.02 |
| Ni | 5.71 | 5.55 | 5.44 | 29.52 | 28.09 | 26.36 | 26.12 | 25.80 | 25.15 | 24.46 | 24.19 | 24.05 | 17.54 | 17.15 |
| In | 0.07 | bdl | 0.05 | bdl | bdl | 0.05 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.03 | 0.03 | 0.03 | 0.06 | bdl | 0.04 | 0.05 | 0.06 | 0.08 | 0.14 | 0.06 |
| S | 0.54 | 1.35 | 2.58 | 42.49 | 42.31 | 41.91 | 42.21 | 42.06 | 42.53 | 42.13 | 42.63 | 42.34 | 41.28 | 41.92 |
| As | 72.01 | 70.84 | 69.29 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Sb | bdl | 0.06 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Celkem | 100.82 | 100.84 | 100.61 | 100.03 | 100.02 | 99.11 | 99.90 | 99.26 | 100.47 | 99.39 | 100.86 | 100.02 | 97.27 | 98.09 |
| Pb | bdl | bdl | bdl | 0.002 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Fe | 0.494 | 0.520 | 0.535 | 1.078 | 0.793 | 0.367 | 0.520 | 0.555 | 0.410 | 0.914 | 0.461 | 0.687 | 1.287 | 1.368 |
| Co | 0.311 | 0.296 | 0.279 | 0.404 | 0.767 | 1.251 | 1.131 | 1.100 | 1.289 | 0.823 | 1.297 | 1.072 | 0.793 | 0.729 |
| Ni | 0.198 | 0.191 | 0.184 | 1.517 | 1.447 | 1.375 | 1.351 | 1.341 | 1.294 | 1.266 | 1.239 | 1.240 | 0.925 | 0.895 |
| In | 0.001 | bdl | 0.001 | bdl | bdl | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Mn | bdl | bdl | bdl | 0.002 | 0.002 | 0.002 | 0.003 | bdl | 0.002 | 0.003 | 0.003 | 0.004 | 0.008 | 0.003 |
| Catsum | 1.004 | 1.007 | 0.999 | 3.002 | 3.009 | 2.996 | 3.004 | 2.996 | 2.995 | 3.006 | 3.001 | 3.003 | 3.013 | 2.995 |
| S | 0.034 | 0.085 | 0.160 | 3.998 | 3.991 | 4.004 | 3.996 | 4.004 | 4.005 | 3.994 | 3.999 | 3.997 | 3.987 | 4.005 |
| As | 1.961 | 1.907 | 1.841 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Sb | bdl | 0.001 | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl | bdl |
| Ansum | 1.996 | 1.993 | 2.001 | 3.998 | 3.991 | 4.004 | 3.996 | 4.004 | 4.005 | 3.994 | 3.999 | 3.997 | 3.987 | 4.005 |

Tabulka 7 Porovnání přítomnosti rudních minerálů nalezených v pegmatitech (tato práce) s rudními a alpskými žilami lomu Pohled.

| Minerál v pegmatitu | rudní žíly | alpské žíly | reference |
|---------------------|------------|-------------|--|
| pyrit | ++ | + | Dobeš, Malý (2001); Dolníček, nepubl. data |
| sfalerit | ++ | + | Tuček (1970); Dobeš, Malý (2001); Dolníček, nepubl. data |
| pyrhotin | ++ | + | Dobeš, Malý (2001); Mastíková (2009); Dolníček, nepubl. data |
| chalkopyrit | ++ | + | Dobeš, Malý (2001); Mastíková (2011); Dolníček, nepubl. data |
| galenit | ++ | + | Dobeš, Malý (2001); Mastíková (2011); Dolníček, nepubl. data |
| ryzí bismut | + | - | Mastíková (2009, 2011) |
| bismutin | + | - | Dolníček, nepubl. data |
| josít-A, -B | + | - | Mastíková (2011); Dolníček, nepubl. data |
| ikunolit | + | - | Dolníček, nepubl. data |
| eclarit | - | + | Dolníček, Havlíček, nepubl. data |
| kobaltin | - | + | Dolníček, nepubl. data |
| glaukodot | - | - | |
| arsenopyrit | ++ | + | Dobeš, Malý (2001); Mastíková (2009, 2011); Dolníček, nepubl. data |
| gersdorffit | - | - | |
| löllingit | + | - | Hak, Johan (1961) |
| thiospinely | - | - | |

++ přítomen v podstatném množství, + přítomen v akcesorickém množství, - nepřítomen

i na rudních a/nebo alpských žilách. V řadě případů se shoduje i morfoloický a texturní vývin minerálů. Dojem uniformního charakteru rudní mineralizace je ještě zdůrazněn při porovnání trendů v chemickém složení jednotlivých minerálů (viz obr. 2), kde jsou v naprosté většině případů zjišťovány identické rysy: jednotná přítomnost Ag-Bi substituce a absence Sb v galenitu, obdobný chemismus sfaleritu (obsahy Fe, Cd, Mn, shodné vysoké obsahy In), „čisté“ složení většiny pyritu, zvýšené obsahy Se v joséitu. To vede k úvaze o genetické jednotě zrudnění a tedy externím (hydrotermálním) původu rudních minerálů ve studovaných pegmatitech, kdy byl jejich vznik v podstatě naloženým procesem, geneticky nesouvisejícím s vývojem vlastního tělesa pegmatitu. V tomto pojetí lze vznik rudní mineralizace v pegmatitech vysvětlit pronikáním rudonosných fluid z otevřených přírodních struktur (vznikajících žil) i do bočních hornin včetně pegmatitů. Že k tomuto procesu docházelo, je zřejmé z okoložilných alterací bočních hornin v okolí polymetalických žil, které v havlíčkobrodském revíru dosahují i do vzdálenosti až několika desítek centimetrů od žily (Doleželová 2016).

Při srovnávání chemismu jednotlivých minerálů z různých prostředí lze samozřejmě najít i rozdíly. Asi nejmarkantnější rozdíl je v uplatnění Co a Ni, které je největší v pegmatitech, „střední“ v alpských žilách a nejmenší v typických rudních žilách. Uvedené zjištění je do značné míry překvapivé, uvážíme-li geochemický charakter Co a Ni, jejichž kompatibilní chování je v rozporu s představou jejich koncentrace ve zbytkové felsické pegmatitové tavenině. Zvýšené koncentrace obou prvků tedy pravděpodobně souvisejí s kontaminací rudních fluid během jejich migrace od přírodního kanálu (otevřené pukliny, budoucí rudní žily) horninovým prostředím až do pegmatitu, kde došlo ke krystalizaci rudních fází. Zdrojem Co a Ni mohly být v prostoru lomu Pohled zejména tělesa amfibolitů a/nebo serpentinitů, jejichž vliv se projevil jak v magmatickém stádiu vývoje pohledských pegmatitů (kontaminace taveniny hořčíkem a vápníkem; Dolníček et al. 2020), tak v následném hydrotermálním stádiu (přínos Cr a V při vzniku některých silikátů; Dolníček et al. 2020). Je zřejmé, že při „pomalém“ penetrativním pronikání fluid horninovým prostředím po vlasových trhlinách či dokonce po intergranulárních minerálních zrn (srov. obr. 1b,d) bude efekt loužení exotických prvků z horninového prostředí výraznější, nežli při „rychlé“ migraci fluid v široké otevřené puklině, v níž vzniká rudní žíla. Zcela obdobně, topominerálním vlivem bočních hornin, můžeme vysvětlit i nižší poměr As/(As+Sb+S) v arsenopyritech z rudních žil ve srovnání s Co-obohacenými arsenopyrity z pegmatitů (obr. 7f). Při pronikání rudních fluid od přírodní struktury (pukliny, vznikající rudní žily) směrem dovnitř horninového prostředí lze někdy doložit i postupný pokles teploty fluid. Existenci teplotního gradientu lze v našem případě také předpokládat s ohledem na fakt, že v pohledských rudních žilách se na rozdíl od pegmatitů (viz výše) v chalkopyritech občas vyskytují hvězdičkovité odmišseniny sfaleritu (Mastíková 2011), svědčící o teplotách vzniku nad 400 - 500 °C (Sugaki et al. 1987). To je v souladu i s teplotami odvozenými z izotopové termometrie na koexistujících sulfidech z rudních žil havlíčkobrodského revíru (380 - ~500 °C; Malý, Dolníček 2005).

Porovnání s pegmatity moldanubika

Přestože mohou sulfidické rudní minerály poskytnout cenné údaje o procesech vzniku a vývoje pegmatitů, byly dosud podrobněji studovány jen relativně vzácně, a to i ve světovém měřítku (např. Oen, Kieft 1976; Černý, Harris

1978; Losos et al. 1998; Černý et al. 2001; Škoda, Čopjaková 2005; Márquez-Zavalía et al. 2012). V oblasti moldanubika Českého masivu jsou výskyty rudních minerálů ze skupiny prvků a sulfidů v pegmatitech všeobecně vzácné a většinou jde jen o akcesorie. Nejběžnější jsou zejména výskyty pyritu, galenitu, arsenopyritu, pyrhotinu a löllingitu (Špinar 1995; Novák 2005; Cempírek et al. 2010; Fuksová et al. 2011; Novák et al. 2013; Gadas et al. 2014; Sejkora et al. 2020), výjimečně i sfaleritu, bournonitu, bismutinu, markazitu, covellinu, chalkopyritu, molybdenitu (Staněk 1997), ryzího bismutu a slitin Sb-As (Gadas et al. 2014), herzenbergitu (Škoda, Čopjaková 2005), telluridů Ag a Bi (Fuksová et al. 2011), či sulfidů Ni a Ag (Sejkora et al. 2020). Asociace sulfidických (a příbuzných) minerálů v jednotlivých pegmatitech jsou zpravidla velice chudé a zahrnují typicky pouze jednotky minerálních druhů.

Z uvedeného stručného přehledu vyplývá, že námi studované pohledské pegmatity jsou jak zvýšeným obsahem sulfidických minerálů, tak také mimořádnou mineralogickou pestrostí rudní asociace (bylo zde zjištěno celkem 20 minerálních druhů, z toho jedna dosud nepojmenovaná fáze) v rámci moldanubika zcela výjimečné. Vznik sulfidů však nebyl svázán s vývojem pegmatitové taveniny, nýbrž byl zapříčiněn naloženými postmagmatickými hydrotermálními alteracemi, provázejícími vznik polymetalických rudních žil a žil alpského typu, a spojenými s významným přínosem rudních prvků, síry a telluru. Jde tedy jen o „náhodný“ prostorový překryv výskytu pegmatitů a mladší hydrotermální rudní mineralizace.

Závěr

Texturně i mineralogicky jednoduché kontaminované anatektické pegmatity vytvářejí v lomu Pohled pravé žíly či nepravidelná tělesa tmelící brekcii hostitelských metamorfítů (pararul, amfibolitů) monotónní skupiny moldanubika. Vyznačují se intenzivními projevy hydrotermálních alterací a také přítomností častých vtroušenin, hnízd a vlasových žilek rudních minerálů. Podrobné mineralogické studium ukázalo přítomnost neobyčejně bohaté asociace rudních minerálů (20 minerálních druhů, z toho jedna dosud nepopsaná fáze). Nejstaršími minerály jsou sfalerit (s vysokým obsahem Fe), löllingit, Fe-Co-Ni sulfoarsenidy (kobaltin, glaukodot, arsenopyrit, gersdorffit), pyrhotin, galenit a chalkopyrit, v mladší etapě provázené inkluzemi Bi-minerálů (ryzí bismut, bismutin, joséit-A, joséit-B, ikunolit a Pb-Bi sulfosúl blízka eclaritu). Pb-Bi sulfosúl chemicky odpovídá Ag,Fe-substituovanému eclaritu; její identitu potvrzuje i Ramanovo spektrum. Hojnou fází je pyrit, přítomný pravděpodobně v několika generacích. Nejmladšími rudními minerály jsou Fe-Co-Ni thiospinely, vtroušené v mladší generaci chloritu, zastoupené siegenitem, violaritem, grimmitem a nepojmenovanou fází $NiFe_2S_4$. Minerální asociace a také i chemické složení většiny rudních fází jsou obdobné polymetalickým rudním žilám a žilám alpského typu, což svědčí o genetické jednotě zrudnění. Rudní minerály v pegmatitech proto interpretujeme jako výsledek naložených alterací, způsobených externě derivovanými fluidy, z nichž vznikaly v lomu Pohled i zmíněné žilné hydrotermální mineralizace. Vznik rudní mineralizace v pegmatitech byl dlouhodobý vícefázový proces, který proběhl za teplot mezi cca 350 a <120 °C a při měnící se fugacitě síry, telluru a kyslíku. Výrazné obohacení zrudnění v pegmatitech na kobalt a nikl (v porovnání se žilnými hydrotermálními mineralizacemi) vysvětlujeme významnou interakcí fluid s amfibolity a serpentinity.

Poděkování

Práce na článku byly finančně podpořeny Ministerstvem kultury ČR v rámci institucionálního financování výzkumné organizace Národní muzeum (00023272 - cíl DKRVO 1.1.c). Recenzentům J. Prškovi a M. Novákovi děkujeme za konstruktivní připomínky, které významně přispěly k vylepšení rukopisu.

Literatura

- ACKERMAN L, ZACHARIÁŠ J, PUDILOVÁ M (2007) P-T and fluid evolution of barren and lithium pegmatites from Vlastějovice, Bohemian Massif, Czech Republic. *Int J Earth Sci* 96: 623-638.
- ALONSO-AZCÁRATE J, RODAS M, BOTTRELL SH, RAISWELL R, VELASCO F, MAS JR (1999) Pathways and distances of fluid flow during low-grade metamorphism: evidence from pyrite deposits of the Cameros Basin, Spain. *J Metamorph Geol* 17: 339-348
- BECKER M, DE VILLIERS J, BRADSHAW D (2010) The mineralogy and crystallography of pyrrhotite from selected nickel and PGE ore deposits. *Econ Geol* 105: 1025-1037
- BERNARD JH (1981) Minerály rudonosných hydrotermálních procesů. In BERNARD JH, ČECH F, DÁVIDOVÁ Š, DUDEK A, FEDIUK F, HOVORKA D, KETTNER R, KODĚRA M, KOPECKÝ L, NĚMEC D, PADĚRA K, PETRÁNEK J, SEKANINA J, STANĚK J, ŠIMOVA M: *Mineralogie Československa*: 186-405. Academia Praha
- BOSSI F, BIAGIONI C, PASERO M (2018) Nomenclature and classification of the spinel supergroup. *Eur J Mineral* 31: 183-192
- CEMPÍREK J, NOVÁK M, DOLNÍČEK Z, KOTKOVÁ J, ŠKODA R (2010) Crystal chemistry and origin of grandierite, ominelite, borasilite and werdingite from the Bory Granulite Massif, Czech Republic. *Am Mineral* 95(10): 1533-1547
- COOK NJ, CIOBANU CL, WAGNER T, STANLEY CJ (2007) Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the tetradymite archetype: review of classification and compositional variation. *Can Mineral* 45(4): 665-708
- CRAIG JR (1967) Phase relations and mineral assemblages in the Ag-Bi-Pb-S system. *Miner Deposita* 1: 278-306
- ČERNÝ P, HARRIS DC (1978) The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba; XI, Native elements, alloys, sulfides and sulfosalts. *Can Mineral* 16(4): 625-640
- ČERNÝ P, MASSAU M, ERCIT TC, CHAPMAN R, CHACKOWSKI LE (2001) Stannite and kesterite from the Peerless pegmatite, Black Hills, South Dakota, USA. *J Czech Geol Soc* 46(1-2): 27-33
- ČVILEVA TN, BEZSMERTNAJA MS, SPIRIDONOV EM, AGROSKIN AS, PAPAYAN GV, VINOGRADOVA RA, LEBEDEVVA SI, ZAVJALOV EN, FILIMONOVA AA, PETROV VK, RAUTIAN LI, SVESNIKOVA OL (1988) Handbook for determination of ore minerals in reflected light. Moskva, 504 pp (in Russian)
- DOBEŠ P, MALÝ K (2001) Mineralogie polymetalických rudních výskytů ve střední části havlíčkovobrodského revíru. *Vlast sborn Vysoč, odd přír věd* 15: 51-85
- DOLEŽELOVÁ T (2016) Hydrotermální alterace vybraných typů hornin v havlíčkovobrodském rudním revíru (moldanubikum). MS, diplomová práce, UP Olomouc
- 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
- DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2021) Pb-Bi mineralizace v amfibolitech z lomu Libodřice u Kolína (kutnohorské krystalinikum, Česká republika). *Bull Mineral Petrolog* 29(1): 6-15
- FUKSOVÁ A, DOLNÍČEK Z, GADAS P (2011) Mineralogie sulfidické, arzenidové a telluridové mineralizace v cordieritickém pegmatitu z lomu Bory u Velkého Meziříčí (strážecké moldanubikum. *Geol Výzk Mor Slez* 18: 125-127
- GADAS P, NOVÁK M, STANĚK J, FILIP J, VAŠINOVÁ GALIOVÁ M (2012) Compositional evolution of zoned tourmaline crystals from pockets in common pegmatites, the Moldanubian Zone, Czech Republic. *Can Mineral* 50: 895-912
- GADAS P, NOVÁK M, CEMPÍREK J, FILIP J, VAŠINOVÁ GALIOVÁ M, GROAT LA, VŠIANSKÝ D (2014) Mineral assemblages, compositional variation and crystal structure of feruvitic tourmaline from contaminated anatectic pegmatite in Mirošov near Strážek, Moldanubian Zone, Czech Republic. *Can Mineral* 52: 285-301
- HAK J, JOHAN Z (1961) Mineralogicko-geochemický výzkum indiové anomálie Pohled u Havlíčkova Brodu. *Sbor geol věd, technol geochem* 2: 77-101
- HARADA S, SUZUKI Y, MIYAWAKI R, MOMMA K, SHIGEOKA M, MATSUBARA S (2016) Eclarite and other Bi-minerals from the Jishakuyama ore deposit of the Akagane mine, Iwate Prefecture, Japan. *Bull Nat Mus, Nat Sci, Ser C* 42: 19-27
- HAVLÍČEK J, VÝRAVSKÝ J, MALÝ K (2018) Nález zeolitů v lomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Acta Rer Nat* 22: 1-4
- KADLEC T, VENCLÍK V, PAULÍŠ P (2018) Nález zeolitů a doprovodné mineralizace z žil alpského typu a hydrotermálně alterovaných pegmatitů v kamenolomu Pohled u Havlíčkova Brodu. *Minerál* 24(5): 107-118
- KANEDA H, TAKENOUCI S, SHOJI T (1986) Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system. *Miner Deposita* 21: 169-180
- KERESTEDJIAN T (1997) Chemical and morphological features of arsenopyrite, concerning its use as a geothermometer. *Miner Petrol* 60: 231-243
- KLEMM D (1965) Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS-CoAsS-NiAsS und FeS₂-CoS₂-NiS₂. *N Jahrb Mineral, Abh* 103: 205-255
- KONTNY A, DE WALL H, SHARP TG, PÓSFAL M (2000) Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260°C section at the KTB drilling site, Germany. *Am Mineral* 85: 1416-1427
- KOSTOV I, STEFANOVA JM (1981) Sulphide minerals. Crystal chemistry, parageneses and systematics. *Bulgarian Acad Sci, Sofia*, 212 pp
- KRETSCHMAR U, SCOTT SD (1976) Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Can Mineral* 14: 364-386
- LAFUENTE B, DOWNS RT, YANG H, STONE N (2015) The power of databases: the RRUFF project. In: Armbruster T, Danisi RM (eds) *Highlights in Mineralogical Crystallography*, Berlin, Germany, W. De Gruyter, 1-30
- LOSOS Z, SULOVSÝ P, VÁVRA V (1998) Sn-, Bi- and Ag-minerals from pegmatites, aplites and quartz veins of Žulová granitic massif (Silesicum, Czech Republic). *Krystalinikum* 24: 53-72
- MAKOVICKY E, MAKOVICKY M (1978) Representation of compositions in the bismuthinite-aikinite series. *Can Mineral* 16: 405-409

- MALÝ K, DOLNÍČEK Z (2005) Pb-Zn-Ag vein mineralization of the central part of the Českomoravská vrchovina Upland (Czech Republic): S, C, and O stable isotope study. *Bull Geosci* 80(4): 307-319
- MÁRQUEZ-ZAVALÍA MF, GALLISKI MÁ, ČERNÝ P, CHAPMAN R (2012) An assemblage of bismuth-rich, tellurium-bearing minerals in the El Quemado granitic pegmatite, Nevados de Palermo, Salta, Argentina. *Can Mineral* 50(6): 1489-1498
- 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
- MUROWCHICK JB (1992) Marcasite inversion and the petrographic determination of pyrite ancestry. *Econ Geol* 87: 1141-1152
- MUROWCHICK JB, BARNES HL (1986) Marcasite precipitation from hydrothermal solutions. *Geochim Cosmochim Acta* 50: 2615-2629
- NOVÁK M (2005) Granitické pegmatity Českého masívu (Česká republika); mineralogická, geochemická a regionální klasifikace a geologický význam. *Acta Mus Moraviae, Sci Geol* 90: 3-75
- 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
- OEN IS, KIEFT C (1976) Silver-bearing wittichenite-chalcopyrite-bornite intergrowths and associated minerals in the Mangualde pegmatite, Portugal. *Can Mineral* 14(2): 185-193
- PAAR WH, CHEN TT, KUPCIK V, HANKE U (1983) Eclarit, $(\text{Cu}, \text{Fe})\text{Pb}_9\text{Bi}_{12}\text{S}_{28}$, ein neues Sulfosalz von Bärenbad, Hollersbachtal, Salzburg, Österreich. *Tsch mineral petrograph Mitt* 32(2-3): 103-110
- PAULIŠ P, HRŮZEK L, JANEČEK O, DVOŘÁK Z, TOMAN J (2015) Nejzajímavější mineralogická naleziště Čech - zeolity a doprovodná mineralizace. Kutná Hora
- PARAFINIUK J, PIECZKA A, GOŁĘBIOWSKA B (2008) Compositional data for Ikunolite from Redziny, Rudawy Janowickie, Lower Silesia, Poland. *Can Mineral* 46(5): 1305-1315
- POUCHOU JL, PICHOIR F (1985) "PAP" ($\varphi\rho Z$) procedure for improved quantitative microanalysis. In: ARMSTRONG JT (ed.) *Microbeam Analysis*: 104-106. San Francisco Press, San Francisco
- PRŠEK J, PETEREC D (2008) Bi-Se-Te mineralization from Úhorná (Spišsko Gemerské Rudohorie Mts., Slovakia): A preliminary report. *Mineralogia* 39(3-4): 87-103
- PRŠEK J, OZDÍN D, SEJKORA J (2008) Eclarite and associated Bi sulfosalts from the Brezno-Hviezda occurrence (Nízke Tatry Mts, Slovak Republic). *N Jahrb Mineral Abh* 185 (2): 117-130
- SEJKORA J, LITOCHEB J, NOVÁK M, CÍCHA J, DOLNÍČEK Z (2020) Nickel-(Bi,Ag) sulphide mineralization from NYF Vepice pegmatite, Milevsko pluton, southern Bohemia (Czech Republic) - a reflection of the parental granite chemistry. *J Geosci* 65(3): 187-199
- STANĚK J (1997) Asociace minerálů významnějších pegmatitových žil v Hatích u Dolních Borů na západní Moravě. *Acta Mus Moraviae, Sci geol* 82: 3-19
- SUGAKI A, KITAKAZE A, KOJIMA S (1987) Bulk compositions of intimate intergrowths of chalcopyrite and sphalerite and their genetic implications. *Miner Deposita* 22(1): 26-32
- SUNDBLAD K, ZACHRISSON E, SMEDS S-A, BERGLUND S, ÅLINDER C (1984) Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geothermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ Geol* 79: 1660-1668
- ŠKÁCHA P, SEJKORA J, PLÁŠIL J, DOLNÍČEK Z, ULMANOVÁ J (2021) Grimmerite, NiCo_2S_4 , a new mineral of spinel supergroup from Příbram, Czech Republic. *Eur J Mineral* 33: 175-187
- ŠKODA R, ČOPJAKOVÁ R (2005) Neobvyklá Sn mineralizace z NYF pegmatitu u Klučova; třebečský masiv, moldanubikum. *Geol Výzk Mor Slez* 2004: 93-97
- ŠPINAR P (1995) Vztah mezi pegmatity a alpskými žilami v kamenolomu u Horních Borů. *Vlast Sbor Vysoč, odd věd přír* 12: 3-18
- TOPA D, MAKOVICKÝ E (2012) Eclarite: new data and interpretations. *Can Mineral* 50(2): 371-386
- TUČEK K (1970) Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951-1965. Academia, Praha
- WELSER P, ZÁRUBA J (2004) Biotitický pegmatit s fluorapatitem od Pohledu u Havlíčkova Brodu. *Bull Mineral-Petrolog Odd Nár Muz Praha* 12: 216-219
- ŽIVKOVIČ Ž, ŽIVKOVIČ D (1996) Comparative determination of the infinite dilution constants and interaction parameters in the binary system Bi-Sb. *Rud-Metalur Zbor* 43(3-4): 215-218