

# Ľubietová-Peklo - drobný výskyt Cu-(±Ag) zrudnenia ukrytý v tieni „medených obrov“ (Slovenské rudohorie, veporikum, Západné Karpaty)

## Ľubietová-Peklo - small occurrence of Cu-(±Ag) ores hidden in the shadow of „copper giants“ (Slovenské Rudohorie Mts., Veporic Unit, Western Carpathians)

ŠTEFAN FERENC<sup>1)\*</sup>, JOZEF VLASÁČ<sup>2)</sup>, TOMÁŠ MIKUŠ<sup>2)</sup>, VIERA ŠIMONOVÁ<sup>1)</sup> A MÁRIO OLŠAVSKÝ<sup>3)</sup>

<sup>1)</sup>Katedra geografie a geológie, Fakulta prírodných vied, Univerzita Mateja Bela, Tajovského 40, 974 01 Banská Bystrica, Slovenská republika; \*e-mail: stefan.ferenc@umb.sk

<sup>2)</sup>Ústav vied o Zemi, Slovenská Akadémia Vied, Ďumbierska 1, 974 11 Banská Bystrica, Slovenská republika

<sup>3)</sup>Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Zelená 5, 974 01, Banská Bystrica, Slovenská republika

FERENC Š, VLASÁČ J, MIKUŠ T, ŠIMONOVÁ V, OLŠAVSKÝ M (2019) Ľubietová-Peklo - drobný výskyt Cu-(±Ag) zrudnenia ukrytý v tieni „medených obrov“ (Slovenské rudohorie, veporikum, Západné Karpaty). Bull Mineral Petrolog 27(1): 46-62 ISSN 2570-7337

### Abstract

Ľubietová-Peklo Cu-(±Ag) ore occurrence is located about 20 km to the E from Banská Bystrica (district city) and about 3.7 km to the ENE from Ľubietová village (Central Slovakia). In the past (16<sup>th</sup> - 19<sup>th</sup> century), mining works of a lesser extent were made on this site. Subvertical quartz-carbonate veins (NE-SW to E-W direction) with ore minerals intersect both, migmatitised orthogneisses (Lower Paleozoic) and Permian greywackes of the Veporic Unit. Ore veins are intersected and displaced by NW-SE directed younger tectonic structures (often with development of quartz veins without ore mineralization). Ore mineralization originated in the following stages: I.) pyrite-arsenopyrite stage (quartz I, pyrite, arsenopyrite, cobaltite I); II.) bournonite stage (bournonite-seligmannite, galena); III) carbonate stage (dolomite-Fe dolomite, barite) and quartz-sulphidic stage (quartz II, cobaltite II, sphalerite, chalcopyrite I and II, tetrahedrite, tennantite). Supergene zone is represented by small amounts of cerussite, malachite and goethite. Mineralogically remarkable are zonal crystals of bournonite-seligmannite (almost complete solid solution). The most extreme difference between As and Sb content in a single crystal can be expressed as Bnn<sub>99</sub>Slg<sub>1</sub> to Slg<sub>84</sub>Bnn<sub>16</sub>. The Sb content generally increases from the centre of the crystals toward their rims. On the most deposits, mineral phases of the bournonite-seligmannite series occur as a younger minerals (in association with jordanite, geocronite and galena) and crystallize usually after precipitation of tetrahedrite, tennantite, or chalcopyrite. As for the Ľubietová-Peklo occurrence, mineral phases of bournonite-seligmannite series crystallize directly from As- and Sb-bearing hydrothermal fluids, unusually before crystallization of tetrahedrite, tennantite and chalcopyrite. Hydrothermal vein mineralization has an Alpinian age and originated most probably during Upper Cretaceous.

**Key words:** quartz-sulphidic mineralization, Cu-Pb-Sb-As sulphosalts, seligmannite, tetrahedrite, tennantite, sulphoarsenides, Veporic Unit, Western Carpathians

Obdrženo 13. 12. 2018; přijato 14. 3. 2019

### Úvod

Banskobystrický región je z hľadiska historickej ťažby nerastných surovín známy najmä vďaka významným ložiskám medených rúd v okolí Španej Doliny a Ľubietovej. V širšom okolí Ľubietovej sa nachádzajú preslávené ložiská Podlipa a Svätodušná, ktorých rozsiahle haldy svedčia o ich niekdajšom význame. Podstatne menej známe (a oveľa menšie) je ložisko Kolba, typické prevahou Ni-(Co) mineralizácie nad medenou. Popri medi sa z rúd týchto výskytov v minulosti získavalo aj určité množstvo striebra, respektíve aj zlato.

Je len logické, že relatívne bohaté zásoby medenej rudy na veľkých Ľubietovských ložiskách podnietili aj prieskum menej významných, či prakticky bezvýznamných výskytov a prejavov medeného zrudnenia v ich okolí. Medzi takéto patrí aj neveľmi známy rudný výskyt v doli-

ne Peklo, na rozhraní chotárov obcí Ľubietová a Brusno. Predložený príspevok je venovaný charakteristike mineralogických pomerov na tejto lokalite.

### Lokalizácia a geologické pomery

Výskyt sa nachádza asi 3.7 km na VSV od Ľubietovej, 4.3 km na VJV od Brusna (obe obce ležia v okrese Banská Bystrica), v tesnej blízkosti styku (východne od) doliny Peklo a bočnej doliny Brzáčka. Relikty starých banských prác (centrum lokality) sa nachádzajú v doline Peklo a na ľavom svahu doliny Brzáčka v nadmorskej výške cca 560 - 610 m, menšie banské práce sa nachádzajú tiež na náprotivnom (južne orientovanom) svahu doliny Brzáčka. Geografické koordináty výskytu (šachta Ján) sú: N 48° 45.326' a E 19° 24.748'.

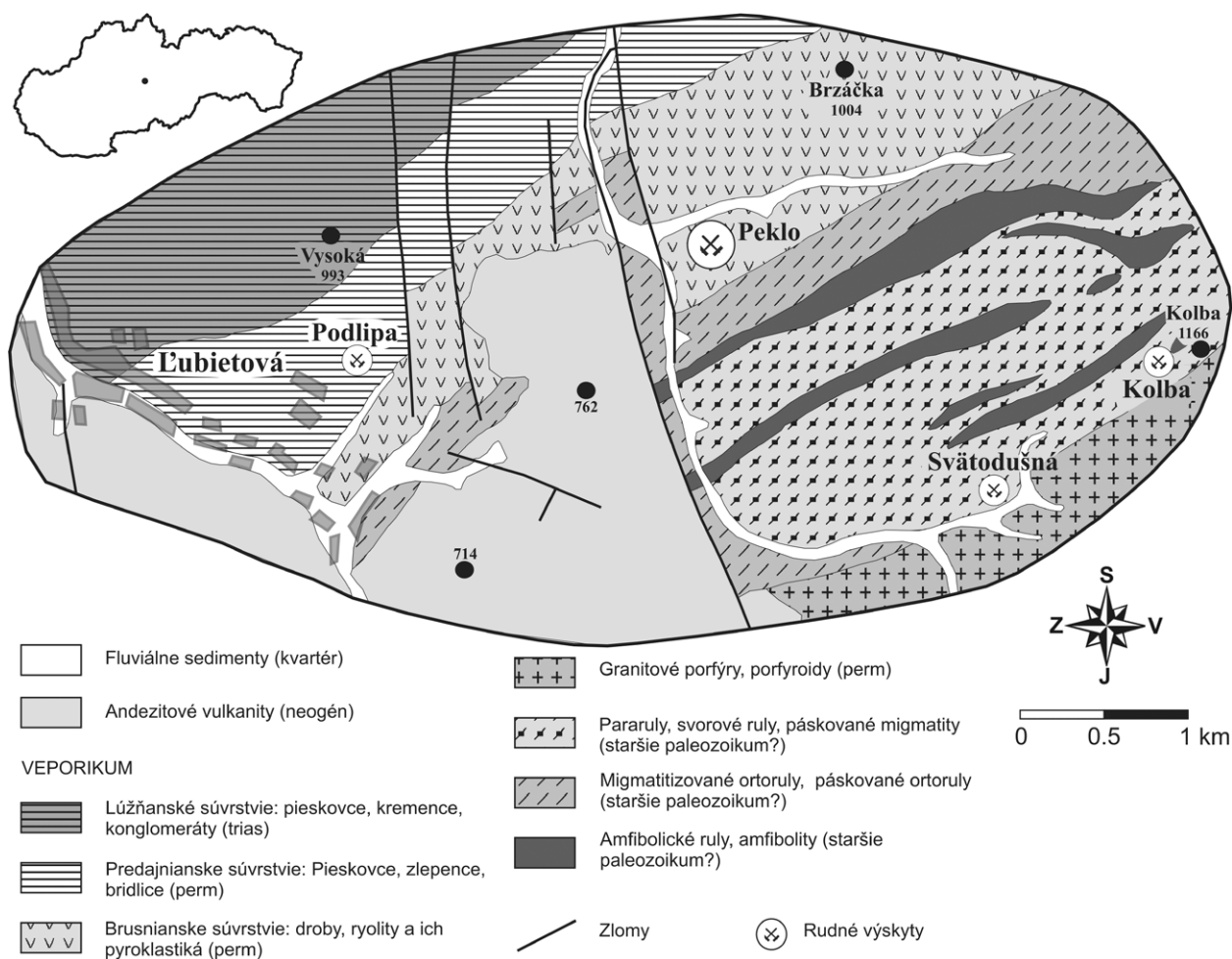
Študovaný výskyt leží sčasti v ľubietovskej zóne severoveporického kryštalinika (sensu Zoubek 1936) a sčasti v mladopaleozoických horninách veporického obalu (tzv. ľubietovská skupina; Vozárová 1979). Jeho širšie okolie je budované horninami veporika, na ktoré sú naložené produkty neogénneho vulkanizmu a pokryvné formácie kvartéru (obr. 1). Geologická stavba, tektonické pomery a výskyt nerastných surovín v západnej časti Slovenského rudohoria (teda najmä vo veporiku) sú prehľadne opísané v práci Slavkay et al. (2004). Geologické pomery severozápadnej časti Slovenského rudohoria podávajú Polák et al. (2003a,b).

Najstarším elementom veporického kryštalinika je súbor orto- i pararúl a migmatitov, s polohami amfibolitov a amfibolických rúl. Predpokladá sa staropaleozoický vek ich protolítov, ktoré boli následne metamorfované v neskorohercýnskom a tiež aj paleoalpínskom orogénom štádiu. Tieto horniny nesú často stopy intenzívnej diaforézy, za vzniku fylonitov, v ktorých sa lokálne nachádzajú rudné mineralizácie (Svätodušná, Kolba). Petrografiou týchto hornín sa zaoberal Kamenický (1982a). Na genézu ortorúl existuje viacero názorov. Sú považované za produkt anatexie pararúl (Maheľ et al. 1967), alebo produkt regionálnej metamorfózy granitoidov (Kamenický 1977), respektíve rylitov, dacitov a ich pyroklastík (Kamenický 1982b). Granitové porfýry predstavujú mladší prvok kryštalinika. Podľa starších názorov (napr. Zoubek 1958) sa telesá granitových porfýrov pokladajú za prívodné kanály permského vulkanizmu vystupujúceho v perme-

ľubietovskej skupiny (horizont Harnobisu v brusnianskom súvrství). Spodnopermský vek granitových porfýrov dokladujú nálezy ich úlomkov vo vrchnopermskom predajnianskom súvrství (Vozárová 1979). Chemické U-Th-Pb datovanie monazitu granitových porfýrov pri Osrbli poskytl vek  $265 \pm 9$  mil. rokov (Bezák et al. 2008), SHRIMP datovanie zirkónov z týchto hornín (Predajnianske Čelno) poukazuje na vek  $273 \pm 4$  miliónov rokov (Vozárová et al. 2010). Mladší vek  $184 \pm 9$  miliónov rokov zistený Rb/Sr metódou (Spišiak, Siman 2014) možno pravdepodobne zdôvodniť reaktiváciou primárneho veku granitových porfýrov, ktorá bola zapríčinená tektonotermálnou udalosťou súvisiacou s vývojom Meliatského oceánu.

Obal veporického kryštalinika je tu tvorený permskými sekvenciami ľubietovskej skupiny (Vozárová 1979), zloženej zo spodného brusnianskeho súvrstvia a vrchného predajnianskeho súvrstvia. Obe súvrstvia sú budované klastickými sedimentmi, pričom klastiká brusnianskeho súvrstvia rozdeľuje vulkanogénny horizont Harnobisu (dacit, tuť až ignimbrit). Permský vek sedimentov ľubietovskej skupiny bol doložený spoločnosťou palinomorf (Plandrová, Vozárová, 1982), SHRIMP datovanie magmatických zirkónov vulkanitov z Harnobisu poskytlo veky  $273 \pm 6$  mil. rokov a  $279 \pm 4$  miliónov rokov (Vozárová et al. 2016).

Poprikrkové formácie reprezentujú vulkanogénne formácie Poľany- epiklastické vulkanické brekcie, konglomeráty a pieskovce bádenskeho veku (Polák et al. 2003a,b). V kvartérnej etape geologického vývoja vznikali fluválne, prolúviálne a delúviálne sedimenty (Slavkay et al. 2004).



Obr. 1 Schéma geologickej stavby širšieho okolia študovanej lokality (podľa: ŠGÚDŠ 2013).

## Metodika

Vzorky pre mineralogický výskum boli odobraté prevažne z hald v súčasnosti zavalených štôlní a v jednom prípade z prístupného banského diela (tzv. Slnčná štôlnia). Toto bolo aj zdokumentované, pričom bola vyhotovená jeho kompasová skica. Pozícia jednotlivých banských diel v teréne bola zameraná turistickým GPS prístrojom (presnosť  $\pm 5 - 10$  m).

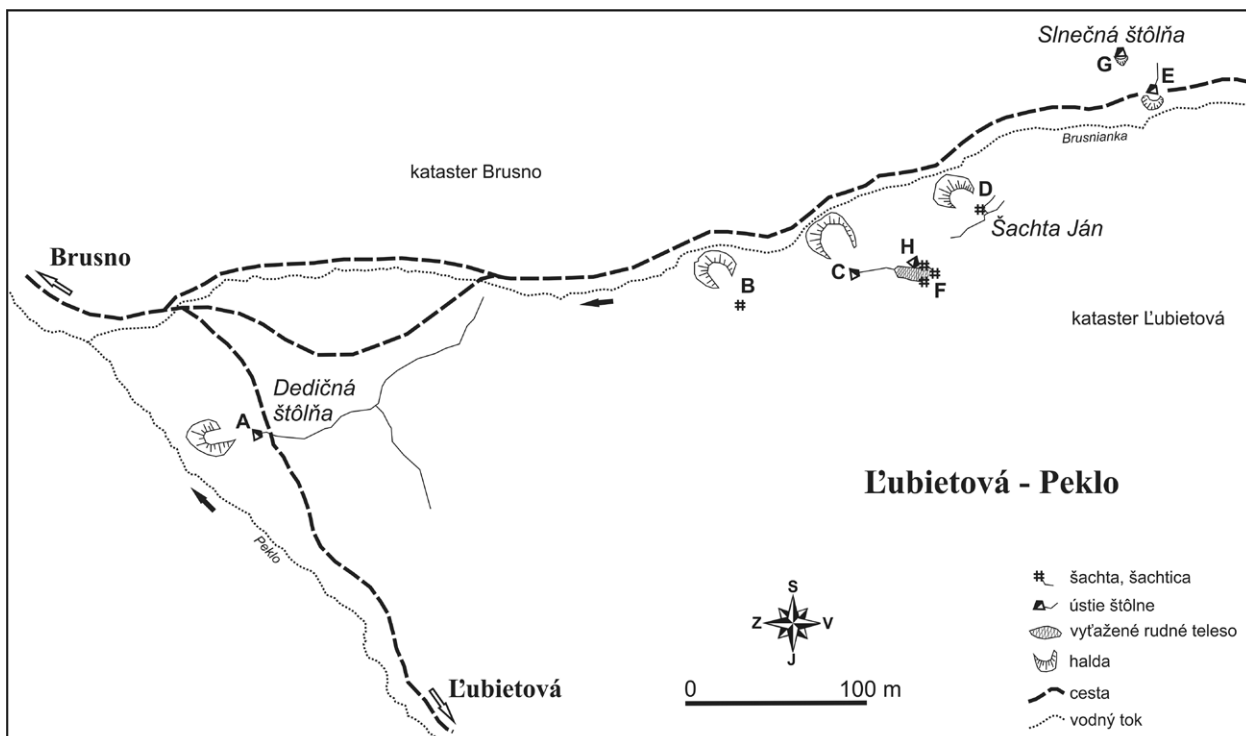
Zo vzoriek boli urobené leštené výbrusy, ktoré boli pozorované v odrazenom aj prechádzajúcom svetle na polarizačnom mikroskope Nikon ECLIPSE LV 100 POL (Fakulta prírodných vied UMB, Banská Bystrica).

Chemické zloženie jednotlivých minerálov bolo zisťované pomocou elektrónového mikroanalýzátora Jeol -JXA-8530F (Ústav vied o Zemi SAV, Banská Bystrica). Mikroanalýzátor sa využil pri orientačnom sledovaní chemického zloženia minerálov prostredníctvom energiovo-disperzného spektra (EDS) a pre bodové vlnovodisperzné mikroanalýzy (WDS). WDS mikroanalýzy sa robili za týchto podmienok: urýchľovacie napätie 15 kV, merací

prúd 16 nA (karbonáty), urýchľovacie napätie 20 kV, merací prúd 15 nA (sulfidy a sulfosoli). Priemer elektrónového lúča sa pohyboval v rozmedzí 2 - 8  $\mu\text{m}$ , použila sa ZAF korekcia. Analyzovali sa nasledovné prvky (kryštál, rtg. línie) za použitia týchto štandardov: Ag(PETL,  $L\alpha$ ) – Ag, Fe(LIFL,  $K\alpha$ ) – pyrit, Sb(PETL,  $L\alpha$ ) – antimonit, Hg (PETL,  $M\alpha$ ) – cinabarit, As(TAP,  $L\beta$ ) – GaAs, arzenopyrit, Se(TAP,  $L\beta$ ) –  $\text{Bi}_2\text{Se}_3$ , Bi(PETH,  $M\alpha$ ) –  $\text{Bi}_2\text{S}_3$ , Cu(LIFH,  $K\alpha$ ) – chalkopyrit, Ni(LIFH,  $K\alpha$ ) – gersdorffit, Co(LIFH,  $K\alpha$ ) – Co, S(PETJ,  $K\alpha$ ) – pyrit, Zn (LIF,  $K\alpha$ ) – sfalerit, Cd (PETJ,  $L\alpha$ ) – CdTe, Pb (PETJ,  $M\alpha$ ) – galenit, Au (PETH,  $M\alpha$ ) – Au, Mn (LIFH,  $K\alpha$ ) – rodonit. Ca (PETL,  $K\alpha$ ) – diopsid, Ba (PETL,  $L\alpha$ ) – bariť, Mn (LIFL,  $K\alpha$ ) – rodonit, Na (TAP,  $K\alpha$ ) – albit, Mg (TAP,  $K\alpha$ ) – diopsid, Al (TAP,  $K\alpha$ ) – albit, Si (TAP,  $K\alpha$ ) – plagioklas  $\text{An}_{65}$ , Fe (LIFH,  $K\alpha$ ) – hematit, Sr (PETH,  $L\alpha$ ) – celestín. Detekčný limit pre jednotlivé prvky sa pohyboval v rozsahu 0.003-0.03 hm. %. Fotodokumentácia minerálov a ich vzájomných mikroštruktúrnych vzťahov bola urobená v režime spätne rozptýlených elektrónov (BSE) na tom istom prístroji.



Obr. 2 Fragment kamennej podložky slúžiacej na jemné drvenie rudy (za účelom oddelenia kvalitnej rudy a hlušiny). Foto Š. Ferenc.



Obr. 3 Prekreslená historická mapa lokality Peklo (Taug 1827), s doplnenými údajmi získanými novším výskumom.

### Montanistická a štruktúrna charakteristika lokality

O lokalite Ľubietová-Peklo sú známe iba skromné archívne zmienky. Relatívny nedostatok historických zmienok o baníctve v okolí Ľubietovej, či už ide o železné, alebo medené rudy je však pre túto oblasť charakteristický, aj napriek značnému rozsahu ťažených lokalít (Bergfest 1951).

Komisia vyslaná kráľom Maximiliánom II (uhorský kráľ od r. 1563) do siedmich dolnouhorských banských miest v roku 1563, navštívila aj lokalitu Schwartztall (obyvatelia Ľubietovej v súčasnosti nazývajú túto oblasť aj Čierne peklo) pri Ľubietovej, pričom konštatuje devastáciu lesa. Táto zmienka sa s najväčšou pravdepodobnosťou dotýka výskytu, respektíve doliny Peklo (Bergfest I. c.). Nepriamo sa o študovanej lokalite vyslovuje Zsemley (1904) ktorý trochu antagonisticky konštatuje, že Ľubietová mala v 18. storočí v doline Kolba (dnešné Peklo) a vo vrchoch smerom ku Breznu bohaté strieborno-medené bane, ale bez zisku. V tesnej blízkosti študovanej lokality sa v 16. až 18. storočí nachádzala vysoká pec vyrábajúca železo z rúd okolitých baní (Rybár, Hronček 2016). O historických baníckych aktivitách na študovanom výskyte svedčí aj banícke železko a fragment kamennej podložky slúžiacej na jemné drvenie Cu-(Ag) rudy (deformovaný migmatit), ktoré boli nájdené pri prieskume haldy C (obr. 2).

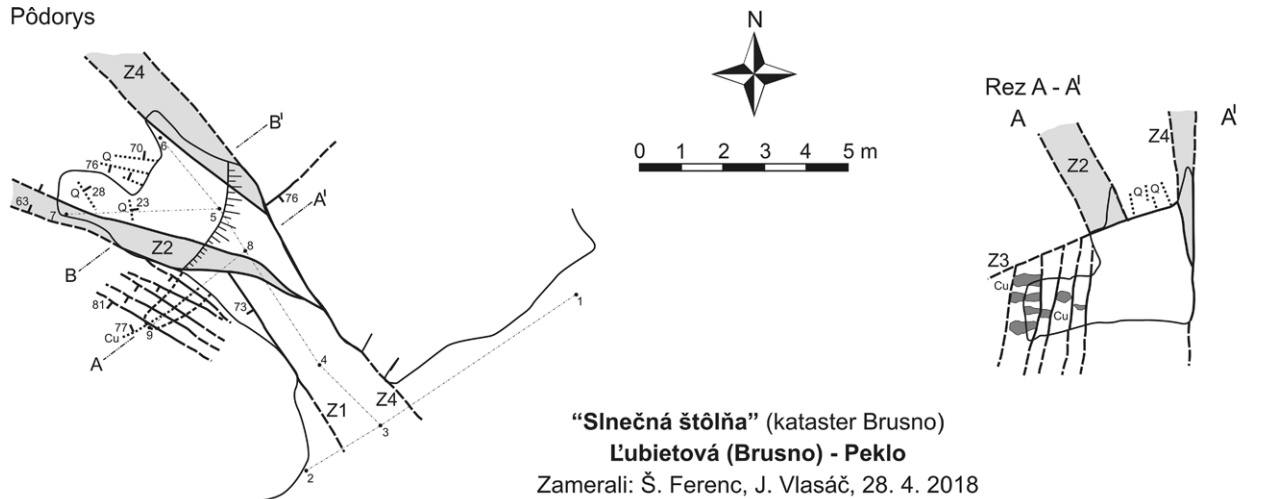
Najrelevantnejší obraz o pomeroch na výskyte Peklo poskytuje historická banská mapa (obr. 3) vytvorená v prvej polovici 19. storočia (Taug 1827). Mapa zachytáva pozíciu a priebeh troch štôlní (označenie A, C, E), jednej, v tom čase opustenej šachtice (B) a šachty Ján (D). Prevádzkové budovy sú na pôvodnej mape vyobrazené pri šachte Ján a na halde štólne C. O konkrétnych za-

čiatkoch baníckych aktivít na tejto lokalite nie sú známe bližšie údaje, no vo vysvetlivkách mapy sa konštatuje, že Dedičná štôlna (A) je (v čase vzniku mapy) niekoľko storočí stará. Podľa prekladu vysvetliviek (in Slavkay et al. 2004) sa tu sledovalo niekoľko žíl S-J smeru, ktoré sa rozštiepili do žilníka.

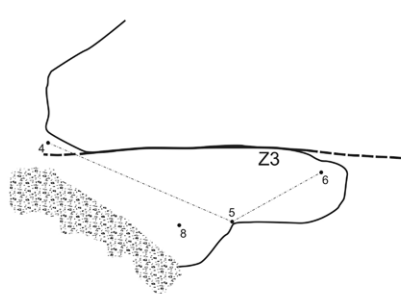
Terénnou rekognoskáciou v roku 2017 boli potvrdené všetky banské práce zachytené v Taugovej mape, no tiež bolo zistených niekoľko banských prác, ktoré táto mapa nezachytáva. Ide o tri komíny (F) a ústie štólne (H) východne od štólne C a tiež aj prístupnú „Snečnú“ štôľňu (G), ležiacu na SZ od štólne E (obe už v brusnianskom chotári).

Snečná štôlna je síce veľmi malého rozsahu, ale umožňuje aspoň čiastočne nahliadnuť do komplikovaných tektonických pomerov na lokalite Peklo (obr. 4). Samotná štôlna, ako aj niekoľko zavalených štôlní v jej okolí je vyrazená v permských arkózach a drobách brusnianskeho súvrstvia (obal veporického kryštalinika). Jej generálny smer je SZ - JV a sledovala hlavne štruktúry rovnakého smeru, v menšej miere priečne štruktúry. Tvar vydobytého priestoru v zásade ovplyvňujú štyri hlavné štruktúry (Z1 - Z4) bez zrudnenia, ktoré sú sprevádzané niekoľkými puklinami, prevažne vyplnenými kremeňom a zlomami väčšinou bez možnosti určenia zmyslu pohybu. Všetky namerané štruktúry možno zaradiť do piatich paragenetických skupín, ktorými sú definované jednotlivé deformačné štádiá (D1 - D5). Pre najstaršiu deformačnú udalosť (D1) zaznamenanú v krehkých podmienkach je charakteristická SZ-JV orientovaná kompresia, generovaná počas kompresného tektonického režimu. Skupinu predstavujú dve kremenné žily orientované v smere

#### Pôdorys



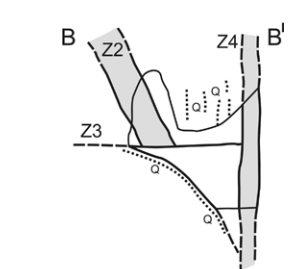
#### Rez 4 - 6



#### Rez 4 - 7



#### Rez B - B'



Žilné štruktúry s vyznačením sklonu,  
 Q - kremenné žily, Cu - rudné žily  
 (kremeň + tetraedrit)

Cu rudná žila v reze

zlomy, a - zistené, b - predpokladané  
 s vyznačením sklonu

72 širšie strižné zóny so šošovkovitými  
 kremennými žilami s vyznačením  
 sklonu

Obr. 4 Kompasová skica „Snečnej“ štólne v katastri obce Brusno.

SZ - JV. Pravdepodobne najstaršou štruktúrou je výrazná puklina so strmým sklonom, označená ako Z1 (obr. 4, 5a). Nasledujúca tektonická udalosť (D2) je určená SZ-JV smerom extenzie a na ňu kolmej kompresie. Do tejto deformačnej udalosti boli zaradené dve štruktúry orientované v smere SV - JZ, ktoré vznikli v extenznom tektonickom režime. Z nich dôležitejšia je kremená žila s Cu mineralizáciou (obr. 4, 5b). Pre ďalšiu zaznamenanú tektonickú udalosť (D3) v študovanej oblasti je príznačný vývoj najväčšieho množstva štruktúr vznikajúcich pri SSV-JJZ orientovanej osi  $\sigma_3$ . Vygenerovaná homogénna skupina piatich žíl orientovaných v smere VSV - ZJZ vznikla v extenznom tektonickom režime. Najvýraznejšou štruktúrou tejto skupiny je strižná zóna označená ako Z2 (obr. 4, 5c), ktorá je odhodena zlomom Z3 (obr.4, 5d) so sinistrálnym zmyslom pohybu a orientáciou v smere SSZ - JJV. Štruktúra Z3 vznikla v kompresnom tektonickom režime pri SZ-JV orientovanej kompresii (D4). Najmladšia tektonická udalosť (D5) je charakterizovaná extenziou v smere SV - JZ. Do skupiny patrí široká strmo uklonená strižná zóna orientovaná SZ-JV smerom, ktorá je označená ako Z4 (obr. 4, 5e).

### Petrografia hostiteľských hornín

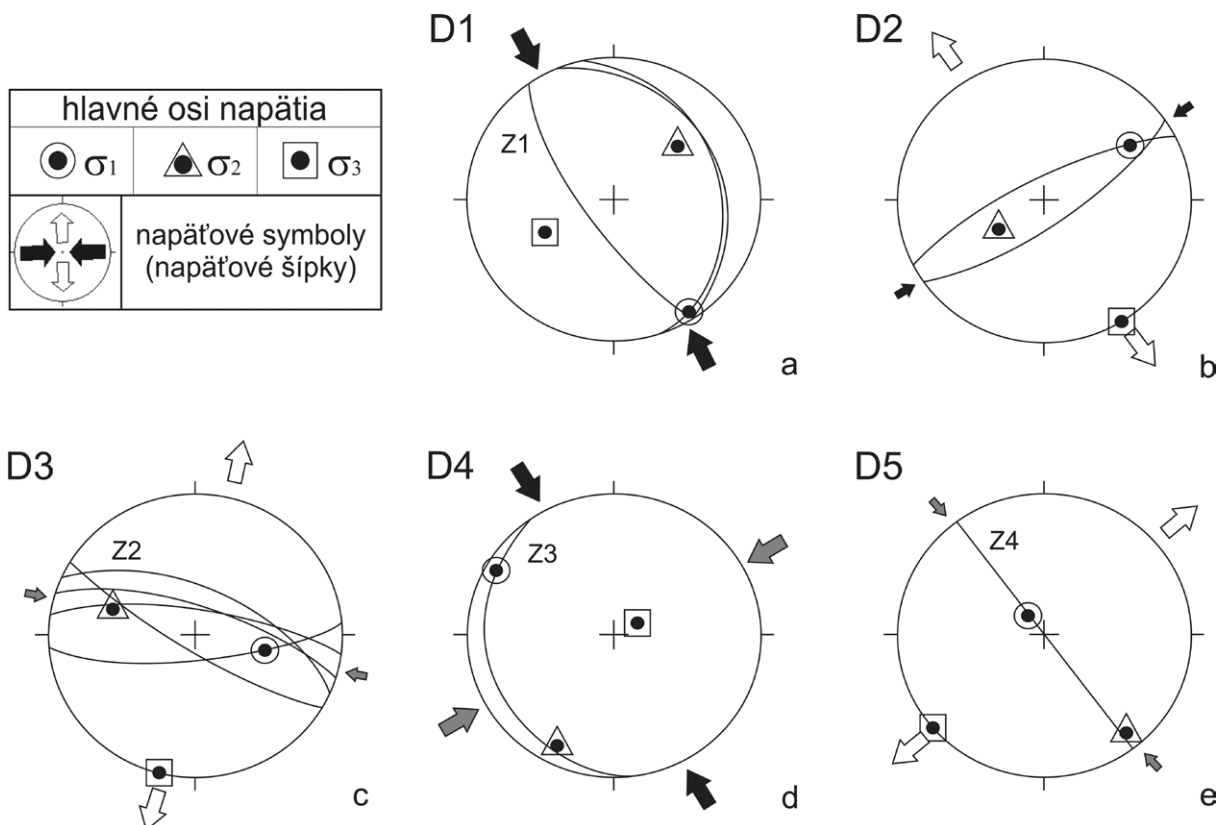
Hlavné horninotvorné minerály reprezentujú najmä undulózne zhášajúce, polygonálne, izometrické, mono- aj polykrystalické agregáty kremeňa so znakmi rekryštalizácie (veľkosť zŕn 0.2 - 1.5 mm), a hrubolupeňovitý muskovit (agregáty do 3 mm veľké), ktorý je čiastočne deformovaný (flexúry a kataklázy muskovitových agregátov). Plagioklasy a draselné živce sú prítomné iba podradne, sú postihnuté sericitizáciou a karbonatizáciou. V akesorickom množstve bol zistený ilmenit. Matrix horniny je

kremenno-sericitický a sericitický. Čistý sericitický matrix je produktom naloženej deformácie protolitu. Preniká do puklín v kremených zrnách aj do žíliek dolomitu. K tejto deformácii horniny došlo po vylúčení dolomitu a pred kryštalizáciou sulfidov, čomu nasvedčuje prenikanie chalkopyritu do sericitického matrixu.

Petrografický opis hostiteľských hornín bol urobený na základe výbrusov so zrudnením, odobratých z hald na južnom brehu potoka Brusnianka (tiež označovaná aj ako Brzáčka) (obr. 3). Hornina je teda jednak deformovaná a jednak postihnutá hydrotermálnymi alteráciami (sericitizácia, karbonatizácia a prekremenenie). Pôvodný protolit preto nemožno na základe mikroskopického štúdia celkom jednoznačne určiť (deformovaný migmatit?, deformovaná arkóza?). Na základe makroskopického zhrnutia hornín obsahujúcich zrudnenie je však možné povedať, že zrudnenie na svahoch severne od Brusnianky je lokalizované v drobách a arkózach brusnianskeho súvrstvia (perm) a zrudnenie na svahoch južne od Brusnianky je situované prevažne v deformovaných migmatitoch respektíve ortorulách veporického kryštalinika.

### Rudná mineralizácia

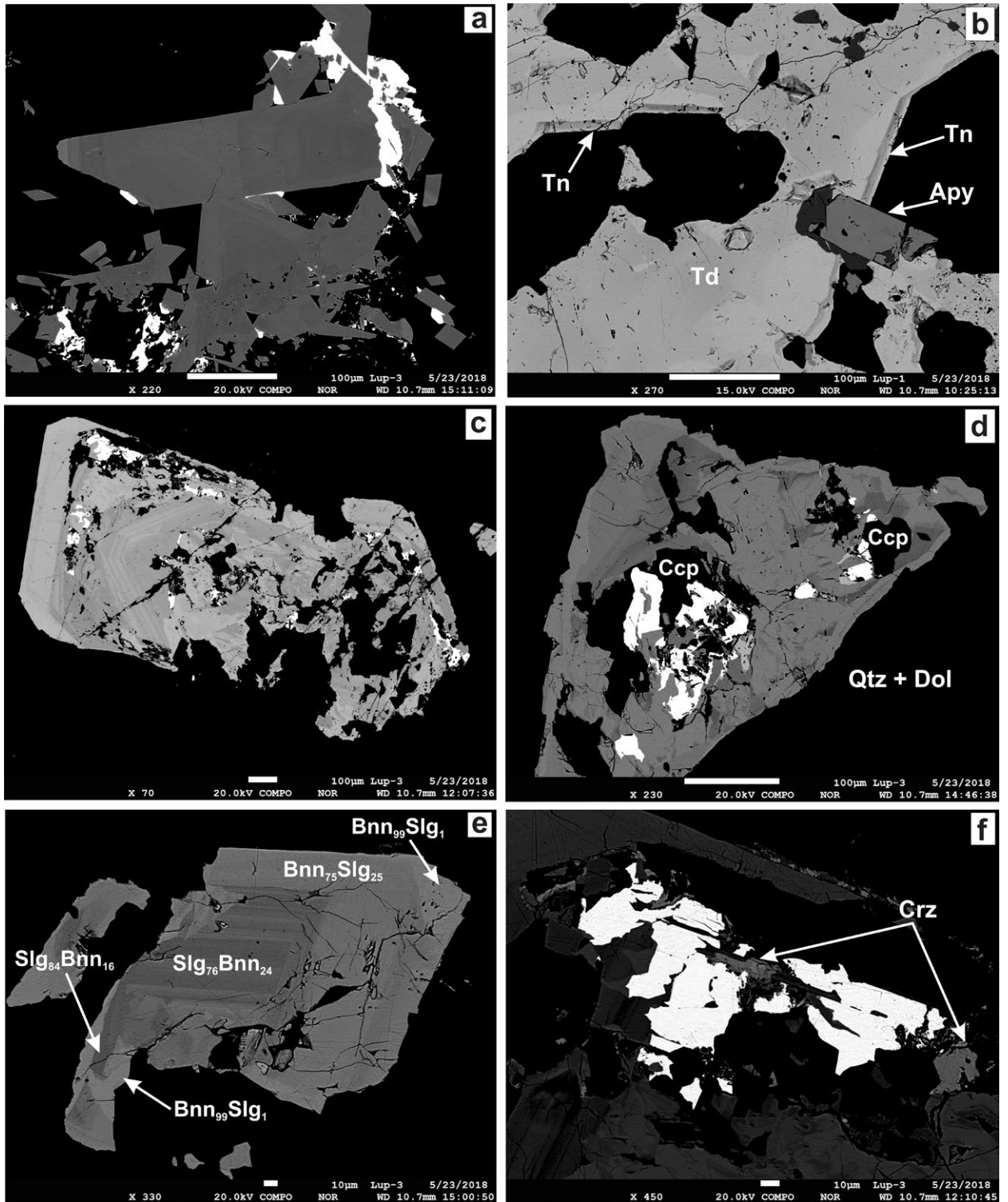
Ako to už naznačuje malý rozsah bankých prác na študovanej lokalite, rudné vzorky z haldového materiálu, respektíve aj prejavy zrudnenia v „Slnecnej“ štôlni, mineralizácia je nevelmi bohatá. Rudné minerály (makroskopicky zastúpené najmä chalkopyritom a tetraedritom) vystupujú buď v kremennej ( $\pm$  karbonát) žilovine, alebo v prekremených a lokálne karbonatizovaných migmatitoch (resp. drobách). V tomto prostredí tvoria buď impregnácie, alebo zhluky, či nepravidelné žilky dosahujúce rozmer rádovo prvých cm. Žilovina má lokálne brekciovitú



Obr. 5 Chronologická tabuľka deformačných fáz (D 1 – najstaršia, D 5 – najmladšia) pozorovaných na študovanej lokalite. Homogénne skupiny štruktúr sú znázornené pomocou stereografickej projekcie – Schmidtova sieť; spodná hemisféra.

textúru. V Slnačnej štôlni vyplňujú minerály tetraedritovo-tennantitového radu centrálnu časť kremeňnej žilky v permských arkózach a drobách, s maximálnou hrúbkou 2 cm. Makroskopicky je na lokalite možné odlíšiť dva typy zrudnenia. Pri prevahe chalkopyritu, v žilovine nie sú

takmer vôbec zastúpené minerály tetraedritovo-tennantitového radu (vystupujú len mikroskopicky) a naopak. Napriek monotónnemu vzhľadu mineralizovaných vzoriek a chudobnému zrudneniu bola na lokalite zistená pomerne široká škála minerálov (16 minerálnych fáz).



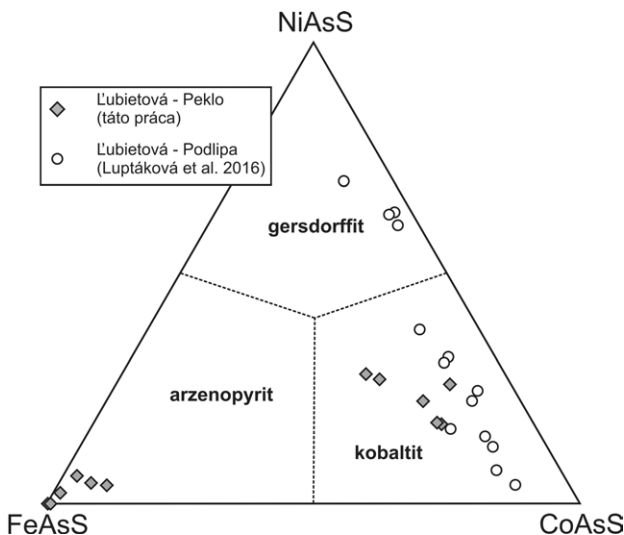
**Obr. 6** a - galenit (biely) pretína a obrastá kryštály jemne zonálneho arzenopyritu (tmavosivý). Okolie je tvorené kremeňom (čierny); b - nevýrazne zonálny tetraedrit (Td) je lemovaný tennantitom (Tn). Minerály tetraedritovo-tennantitového radu obrastajú arzenopyrit (Apy). Okolie je tvorené kremeňom; c - kryštál bourmonitu (odtiene svetlosivej)-seligmannitu (tmavšie sivé odtiene) zatláčaný chalkopyritom, karbonátmi (oba čierne), galenitom a ceruzitom (oba biele); d - alotriomorfné zmo bourmonitu (odtiene svetlosivej)-seligmannitu (tmavšie sivé odtiene) s nepravidelnou zonalitou pretínané žilkami chalkopyritu (Ccp) a galenitu (biely). Okolie je tvorené kremeňom a dolomitom (Qtz + Dol); e - alotriomorfný kryštál bourmonitu (Bnn)-seligmannitu (Slg) s extrémnym rozdielom obsahov As a Sb; f - žilka galenitu (biely) v bourmonit-seligmannite (čiernosivý). Galenit aj bourmonit-seligmannit sú zatláčané ceruzitom (Crz). BSE obrázky, foto T. Mikuš.

## Charakteristika minerálov

### Primárne minerály

**Arzenopyrit** tvorí hypidiomorfné až idiomorfné kryštály veľkosti maximálne do 1 mm, s charakteristickým kosodĺžnikovým, alebo prizmatickým prierezom. Kryštály sú riedko, ale systematicky vtrúsené v kremennej žilovine, alebo prekremenenej hornine. Býva obrastaný a korodovaný chalkopyritom, galenitom, minerálmi tetraedritovo-tennantitového radu respektíve dolomitom (obr. 6a, b). Spolu s pyritom a kobaltitom reprezentuje arzenopyrit najstaršie rudné minerály.

Chemické zloženie arzenopyritu sa väčšinou blíži ideálnemu vzorcu tohto minerálu (tab. 1; obr. 7). Lokálne boli v arzenopyrite z Pekla zistené zvýšené obsahy Co (max. 3.45 hm. %; 0.09 *apfu*), Ni (max. 2.19 hm. %; 0.06 *apfu*) a Cu (max. 1.29 hm. %; 0.03 *apfu*). Priemerné chemické



zloženie arzenopyritu z lokality L'ubietová-Peklo možno vyjadriť empirickým vzorcom:  $(\text{Fe}_{0.99}\text{Co}_{0.02}\text{Ni}_{0.02}\text{Cu}_{0.01})_{\Sigma 1.04}\text{As}_{0.93}\text{S}_{1.04}$ .

Napriek tomu, že na študovanej lokalite bol zistený kompletný prechod medzi **bournonitom** a **seligmannitom** (aj koncové, alebo takmer koncové členy), ani jeden z týchto minerálov netvorí samostatné zrná, alebo kryštály. Z tohto dôvodu sú v nasledujúcom texte obidve minerálne fázy opisované spoločne. Bournonit-seligmannit vytvára hypidiomorfné kryštály typických rombických prierezov veľkosti maximálne 2.5 mm v kremeni a karbonátoch, tiež aj alotriomorfné zrná (obr. 6c-e). Kryštály bývajú korodované/obrastané dolomitom, čo zapríčiňuje ich nedokonalý tvar. Pôvodné kryštály však museli byť idiomorfné, čo poukazuje na kryštalizáciu bournonitu-seligmannitu vo voľných dutinách v kremeni. Jednotlivé kryštály sú pretínané tenkými žilkami chalkopyritu a galenitu, niektoré dutinky v kryštáloch sú vyplnené ceruzitom vytvárajúcim pseudomorfózy po galenite (obr. 6c, d, f). Nehomogenita jednotlivých kryštálov bournonitu-seligmannitu je dobre zreteľná už pri pozorovaní v odrazenom svetle. Chemická zonalita sa vynikajúco prejaví až pri pozorovaní v BSE móde, kde je jasne viditeľný prechod od bournonitu (svetlejšie tóny sivej) po seligmannit (tmavšie odtiene sivej). Zonalita je prevažne prírastková, miestami však možno pozorovať chemickú zonalitu s nepravidelným rozmiestnením bournonitových a seligmannitových domén (obr. 6d). Reprezentatívne WDS analýzy minerálov bournonitovo-seligmannitového radu sú uvedené v tabuľke 2. V skutočnosti bolo pre zistenie variácií chemického zloženia týchto minerálnych fáz urobených 34 WDS analýz. Veľmi výraz-

**Obr. 7** Priemety mikroanalýz sulfoarzenidov z lokality Peklo v porovnaní s minerálmi radu kobaltit-gersdorffit z lokality L'ubietová-Podlipa v ternárnom diagrame systému FeAsS-NiAsS-CoAsS.

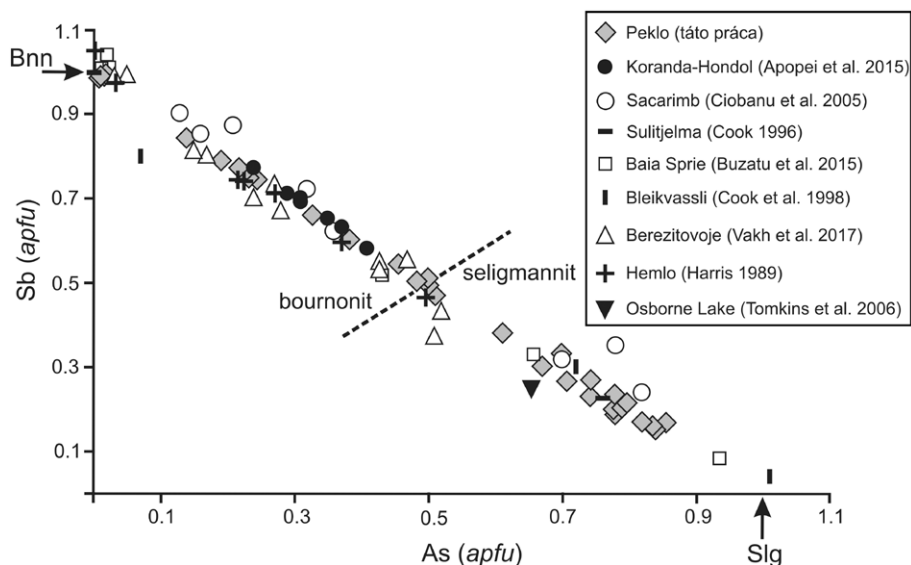
**Tabuľka 1** Chemické zloženie arzenopyritu (Apy) a kobaltitu (Cbt) z lokality Peklo

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Apy	Apy	Apy	Apy	Apy	Cbt	Cbt	Cbt	Cbt	Cbt
Fe	30.86	31.61	32.58	34.69	35.78	8.60	8.81	3.91	6.93	6.36
Co	3.45	2.23	0.97	0.48	0.07	16.36	17.47	22.24	22.91	23.24
Ni	1.42	1.63	2.19	0.85	0.00	9.87	9.44	9.02	6.08	5.97
Cu	1.29	0.35	1.20	1.18	0.00	1.24	0.30	0.03	0.14	0.00
Ag	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Au	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
As	43.05	44.06	43.10	42.46	43.54	43.29	44.02	42.62	43.57	44.28
Sb	0.11	0.11	0.08	0.08	0.03	0.10	0.01	0.00	0.00	0.02
S	21.07	20.04	21.07	21.34	20.89	19.66	19.39	20.25	19.51	19.33
$\Sigma$ hm. %	101.28	100.05	101.21	101.08	100.31	99.11	99.44	98.16	99.14	99.21
kryštalochemické koeficienty (prepočet na bázu 3 atómov)										
Fe	0.878	0.917	0.926	0.983	1.025	0.255	0.261	0.117	0.206	0.189
Co	0.093	0.061	0.026	0.013	0.002	0.460	0.491	0.628	0.645	0.656
Ni	0.038	0.045	0.059	0.023	0.000	0.278	0.266	0.256	0.172	0.169
Cu	0.032	0.009	0.030	0.029	0.000	0.032	0.008	0.001	0.004	0.000
Ag	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Au	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
$\Sigma$	1.042	1.033	1.042	1.048	1.027	1.026	1.026	1.002	1.026	1.014
As	0.913	0.953	0.913	0.897	0.930	0.957	0.973	0.947	0.965	0.983
Sb	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
$\Sigma$	0.914	0.955	0.914	0.898	0.930	0.959	0.973	0.947	0.965	0.983
S	1.044	1.013	1.043	1.054	1.043	1.016	1.001	1.051	1.009	1.003

ne je u bournonitu (Bnn) a seligmannitu (Slg) zastúpená substitúcia As $\leftrightarrow$ Sb (korelačný koeficient  $R^2 = 0.99$ ; obr. 8). Obsah As kolíše od 0.11 hm. % (0.01 apfu) v takmer čistom bournonite (pomer bournonitovej a seligmannitovej molekuly v % môže byť uvedený ako  $Bnn_{99}Slg_1$ ) do 14.13 hm. % (0.85 apfu) v seligmannite ( $Slg_{84}Bnn_{16}$ ). Štyri analýzy reprezentujú hraničnú prechodnú minerálnu fázu

s rovnováhou obsahu As a Sb (približne  $Bnn_{50}Slg_{50}$ ). Olovo a meď majú v mineráloch bournonit-seligmannitového radu konštantný pomer (Pb/Cu priemerne 0.96). Obsah Pb a Cu sa v oboch minerálnych fázach mení nesystématicky, bez zjavnej vzájomnej závislosti. Olovo kolíše významnejšie v bournonite (41.50 - 44.84 hm. %;  $\Delta_{Pb}$  3.34 hm. %), zatiaľ čo v seligmannite je rozsah jeho obsahu

**Obr. 8** Závislosť As vs. Sb v mineráloch bournonit-seligmannitového radu z lokality Peklo v porovnaní s bournonitmi a seligmannitmi z niektorých svetových ložísk. Bnn - bournonit, Slg - seligmannit



**Tabuľka 2** Chemické zloženie minerálnych fáz radu bournonit-seligmannit z lokality Peklo; Bnn - bournonit, Slg - seligmannit

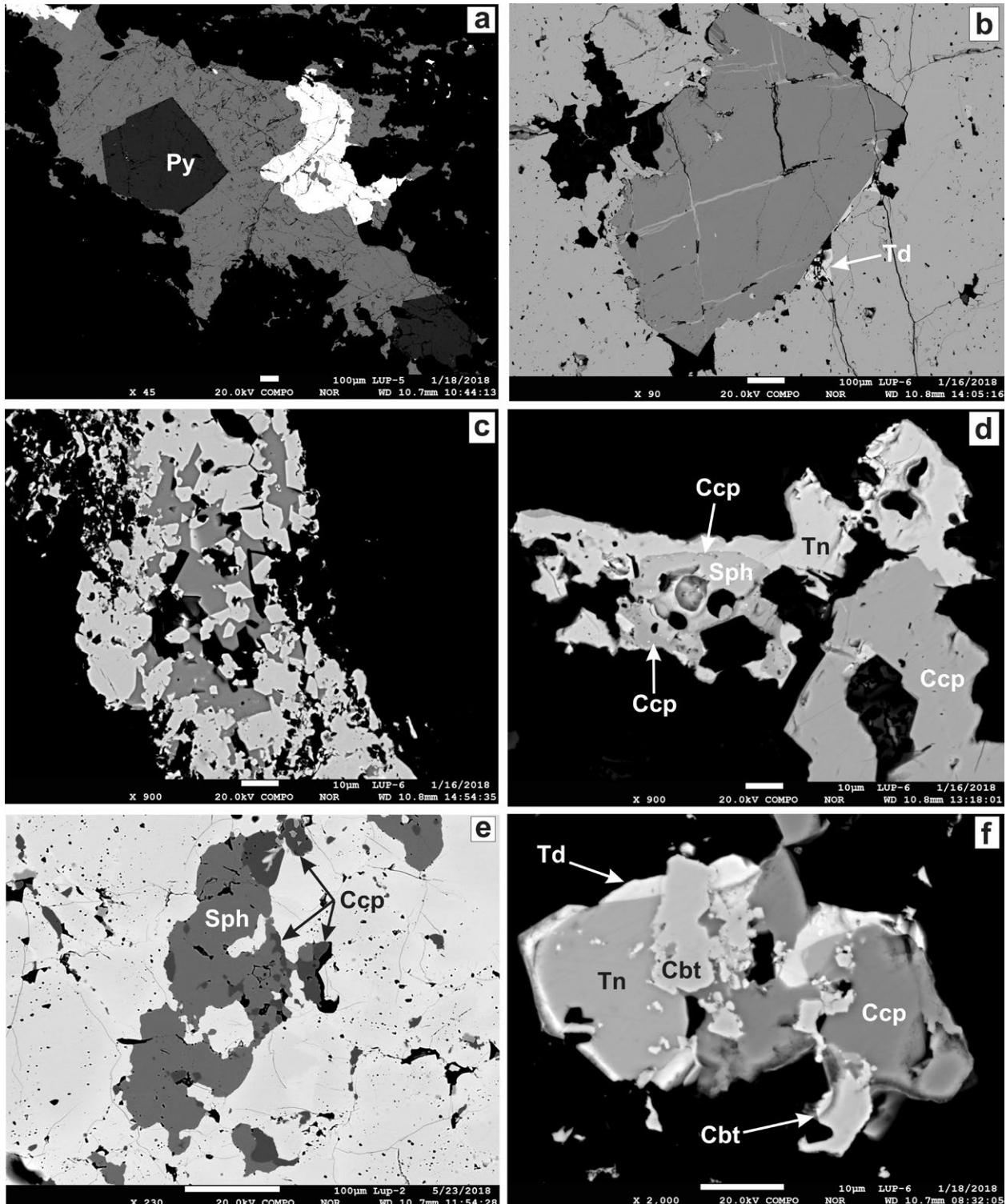
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
	Bnn	Bnn	Bnn	Bnn	Bnn	Bnn	Bnn	Bnn/Slg	Slg	Slg	Slg	Slg	Slg	Slg
Pb	42.50	41.92	42.91	43.08	43.48	43.31	44.84	44.87	44.32	44.64	44.77	45.66	45.17	46.32
Cu	13.63	13.66	13.52	13.89	13.90	14.26	14.24	14.27	14.40	14.34	14.72	14.18	14.25	14.52
Fe	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.00	0.06	0.02	0.01	0.10	0.02	0.01	0.00	0.03
Ni	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Co	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
Zn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Cd	0.12	0.09	0.10	0.12	0.00	0.14	0.07	0.06	0.12	0.08	0.05	0.11	0.03	0.08
As	0.14	0.25	2.14	3.54	5.16	7.33	7.74	8.06	8.20	9.91	11.09	12.82	13.50	14.13
Sb	24.84	24.56	21.39	19.39	16.86	14.25	13.05	13.05	12.30	10.08	8.11	5.44	4.68	4.51
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.12	0.05
S	19.34	19.29	19.94	19.99	20.07	20.49	20.25	20.41	20.40	20.54	21.25	21.15	21.06	20.67
$\Sigma$ hm. %	100.59	99.79	100.05	100.04	99.50	99.78	100.30	100.74	99.77	99.70	100.01	99.41	98.82	100.32
kryštalochemické koeficienty (prepočet na bázu 6 atómov)														
Pb	1.000	0.991	0.996	0.992	0.997	0.973	1.010	1.004	0.996	0.995	0.978	1.001	0.991	1.013
Cu	1.046	1.052	1.023	1.042	1.039	1.045	1.046	1.042	1.055	1.042	1.048	1.014	1.019	1.035
Fe	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.005	0.002	0.001	0.008	0.002	0.001	0.000	0.002
Ni	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Co	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Zn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cd	0.005	0.004	0.004	0.005	0.000	0.006	0.003	0.003	0.005	0.003	0.002	0.004	0.001	0.003
$\Sigma$	2.054	2.050	2.027	2.042	2.039	2.024	2.066	2.051	2.057	2.048	2.030	2.021	2.013	2.054
As	0.009	0.016	0.138	0.225	0.327	0.455	0.482	0.499	0.510	0.611	0.669	0.777	0.819	0.854
Sb	0.995	0.988	0.845	0.760	0.658	0.545	0.500	0.497	0.470	0.382	0.301	0.203	0.175	0.168
$\Sigma$	1.004	1.004	0.982	0.985	0.985	1.000	0.983	0.996	0.980	0.993	0.971	0.980	0.994	1.022
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.007	0.003
S	2.942	2.946	2.990	2.973	2.976	2.976	2.949	2.953	2.963	2.958	2.999	2.997	2.986	2.921
$\Sigma$	2.942	2.946	2.990	2.973	2.976	2.976	2.951	2.953	2.963	2.958	2.999	2.999	2.993	2.924
Pb/Cu	0.96	0.94	0.97	0.95	0.96	0.93	0.97	0.96	0.94	0.95	0.93	0.99	0.97	0.98
As/As+Sb	0.01	0.02	0.14	0.23	0.33	0.46	0.49	0.50	0.52	0.62	0.69	0.79	0.82	0.84



menej výrazný (44.32 - 46.51 hm. %;  $\Delta_{pb}$  2.19 hm. %). Zmena obsahu medi ( $\Delta_{cu}$ ) je v oboch mineráloch blízka ~ 0.9 hm. %; 13.38 - 14.31 hm. % v bournonite a 13.95 - 14.82 hm. % v seligmannite. Minerály radu bournonit-seligmannit sú charakteristické veľmi nízkym obsahom prímiesí. Obsah Ni, Co a Zn nepresahuje 0.06 hm. % (pre

každý prvok osobitne), relatívne významnejšie sú zastúpené Fe (max. 0.10 hm. %; 0.01 *apfu*) a Cd (max. 0.15 hm. %; 0.01 *apfu*). Ojedinele bol zistený nevýrazne zvýšený obsah Se (max. 0.12 hm. %; 0.01 *apfu*).

**Galenit** vystupuje na skúmanej lokalite iba v malom množstve. Zistený bol iba v žilovine (dolomit + kremeň),



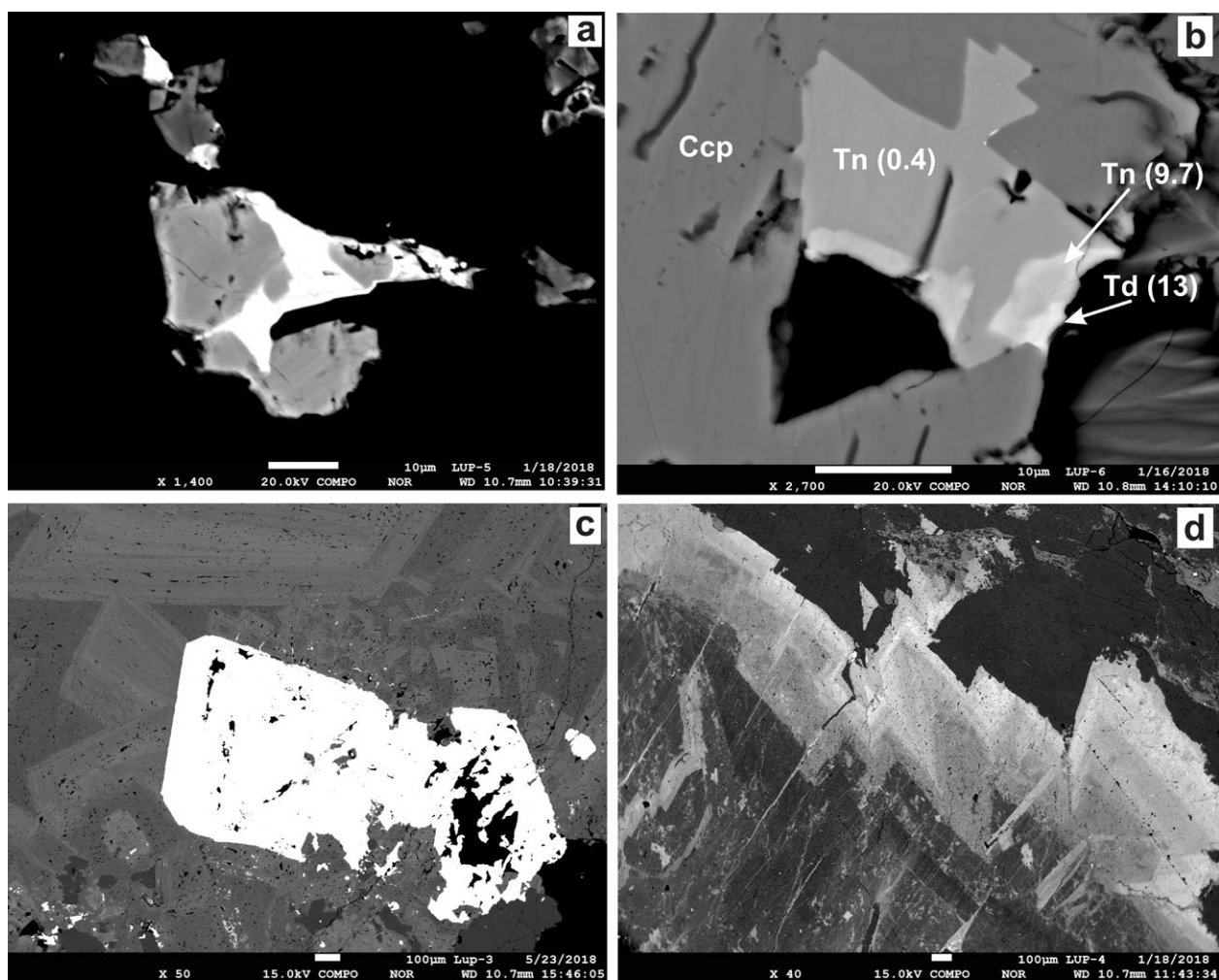
**Obr. 9** a - zrast kryštálov pyritu (Py) uzavieraný chalkopyritom (tmavosivý). Tetradrit (biely) narastá na chalkopyrit, resp. ho preráža; b - chalkopyrit (svetlosivý) koroduje kryštál pyritu (tmavosivý) a vyplňa v ňom štiepne trhliny. Tetradrit (Td) sa vylúči v priestore medzi pyritom a chalkopyritom, kremeň je čierny; c - prerastanie kobaltitu (svetlosivý) s chalkopyritom (tmavosivý). Kremeň je čierny; d - chalkopyrit (Ccp) tvorí tenký lem na sfalerite (Sph). Sfaleritovo-chalkopyritový agregát je obrastený tennantitom (Tn); e - sfalerit (Sph) prerastený s chalkopyritom (Ccp) je uzavieraný v tetradrite (svetlosivý); f - polyminerálny agregát zložený z kobaltitu (Cbt) tennantitú (Tn), tetradritu (Td) a chalkopyritu (Ccp). BSE obrázky, foto T. Mikuš.

ktorá obsahuje minerály bournonit-seligmannitového radu. Vyskytuje sa v asociácii s arzenopyritom, v ktorom tvorí žilky a vyplňa priestory medzi arzenopyritovými kryštálmi (obr. 6a), alebo v asociácii s minerálmi bournonit-se-

ligmannitového radu, ktoré zatláča po puklinkách (obr.6c, d). Samotný galenit býva zatláčaný ceruzitom (obr.6f). Vo vyššie uvedených minerálnych fázach vytvára galenit nepravidelné žilky, alebo izometrické agregáty/zrná veľkosti

**Tabuľka 3** Mikroanalýzy sfaleritu z lokality Peklo

	1	2	3	4	5	6	7
Zn	61.17	62.17	62.43	63.06	63.24	62.62	63.67
Mn	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00
Fe	3.34	2.28	2.38	2.76	3.20	2.78	2.74
Cu	1.90	1.57	1.17	0.66	0.40	0.98	0.19
Cd	0.18	0.30	0.25	0.22	0.21	0.23	0.21
Hg	0.28	0.25	0.17	0.00	0.00	0.12	0.00
S	33.82	32.79	33.13	33.54	33.39	33.33	33.31
Σ hm. %	100.69	99.36	99.53	100.23	100.46	100.06	100.12
kryštalochemické koeficienty (prepočet na 2 atómy)							
Zn	0.898	0.931	0.931	0.931	0.933	0.928	0.942
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.057	0.040	0.041	0.048	0.055	0.048	0.047
Cu	0.029	0.024	0.018	0.010	0.006	0.015	0.003
Cd	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Hg	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Σ	0.987	0.999	0.993	0.990	0.996	0.993	0.994
S	1.013	1.001	1.007	1.010	1.004	1.007	1.006
Me <sup>2+</sup> /S	0.97	1.00	0.99	0.98	0.99	0.99	0.99



**Obr. 10** a - zrno tennantitu (sivý) prenikané tetraedritom (biely); b - tennantit s nízkym obsahom striebra (Tn 0.4) je lemovaný tennantitom s vysokým obsahom striebra (Tn 9.7) a striebrosným tetraedritom (Td 13). Čísla v zátvorčkách vyjadrujú obsah Ag v hm. %; c - kryštál bournonit-seligmannitu (biely) je obrastený kryštálmi Fe-dolomitu (odtiene sivej); d - dolomitový agregát (tmavosivý) je dorastaný Fe-dolomitom (odtiene svetlosivej). Čierny je kremeň. BSE obrázky, foto T. Mikuš.

do 0.2 mm. Okrem hlavných prvkov Pb a S obsahuje galenit (3 WDS analýzy) len nevýrazné prímеси Cu (0.12 hm. %), Cd (0.11 hm. %) a Sb (0.24 hm. %). Obsah ostatných prvkov (Fe, Co, As) sa pohybuje maximálne v stotínach hm. % (sumárny obsah 0.07 hm. %). Chemické zloženie študovaného galenitu charakterizuje empirický vzorec  $(Pb_{1.02}Sb_{0.01})_{\Sigma 1.03}S_{0.97}$ .

**Chalkopyrit** patrí medzi najrozšírenejšie minerály na lokalite. Je podstatnou súčasťou makroskopicky monotónnej chalkopyritovej rudniny, kde tvorí nepravidelné žilky a agregáty (veľkosť do 2 - 3 cm) v kremenno-karbonátovej žilovine, alebo impregnácie v prekremenenných a karbonatizovaných ortorulách. Obrastá kryštály/zrná pyritu, arsenopyritu, kobaltitu a sfaleritu (obr. 9a-d). Väčšie kryštály pyritu preniká žilkami po prednostných kryštalografických smeroch (obr. 9b), tvorí výplne puklín v kryštáloch bournonitu-seligmannitu (obr. 9c, d). Sám je uzavieraný minerálmi tetraedritovo-tennantitového radu (obr. 9d, e). V niektorých prípadoch boli zistené aj vlásočnicové žilky chalkopyritu (II. generácia) prerážajúce tetraedritové agregáty. Chemické zloženie chalkopyritu bolo stanovené orientačne (2 WDS analýzy). Chalkopyrit má pomerne monotónne zloženie, významnejšie je zvýšený iba obsah Bi (0.55 a 1.00 hm. %), obsah Co, Ag, Au a Sb sa pohybuje v prvých stotínach hm. %, suma ich obsahov nepresahuje 0.1 hm. %. Priemerné zloženie chalkopyritu z Pekla vyjadruje empirický vzorec  $Cu_{0.99}Fe_{0.99}Bi_{0.01}S_{2.01}$ .

**Kobaltit** patrí na študovanej lokalite medzi vzácnejšie minerálne fázy. Vytvára agregáty alotriomorfných zŕn až

hypidiomorfných kryštálov veľkosti maximálne 40  $\mu m$ , ktoré sú čiastočne obrastané chalkopyritom (obr. 9c). V niektorých prípadoch tvorí nepravidelné zrná v tesnej asociácii s chalkopyritom, tetraedritom a tennantitom (obr. 9f), čo môže naznačovať vznik kobaltitu pri rozpade tuhého roztoku Cu-Fe-Co-Ni-(Zn-Ag)-As-S s nerovnovážnym zložením (kobaltit II ?). Na rozdiel od arsenopyritu, sa chemické zloženie kobaltitu mení v širšom rozsahu (obr. 7; tab. 1). Obsah Co sa mení v rozmedzí 16.36 - 23.24 hm. % (0.46 - 0.66 *apfu*), Ni v rozmedzí 6.00 - 9.90 hm. % (0.17 - 0.28 *apfu*) a obsah Fe varíruje od 3.90 do 8.80 hm. % (0.12 - 0.26 *apfu*). Z iných prvkov boli v kobaltite zistené nevýrazné obsahy Cu (max. 1.24 hm. %; 0.03 *apfu*) a Sb (max. 0.1 hm. %). Hraničné zloženie kobaltitu možno charakterizovať empirickými vzorcami  $(Co_{0.66}Fe_{0.19}Ni_{0.17})_{\Sigma 1.02}As_{0.98}S_{1.00}$  (najvyšší obsah Co),  $(Co_{0.46}Ni_{0.28}Fe_{0.26}Cu_{0.03})_{\Sigma 1.03}As_{0.96}S_{1.02}$  (najnižší obsah Co) a  $(Co_{0.63}Ni_{0.27}Fe_{0.12})_{\Sigma 1.02}As_{0.95}S_{1.05}$  (najnižší obsah Fe). V porovnaní so zložením kobaltitu z blízkeho historického ložiska Cu rúd Ľubietová-Podlipa (Luptáková et al. 2016), má kobaltit z lokality Peklo mierne zvýšený obsah Fe.

Charakter vystupovania **pyritu**, ako aj jeho vzťahy s ostatnými minerálmi zrudnenia sú zhodné s arsenopyritom (obr. 9a, b). Veľkosť pyritových kryštálov kubických tvarov však dosahuje maximálne 2 mm a všeobecne je viacej rozšírený ako arsenopyrit. Chemické zloženie pyritu je pomerne monotónne a bolo stanovené iba orientačne (2 WDS analýzy). Z prímеси je v pyrite najvýraznejšie zvýšený obsah Bi (max. 0.82 hm. %) a Cu (0.31 hm. %).

**Tabuľka 4** Mikroanalýzy tetraedritu (Td) a tennantitu (Tn) z lokality Peklo

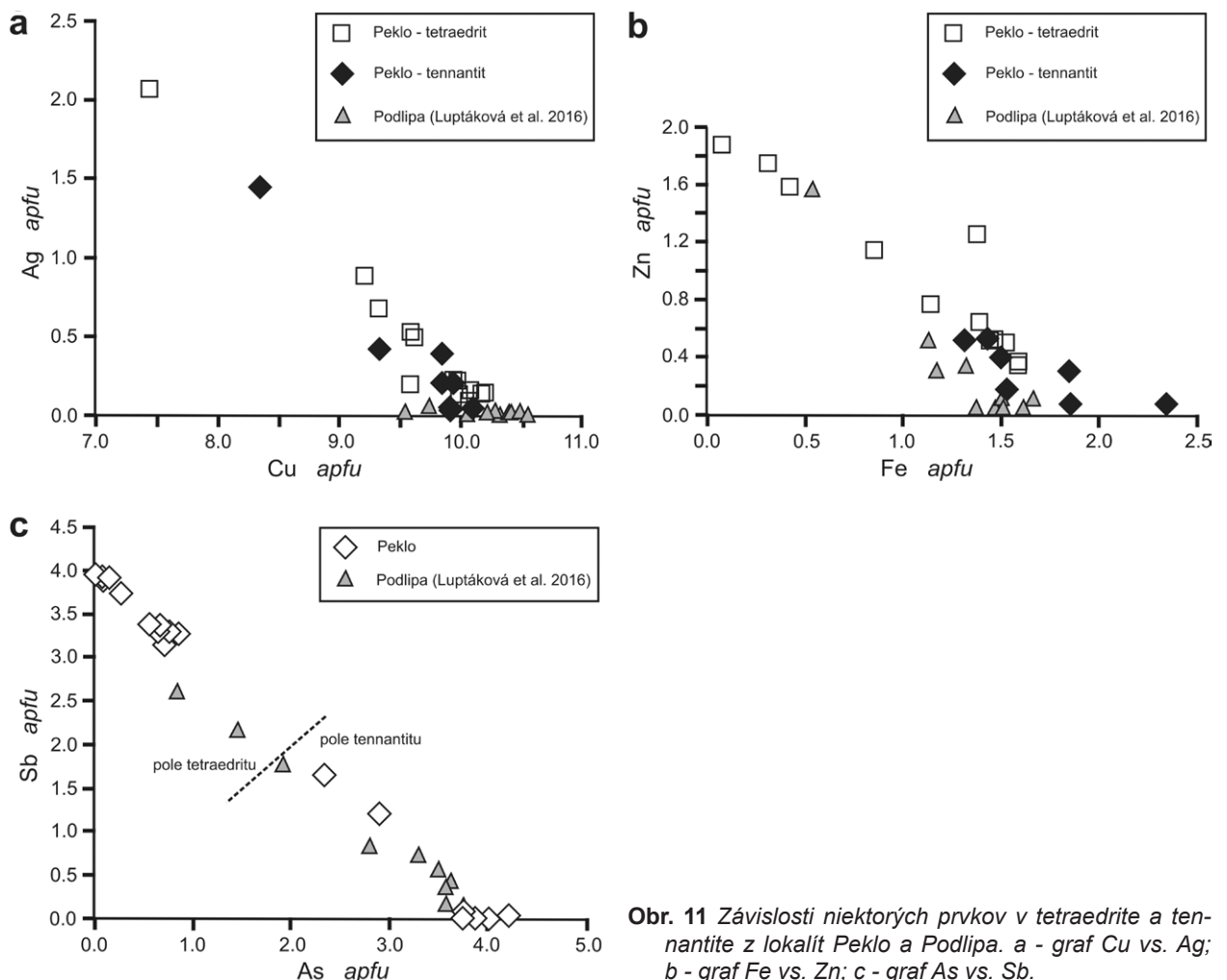
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
	Tn	Tn	Tn	Tn	Tn	Tn	Tn	Td	Td	Td	Td	Td	Td	Td	Td
Cu	42.38	41.39	41.46	42.21	39.67	41.82	33.22	27.79	39.11	36.90	37.02	38.84	34.49	35.33	35.83
Ag	1.42	2.76	1.40	0.23	3.04	0.30	9.74	13.01	1.44	3.19	1.31	0.66	5.60	4.39	3.35
Fe	4.92	5.64	5.54	5.34	6.89	5.20	8.18	4.51	5.46	4.97	1.04	0.24	4.55	5.09	2.80
Zn	2.28	0.71	1.70	2.29	1.29	2.25	0.29	4.80	1.46	2.06	6.94	7.47	2.47	1.93	4.39
Cd	0.00	0.00	0.02	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.00
Hg	0.50	0.38	0.25	0.00	0.20	0.03	0.06	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00	0.04	0.07	0.13
Pb	0.12	0.00	0.08	0.13	0.07	0.07	0.08	0.03	0.00	0.16	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00
As	18.83	19.89	19.21	20.05	21.10	14.15	10.96	3.13	3.54	2.91	2.53	1.20	0.31	0.18	0.01
Sb	0.00	0.01	0.02	0.05	0.38	9.54	12.62	22.49	24.74	24.42	24.86	27.61	27.92	28.56	28.35
Se	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.28	0.14	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
S	28.44	27.61	27.94	28.16	27.45	26.70	25.52	24.42	25.26	25.01	25.77	25.14	24.38	24.85	24.27
$\Sigma$ hm. %	98.88	98.38	97.62	98.46	100.17	100.11	100.96	100.42	101.19	99.61	99.48	101.26	99.80	100.44	99.13
kryštalochemické koeficienty (prepočet na 29 atómov)															
Cu	9.947	9.852	9.852	9.909	9.339	10.100	8.357	7.449	9.978	9.619	9.592	10.051	9.214	9.321	9.603
Ag	0.196	0.387	0.196	0.032	0.421	0.043	1.443	2.054	0.216	0.490	0.201	0.100	0.881	0.682	0.529
Fe	1.313	1.529	1.498	1.425	1.845	1.430	2.341	1.377	1.586	1.474	0.306	0.071	1.384	1.527	0.854
Zn	0.520	0.164	0.394	0.522	0.296	0.528	0.072	1.250	0.362	0.522	1.747	1.878	0.640	0.495	1.142
Cd	0.000	0.000	0.003	0.000	0.011	0.006	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000
Hg	0.037	0.029	0.019	0.000	0.015	0.002	0.005	0.008	0.008	0.000	0.000	0.000	0.003	0.006	0.011
Pb	0.009	0.000	0.006	0.009	0.005	0.005	0.006	0.002	0.000	0.013	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000
$\Sigma$	12.021	11.960	11.967	11.898	11.931	12.114	12.224	12.140	12.155	12.117	11.846	12.116	12.126	12.034	12.139
As	3.747	4.015	3.872	3.992	4.212	2.899	2.338	0.712	0.767	0.642	0.556	0.263	0.070	0.041	0.003
Sb	0.000	0.001	0.002	0.006	0.046	1.203	1.656	3.146	3.294	3.322	3.362	3.728	3.893	3.933	3.965
$\Sigma$	3.747	4.016	3.874	3.998	4.259	4.102	3.994	3.858	4.061	3.964	3.918	3.991	3.963	3.974	3.967
Se	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.057	0.031	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
S	13.231	13.024	13.158	13.104	12.810	12.784	12.725	12.971	12.775	12.919	13.236	12.893	12.911	12.993	12.893
$\Sigma$	13.231	13.024	13.158	13.104	12.810	12.784	12.782	13.003	12.784	12.919	13.236	12.893	12.911	12.993	12.893
As/As+Sb	1.00	1.00	1.00	1.00	0.99	0.71	0.59	0.18	0.19	0.16	0.14	0.07	0.02	0.01	0.00

Veľmi nevýrazne sú prítomné Co (0.12 hm. %) a Ni (0.08 hm. %). Napriek prímiesiam, priemerné zloženie pyritu z lokality Peklo možno vyjadriť ako  $\text{Fe}_{1.00}\text{S}_{2.00}$ , čo vlastne predstavuje ideálny empirický vzorec.

**Sfalerit** je na lokalite pomerne rozšíreným minerálom, ale vystupuje iba v menších množstvách. Tvorí nepravidelné žilky, zhluky a zrná (max.  $0.8 \times 0.4$  mm) v asociácii s minerálmi tetraedritovo-tennantitového radu, chalkopyritom, pyritom a arzenopyritom (obr. 9e). Sfalerit uzaviera a obteká zrná pyritu/arzenopyritu. Býva lemovaný a prerážaný chalkopyritom a sfaleritovo-chalkopyritové agregáty bývajú následne čiastočne lemované, alebo úplne uzavierané tetraedritom respektíve tennantitom (obr. 9d). V odrazenom svetle je sfalerit homogénny, len lokálne v ňom boli zistené drobné (veľkosť prvých  $\mu\text{m}$ ) odmiešaviny chalkopyritu („chalkopyrite disease“). Relatívna homogenita je charakteristická aj pre jeho chemické zloženie (tab. 3). Najviac vo sfalerite kolíše obsah Zn, ktorý sa pohybuje v rozsahu 61.17 - 63.67 hm. % (0.90 - 0.94 *apfu*), ide teda o vysoko zinočnatý sfalerit. Zinok je čiastočne nahradzovaný najmä Fe (2.28 - 3.34 hm. %; 0.04 - 0.06 *apfu*) a Cu (0.19 - 1.90 hm. %; 0.003 - 0.03 *apfu*). Obsah Cd je pomerne stabilný (priemerne 0.23 hm. %) a maximálny zistený obsah Hg bol 0.28 hm. %. Priemerný empirický vzorec sfaleritu možno vyjadriť ako  $(\text{Zn}_{0.93}\text{Fe}_{0.05}\text{Cu}_{0.02})_{\Sigma 1.00}\text{S}_{1.01}$ .

**Tennantit** je oproti tetraedritu rozšírený iba podradne (často, no iba v mikroskopických rozmeroch). Tvorí nepravidelné žilky s dĺžkou do 0.1 mm v kremeň, ktoré

narastajú na chalkopyrit (obr. 9d). Vytvára aj lemy a žilky s hrúbkou do 10  $\mu\text{m}$  na/vo väčších agregátoch tetraedritu (obr. 6b). Jeho samostatné zrná (veľkosti 30  $\mu\text{m}$ ) sú lokálne prenikané tetraedritom so zvýšeným obsahom Ag (obr. 10a), alebo vystupujú v tesnej asociácii s chalkopyritom, tetraedritom a kobaltitom (obr. 9f). V tomto prípade je tennantit tiež obaľovaný tetraedritom. Ojedinele bol zistený tennantit (II. generácia?) so zvýšeným obsahom Ag (9.74 hm. %), ktorý tvorí lem na tennantite s nízkym obsahom Ag (3.0 hm. %; obr. 10b). Chemické zloženie tennantitu z lokality Peklo uvádza tabuľka 4. Študovaný tennantit je charakteristický stabilnou prímiesou Ag (0.23 - 9.74 hm. %; 0.03 - 1.44 *apfu*), ktoré vykazuje výraznú negatívnu koreláciu ( $r = -0.97$ ) s Cu (33.22 - 42.53 hm. %; 8.36 - 9.91 *apfu*; obr. 11a). Z ďalších prvkov sú v tennantite výraznejšie zastúpené Fe a Zn, s mierne menej výraznou negatívnou koreláciou ( $r = -0.79$ ; obr. 11b). Obsah Fe sa pohybuje v rozsahu 4.92 - 8.18 hm. % (1.31 - 2.34 *apfu*), obsah Zn je generálne nižší (0.29 - 2.29 hm. %; 0.07 - 0.52 *apfu*). Z iných dvojmocných prvkov vstupujúcich do tetraedrickej pozície sú nevýrazne (avšak pomerne stabilne) zastúpené Hg (priemerne 0.18 hm. %; 0.01 *apfu*) a Pb (priemerne 0.07 hm. % 0.01 *apfu*). Na základe pomeru As a Sb (obr. 11c) predstavuje študovaný tennantit pomerne čistú fázu (obsah Sb priemerne 0.17 hm. %; 0.02 *apfu*; 6 analýz). V dvoch prípadoch bol zistený výrazne zvýšený obsah Sb (max. 12.62 hm. %; 1.66 *apfu*).



**Obr. 11** Závislosti niektorých prvkov v tetraedrite a tennantite z lokalít Peklo a Podlipa. a - graf Cu vs. Ag; b - graf Fe vs. Zn; c - graf As vs. Sb.

**Tetraedrit** predstavuje na študovanej lokalite popri chalkopyrite druhý najvýznamnejší rudný minerál. Obdobne ako chalkopyrit tvorí nepravidelné žilky a agregáty (veľkosť do 3 cm) v kremennej, kremenno-karbonátovej žilovine, alebo impregnácie v prekremených a karbonatizovaných migmatitoch. Prerastá s chalkopyritom I., lokálne aj so sfaleritom, pričom tieto minerály uzaviera (obr. 9e). Tiež koroduje a uzaviera kryštály arzenopyritu a pyritu (obr. 9b). Sám je prerážaný chalkopyritom II a miestami lemovaný tennantitom (obr. 6b). Chemické zloženie tetraedritu je dokumentované v tabuľke 4. Med (27.79 - 39.27 hm. %; 7.45 - 10.18 *apfu*) vykazuje vynikajúcu negatívnu koreláciu ( $r = -0.98$ ) so striebrom (obr. 11a). Striebro je v tetraedrite prítomné stabilne, jeho obsah sa pohybuje v rozsahu 0.66 - 13.01 hm. % (0.10 - 2.05 *apfu*). Od tennantitu sa študovaný tetraedrit odlišuje vyšším obsahom Zn (1.39 - 7.47 hm. %; 0.35 - 1.88 *apfu*), na úkor obsahu Fe (0.24 - 5.46 hm. %; 0.07 - 1.59 *apfu*). Oba prvky vzájomne vykazujú výraznú negatívnu koreláciu s koeficientom  $r = -0.94$  (obr. 11b). Ostatné dvojmočné

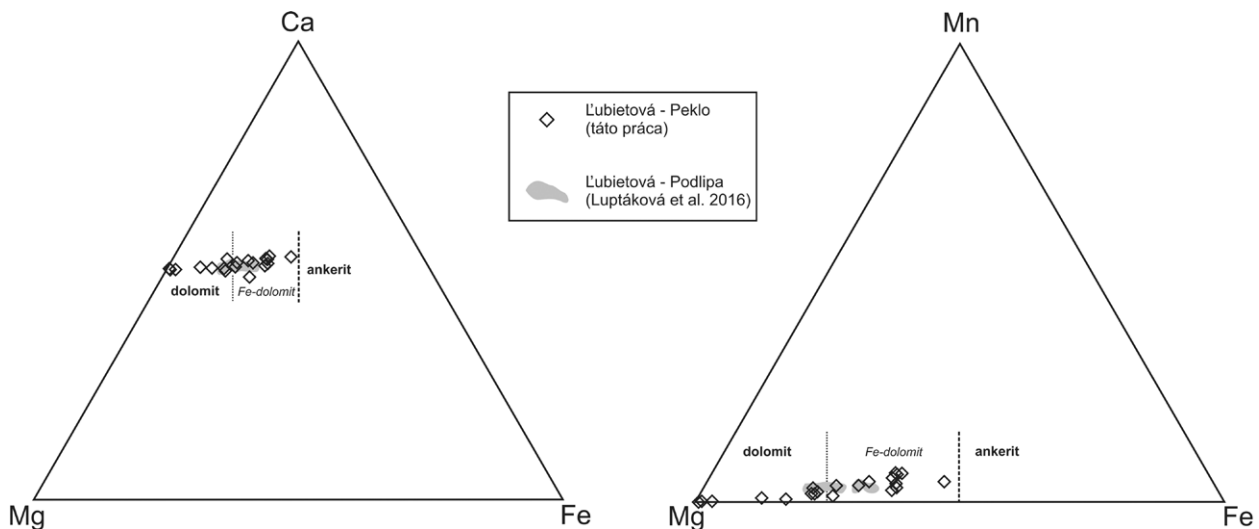
prvky (Cd, Hg, Pb) sú zastúpené veľmi nevýrazne, ojedinele zistené maximálne obsahy nepresahujú 0.15 hm. % (pre každý prvok osobitne). Minerálne fázy tetraedritovo-tennantitového radu z výskytu Ľubietová-Peklo sú od tetraedritu a tennantitu z blízkeho historického ložiska Ľubietová-Podlipa (Luptáková et al. 2016) odlišné systematicky zvýšeným obsahom Ag a Zn. Obsah As v tetraedrite z lokality Peklo sa pohybuje v rozsahu 0.01 - 3.86 hm. % (0.001 - 0.85 *apfu*; obr. 11c).

**Barit** v žilovine vytvára iba drobné vtúseniny v dolomite a v kremeni, ktorých veľkosť dosahuje maximálne 30  $\mu\text{m}$ . Bol zistený pomerne zriedkavo, jeho vystupovanie nie je v študovaných vzorkách systematické. Barit bol potvrdený iba neštandardizovanou EDS analýzou.

**Dolomit** je na študovanom výskyte jediným zisteným karbonátom. V zrudných vzorkách (deformované a prekremené migmatity) je pomerne málo zastúpený a tvorí hypidiomorfné - hypidiomorfné kryštály a ich agregáty veľkosti do 3 cm. Niekedy dolomit vytvára žilky hrubé do 0.5 cm prerážajúce migmatit. Sfarbenie dolomitu je

Tabuľka 5 Chemické zloženie dolomitu z lokality Peklo

	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO	11.17	12.01	14.37	15.03	17.08	17.87	20.46	21.33
CaO	28.60	28.63	28.93	29.59	29.26	29.24	29.85	30.41
SrO	0.24	0.05	0.16	0.17	0.00	0.02	0.00	0.01
MnO	2.11	1.09	1.23	1.05	0.19	0.28	0.05	0.06
FeO	12.40	12.99	8.95	7.34	6.28	4.48	1.23	0.23
CO <sub>2</sub> *	43.74	44.30	44.73	44.89	45.65	45.38	46.59	47.34
$\Sigma$ hm. %	98.26	99.07	98.37	98.07	98.46	97.26	98.19	99.37
atómové koeficienty (prepočítané na 2 katióny)								
Mg	0.559	0.593	0.702	0.732	0.819	0.860	0.960	0.984
Ca	1.028	1.016	1.016	1.036	1.007	1.011	1.006	1.008
Sr	0.005	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.060	0.031	0.034	0.029	0.005	0.008	0.001	0.001
Fe	0.348	0.360	0.245	0.200	0.169	0.121	0.032	0.006
$\Sigma$	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
CO <sub>3</sub>	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Mg/Mg+Fe	0.62	0.62	0.74	0.79	0.83	0.88	0.97	0.99
CO <sub>2</sub> * - določítané na základe stechiometrie minerálu								



Obr. 12 Priemety mikroanalýz dolomitu v ternárnych diagramoch systémov Mg-Ca-Fe a Mg-Mn-Fe v porovnaní s dolomitom z lokality Ľubietová-Podlipa.

biele, s jemným žltkastým nádychom. Vo svahu južne od šachty Ján boli nájdené úlomky jemno- až strednokryštalického sivého dolomitu veľké do 20 cm, avšak bez makroskopicky viditeľnej sulfidickej mineralizácie. Podrobnejšiemu mineralogickému štúdiu boli podrobené karbonáty nachádzajúce sa v asociácii so sulfidmi (materiál výlučne z hald banských diel). Dolomit je po puklinách prenikaný mladším kremeňom (II). Oba minerály sú lokálne prenikané chalkopyritom a tetraedritom. Dolomitové kryštály narastajú na agregáty bournonit-seligmannitu (obr. 10c). Pre dolomit je charakteristická prítomnosť riedko vtúsených alotriomorfných zrn pyritu, veľkosti do 10 - 20  $\mu\text{m}$ . Chemické zloženie dolomitu je uvedené v tabuľke 5 a ilustrované obrázkom 12. Dokumentácia v spätne rozptýlených elektrónoch poukazuje na existenciu minimálne dvoch jeho generácií. Obsah Fe v dolomite značne kolíše (0.23 - 15.46 hm. % FeO; 0.01 - 0.43 *apfu* Fe) na úkor obsahu Mg (9.78 - 21.33 hm. % MgO; 0.49 - 0.98 *apfu* Mg). Obsah Ca je relatívne vyrovnaný, z prímiesi bol v dolomite zistený nevýrazne zvýšený obsah Mn (max. 2.08 hm. % MnO; 0.06 *apfu* Mn, obr. 12). Všeobecne možno povedať, že obsah Fe narastá od najstaršej generácie dolomitu (takmer čistá fáza) ku mladším generáciám (*Fe-dolomit*; obr. 10d). Všetky generácie dolomitu sa však vytvorili v rámci karbonátového štádia vývoja mineralizácie.

**Kremeň** je najrozšírenejší žilný minerál. Makroskopicky má biele až sivobiele sfarbenie. Kremeň I tvorí alotriomorfné zrná veľkosti do 3 mm. Je charakteristický undulóznym zhášaním a pomerne častým výskytom tlakových lamiel, čo poukazuje na deformáciu po jeho kryštalizácii. Žilky jemnokryštalického kremeňa II prerážajú agregáty staršej generácie kremeňa a prenikajú aj dolomitové agregáty. Obe generácie kremeňa sú prerázané žilkami sulfidov (chalkopyrit, tetraedrit), ktoré tiež sledujú medzizrnové priestory v kremeňoch I, tento je prerázaný aj žilkami *Fe-dolomitu*.

### Sekundárne minerály

Supergénna zóna nie je na študovanej lokalite výrazne vyvinutá. Je zastúpená goethitom, ceruzitom a malachitom, ktoré však majú iba podradné rozšírenie. **Ceruzit** tvorí nepravidelné agregáty, respektíve žilky (veľkosť do 0.1 mm) zatiaľčujúce galenit (obr. 6f). Orientačné WDS analýzy ceruzitu ukázali, že okrem olova obsahuje nepodstatné prímiesi Cu (0.66 hm. % CuO), Fe (0.21 hm. % FeO) a Cd (0.14 hm. % CdO). Chemické zloženie ceruzitu z lokality Peklo vyjadruje empirický vzorec  $(\text{Pb}_{0.97}\text{Cu}_{0.02}\text{Fe}_{0.01})_{\Sigma 1.00}\text{CO}_3$ . **Malachit** vytvára tenké zelené povlaky na povrchu niektorých zrudnených vzoriek z hald, nebol presnejšie identifikovaný. Najhojnejším supergénnym minerálom je **goethit** (resp. zmes hydratovaných oxihydroxidov Fe). Obrastá chalkopyrit a pyrit, nachádza sa aj v dutinkách kremeňa v blízkosti sulfidov. Na povrchu vzoriek hald tvorí povlaky a záteky charakteristickej hnedej až hrdzavohnedej farby.

### Diskusia a závery

Výskyt Cu-(Ag) rúd Ľubietová-Peklo má oproti iným Ľubietovským ložiskám Cu-(Ni, Co) rúd (Podlipa, Svätodušná, Kolba) nepatrný rozsah. Pomerne malé rozmery hald banských prác a chudobný charakter zrudnenia na týchto haldách svedčia skôr o opakovaných prieskumných aktivitách, ako o pravidelnej ťažbe. To podporuje aj poznámka Zsemleya (1904) o bohatých Ľubietovských medeno-strieborných baniach bez zisku. Ruda lokálne naozaj mohla byť bohatá (masívne hniezda sulfidov),

ale zásoby takejto rudy museli byť minimálne (skôr výnimočné). Z tohto dôvodu sa výskyt nachádzal vždy na okraji pozornosti prieskumných geológov a mineralógov. V staršej literatúre, či v archívnych záznamoch sú o tomto výskyte známe len skromné zmienky (viď kapitola o montanistickej charakteristike). V novších prácach lokalitu spomínajú Hvožďara (1980), Bláha, Hauerová (1989), Slavkay et al. (1990) a Slavkay et al. (2004).

### Aké štruktúry vlastne starci sledovali?

Všetky banské práce na lokalite Ľubietová-Peklo sú (s výnimkou „Slnecnej“ štôľne) zavalené, čo znemožňuje exaktné určenie smeru a sklonu zrudnených štruktúr. V správe Bláha, Hauerová (1989) je v grafických prílohách na lokalite uvádzaný SSZ-JJV smer šiestich rudných žíl. Slavkay et al. (1990; 2004) sa zase odvolávajú na opis banských diel v historickej mape (Taug 1827), podľa ktorého sa sledovalo niekoľko žíl S-J smeru rozštiepených do žilníka. Títo autori tiež konštatujú nálezy úlomkov kremenno-dolomitovej žiloviny s chalkopyritom a tetraedritom na severne orientovanom svahu doliny Brzáčka a na južne orientovaných svahoch (severné pokračovanie žíl) uvádzajú na haldách len kremennú žilovinu bez makroskopicky pozorovateľného zrudnenia. Trochu svetla do úložných pomerov zrudnenia na tejto lokalite vnáša prístupná „Slnecná“ štôľňa s jedinou „*in-situ*“ pozorovateľnou rudnou štruktúrou. Táto má SV-JZ smer (obr. 4), subvertikálne uloženie a je pretínaná priečnymi, mladšími štruktúrami SZ-JV (resp. SSZ-JJV) smeru bez zrudnenia. Tieto štruktúry sú reprezentované jednak kremennými žilami, jednak širšími strižnými zónami s vývojom kremených žíl malého rozsahu (žilník) a jednak „prázdny“ štruktúrami. Rovnako aj smery banských diel zachytené na historickej mape lokality (obr. 3) naznačujú skôr sledovanie žíl SV - JZ (šachta Ján, označenie D), alebo V - Z (štôľňa C). Žilníkové rudné telesá (rozštiepená žila) mohli byť sledované a vyťažené jednako štôľňou C ale aj štôľňou H a šachticami F. Smer žíl S - J, respektíve SSZ - JJV uvádzaný v prácach Bláha, Hauerová (1989) a Slavkay et al. (1990; 2004), môže byť zavádzajúci a mohol vzniknúť spojením úlomkov kremennej žiloviny (s a bez zrudnenia) a banských prác na severnej a južnej strane doliny Brzáčka do štruktúr pri geologickom mapovaní.

Na výskyte Peklo majú teda zrudnené štruktúry s najväčšou pravdepodobnosťou SV-JZ až V-Z smer a subvertikálny sklon. Dĺžku jednotlivých žíl nemožno určiť. Rudné štruktúry sú pretínané a posúvané priečnymi, „hluchými“ tektonickými štruktúrami a kremennými žilami. Vek žíl s Cu-(Ag) mineralizáciou je najskôr alpínsky (vrchnokriedový) a „hluché“ kremenné žily vznikali na priečných zlomoch, ktorých vek je mladší ako vek predsenónskych príkrovových plôch (čo je v súlade s názorom Slavkaya et al. 2004). Na južne orientovanom (severnom) svahu doliny Brzáčka baníci sledovali aj tieto „hluché“ štruktúry SZ - JV smeru, pričom vedeli, že tieto segmentujú a odhadzujú zrudnené štruktúry. Tomu nasvedčuje aj pokračovanie vyťaženého priestoru (veľmi ťažko dostupné) „Slnecnej“ štôľne na SV a rozrážka po kremennej žile s tetraedritom na JZ (obr. 4). Do úvahy je ale potrebné zobrať aj možnosť, že banské diela na južnej a severnej strane doliny Brzáčka sledovali dve časovo a štruktúrne nezávislé mineralizácie (resp. žily). Žilné a žilníkové rudné telesá smeru SZ - JV a SV - JZ sa uvádzajú napríklad aj z historického ložiska Cu rúd Ľubietová-Svätodušná (Bláha, Hauerová 1989; Slavkay et al. 2004).

## Vývoj mineralizácie

Mineralogickými pomermi študovanej lokality sa v minulosti zaoberali Bláha, Hauerová (1989). Zistili tu veľmi jednoduchú asociáciu minerálov s vývojom: *Fe-dolomit*, kremeň → pyrit, arzenopyrit → chalkopyrit, tetraedrit. Podrobnejšie štúdium zrudnených vzoriek z hľadiska umožnilo nielen rozšíriť spektrum zistených minerálnych fáz na výskyte, ale aj spresniť sukcesnú schému mineralizácie. Makro- a mikroštruktúrne vzťahy minerálnych fáz na lokalite Ľubietová-Peklo naznačujú, že mineralizácia vznikala v niekoľkých štádiách (obr. 13). V pyritovo-sulfoarzenidovom štádiu (I) vznikal hlavný objem žilného kremeňa, tiež prekremenenie a pyritizácia hornín v strižne deformovaných (mylonitizovaných) horninách. Bournonitové štádium (II) je zastúpené len ojedinele (vylučovanie bournonitovo-seligmannitových kryštálov a malého množstva galenitu). Karbonátová etapa (III) je charakteristická vznikom dolomitu (so zanedbateľným množstvom baritu). V kremeno-sulfidickom štádiu (IV) vznikal hlavný objem rudných minerálov, najmä chalkopyritu a tetraedritu. Štádium supergéennej premeny (V) je vyvinuté len nevýrazne. Uvedený vývoj zhruba korešponduje so sukcesnou schémou hydrotermálnych žíl v Spišsko-gemerskom (gemerikum) rudohorí (Varček 1985; Hurai et al. 2008). Na rozdiel od hydrotermálnych žíl v gemeriku, je na lokalite Peklo baritové subštádium karbonátovej etapy zastúpené len nepatrne a úplne chýba (resp. nebolo zistené) turmalínové štádium (s tzv. alpskou paragenézou) kremeno-sulfidickej etapy. Absencia baritového subštádia je však pre karbonátovú (sideritovú) etapu alpskej mineralizácie veporického kryštalínika charakteristická. Drobné baritové žily boli opísané iba v jednom prípade, na lokalite Hrlica (Slavkay, Petro 1993). Štádium s alpskou paragenézou bolo zistené na viacerých lokalitách sideritovej a kremeno-sulfidickej mineralizácie v kohútkej zóne veporika (Ferenc et al. 2014).

minerál	štádium	I.	II.	III.	IV.	V.
kremeň		■			■	
dolomit				■		
barit				■		
pyrit		■				
arzenopyrit		■				
kobaltit		■				■
bournonit			■			
seligmannit			■			
galenit			■			
sfalerit					■	
chalkopyrit					■	■
tetraedrit					■	
tennantit					■	
ceruzit						■
malachit						■
goethit						■

Obr. 13 Sukcesná schéma vývoja rudnej mineralizácie na lokalite Ľubietová-Peklo.

## Minerály bournonit-seligmannitového radu

Mineralogickou pozoruhodnosťou študovanej lokality sú bournonitovo-seligmannitové kryštály. Bournonit je všeobecne pomerne hojným minerálom, najmä v rámci stredne- až nízkotermálnych Pb-Zn a Pb-Sb mineralizácií. Na rozdiel od bournonitu je seligmannit menej rozšírený a vystupuje prevažne v podradnom množstve (Vakh et al. 2017). Všeobecne, minerály bournonit-seligmannitového radu sa vyskytujú v dvoch, geneticky odlišných typoch rudnej mineralizácie.

Prvý typ predstavujú epitermálne polymetalické ložiská spojené s mladým, oligocénnym až neogénnym (kvarténnym) vulkanizmom, napríklad Koranda-Hondol (Apopci et al. 2016), Săcărâmb (Ciobanu et al. 2005) a Baia Sprie (Buzatu et al. 2015) v Rumunsku, Plavica v Macedónsku (Serafimovski, Tasev 2003), Shah Ali Beiglou v Iráne (Mikaeili et al. 2018), či ložisková oblasť údolia Incahuasi v Argentíne (Robl et al. 2009). Minerály bournonit-seligmannitového radu v tomto prípade precipitujú v rámci mladších štádií vývoja mineralizácie. Zatláčajú staršie minerály (pyrit, galenit, minerály tetraedrit-tennantitového radu, chalkopyrit, sfalerit), obyčajne sa vylučujú na hraniciach agregátov/zrn: sfalerit/pyrit, galenit/pyrit, vzácne aj sfalerit/kremeň. Seligmannit/As-bournonit sa nachádza v paragenéze s geokronitom, jordanitom a tiež aj enargitom, v ktorom vzácne tvorí lamely.

Druhý typ reprezentujú ložiská polymetalických rúd (často masívne sulfidy), respektíve Au-(Mo) mineralizácie lokalizované v starších horninách (vrchné proterozoikum - mezozoikum) napríklad ložiská Sulitjelma a Bleikvassli v Nórsku (Cook 1996; Cook et al. 1998), Hemlo v Kanade (Harris 1989), Berezitovoje v Rusku (Vakh et al. 2017), Rajpura-Dariba v Indii (Besu et al. 1984) a Lengenbach vo Švajčiarsku (Baumhauer 1901). Spoločnými črtami tohto typu ložísk sú ich metamorfne pretvorenie vo vrchnej fáci zelených bridlic až amfibolitovej fáci (560 - 800 °C, 4,2 - 7 kbar) a existencia predmetamorfnej rudnej mineralizácie (Hofmann, Knill 1996; Rosenberg, Spry 1998; Tomkins et al. 2004; Avchenko et al. 2015). V metamorfovaných ložiskách vzniká seligmannit, respektíve na As bohatý bournonit po maxime metamorfózy (spôsobujúcej remobilizáciu staršieho zrudnenia), počas retrográdnej vetvy metamorfných procesov (300 - 550 °C). Vylučuje sa v mladších štádiách vývoja mineralizácie a spravidla predstavuje reakčný lem na hranici agregátov: galenit/geokronit, galenit/tetraedrit, respektíve tennantit/jordanit.

Na rudnom výskyte Ľubietová-Peklo bol zistený prechod od bournonitu k seligmannitu v rámci jednotlivých kryštálov (obr. 6c-e). Okraje bournonit-seligmannitových kryštálov sú korodované dolomitom, respektíve na nich narastajú dolomitové kryštály (obr. 10c), tiež sú prerážané žilkami galenitu a chalkopyritu. Takáto pozícia bournonit-seligmannitu na študovanej lokalite indikuje odlišné podmienky jeho vzniku, na rozdiel od oboch vyššie uvedených typov mineralizácií, kde sa minerály bournonit-seligmannitového radu vylučujú v mladších štádiách mineralizácie, až po vylúčení tetraedritu, tennantitu respektíve chalkopyritu. Vo vzorkách z lokality Peklo neboli bournonit-seligmannit zistený v paragenéze s jordanitom, alebo geokronitom, a vylúčil sa vo voľných dutinách staršieho kremeňa. Bournonit-seligmannit tu tiež neboli zistený v pozícii reakčného lemu na rozhraní minerálnych fáz s obsahom Pb, Cu, Sb a As. Najextrémnejší rozdiel obsahu As a Sb v rámci jedného kryštálu možno vyjadriť ako  $Bnn_{99}Slg_1 - Slg_{84}Bnn_{16}$  (obr. 6e). Na jednotlivých kryš-

táloch sa tiež javí trend vzrastania obsahu Sb od centra kryštálov smerom k ich okrajom. Bournonit-seligmannit v tomto prípade najpravdepodobnejšie kryštalizoval pred precipitáciou dolomitu, po ktorej nasledovalo vylučovanie minerálov tetraedritovo-tennantitového radu a chalkopyritu. Kryštály bournonit-seligmannitu kryštalizovali z hydrotermálneho roztoku, v ktorom sa viac-menej rytmicky menil pomer obsahov As/Sb, avšak s generálnym pribúdaním antimónu ku koncu ich kryštalizácie. Tento jav je možné vysvetliť spotrebovaním arzénu na rast relatívne starších seligmannitových domén. Tennantit je oproti tetraedritu rozšírený len podradne, a kolísanie pomeru Sb/As v rámci samostatných tetraedritových agregátov je pomerne nevýrazné. Arzén potrebný na tvorbu tennantitu (a mierne zvýšenej tennantitovej molekuly v tetraedrite), sa mohol do roztokov uvoľniť práve čiastočným rozpúšťaním staršieho seligmannitu, respektíve na As bohatého bournonitu, ale aj sulfoarzenidov, počas mladších štádií vývoja mineralizácie.

#### PodĎakovanie

*Tento príspevok mohol vzniknúť vďaka finančnej podpore grantovej štruktúry APVV-15-0050 a projektu ITMS 26210120024 Obnova a budovanie infraštruktúry pre ekologický a environmentálny výskum na UMB. Za podrobné preštudovanie textu a konštruktívne pripomienky ktoré výrazne skvalitnili rukopis ďakujeme oponentom Františkovi Laufkovi a Martinovi Števkovi. Naša vďaka patrí aj nadšencovi mineralógie Vladimírovi Paprčkovi z Valaskej, ktorý nás upozornil na prístupnú štôľňu na lokalite.*

#### Literatúra

- APOPEI AI, DAMIAN G, BUZGAR N, BUZATU A (2016) Mineralogy and geochemistry of Pb-Sb/As-sulfosalts from Coranda-Hondol ore deposit (Romania) - Conditions of telluride deposition. *Ore Geol Rev* 72: 857-873
- AVCHENKO OV, VAKH AS, CHUDNENKO KV (2015) Thermobarometry of mineral equilibria in metasediments and meta-porphyrates from the Berezitovoe ore deposit (Upper Priamurye). *Bull Kamchatka Reg Asoc, Earth Sci* 25: 231-236
- BAUMHAUER H (1901) Über den Seligmannit, ein neues dem Bournonit homologes Mineral aus dem Dolomit des Binenthal. *Sitzungsber. deut. Akad. Wiss. Berlin* 6: 110-117
- BERGFEST A (1951) Baníctvo v Ľubietovej na medenú rudu (I.-III.). MS, archív ŠGÚDŠ - Geofond Bratislava AP 3668
- BESU K, BORTNIKOV NS, MUKERJI A, MOZGOVA NN, TSEPIN AI (1984) Mineralogical and geochemical features of the Rajpura-Dariba stratimorphic polymetallic deposit. The geology and minerals of ancient platforms (Moscow), 99-105. *Nauka Moscow (rusky)*
- BEZÁK V, BROSKA I, KONEČNÝ P, PETRÍK I, KOŠLER J (2008) Permský magmatický komplex v severnom veporiku: interpretácia z nových datovaní kyslých magmatitov. *Miner Slov* 40: 127-134
- BLÁHA M, HAUEROVÁ J, BARTOŇ B, LINKEŠOVÁ M, FODOROVÁ V, MAKUŠA M, DVORŠTÁK J, PITOŇÁK P, SPIŠIAK J, VYBÍRAL V, OKÁL B, OBST P (1989) Ľubietová - Kolba, Záverečná správa. MS, archív ŠGÚDŠ - Geofond, Bratislava AP 74 660
- BUZATU A, DAMIAN G, DILL HG, BUZGAR N, APOPEI AI (2015) Mineralogy and geochemistry of sulfosalts from Baia Sprie ore deposit (Romania) - New bismuth minerals occurrence. *Ore Geol Rev* 65: 132-147
- CIOBANU CL, COOK NJ, CAPRARU N, DAMIAN G, CRISTEA P (2005) Mineral assemblages from the vein salband at Sacarimb, Golden quadrilateral, Romania: I. Sulphides and sulphosalts. *Geochem Mineral Petrolog* 43: 47-55
- COOK NJ (1996) Mineralogy of the sulphide deposits at Sulitjelma, northern Norway. *Ore Geol Rev* 11: 303-338
- COOK NJ, SPRY PG, VOKES FM (1998) Mineralogy and textural relationships among sulphosalts and related minerals in the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. *Miner Depos* 34: 35-56
- FERENC Š, BAKOS F, DEMKO R, KODÉRA P (2014) Výskyt sideritovej (Fe karbonátovej) a kremeňovo-sulfidickej mineralizácie pri Lovinobani a Uderinej (Slovenské rudohorie-veporikum), Slovenská republika. *Bull mineral-petrolog Odd Nár Muz (Praha)* 22: 25-41
- HARRIS DC (1989) The mineralogy and geochemistry of the Hemlo gold deposit, Ontario. 1-88, Canadian Government Publishing Centre, Ottawa
- HOFMANN BA, KNILL MD (1996) Geochemistry and genesis of the Lengenbach Pb-Zn-As-Tl-Ba mineralisation, Binn valley, Switzerland. *Miner Depos* 31: 319-339
- HURAI V, LEXA J, SCHULMANN K, MONTIGNY R, PROCHASKA W, FRANK W, KONEČNÝ P, KRÁL J, THOMAS R, CHOVAN M (2008) Mobilization of ore fluids during Alpine metamorphism: evidence from hydrothermal veins in the Variscan basement of Western Carpathians, Slovakia. *Geofluids* 8: 181-207
- HVOŽDARA M (1980) Prospekčné minerály tatroveporidného kryštalínika. *Acta Geol Geogr Univ Comen, Geol* 35: 5-43
- KAMENICKÝ J (1977) Der geologische bau der nordwestlichen teile der Vepor-erzgebirges. *Acta Geol Geogr Univ Comen, Geol* 32: 5-43
- KAMENICKÝ J (1982a) Petrografia ortorúl a pararúl, synkinematických migmatitov a ich diaforitov v severozápadnej časti Veporského rudohoria. *Miner Slov* 6: 481-516
- KAMENICKÝ J (1982b) Vývoj a podmienky metamorfózy v severozápadnej časti Slovenského rudohoria. In Krist E, Mihalíková A (eds.) *Metamorfne procesy v Západných Karpatoch* 23-37. GÚDŠ, Bratislava
- LUPTÁKOVÁ J, MILOVSKÁ S, JELEŇ S, MIKUŠ T, MILOVSKÝ R, BIROŇ A (2016) Primary ore Cu mineralization at the Ľubietová-Podlipa locality (Slovakia). *Acta Geol Slov* 8: 175-194
- MAHEL M, KAMENICKÝ J, FUSÁN O, MATĚJKA A (1967) Regionální geologie ČSSR, díl II - Západní Karpaty. 1-486, Academia, nakl. ČSAV, Praha
- MIKAEILI K, HOSSEINZADEH MR, MOAYYED M, MAGHFOURI S (2018) The Shah-Ali-Beiglou Zn-Pb-Cu-(Ag) deposit, Iran: An example of intermediate sulfidation epithermal type mineralization. *Minerals* DOI:10.3390/min8040148
- PLANDEROVÁ E, VOZÁROVÁ A (1982) Biostratigraphical correlation of the Late Paleozoic formations in the West Carpathians. In: Sassi FP, Varga I (eds.) *Newsletter No. 4, IGCP Project No. 5*, 61-71
- POLÁK M, FILO I, HAVRILA M, BEZÁK V, KOHÚT M, KOVÁČ P, VOZÁR J, MELLO J, MAGLAY J, ELEČKO M, OLŠAVSKÝ M, PRISTAŠ J, SIMAN P, BUČEK S, HÓK J, RAKÚS M, LEXA J, ŠIMON L (2003a) Geologická mapa Starohorských vrchov, Čierťaže a severnej časti Zvolenskej kotliny, M 1: 50 000. MŽP SR - ŠGÚDŠ, Bratislava



- POLÁK M, FILO I, HAVRILA M, BEZÁK V, KOHÚT M, KOVÁČ P, VOZÁR J, MELLO J, MAGLAY J, ELEČKO M, OLŠAVSKÝ M, PRISTAŠ J, SIMAN P, BUČEK S, SIRÁNOVÁ Z, HÓK J, RAKÚS M, LEXA J, ŠIMON L, PRISTAŠ J, KUBEŠ P, ZAKOVIČ M, LIŠČÁK P, ŽÁKOVÁ E, BOOROVÁ D, VANĚKOVÁ H (2003b) Vysvetlivky ku geologickej mape Starohorských vrchov, Čierťaž a severnej časti Zvolenskej kotliny, M 1: 50 000. 1-218, ŠGÚDŠ, Bratislava
- ROBL K, BRODTKORB MK, AMETRANO S (2009) La mineralización epitermal miocena del complejo estratovolcánico Quevar, Salta. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 64: 525-539
- ROSENBERG JL, SPRY PG, JACOBSON CE (1998) Thermobarometry of the Bleikvassli Zn-Pb-(Cu) deposit, Nordland, Norway. *Miner Depos* 34: 19-34
- RYBÁR P, HRONČEK P (2016) Historical blast furnace in Peko valley of Ľubietová (Slovakia) and its reconstruction using 3D modelling. *Acta Mont Slov* 21: 333-341
- SERAFIMOVSKI T, TASEV G (2003) The Plavica epithermal polymetallic system: mineralogical and geochemical data. Vol 1. Proceedings from the conference Mineral exploration and sustainable development (Athens): 523-526. Milpress Rotterdam
- SLAVKAY M, BEŇKA J, BEZÁK V, GARGULÁK M, HRAŠKO Ľ, KOVÁČIK M, PETRO M, VOZÁROVÁ A, HRUŠKOVIČ S, KNĚSL J, KNĚSLOVÁ A, KUSEIN M, MAŤOVÁ V, TULIS J (2004) Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, Vol. 2. 1-286, ŠGÚDŠ, Bratislava
- SLAVKAY M, KNĚSL J, ČILLÍK I, BLÁHA M, BIELY A, VYBÍRAL V, MAAR S, BEŇKA J (1990) Regionálna mapa ložísk a prognóz rudných surovín okolia Banskej Bystrice, M 1: 50 000. MS, archív ŠGÚDŠ - Geofond, Bratislava AP 75 270
- SLAVKAY M, PETRO M (1993): Metalogenéza a rudné formácie veporika. *Miner Slov* 25: 313-317
- SPIŠIAK J, SIMAN P (2014) Geochemistry of the granite porphyry from Ľubietová crystalline complexes (Western Carpathians). Zbor konf CEMC 2014 (Skalský Dvůr), 132-133. Masarykova Univerzita - Česká Geologická Společnost, Brno
- ŠGÚDŠ (2013) Geologická mapa Slovenska M 1:50 000 (online). Bratislava: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, 2013. Prístup. 28. 11. 2018 na adrese <http://apl.geology.sk/gm50js>
- TAUG J (1827) Karte uiber den in der Grössen Hölle des Brusnaer Thales bestehenden Joannis Schachter Bergbau, in Verbindung mit den nach verfindigen alten augentafsenen Stölln. MS, archív ŠÚBA - Banská Štiavnica AP 9225
- TOMKINS AG, FROST BR, PATTISON DRM (2006) Arsenopyrite melting during metamorphism of sulfide ore deposits. *Can Mineral* 44: 1045-1062
- TOMKINS AG, PATTISON DRM, ZALESKI E (2004) The Hemlo Gold deposit, Ontario: An example of melting and mobilization of a precious metal-sulfosalt assemblage during amphibolite facies metamorphism and deformation. *Econ Geol* 99: 1063-1084
- VAKH AS, AVCHENKO OV, GORYACHEV NA, GVOZDEV VI, KARABTSEV AA, VAKH EA (2017) Minerals of the bournonite-seligmannite series in ore of the Beresitovoe deposit, Upper Amur region, Russia. *Geol Ore Dep* 59: 738-744
- VARČEK C (1985) Charakteristika metalogenézy Spišskogemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. In Cambel B (ed.) Rudnianske rudné pole: 61-77. Veda, vydavateľstvo SAV, Bratislava
- VOZÁROVÁ A (1979) Litofaciálna charakteristika permu v severozápadnej časti veporika. Západ Karpaty, Sér Mineral Petrogr Geochém Metalogen 8: 143-199
- VOZÁROVÁ A, LEPEKHINA E, VOZÁR J, RODIONOV N (2010) In situ U-Pb (SHRIMP) zircon age dating from the Permian volcanites of the Northern Veporicum. Conference Proceedings Dating 2010 (Bratislava): 49. ŠGÚDŠ Bratislava.
- VOZÁROVÁ A, RODIONOV N, VOZÁR J, LEPEKHINA E, ŠARINOVÁ K (2016) U-Pb zircon ages from Permian volcanic rocks and tonalite of the Northern Veporicum (Western Carpathians). *J Geosci* 61: 221-237
- ZOUBEK V (1936) Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. *Věst Stát Geol Úst ČSR* 12: 207-239
- ZOUBEK V (1958) Postkinematické granitoidy tatro-veporiského intruzívneho komplexu. MS, archív ŠGÚDŠ - Geofond Bratislava AP 3744
- ZSEMLEY O (1904) Libetbánya multja. *Bányászati és Kohászati Lapok* 39: 405-407