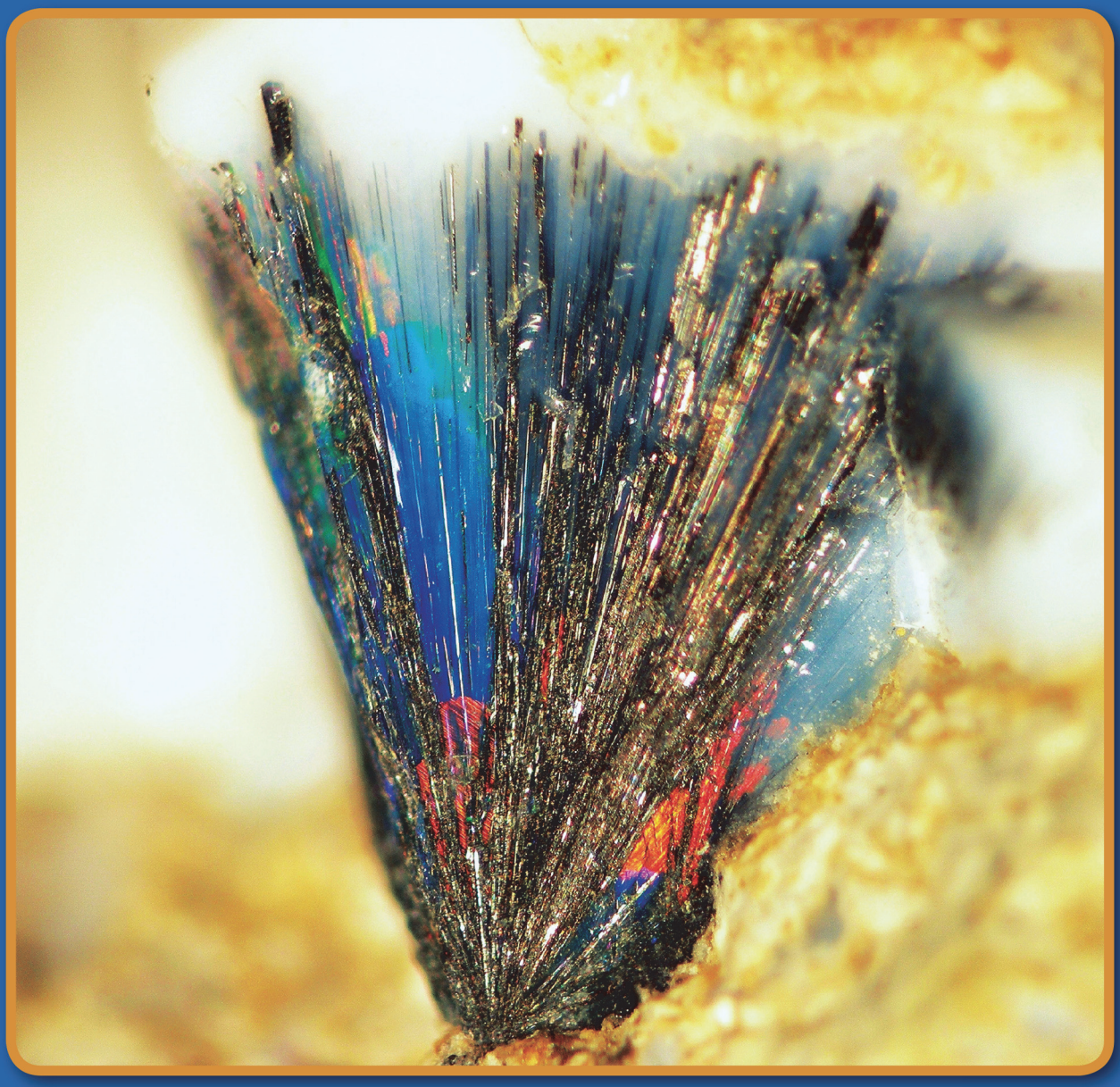
41/2/2009
ISSN 0369 - 2086

Mineralia Slovaca



Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Mineralia Slovaca

Časopis pre regionálnu a environmentálnu geológiu
a aktivity Slovenskej geologickej spoločnosti a geologických asociácií

Vedecký redaktor – Editor in Chief
ZOLTÁN NÉMETH
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra
Regionálne centrum Košice
Jesenského 8, 040 01 Košice
zoltan.nemeth@geology.sk

REDAKČNÁ RADA – EDITORIAL BOARD

Predseda – Chairman
ĽUBOMÍR HRAŠKO
Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

Vladimír Bezák, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Miroslav Bielik, Geofyzikálny ústav SAV Bratislava
Dušan Bodiš, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Igor Broska, Geologický ústav SAV Bratislava
Klement Fordinál, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Hanas, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava
Martin Chovan, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Juraj Janočko, Fakulta BERG TU Košice
Milan Kohút, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Patrik Konečný, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ľudovít Kucharič, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Ján Madarás, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Peter Malík, Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava
Jozef Michalík, Geologický ústav SAV Bratislava
Daniel Ozdín, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Ľubomír Petro, Štátny geologický ústav D. Štúra Košice
Dušan Plašienka, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Marián Putiš, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Martin Radvanec, Štátny geologický ústav D. Štúra Sp. N. Ves
Ján Soták, Geologický ústav SAV Banská Bystrica
Ladislav Šimon, Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Pavel Uher, Prírodovedecká fakulta UK Bratislava
Miroslav Zachar, Ministerstvo životného prostredia SR Bratislava

Zostavovatelia čísla – Editors of the issue
Daniel Ozdín & Zoltán Németh

REDAKCIA – EDITORIAL STAFF

Vedúca redakcie – Managing editor
Gabriela Šipošová
gabriela.siposova@geology.sk

Technická redaktorka – Production editor
Alena Wolfová
alena.wolfova@geology.sk

Jazykoví redaktori – Lingual editors
Janka Hrtusová – Zoltán Németh
janka.hrtusova@geology.sk

Redaktorka – Editorial assistent
Mária Dryjová
maria.dryjova@geology.sk

Tlač – Printing
Ladislav Martinský
ladislav.martinsky@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086), EČ 3534/09, vychádza štyrikrát ročne. Vydavateľ: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava. Tlač: Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Predplatné v roku 2009 vrátane DPH a poštovného pre jednotlivcov 14,12 € (425,50 Sk), pre členov SGS a geologických asociácií 11,92 € (359,50 Sk), pre organizácie 16,86 € (508,- Sk). Cena jednotlivého čísla je 2,74 € (82,50 Sk) + poštovné, cena dvojčísla je 5,48 € (165,- Sk) + poštovné. Časopis možno objednať v redakcii a v knižnici regionálneho centra v Košiciach. Konverzný kurz: 1 € = 30,1260 Sk.
Adresa redakcie: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Mineralia Slovaca), Jesenského 8, 040 01 Košice. Telefón: 055/625 00 46, 055/625 00 43; fax: 055/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail knižnica: secretary.ke@geology.sk

Mineralia Slovaca (ISSN 0369-2086) is published quarterly by the State Geological Institute of Dionýz Štúr Bratislava. Subscription for 2009 calendar year: 13,70 € plus postage. Price of one number is 2,74 € plus postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Order send to address of Editorial office: Štátny geologický ústav D. Štúra – RC Košice (Library), Jesenského 8, SK-040 01 Košice, Slovakia. Phone: ++421/55/625 00 46, ++421/55/625 00 43; fax: ++421/55/625 00 44, e-mail: mineralia.slovaca@geology.sk, e-mail to library: secretary.ke@geology.sk.

© Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava

www.geology.sk/mineralia

Bakos, F., Ferenc, Š. & Žitňan, P.
Hydrotermálna polymetalická mineralizácia na lokalite Velčice-Horné štôlne v Tribeči
Hydrothermal base-metal mineralization at Velčice-Horné štôlne locality in Tribeč Mts. 103

Klimko, T., Chovan, M. & Huraiová, M.
Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria
Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts. 115

Pršek, J. & Lauko, Ľ.
Hydrotermálna žilná mineralizácia v Zlatej Idke (Spišsko-gemerské rudohorie)
Hydrothermal vein mineralization at Zlatá Idka (Spiš-Gemer Ore Mts.) 133

Števko, M., Pršek, J., Smirnov, A. & Ozdín, D.
Chemické zloženie sulfidov a sulfosolí z ložiska Mária-Margita pri Ochtinej
Chemical composition of sulphides and sulphosalts from Mária-Margita deposit near Ochtiná 151

Chudík, P. & Uher, P.
Minerály skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát:
variácie chemického zloženia a substitučné mechanizmy
Pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites of the Western Carpathians:
Compositional variations and substitution mechanisms 159

Koděra, P., Uher, P., Ozdín, D., Kollárová, V. & Lexa, J.
Monticellit, clintonit a hydroxylellestadit-fluorellestadit: vzácne skarnové minerály na Cu-Au
porfýrovo-skarnovom ložisku Vysoká – Zlatno (štiavnický stratovulkán)
Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite: Rare skarn minerals of the Vysoká – Zlatno
Cu-Au porphyry-skarn deposit (Štiavnica stratovolcano, Slovakia) 169

Ferenc, Š., Šály, J. & Lepeň, I.
Výskyt alabanditu v Banskej Hodruši (Štiavnické vrchy, Slovenská republika)
Occurrence of alabandite in Banská Hodruša (Štiavnické vrchy Mts., Slovak Republic) 179

Pršek, J., Lauko, Ľ. & Valášková, M.
Andorit VI z antimonitovej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí
(Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel)
Andorite VI from stibnite mineralization in the Spiš-Gemer Ore Mts.
(Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel localities) 183

OBÁLKA: Drahý opál v antimonite z lokality Dubník v Slanských vrchoch. Šírka záberu je 6 mm. Foto aj zbierka: D. Ozdín, Bratislava.

COVER: Precious opal in stibnite needles from the locality Dubník in the Slanské vrchy Mts. Field of view is 6 mm. Photo and collection: D. Ozdín, Bratislava.

Kucharič, Ľ.
II. workshop projektu CO_2 NET EAST – Bratislava 2009
2nd CO_2NET EAST workshop, Bratislava 2009 191

SEMINÁR – SEMINARY
(Slovenská geologická spoločnosť – Slovak Geological Society) Bratislava 26. 3. 2009

Uher, P., Pršek, J., Chudík, P. & Schmiedt, I.
Alkalický masív Ditrau (Rumunsko): poznatky z terénu
Alkaline massif Ditrau (Romania): Field correlation 194

Kohút, M., Siman, P. & Uher, P.
Eurogranity 2008, Korzika: poznatky slovenských účastníkov
Eurogranites 2008, Corsica: Report of Slovak participants 195

Farkašovský, R. & Németh, Z.
Terénny seminár SGS – Ružínsky kras
SGS field seminary: Ružín karst (Eastern Slovakia) 196

RECENZIE – REVIEWS

Ozdín, D.
J. Hyršl & P. Korbel, eds.: **Tschechien & Slowakei.** Mineralien und Fundstellen.
Bode Verlag GmbH, Haltern, 576 s. 198

Bačík, P.
L. Turanová a M. Bizubová: **Geovedné exkurzie na Slovensku. Inovácia didaktických kompetencií**
L. Turanová and M. Bizubová: Geoscientific excursions in Slovakia. Innovation of didactic competences 198

Jurkovič, Ľ., Ďurža, O. & Slaninka, I.
Geochémia 2008
Geochemistry 2008 200

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 103 – 114
ISSN 0369-2086

Hydrotermálna polymetalická mineralizácia na lokalite Velčice-Horné štôlne v Tribeči

FRANTIŠEK BAKOS[1], ŠTEFAN FERENC[2] a PETER ŽITŇAN[1]

[1]Eastern Mediterranean Resources – Slovakia, s. r. o., A. Kmeťa 8, 969 01 Banská Štiavnica,
fbakoss@yahoo.com, pzitnan@gmail.com
[2]Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, RC, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica,
stefan.ferenc@geology.sk

Hydrothermal base-metal mineralization at Velčice-Horné štôlne locality in Tribeč Mts.

Velčice-Horné štôlne locality represents the most important occurrence of hydrothermal mineralization within granitoids of basement Tatric Unit in Tribeč Mts. This study describes basic mineralogical features of the mineralization from waste material of historical small scale mining works. The main vein forming minerals are older metamorphic quartz, younger galena and pyrite. Rare siderite – smithsonite, associated with cerussite and anglesite, originated in final hypergene stage. Zn content in siderite varies between 8.36 – 26.53 wt.%. Zn : Fe ratio varies from 4.3 : 1 up to 1 : 1.2. Only secondary fluid inclusions were identified in metamorphic quartz. These were divided into 2 groups based on salinity and homogenization temperatures. Higher temperature and lower saline (cca 20 wt.% NaCl eq.) fluid inclusions homogenized in 212 – 265 °C range, higher saline (cca 25 wt.% NaCl eq.) and lower temperature inclusions homogenized in 175 – 209 °C range. The mineralization is most likely of Upper Cretaceous (or younger) age and is considered to be a part of the base-metal mineralization occurrences in basement rocks of the Western Carpathians Tatric unit.

Key words: base-metal mineralization, siderite, smithsonite, fluid inclusions, Tribeč Mts., Tatric Unit, Western Carpathians

Úvod

Tribeč patrí z hľadiska metalogenézy medzi najchudobnejšie a najmenej preskúmané pohoria v Západných Karpatoch. Banícke aktivity v zoborskej časti Tribeča sa týkajú predovšetkým získavania zlata. O ťažbe zlata v okolí Zlatna svedčia rozsiahle stredoveké a pravdepodobne aj laténske ryžoviská, ktoré znovuobjavil Polák (1971a). Menej významné ryžoviská a miesta kutacích prác sa nachádzajú aj zo severnej strany hrebeňa pri Klížskom Hradišti (Bakos a Žitňan, 2001). Písomné údaje o ryžovaní sú známe už z roku 1438, keď majitelia Topoľčianok dostali kráľovské povolenie na ryžovanie zlata na potokoch Leveš a Topoľnica. Novšie výsledky orientačného prieskumu zameraného na výskyt impregnačných typov Au zrudnenia v mezozoických sedimentoch obalovej série zoborskej časti Tribeča boli negatívne (Knésl a Knéslová, 2002).

Prvou a zároveň jedinou zmienkou o študovanej lokalite je archívna správa v ŠÚBA v Banskej Štiavnici o kutacích prácach na olovené rudy v chotári obce Velčice pochádzajúca z rokov 1835 – 1854. Správu sa podarilo zistiť Polákovi (1971a), ale lokalitu sa mu v teréne identifikovať nepodarilo. Staré banské práce na lokalite v chotári Velčíc s názvom Horné štôlne presne lokalizoval až Jahn (2005).

O mineralizácii na lokalite doteraz neboli známe žiadne bližšie údaje. Cieľom tohto príspevku je opísať nepreskúmaný a jediný doteraz známy výskyt polymetalickej mineralizácie v zoborskej časti Tribeča. Jej komplexným opisom sa rozšíria chudobné údaje o mineralizáciách v Tribeči a získajú sa nové poznatky o metalogenéze polymetalickej mineralizácie v tatriku Západných Karpát.

Metodika práce

Povrchová situácia starých banských prác sa zamerala pomocou geologického kompasu. Vzorky na mineralogické a chemické štúdium sa odobrali z háld štôlní, píng a dobývok. Kvantitatívne stanovenie obsahu Au vo vybraných vzorkách sa urobilo metódou AAS (fire assay) s detekčným limitom 0,01 ppm v laboratóriu v ALS CHEMEX Rosia Montana v Rumunsku. Ostatné prvky sa stanovili metódou ICP MS (four acid digestion) v laboratóriu ALS CHEMEX Perth v Austrálii. Chemické zloženie minerálov sa študovalo vlnovodisperznou metódou (WDS) na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave. Podmienky merania: merací prúd 20 nA, urýchľovacie napätie 20 kV, priemer lúča 1 až 5 μm. Použité štandardy a spektrálne čiary: Ag (AgLα), Au (AuLα), Bi (BiLα), HgS (HgLα), $CuFeS_2$ (CuKα, SKα), FeAsS (AsKα), NaCl (ClKα), Sb_2S_3 (SbLβ), Bi_2Te_3 (TeLα), PbS (PbLα), ZnS (ZnLα). Fotodokumentácia minerálov sa robila v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE)

na tom istom prístroji. Fluidné inklúzie sa študovali na mikroskope NIKON Optinhot s objektívom so zväčšením 100x. Mikrotermometrické merania sa robili na zariadení LINKAM THM 600 (Štátny geologický ústav D. Štúra Bratislava). Presnosť merania sa odhaduje na ± 0,3 °C pre teplotu okolo mínus 50 °C a ± 3 °C pre teploty okolo 350 °C. Zariadenie bolo kalibrované štandardnými metódami pomocou syntetických materiálov a prírodných fluidných inklúzií ako štandardov. Salinita fluidných inklúzií sa vypočítala z teploty topenia ľadu podľa Bodnara (1993).

Geologická stavba

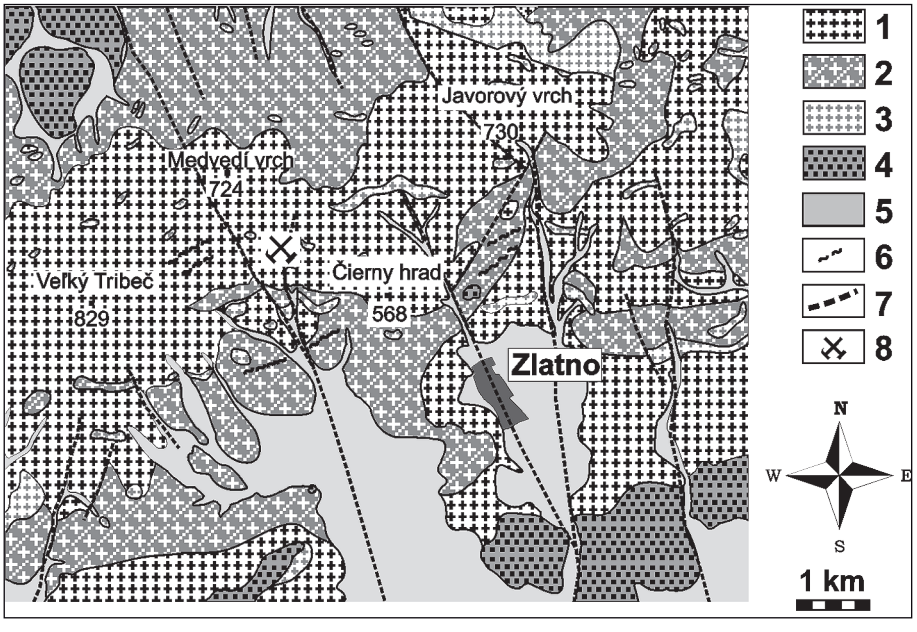
Kryštalinikum Tribeča je zložené z dvoch rozdielnych blokov – južného, tribečsko-zoborského bloku patriaceho k tatrickej geotektonickej jednotke Západných Karpát a severného, rázdielskeho bloku patriaceho do veporika (Ivanička et al., 1998). Bloky sú od seba oddelené terciérnym skýcovským zlomom sz.-jv. smeru. Južný blok, kde sa nachádza študovaná lokalita, budujú dominantné vrchnokarbónske postkinematické intrúzie granitoidov (granodiority, tonality a kremenné diority) so zriedkavými xenolitmi pararúl. Centrálnu časť plutónu tvoria hrubozrnné biotitické granodiority až tonality, ktoré smerom do okrajových častí prechádzajú do strednozrnných až jemnozrnných biotitických granodioritov, biotiticko-muskovitických monzogranitov až granitov. Záverečné diferenciačné procesy v plutóne viedli k oddeleniu kyslých tavenín, z ktorých vznikli početné telesá a dajky muskovitických granitov, aplitov a pegmatitov. Okrajové časti pohoria sú tvorené sedimentárnymi sekvenciami obalu s dominantnými spodnotriasovými kremencami, v ktorých je regionálne rozšírená kremenno-baritovo-lazulitová mineralizácia (Uher et al., 1997). Horniny kryštalinika aj obalových sekvencií sú silne postihnuté neoalpínskou tektonikou. Produktom týchto procesov bol aj vznik mylonitových zón, ktoré vznikali v transpresnom režime v hĺbke okolo 10 km pri teplote do 250 °C. Výstup kryštalického jadra pohoria do dnešnej erozívnej úrovne kontrolovali zlomy sv.-jz. smeru. Podľa FT veku zirkónu a apatitu sa výzdvih Tribeča začal pred 53 ± 12 Ma z hĺbky okolo 10 – 11 km (225 °C) a hĺbku okolo 5 km (asi 100 °C) dosiahol pred 28 ± 1 Ma (Kováč et al., 1994).

Výsledky

Lokalizácia a opis mineralizácie

Lokalita sa nachádza asi 7 km na SSZ v katastri obce Velčice a 3,5 km na ZSZ od Zlatna (obr. 1) v pramennej oblasti Čerešňového potoka. Staré banské práce sa nachádzajú priamo v údolí na oboch stranách potoka a rozprestierajú sa na ploche 200 x 50 m (obr. 2). Banské pole sa v južnej časti začína haldou prieskumnej štôlne veľkou 30 x 15 m (WGS84: 298523 E, 5373144 N, JTSK: 484159 Y, 1251719 X) a končí sa pingou na severe (WGS84: 298574 E, 5373535 N, JTSK: 484088, 1251409). V strednej časti banského poľa dominujú povrchové dobývky a prieskumné odkopy, ktorými sa sledovali mineralizované štruktúry v ľavej časti údolia. Táto časť lokality je najbohatšia na rudné vzorky. V severnej časti lokality, kde sa zrudnenie sledovalo len systémom plytkých píng, rýh a odkopov, sme zistili len chudobnú mineralizáciu.

Pri charakteristike výskytu sa opierame o hojné nálezy kremennej žiloviny s rudnou mineralizáciou z materiálu háld a z rozsahu a rozmiestnenia starých banských prác. V odkryve v južnej časti banského poľa na ľavej strane doliny vystupuje tektonicky porušený granitoid prestúpený systémom puklín, drobných mylonitových zón a šošovkovitou kremennou žilou sv.-jz. až vsv.-zjz. smeru so sklonom



Obr. 1. Geologická mapa okolia Zlatna (upravené podľa Ivaničku et al., 1998). 1 – biotitické granodiority až tonality, resp. kremenné diority; 2 – tektonodeformačne prepracované biotitické granodiority až tonality, resp. kremenné diority; 3 – leukokratné biotiticko-muskovitické až muskovitické granity; 4 – spodnotriasové kremence, pieskovce a konglomeráty; 5 – aluviálne až deluviálne sedimenty (kvartér); 6 – výrazné mylonitové zóny; 7 – zlomy; 8 – študovaná lokalita.

Fig. 1. Geological map of Zlatno area (modified after Ivanička et al., 1998). 1 – biotitic granodiorites to tonalites, respectively quartzose diorites; 2 – tectonodeformationally overprinted biotitic granodiorites to tonalites, respectively quartzose diorites; 3 – leucocratic biotite-muscovite to muscovite granites; 4 – Lower Triassic quartzites, sandstones, conglomerates; 5 – alluvial to deluvial sediments (Quaternary); 6 – distinct mylonite zones; 7 – faults; 8 – studied locality.

65 – 85° na JV až JJV (obr. 2). Na základe tejto skutočnosti a podľa priebehu starých banských prác predpokladáme, že mineralizáciu reprezentujú subparalelné šošovkovité kremenné žily vyvinuté v oslabených mylonitových zónach granitoidov. Viaže sa na štruktúry sv.-jz. smeru s podobným sklonom ako analogické tektonodeformačné štruktúry v odkryve. Úlomky žiloviny dosahujú veľkosť 20 až 50 cm. Ich smerná dĺžka podľa rozsahu starých banských prác nepresahuje 20 – 30 m, maximálne je do 50 m.

Zrudnenie tvorí niekoľko typov paragenetických asociácií minerálov, ktoré sú zoradené podľa sukcesie od najstaršieho po najmladšie:

1. tzv. kremenné žily alpského typu predstavujú hlavnú masu kremeňa, ktorý vytvára šošovkovité žily a je na lokalite najhojnejší;

2. sulfidická Fe, Co a As mineralizácia reprezentovaná kremennými žilkami s hojným pyritom (I) a zriedkavým löllingitom, kobaltitom a arzenopyritom;

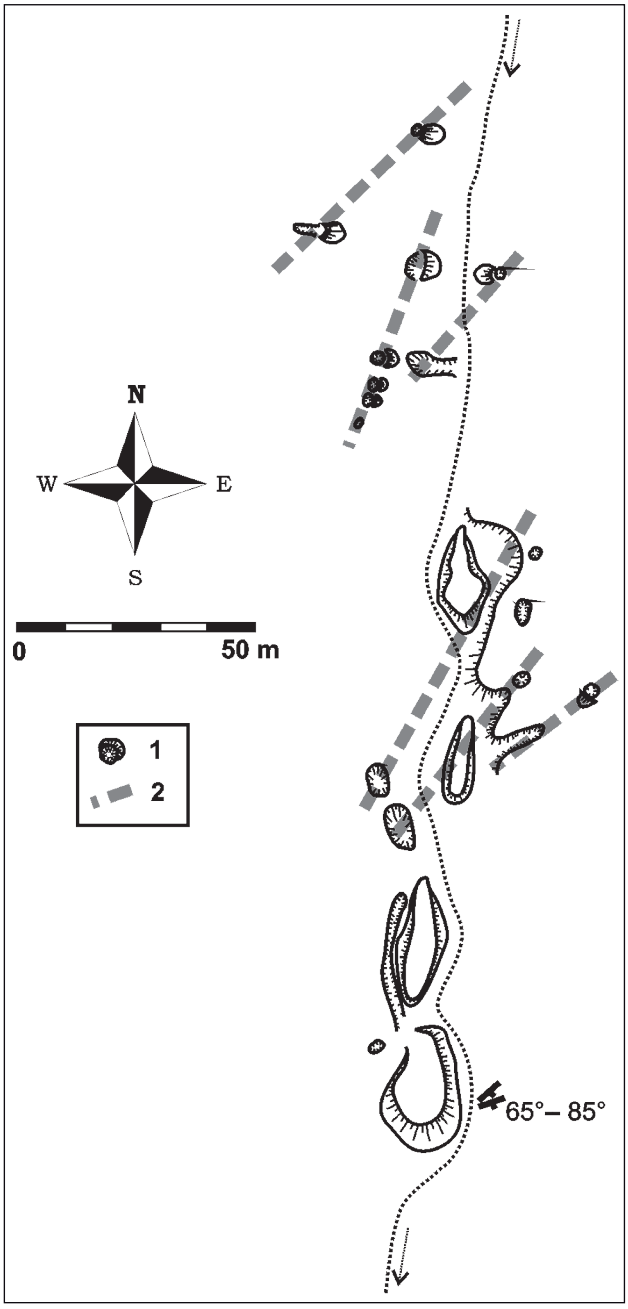
3. polymetalická mineralizácia tvoriaca výplne puklín, samostatné hniezda a „tmel“ rudných brekcií v staršom kremeni I; z rudných minerálov sa zistil galenit, sfalerit, chalkopyrit, pyrit II a markazit, z nerudných minerálov sporadicky vystupuje kremeň II, barit a muskovit;

4. supergénnu mineralizáciu reprezentujú produkty zvetrávania sulfidických minerálov: goethit, ceruzit, anglesit, Zn siderit, covellit a Mn sekundárny minerál.

Obsah prvkov vo vzorkách kremennej žiloviny s makroskopickým galenitom dokumentuje pozitívnu koreláciu Pb s Ag a Bi (tab. 1). Zn je viazaný v siderite, ktorý vystupuje nezávisle od galenitu. Veľmi nízky obsah Au, Cu, Sb, ako aj ostatných prvkov potvrdzuje, že rudnú

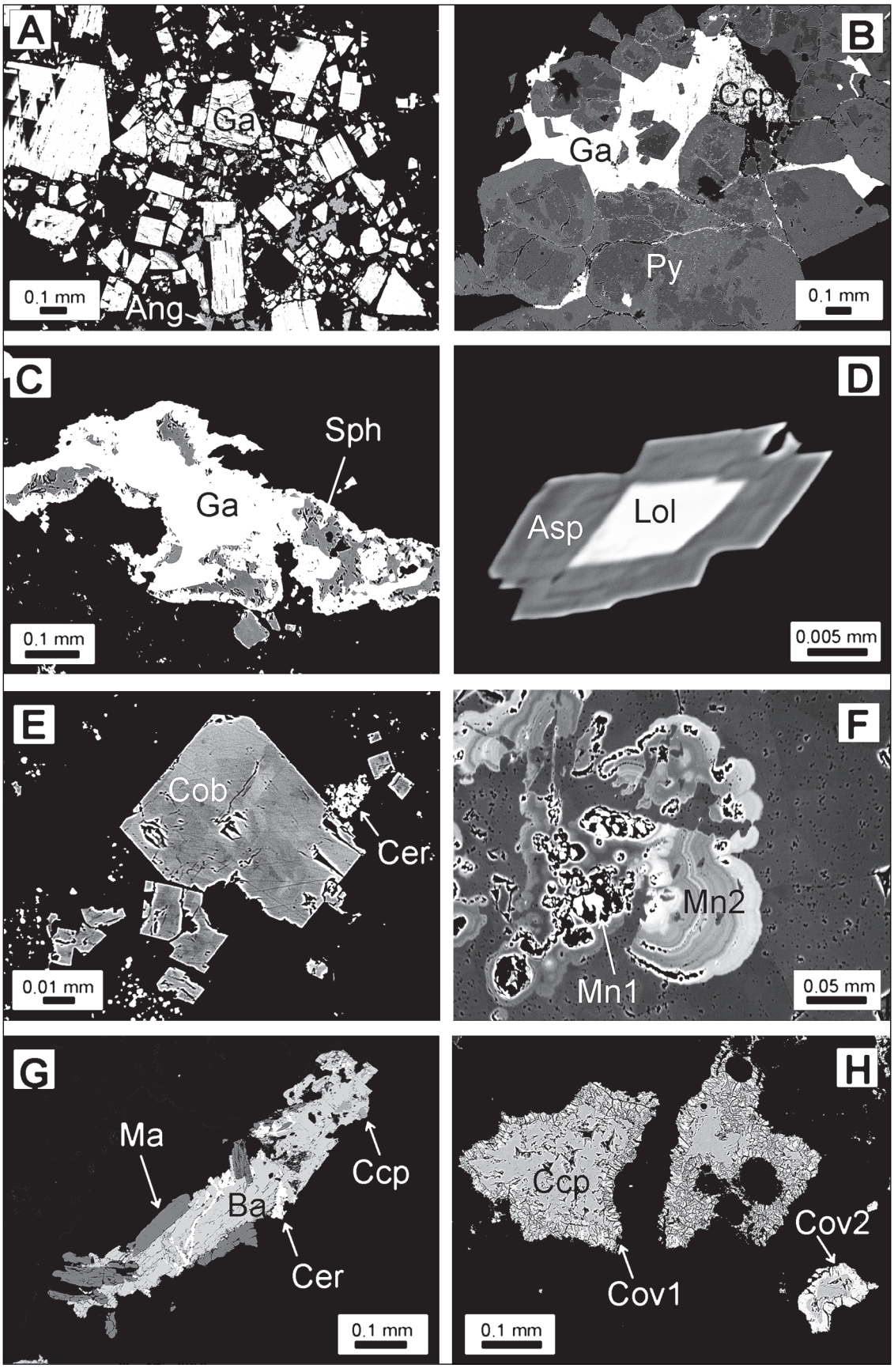
Tab. 1
Obsah vybraných prvkov (ppm) v žilovine z lokality Velčice-Horné štôlne
Chemical assays (ppm) of vein material from Velčice-Horné štôlne locality

	ZL-1	ZL-2	ZL-3
Au	0,07	0,06	0,03
Ag	137	82	40
Pb	63 700	44 300	21 800
Zn	101	528	319
Cu	147	147	152
Sb	121	65	93
Bi	55	23	11
Cd	5,6	6,7	3
As	271	83	1 050
S	11 000	11 100	8 400
Fe	11 080	16 300	13 900
Co	5	7	11
Ni	6	12	18
Cr	49	61	80
Mn	51	91	59
Mo	12	2	3
W	10	10	10
V	9	11	8
U	<10	<10	20
Ti	200	200	300
Sr	10	9	13
Ca	300	500	400
Al	4 900	4 700	5 500
Mg	300	600	500
Na	200	200	200
K	3 000	2 200	3 400
P	120	80	100
Ce	<50	<50	<50
La	<10	<10	<10
Be	<0,5	<0,5	<0,5
Ba	80	80	100



Obr. 2. Situačná mapa starých banských prác na lokalite Velčice-Horné štôlne (1 – staré banské práce; 2 – predpokladaný priebeh kremenných žíl).

Fig. 2. Map of old mining works at the Velčice-Horné štôlne locality (1 – old mining works; 2 – assumed location of quartz veins).


A
Ga
Ang
0.1 mm
B
Ccp
Ga
Py
0.1 mm
C
Sph
Ga
0.1 mm
D
Asp
Lol
0.005 mm
E
Cob
Cer
0.01 mm
F
Mn2
Mn1
0.05 mm
G
Ma
Ba
Ccp
Cer
0.1 mm
H
Ccp
Cov2
Cov1
0.1 mm

Tab. 2
Chemické zloženie galenitu
Chemical composition of galena

	Pb	Ag	Cd	Cu	In	Zn	Fe	Bi	As	Sb	Cl	S	Σ hm. (wt.) %
ZL-4/1	85,72	0,03	0,00	0,03	0,19	0,00	0,02	0,00	0,00	0,13	0,10	13,64	99,87
ZL-3/2	86,04	0,11	0,03	0,00	0,18	0,00	0,01	0,57	0,00	0,25	0,05	13,60	100,84
ZL-3/3	86,75	0,06	0,00	0,00	0,19	0,02	0,01	0,11	0,00	0,24	0,06	13,64	101,08
ZL-10/4	85,81	0,00	0,00	0,01	–	0,04	0,00	0,30	0,00	0,00	0,06	13,42	99,64
atóm. koef. (prepočítané na základ 2 atómov) – atom. coef. (recalculated on 2 atoms basis)													
	Pb	Ag	Cd	Cu	In	Zn	Fe	Bi	As	Sb	Cl	S	
ZL-4/1	0,98	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,01	
ZL-3/2	0,98	–	–	–	–	–	–	0,01	–	0,01	–	1,00	
ZL-3/3	0,98	–	–	–	–	–	–	–	–	0,01	–	1,00	
ZL-10/4	0,99	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	1,00	

Tab. 3
Chemické zloženie sfaleritu
Chemical composition of sphalerite

	Zn	Fe	Cd	In	Mn	Pb	Cu	Hg	Ag	Cl	S	Σ hm. (wt.) %
ZL-10/1	63,47	1,29	0,15	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	33,04	98,04
atóm. koef. (prepočítané na základ 2 atómov) – atom. coef. (recalculated on 2 atoms basis)												
	Zn	Fe	Cd	In	Mn	Pb	Cu	Hg	Ag	Cl	S	
ZL-10/1	0,96	0,02	–	–	–	–	–	–	–	–	1,02	

mineralizáciu na lokalite charakterizuje predovšetkým dominantný galenit.

Opis primárnych minerálov

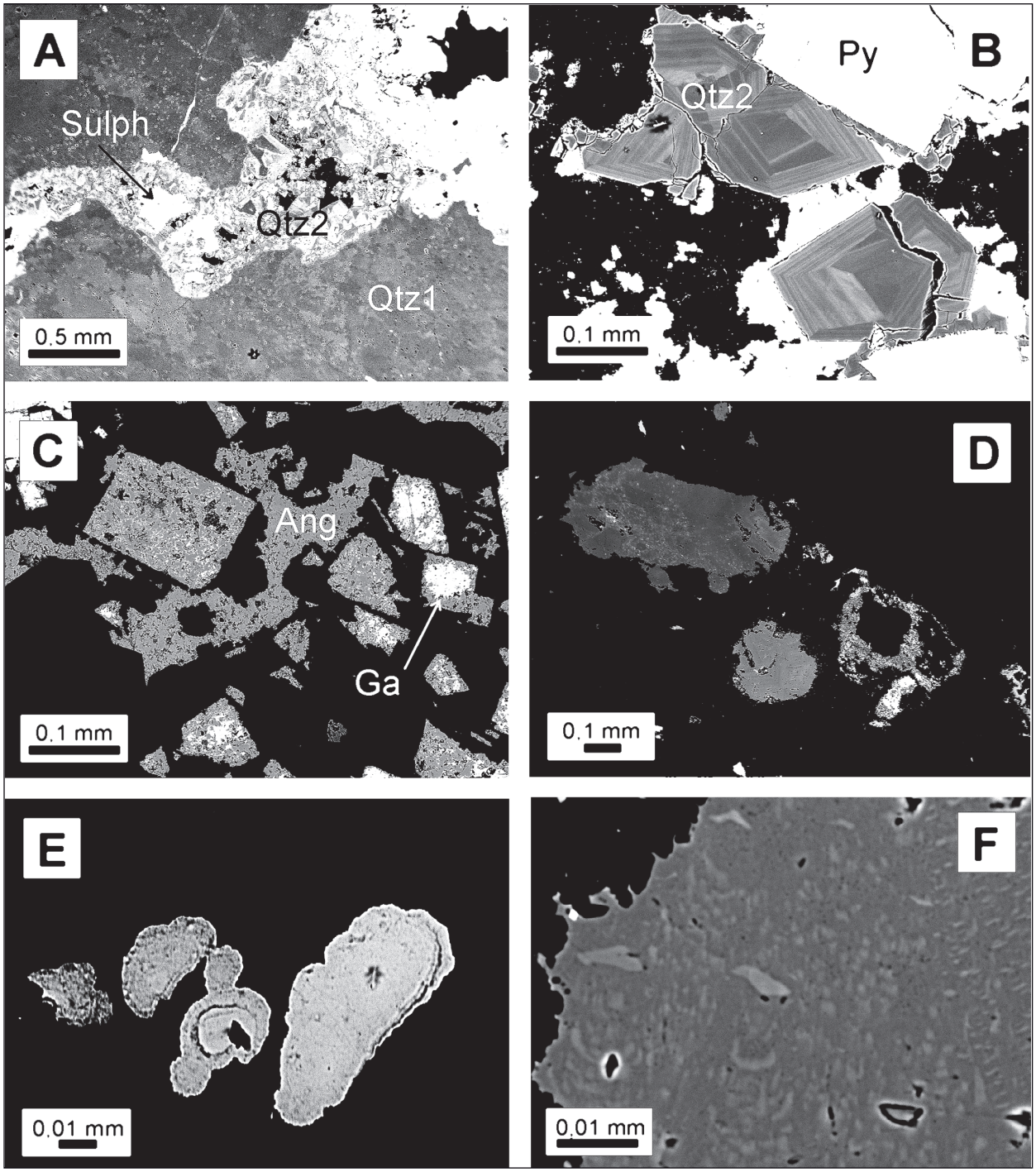
Arzenopyrit. – Zistil sa iba veľmi vzácne. V hrubozrnnom kremeni I tvorí prizmatické kryštáliky (max. 0,1 x 0,02 mm). Arzenopyrit vystupuje buď samostatne, alebo tvorí akumulácie na plochách do 0,4 x 0,1 mm. V jednom prípade sme pozorovali narastanie arzenopyritu na kryštál löllingitu (obr. 3d). Chemické zloženie arzenopyritu ilustruje tab. 4 (an. č. 6).

Barit. – Zistil sa iba ojedinele. Tvorí žilku (dĺžka asi 1 mm) v kremeni I. Uzaviera drobné zrná chalkopyritu a narastá na kataklázované markazitové zrná. Drobné kataklázy v baritovej žilke vypĺňa ceruzit (obr. 3g).

Galenit. – Predstavuje najhojnejší rudný minerál na lokalite. Vytvára masívne monominerálne hniezda s veľkosťou do 5 cm alebo vtrúseniny a drobné žilky (mm rozmery) v kremennej žilovine. V kremeni II sa pomerne často zistili zhluky kataklázovaného galenitu (obr. 3a), pričom pôvodné kryštály dosahovali veľkosť 0,4 – 0,6 mm. Pozorovali sme aj agregáty veľké 4 x 1 mm, zatláčajúce zrná pyritu I (obr. 3b). V kremeni I vytvára impregnácie

Obr. 3. A – Rozdrvené kryštály galenitu (Ga) v kremeni II (čierny). Tmavosivé agregáty obrastajúce galenit alebo vypĺňajúce puklinky, v jednotlivých zrnách je anglesit (Ang); BSE. **B** – Agregát zonálnych hypidiomorfných kryštálov pyritu (Py), pyrit je zatlačený galenitom (Ga). Galenit tiež narastá na nepravidelné zrno chalkopyritu (Ccp); BSE. **C** – Zrná sfaleritu (Sph) zatlačené galenitom (Ga). Okolitým minerálom je kremeň (čierny); BSE. **D** – Jadro agregátu tvorené löllingitom (Lol), na ktorý narastá arzenopyrit (Asp). Okolie tvorí kremeň (čierny); BSE. **E** – Drobné, mierne kataklázované zonálne kryštáliky kobaltitu (Cob) v kremeni (čierny). Biele zrnká v kremeni reprezentujú zrniečka ceruzitu (Cer); BSE. **F** – Zrniečka Mn sulfidu (Mn1) sa nachádzajú v centrálnych častiach koloformných agregátov oxidu Mn (Mn2). Okolie (tmavosivé) tvorí kremeň; BSE. **G** – Barit (Ba) v kremeni (čierny) narastá na markazitové zrná (Ma), resp. uzaviera zrniečka chalkopyritu (Ccp). Drobné puklinky v barite sú vyplnené ceruzitom (Cer); BSE. **H** – Zrná chalkopyritu (Ccp) sú lemované covellitom (Cov1). Biely lem covellitu (Cov2) má mierne zvýšený obsah Ag a Bi; BSE.

Fig. 3. A – Clasts of galena crystals (Ga) in quartz II (black). Dark grey aggregates growing on galena, or filling cracks in individual aggregates is anglesite (Ang); BSE. **B** – Aggregate of zonal hypidiomorphic pyrite crystals (Py) is replaced by galena (Ga). Galena also grows on irregular chalcopyrite aggregate (Ccp); BSE. **C** – Sphalerite aggregates (Sph) replaced by galena (Ga) in quartz (black); BSE. **D** – Core of aggregate consits of löllingite (Lol), growing on arsenopyrite (Asp) in quartz (black); BSE. **E** – Tiny, moderately cataclased zoned crystals of cobaltite (Cob) in quartz (black). White aggregates in quartz is cerussite (Cer); BSE. **F** – Aggregates of Mn-sulphide (Mn1) occur in central parts of Mn oxide coloform aggregates (Mn2). Dark grey mineral is quartz; BSE **G** – Barite (Ba) in quartz (black) grows on marcasite aggregates (Ma), respectively encloses chalcopyrite aggregates (Ccp). Tiny cracks in barite are filled with cerussite (Cer); BSE. **H** – Covellite (Cov1) forming rims around chalcopyrite aggregates (Ccp). White covellite rim (Cov2) is slightly enriched with Ag and Bi; BSE.



Obr. 4. A – Cez základný minerál žiloviny, kremeň I (Qtz1), preráža žilka kremeňa II (Qtz2), na ktorý sa viaže sulfidická mineralizácia (Sulph). CL. **B** – Kryštály kremeňa II (Qtz2) s výraznou prírastkovou zonalitou sú uzatvorené v pyrite II (Py). Okolie (čierne) tvorí balzam na leštenom výbruse; BSE. **C** – Anglesit (Ang) vytvára pseudomorfózy po kryštáloch galenitu (Ga). Okolie tvorí kremeň; BSE. **D** – Zn siderit (zonálny) v podobe samostatných oválnych zŕn v kremeni; BSE. **E** – Agregáty Zn sideritu s koloformnou štruktúrou v kremeni; BSE. **F** – Zn siderit – detail štruktúry jednotlivých zŕn. Písmenkové prerastanie fázy bohatšej na Zn (svetlosivá) a fázy chudobnejšej na Zn (tmavšie sivá); BSE. Obr. 4B je urobený v režime CL.

Fig. 4. A – Most abundant vein forming mineral, quartz I (Qtz1), cut by quartz II (Qtz2) veinlet, hosting sulphidic mineralization (Sulph). CL. **B** – Crystals of quartz II (Qtz2) with distinct growth zonality are enclosed in pyrite II (Py). Black phase is balsamic on polished thin section; BSE. **C** – Anglesite (Ang) forming pseudomorphosis after galena crystals (Ga) in quartz; BSE. **D** – Zn-siderite (zonal) forming individual oval aggregates in quartz; BSE. **E** – Zn-siderite aggregates with coloform texture in quartz; BSE. **F** – Zn-siderite – detail of structure of individual aggregates. Microlithic overgrowth of Zn-rich phase (light grey) and Zn-poor phase (dark grey); BSE. Fig. 4B made by cathodoluminiscence method.

spolu s goethitom, anglesitom a ceruzitom. Lokálne býva úplne zatlačený anglesitom. Jeho mikroskopické zrná bývajú tiež roztrúsené v kremeni spolu s bohatým výskytom neznámeho oxidu Mn. Chemické zloženie galenitu ilustruje tab. 1. Jeho zloženie je pomerne monotónne, charakteristický je stabilne zvýšený obsah In (0,18 – 0,19 hm. %), Bi (do 0,57 hm. %) a Sb (do 0,25 hm. %).

Chalkopyrit. – Oproti galenitu je zastúpený oveľa menej. Tvorí agregáty (0,3 x 0,2 mm) narastajúce na zrná pyritu, pričom sám je zatlačený galenitom (obr. 3b) alebo goethitom. Viaže sa na žilky jemnozrnného kremeňa II, pričom vytvára aj nepravidelné akumulácie (0,3 x 0,1 mm) v priestorovej asociácii s markazitom. Zistili sa aj jeho drobné zrná (do 0,02 mm) viazané na agregáty slúd v žilkách kremeňa II, ojedinele sú jeho drobné zrná uzatvorené baritom (obr. 3g). V chalkopyrite sa zistil iba mierne zvýšený obsah Bi (0,24 hm. %) a As (0,17 hm. %; tab. 4)

Kobaltit. – Veľmi vzácne vytvára idiomorfné kataklázované kryštály (veľkosť max. 0,1 mm) v kremeni I (obr. 3e). Jeho zloženie dokumentuje analýza č. 5 v tab. 4.

Kremeň. – Na základe sukcesívnych vzťahov vystupuje v dvoch generáciách (obr. 8). Kremenná žilovina so zrudnením predstavuje hydrotermálnu mikrobrekciu. Tvoria ju ostrohranné úlomky kremeňa I (veľkosť jednotlivých zŕn 2 – 5 mm), ktoré sú stmelené jemnozrnným kremeňom II (zrná 0,04 – 0,2 mm). Kremeň II vytvára aj žilky (hrúbka okolo 0,1 mm) prerážajúce cez úlomky staršieho kremeňa alebo lemuje agregáty pyritových zŕn. Oproti kremeňu I je charakteristický svojou výraznou prírastkovou zonalitou (obr. 9).

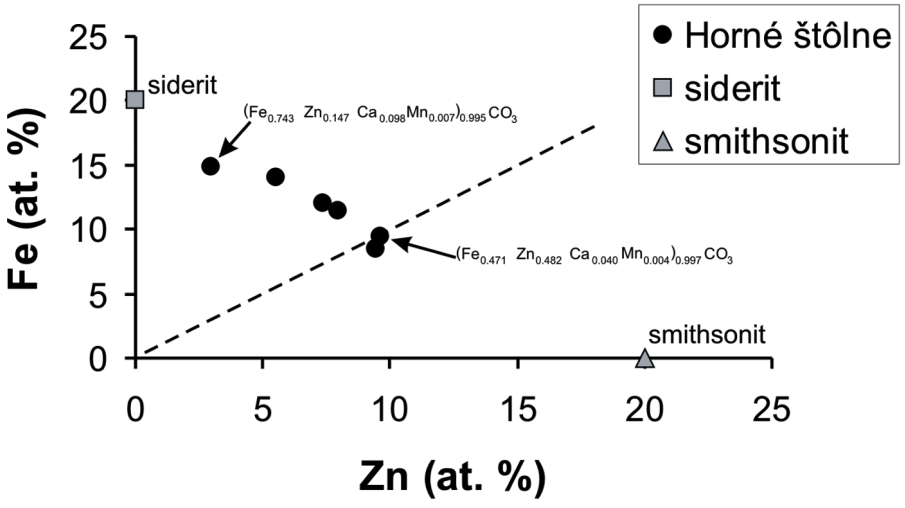
Löllingit. – Je veľmi vzácny. Vyskytuje sa v tesnej priestorovej asociácii s arzenopyritom. Vystupuje v centrálnej časti arzenopyritovo-löllingitového „zrastu“ (obr. 3d). Kryštalizoval pravdepodobne v rámci jedného mineralizačného štádia spolu s arzenopyritom, ale v iniciálnej fáze. Obrastanie löllingitu arzenopyritom môže indikovať prudký pokles aktivity As v rudonosnom roztoku alebo zvýšenie fugacity S. Chemické zloženie löllingitu je uvedené v tab. 4 (an. č. 7, 8).

Markazit. – Vytvára agregáty (0,8 x 0,12 mm) narastajúce na pyritové agregáty. Je intenzívne zatlačený goethitom. Zistil sa aj vo výplni drvených zón v pyritových agregátoch (veľkosť zón aj 5 x 4 mm). Pyritovo-markazitové agregáty sú lokálne zatlačené bližšie neurčeným produktom rozpadu Fe-S fáz, ktorý obyčajne vystupuje v asociácii s goethitom a covellitom. Lokálne vystupuje na mikroskopických žilkách v kremeni I spolu s chalkopyritom a pyritom II, alebo sú jeho zrná obrastané baritom (obr. 3g). Bol identifikovaný opticky v odrazenom svetle a pomocou neštandardizovanej analýzy EDS.

Pyrit. – V rámci zrudnenia predstavuje bežný minerál. Pyrit I tvorí agregáty veľké 2 – 3 mm, ktoré pozostávajú

Tab. 4
Chemické zloženie chalkopyritu
Chemical composition of chalcopyrite

	Cu	Fe	Zn	Pb	Cd	In	Bi	As	Sb	Te	Sn	Cl	S	Σ hm. (wt.) %
ZL-1/1	34,16	30,11	0,06	0,1	0,03	0,06	0,24	0,17	0,03	0,06	0	0,01	34,75	99,78
atóm. koef. (prepočítané na základ 2 atómov) – atom. coef. (recalculated on 2 atoms basis)														
	Cu	Fe	Zn	Pb	Cd	In	Bi	As	Sb	Te	Sn	Cl	S	
ZL-1/1	0,99	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	2,000	



Obr. 5. Diagram závislosti obsahu Zn/Fe v Zn siderite a Fe smithsonite z lokality Horné štôlne.

Fig. 5. Plot of Zn/Fe ratio in Zn--siderite and Fe-smithsonite from Horné štôlne locality.

z 0,8 – 1 mm veľkých hypidiomorfných zŕn. Pyrit II vytvára žilky (0,7 x 0,03 mm) v medzizrnových priestoroch a puklinách kremeňa I. Žilky sú zložené z agregátov drobných idiomorfných kryštálikov (veľkosť max. 0,02 mm) v asociácii s galenitom. Pyrit II tvorí aj samostatné žilky v kremeni I spolu s jemnozrnným kremeňom II, chalkopyritom a galenitom. V odrazených elektrónoch sme často pozorovali zonalitu jeho kryštálov (obr. 3b). Svetlejšie zóny v rámci pyritového agregátu spôsobuje vyšší obsah As (do 2,50 hm. %) a Bi (0,24 hm. %). Chemické zloženie pyritu dokumentujú analýzy č. 1 – 4 v tab. 4.

Muskovit(?). – Predstavuje hojne rozšírený produkt mladších (alpínskych?) deformačných procesov. Jeho jemnokryštalické agregáty (sericit) sa koncentrujú na okrajoch šošovkovitých žíl metamorfného kremeňa, resp. na drobných strižných poruchách v okrajových častiach vzoriek kremennej žiloviny.

Sfalerit. – Vystupuje iba sporadicky. Tvorí zrná veľké do 0,2 mm, ktoré sú obyčajne intenzívne zatlačené galenitom (obr. 3c). Je preň charakteristický nízky obsah Fe, pričom okrem Fe sa zistil mierne zvýšený obsah Cd, 0,15 hm. % (tab. 2).

X minerál (sulfid Mn). – V kremennej žilovine s oxidmi Mn je pomerne hojne rozšírený. Tvorí drobné zrnká v centrálnych častiach koloformných útvarov oxidov Mn (obr. 3f). Chemické zloženie sa zistilo iba orientačne (EDAX). Jeho vystupovanie v rámci opísaných paragenetických asociácií je nejasné.

Tab. 5
Elektrónové mikroanalýzy pyritu (anal. č. 1 – 4), kobaltitu (anal. č. 5), arzenopyritu (anal. č. 6) a löllingitu (anal. č. 7 a 8)
Microprobe analyses of pyrite (analyses Nos. 1 – 4), cobaltite (analysis No. 5),
arsenopyrite (analysis No. 6) and löllingite (analyses Nos. 7 and 8)

	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Au	Sb	Bi	As	S	Σ hm. (wt.) %
ZL-4/1	46,58	0,01	0,08	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	53,73	100,48
ZL-4/2	46,73	0,00	0,15	0,00	0,04	0,00	0,06	0,24	2,50	52,24	101,96
ZL-4/3	46,55	0,04	0,29	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00	2,33	52,17	101,41
ZL-10/4	45,75	0,01	0,11	0,23	0,00	0,03	0,16	0,23	0,10	53,15	99,75
ZL-4/5	3,42	2,47	30,00	0,03	0,02	0,01	0,07	0,00	44,19	20,72	100,92
ZL-1/6	32,55	0,00	0,06	0,15	0,01	0,00	0,25	0,00	47,83	18,37	99,24
ZL-1/7	27,07	0,01	0,03	0,05	0,00	0,00	0,68	0,04	71,23	0,67	99,79
ZL-1/8	26,71	0,00	0,03	0,04	0,01	0,00	0,69	0,05	69,71	0,89	98,13

atóm. koef. (prepočítané na základ 2 atómov) – atom. coef. (recalculated on 2 atoms basis)

	Fe	Ni	Co	Cu	Zn	Au	Sb	Bi	As	S
ZL-4/1	1,00	–	–	–	–	–	–	–	–	2,00
ZL-4/2	1,00	–	–	–	–	–	–	–	0,04	1,95
ZL-4/3	1,00	–	0,01	–	–	–	–	–	0,04	1,95
ZL-10/4	0,99	–	–	–	–	–	–	–	–	2,00
ZL-4/5	0,10	0,07	0,83	–	–	–	–	–	0,96	1,05
ZL-1/6	0,97	–	–	–	–	–	–	–	1,06	0,96
ZL-1/7	0,99	–	–	–	–	–	0,01	–	1,95	0,04
ZL-1/8	0,99	–	–	–	–	–	0,01	–	1,93	0,06

Tab. 6
Elektrónové mikroanalýzy covellitu
Microprobe analyses of covellite

	Cu	Fe	Pb	Ag	In	Cd	Zn	Bi	As	S	Σ hm. (wt.) %
1	65,02	0,69	0,34	0,00	0,10	0,03	0,05	0,00	0,00	33,03	99,26
2	64,91	0,09	0,16	0,04	0,14	0,00	0,06	0,00	0,46	32,66	98,52
3	65,01	0,41	0,10	0,99	0,13	0,05	0,08	0,22	0,00	32,87	99,86
4	65,64	0,35	0,18	0,78	0,10	0,01	0,04	0,18	0,43	33,37	101,08
5	34,16	30,11	–	0,01	–	–	0,06	0,24	0,17	34,72	99,47

atóm. koef. (prepočítané na základ 2 atómov) – atom. coef. (recalculated on 2 atoms basis)

	Cu	Fe	Pb	Ag	In	Cd	Zn	Bi	As	S
1	0,99	0,01	–	–	–	–	–	–	–	1,00
2	1,00	–	–	–	–	–	–	–	0,01	0,99
3	0,99	0,01	–	0,01	–	–	–	–	–	0,99
4	0,99	0,01	–	0,01	–	–	–	–	0,01	0,99
5	0,99	1,00	–	–	–	–	–	–	–	2,00

Tab. 7
Elektrónové mikroanalýzy Zn sideritu a Fe smithsonitu (analýzy 4 a 5)
Microprobe analyses of siderite and smithsonite

	Zn	Fe	Pb	Ca	Mg	Mn	Sr	Ba	C	O	Σ hm. (wt.) %
ZL-3/1	19,77	27,67	0,57	0,45	0,00	0,57	0,00	0,00	9,88	39,47	98,37
ZL-3/2	21,44	26,30	0,72	0,53	0,00	0,54	0,00	0,00	9,91	39,62	99,07
ZL-3/3	15,00	32,61	0,36	0,54	0,00	0,20	0,00	0,01	10,00	39,96	98,67
ZL-3/4	26,52	22,12	0,52	1,34	0,00	0,19	0,01	0,00	10,10	40,38	101,19
ZL-3/5	25,78	19,89	0,94	1,53	0,06	2,20	0,04	0,00	10,04	40,14	100,63
ZL-3/6	8,36	36,09	0,29	3,43	0,06	0,34	0,03	0,01	10,45	41,77	100,85
kryštalochemický vzorec prepočítaný na 2 atómy – crystallochemical formula recalculated for 2 atoms											
	Zn	Fe	Pb	Ca	Mg	Mn	Sr	Ba	C	O	
ZL-3/1	0,37	0,60	–	0,01	–	0,01	–	–	1,00	3,00	
ZL-3/2	0,40	0,57	–	0,02	–	0,01	–	–	1,00	3,00	
ZL-3/3	0,28	0,70	–	0,02	–	–	–	–	1,00	3,00	
ZL-3/4	0,48	0,47	–	0,04	–	–	–	–	1,00	3,00	
ZL-3/5	0,47	0,43	0,01	0,05	–	0,05	–	–	1,00	3,00	
ZL-3/6	0,15	0,74	–	0,10	–	0,01	–	–	1,00	3,00	

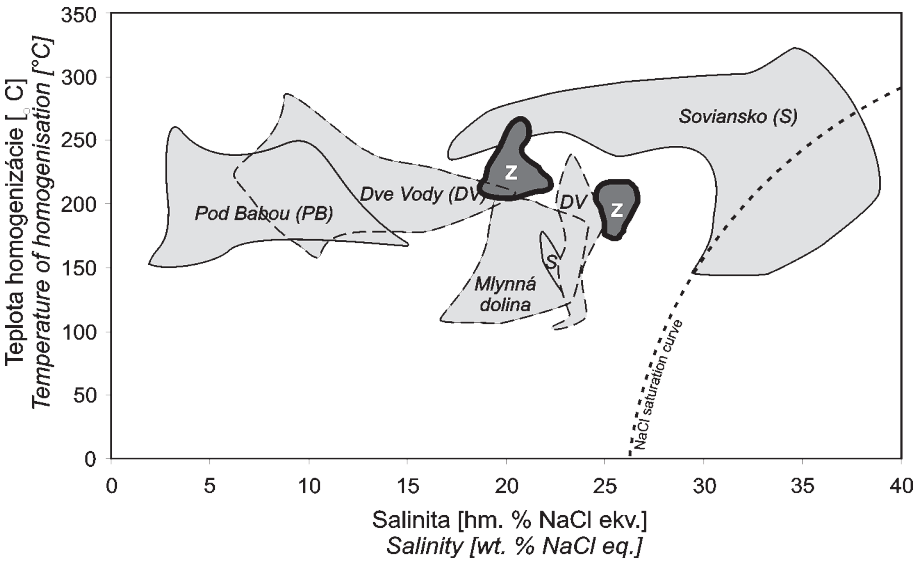
Opis sekundárnych minerálov

Anglesit. – Je hojne rozšírený v malých množstvách. Predstavuje primárny produkt premeny galenitu v supergénnej zóne. V kremennej žilovine tvorí nepravidelné agregáty veľké do 0,4 mm. Intenzívne zatláča zrná galenitu, a to buď po plochách štiepateľnosti (sieť pravouhlo orientovaných žiliek s hrúbkou okolo 0,02 mm), alebo po ich okrajoch, lokálne do vytvorenia úplných pseudomorfóz (obr. 3a, 4c). Bol identifikovaný pomocou neštandardizovanej analýzy EDS.

Ceruzit. – Vytvára samostatné agregáty (veľkosť 0,5 x 0,1 mm) alebo vystupuje spolu s inými minerálmi (obr. 3e, g). Často vystupuje v asociácii so sideritom. Oproti anglesitu (z ktorého vzniká) je zastúpený menej, pričom jeho vznik dokumentuje pokročilejšiu fázu supergénnych procesov.

Covellit. – Niekedy takmer úplne zatláča drobnejšie zrná chalkopyritu (do 0,05 mm). Na väčších chalkopyritových zrnách tvorí tenké lemy hrubé 0,01 – 0,015 mm (obr. 3h). Covellit zo študovanej lokality dobre korešponduje s ideálnym chemickým zložením. V niektorých prípadoch sa v covellite zistil zvýšený obsah Ag (do 1 hm. %) a jemne zvýšený (do 0,5 hm. %) obsah Bi a As (tab. 5). Covellit obsahujúci Ag a Bi sa pri pozorovaní v odrazených elektrónoch javí výrazne svetlejší a mladší ako covellit bez prímesí (obr. 3h).

Goethit. – Hojne vypĺňa puklinky v jednotlivých pyritových zrnách alebo zatláča agregáty pyritu. Vypĺňa vlásočnicové pukliny (hrúbka <0,01 mm, dĺžka niekoľko



Obr. 6. Porovnanie salinity a homogenizačnej teploty fluidných inklúzií zo študovanej lokality (Z) s inými výskytmi polymetalickej mineralizácie v tatriku Západných Karpát (upravené podľa Luptákovej a Chovana, 2006).

Fig. 6. Comparison of salinity and homogenization temperatures of fluid inclusions from the locality (Z) with other occurrencies of polymetallic mineralization in Tatric Unit of Western Carpathians Mts. (modified after Luptáková and Chovan, 2006).

mm) v kremennej žilovine. Často vystupuje v asociácii s ceruzitom alebo oxidom Mn(?).

Siderit a ***smithsonit***. – Mineralogickou zvláštnosťou lokality je výskyt sideritu – smithsonitu (Zn siderit – dominantný, Fe smithsonit – zriedkavejší). V kremennej žilovine vytvára oválne zrná s veľkosťou do 1 mm (obr. 4d) alebo agregáty s koloformnou štruktúrou (obr. 4e). V rámci jednotlivých zŕn sme pozorovali submikroskopické domény obohatené o Zn, pričom „základ" zrna tvorí fáza chudobnejšia na Zn (obr. 4f). Obrastá jednotlivé zrná kremeňa II a lokálne aj galenitu.

Zinok v štruktúre týchto karbonátov izomorfne zastupuje železo, pričom študované fázy veľmi dobre zodpovedajú fázam medzi koncovými členmi siderit-smithsonit. Zistený obsah zinku v karbonátoch kolíše v rozmedzí 0,15 až 0,48 at. % (tab. 7, obr. 5). Pomer Fe : Zn (hm. %) kolíše v rozsahu od 4,3 : 1 až do 1 : 1,2. V skúmanom Zn siderite je charakteristická stabilná prítomnosť Pb (0,29 – 0,94 hm. %), Ca (0,45 – 3,43 hm. %) a Mn (0,20 – 2,20 hm. %).

X minerál (oxid? Mn). – Zistil sa v kremennej žilovine, kde tvorí výplne drobných pukliniek v asociácii s goethitom. V prechádzajúcom svetle je polopriehľadný a má hrdzavohnedé sfarbenie. Vystupuje v podobe koloformných útvarov (priemer okolo 0,07 mm; obr. 3f), ktoré sú zoskupené do väčších nepravidelných útvarov s veľkosťou do 0,3 x 0,15 mm. Chemické zloženie minerálu sa zisťovalo iba orientačne (EDAX). Okrem dominantného Si (ktorý pochádza zo žilného kremeňa) sa ukázal iba zvýšený obsah Mn a nízky obsah Pb. Kolomorfné oxidy Mn pravdepodobne predstavujú produkt oxidácie opísaného sulfidu Mn. Zvýšený obsah Pb svedčí o zvetrávaní galenitu, ktorého drobné zrná sú roztrúsené v žilovine.

Štúdium fluidných inklúzií

Fluidné inklúzie (23 meraní) sa študovali vo vzorke kremeňa s makroskopickým galenitom a pyritom. Kremeň I je väčšinou pomerne hrubozrnný, silne rekryštalizovaný a preniknutý hustou sieťou mikroskopických trhlín s veľkým množstvom sekundárnych fluidných inklúzií. Primárne inklúzie sa nezistili, a preto predmetom mikrotermometrického štúdia boli sekundárne fluidné inklúzie. Sekundárne inklúzie obsahovali najčastejšie vodný roztok solí a plynnú fázu. Zriedkavo sa zistili aj trojfázové inklúzie s malým kryštálom halitu. Pri zahrievaní niektorých vymrazených, pôvodne dvojfázových inklúzií sa vytváral halit, ktorý sa však topil pri nízkej teplote do 50 °C. Pri opakovanom pokuse sa proces už nezopakoval. Podobne pri homogenizácii pôvodne trojfázovej inklúzie s halitom sa po zohrievaní vymrazenej inklúzie už halit nevytvoril. Objem plynnej fázy vo všetkých inklúziách predstavoval okolo 15 – 20 %. Maximálna veľkosť inklúzií dosahovala 21 μm, priemerne okolo 9 μm. Eutektická teplota (Te) sa pohybovala od –54,7 do –61,7 °C a teplota topenia ľadu ($Tm_{ľad}$) od –15,3 do –25,6 °C. Veľmi nízka Te nasvedčuje tomu, že na zložení solí rozpustených vo vodnom roztoku sa vo veľkej miere podieľa pravdepodobne $CaCl_2$. Podľa salinity a homogenizačnej teploty tieto inklúzie vytvárajú 2 typy, ktoré sa však parageneticky nepodarilo navzájom odlíšiť. Vyššieteplotné a nižšiesalinické inklúzie (priemerná salinita okolo 20 hm. % NaCl ekv.) homogenizovali pri teplote od 212 do 265 °C (obr. 6A). Druhý, vyššiesalinický a nižšieteplotný typ inklúzií (okolo 25 hm. % NaCl ekv.) homogenizoval pri teplote od 175 do 209 °C. Halit sa vyskytoval len v nižšieteplotnom a vyššiesalinickom type inklúzií a topil sa pri teplote 149 a 153 °C. Aj teplotu topenia hydrohalitu sa podarilo zaznamenať len v nižšieteplotnom a vyššiesalinickom type inklúzií. Topenie prebiehalo metastabilne v rozmedzí 13,9 – 23,4 °C.

Diskusia

Vzhľadom na to, že primárny zdroj zlata v rozsypoch v zoborskej časti Tribeča nie je známy, študovaná lokalita v kryštaliniku predstavuje najvýznamnejší výskyt hydrotermálnej rudnej mineralizácie. Dominantný galenit vo výplni žíl, sukcesívne a paragenetické vzťahy, ako aj merania fluidných inklúzií naznačujú podobný charakter, ako má hydrotermálna polymetalická mineralizácia vyvinutá na niekoľkých známych lokalitách v kryštaliniku tatrika Západných Karpát.

Na základe ložiskového a geologického postavenia v rámci Tribeča je študovaná lokalita podobná Fe-karbonátovo-kremeňovo-sulfidickým žilám v Jedľových Kostoľanoch, ktoré vystupujú vo variských, silne mylonitizovaných granodioritoch veporika (Ivanička et al., 1998). Zrudnenie tvorí niekoľko šošoviek zjz.-vsv. smeru s malým smerným a vertikálnym dosahom (Polák, 1957). V zrudnení v Jedľových Kostoľanoch dominuje karbonátová a metamorfno-hydrotermálna mineralizácia. Odlišnosti v porovnaní s Jedľovými Kostoľanmi spočívajú v absencii staršej, Fe-karbonátovej mineralizácie s chudobnejším minerálnym zložením. Sulfidickú mineralizáciu v Jedľových Kostoľanoch reprezentuje staršie, Ni-Co štádium, Cu-sulfidické štádium a najmladšie, Bi-sulfosoľové štádium (Chovan et al., 2006; Ozdín, 2008). Na mineralizácii, ktorú opisujeme, tiež vystupuje staršie, Ni-Co štádium, Cu-sulfidické štádium a dominantná galenitová mineralizácia. Ďalšia polymetalická mineralizácia je vyvinutá v permských horninách hronika v Kuliarovej doline, kde prevažuje Cu zrudnenie (najmä chalkopyrit). Mineralizáciu v doline Maras pri Píle (niekedy aj dolina Moras) predstavuje charakteristická asociácia sulfidov zastúpená pyritom, chalkopyritom, galenitom a sfaleritom. Všetky porovnávané výskyty však vystupujú v rázdielskej časti Tribeča a okrem lokality v Jedľových Kostoľanoch sú z hľadiska metalogenézy na nízkej úrovni poznania.

Lokalita svojím jednoduchým zložením primárnej mineralizácie je porovnateľná aj s polymetalickou mineralizáciou Ján Baptista v Považskom Inovci. Tam však hojnejšie vystupuje chalkopyrit a sfalerit (Polák, 1971b). Sfalerit aj chalkopyrit na lokalite Velčice-Horné štôlne vystupujú iba ojedinele. Ostatné lokality polymetalickej mineralizácie ako Jasenie-Soviansko (Luptáková, 2007), Vyšná Boca-Bruchatý grúnik, Chopec (Ozdín a Chovan, 1999) a Mlynná dolina (Majzlan et al., 2002) v Nízkych Tatrách, Čavoj (Mikuš et al., 2003) v Strážovských vrchoch a Pod Babou (Luptáková et al., 2006) v Malých

Karpatoch sú v niektorých metalogenetických aspektoch odlišné. Kokardové a páskované textúry rúd napr. v Jasení-Soviansku (Luptáková, 2007) svedčia o komplikovanom fluidnom režime. Bohatý výskyt sfaleritu a sulfosolí a vystupovanie Ag minerálov na opísaných lokalitách svedčí o pestrom zložení rudonosných roztokov, kým minerálne zloženie Pb-Zn mineralizačného štádia na študovanej lokalite je pomerne jednoduché.

Zaradenie staršieho kremeňa I do sukcesívnej schémy vývoja študovanej mineralizácie je pre nedostatok dôkazov problematické. Napriek tomu, že sa kremeň I nepodarilo bližšie špecifikovať ani mikrotermometrickým štúdiom, ani vystupovaním sprievodných minerálov, predpokladáme, že je predstaviteľom alpínskej metamorfno-hydrotermálnej mineralizácie (tzv. žily alpského typu) známej aj z kryštalinika veporika (Ferenc a Bakos, 2006).

Pre lokalitu je charakteristické aj hojné vystupovanie Fe-Zn karbonátov. Substitúcia Fe/Zn v mineráloch smithsonitovo-sideritového radu je známa z viacerých lokalít na svete. Monheimit je definovaný ako smithsonit bohatý na Fe, s pomerom Fe : Zn = 1 : 1,59 (Dana et al., 1951). Ježek (1932) pod označením monheimit uvádza siderit bohatý na Zn z ložiska Altenberg (Nemecko). Výskyt smithsonitu s obsahom Fe až 26,6 hm. % opisujú z ložiskovej oblasti Olkusz v Poľsku Bąk a Nieć (1978). Smithsonit tu vystupuje v rámci sfaleritovo-markazitovej periódy (záver sideritovej mineralizácie) v kavernóznych dolomitoch. Na základe jeho prítomnosti mimo dosahu oxidačnej zóny sa autori prikláňajú k jeho primárnemu pôvodu. V rámci Slovenska sa doteraz smithsonit so zvýšeným obsahom Fe zistil iba v rámci Pb-Zn zrudnenia na lokalite Ochtinská Dúbrava (Beňo, 1957). Hoci dosiaľ nie je známy supergénny pôvod sideritu, na základe charakteru vystupovania, ako aj paragenézy s ceruzitom sa prikláňame k supergénnemu vzniku smithsonitu a sideritu na študovanej lokalite. Tvorba pomerne nerozpustných uhličitanov – ceruzitu, smithsonitu a sideritu – naznačuje finálnu fázu pôsobenia hypergénnych procesov na rudnú mineralizáciu.

Sekundárne fluidné inklúzie na puklinách v staršom (metamorfno-hydrotermálnom?) kremeni, pre ktoré je typická vysoká salinita v rozmedzí 20 – 25 hm. % NaCl ekv. a teplota homogenizácie medzi 200 až 250 °C, sprevádzané žilkami mladšieho kremeňa a hniezdami galenitu na puklinách, sú nápadne podobné fluidám zisteným na lokalitách polymetalickej mineralizácie, napríklad na lokalitách Jasenie-Soviansko, Mlynná dolina atď. (Luptáková a Chovan, 2006). Charakter týchto inklúzií zodpovedá aj fluidám, ktoré sú na ložiskách v tatriku typické pre karbonátovú, sulfidickú, baritovú a hematitovú asociáciu (Chovan et al., l. c.). Vyznačujú sa strednou až vysokou salinitou, ktorá kolíše v pomerne širokom rozmedzí, od 10 do 35 hm. % NaCl. Inklúzie sa vyznačujú aj vysokým obsahom chloridov dvojmocných katiónov, ktoré často prevládajú nad NaCl.

Datovanie hydrotermálneho monazitu z lokality Jedľové Kostoľany poukazuje na vrchnokriedový vek (83 ± 9 mil. r.) mineralizácie (Ozdín, 2008). Ak tzv. žily alpského typu na študovanej lokalite vznikli počas rovnakých metalogenetických procesov ako v Jedľových Kostoľanoch, tak polymetalická mineralizácia, ktorá je v rámci sukcesie mladšia, bude s veľkou pravdepodobnosťou tiež vrchnokriedového alebo mladšieho veku. Izotopové pomery Pb z Jasenia-Sovianska však podporujú mladovariský až paleoalpínsky vek galenitovo-sfaleritovej etapy (Chovan et al., l. c.).

Poďakovanie. Ďakujeme Dr. J. Jahnovi za upozornenie na výskyt starých banských prác na opisovanej lokalite a za konzultáciu. Ďakujeme spoločnosti Eastern Mediterranean Resources – Slovakia, s. r. o., za financovanie analýz rudných vzoriek. Elektrónové mikroanalýzy a mikrotermometrické štúdium boli financované z úlohy č. 0503 *Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát*.

Literatúra

Bąk, B. & Nieć, M., 1978: O występowaniu monheimitu w złożu rud Zn-Pb Boleslaw kolo Olkusza. *In: Mineral. Pol. (Kraków), roč. 9, č. 1, s. 123 – 130.*

Bakos, F. & Žitňan, P., 2001: Supergénne obohatené zóny – možný zdroj zlata v rozsypoch oblasti Tribeča. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 33, s. 453 – 458.*

Beňo, J., 1957: K mineralógii Pb-Zn zrudnenia pri Ochtinej. *In: Čas. Miner. Geol. (Praha), s. 1 – 13.*

Bodnar, R., 1993: Revised equation and table for determing the freezing point depression of H_2O–NaCl solutions. *In: Geochim. cosmochim. Acta (Oxford), 57, pp. 683 – 684.*

Dana, J. D., Dana, E. S., Palache, Ch., Berman, H. & Frondell, C., 1951: The system of mineralogy, Vol. II, halides, nitrates, borates, carbonates, sulphates, phosphates, arsenates, tungstates, molybdates etc. 7th ed. New York, J. Willey and sons, 773 p.

Ferenc, Š. & Bakos, F., 2006: Au, Bi, Te mineralizácia v sineckej strižnej zóne (Kokava nad Rimavicou) – nový typ mineralizácie v Západných Karpatoch. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 223 – 240.*

Chovan, M., Hurai, V., Putiš, M., Ozdín, D., Pršek, J., Moravanský, D., Luptáková, J., Zahradníková, J., Kráľ, J. & Konečný, P., 2006: Zdroje fluíd a genéza mineralizácií tatrika a severného veporika. Čiastk. záver. správa. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 254 s.*

Ivanička, J., Hók, J., Polák, M., Határ, J., Vozár, J., Nagy, A., Fordinál, K., Pristaš, J., Konečný, V., Šimon, L., Kováčik, M., Vozárová, A., Fejdiová, O., Marcin, D., Liščák, P., Macko, A., Lanc, J., Šantavý, J. & Szalaiová, V., 1998: Vysvetlivky ku geologickej mape Tribeča 1 : 50 000. *Bratislava, GS SR, Vyd. D. Štúra, 247 s.*

Jahn, J., 2005: Zhodnotenie antropogénno-litologických vplyvov na vybrané prvky krajinnej štruktúry v chránenej krajinnej oblasti Ponitrie. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Nitra, archív Kat. ekológie a environm., FPV UKF, 149 s.*

Ježek, B., 1932: Mineralogie. *In: Janda et al.: Velký ilustrovaný přírodopis všech tří říší. Praha, s. 549 – 1 368.*

Knésl, J. & Knéslová, A., 2002: Zlatá mineralizácia v Tribečskom rudnom rajóne. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 34, č. 3 – 4, s. 181 – 190.*

Kováč, M., Kráľ, J., Márton, E., Plašienka, D. & Uher, P., 1994: Alpine uplift history of the Central Western Carpathians: Geochronological, paleomagnetic, sedimentary and structural data. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 45, No. 2, pp. 83 – 96.*

Luptáková, J. & Chovan, M., 2006: Character of hydrothermal fluids in Pb-Zn vein mineralization in the Tatric Unit of the Western Carpathians. Abstract. *In: Mineral. Pol. (Kraków), spec. pap., 28, pp. 136 – 138.*

Luptáková, J., Chovan, M. & Andráš, P., 2006: Mineralogical study of hydrothermal vein Pb-Zn deposit Pod Babou (Malé Karpaty Mts., Slovakia). *Abstract. Acta mineral. petrogr., Ser. 5, p. 68.*

Luptáková, J., 2007: Hydrotermálna Pb-Zn mineralizácia v tatrickej tektonickej jednotke Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Kat. mineral. a petrol., PriF UK, 162 s.*

Ozdín, D. & Chovan, M., 1999: New mineralogical and paragenetic knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 5, No. 4, pp. 255 – 271.*

Ozdín, D., 2008: Mineralogy and genetical study of hydrothermal siderite-quartz-sulphidic veins in Jedľové Kostoľany, the Tribeč Mts. (Slovak Republic). *In: Mineralogia, spec. pap., 32, pp. 122 – 123.*

Polák, S., 1957: Žilná fluor-apatit-sideritová paragenéza z Jedľových Kostolian, okr. Zlaté Moravce. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 11, s. 76 – 88.*

Polák, S., 1971a: Zlatá mineralizácia pri Skýcovskom zlome na SZ svahoch Tribeča v Klížskom Hradišti. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 3, č. 9, s. 63 – 65.*

Polák, S., 1971b: Príspevok k metalogenéze Považského Inovca. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 3, č. 11, s. 237 – 242.*

Uher, P., Jahn, J. & Antala, M., 1997: Chemické zloženie hydrotermálneho lazulitu a gorceixitu v kremencoch Tribeča. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 29, s. 240 – 241.*

Rukopis doručený 9. 2. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 26. 3. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 115 – 132
ISSN 0369-2086

Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria

TOMÁŠ KLIMKO, MARTIN CHOVAN a MONIKA HURAIOVÁ

Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
klimko@fns.uniba.sk

Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts.

In this article we report on recent mineralogical studies on some stibnite deposits in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Western Carpathians). The mineralizations studied belong to "stibnite belt" situated near Betliar, Čučma, Poproč, Bystrý potok stream – Štofova dolina valley. The most common mineral of antimony is stibnite but berthierite and zinkenite are relatively common, too. Some new minerals have been described in the quartz-stibnite veins: zinkenite and kobellite--tintinaite at Betliar, fülöppite from Poproč and in quartz-tourmaline (schorl, dravite) veins with monazite-(Ce), xenotime-(Y), apatite, zircon, chamosite and muscovite-phengite near Betliar and Čučma. Hydrothermal stibnite mineralization originated during quartz and quartz-sulfide phases in which we distinguish pyrite, sphalerite-tetrahedrite, galena and stibnite mineral paragenesis.

Key words: stibnite, zinkenite, tintinaite, tourmaline, mineral paragenesis, Spiš-Gemer Ore Mts., Betliar, Čučma, Poproč

Úvod

Kremeňovo-antimonitové žily v Spišsko-gemerskom rudohorí sa ťažili už v 13. stor. ako zdroj zlata. Rudy antimónu sa na Slovensku začali ťažiť oveľa neskôr ako drahé kovy, meď a železo, hoci záznamy o ich výskyte sú už z 12. stor. Zo slovenských lokalít sa ťažba Sb rúd začala najprv v Spišsko-gemerskom rudohorí (SGR) a až potom v Nízkych Tatrách a Malých Karpatoch. Antimonitové rudy sa v SGR začali dobývať pravdepodobne v 16. stor., intenzívna ťažba bola už koncom 17. stor. Svedčí o tom aj písomný záznam o antimónových baniach v Rožňave z roku 1696 (Beránek – ed., 1977). Najväčší rozvoj ťažby Sb rúd bol v rokoch 1830 – 1950 (Grecula et al., 1995). V 19. stor. bola ťažba najintenzívnejšia a ložisko Čučma sa stalo jedným z najvýznamnejších producentov antimónu v Európe. V roku 1952 sa zatvorili bane v Rožňave, v roku 1962 v Helcmanovciach a v roku 1965 v Poproči, vo všetkých prípadoch pre vyčerpanie známych zásob (Beránek – ed., 1977).

Najmladšie hydrotermálne zrudnenie Spišsko--gemerského rudohoria sú kremeňovo-antimonitové žily (Varček, 1985). Podľa Rozložníka (1972), Pecha (1980) a mnohých iných autorov sú geneticky späté s intrúziou gemeridného granitu. Odlišný názor na genézu hydrotermálnych kremeňovo-antimonitových žíl najnovšie publikovali Urban et al. (2006) a Hurai et al. (2006). Vznik antimonitových žíl na lokalitách Betliar a Čučma priraďujú k alpínskemu orogénnemu cyklu a vylučujú genetickú spätosť s granitoidnou intrúziou.

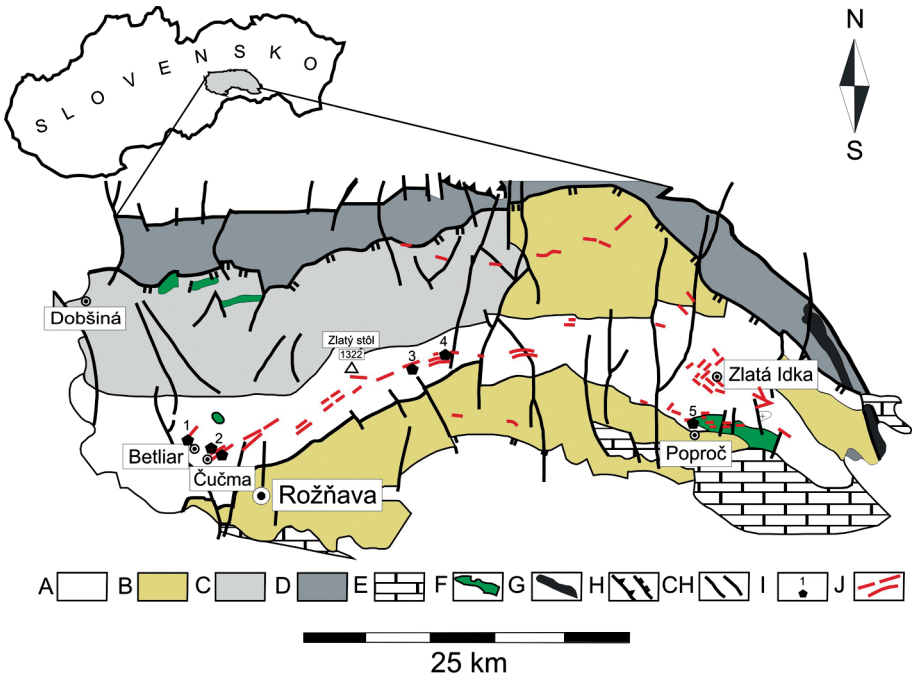
V tomto článku je súhrn výsledkov najnovšieho mineralogického štúdia hydrotermálnych minerálov na vybraných antimonitových ložiskách SGR v oblasti Betliara, Čučmy, Bystrého potoka-Štofovej doliny a Poproča. Tieto lokality sú súčasťou tzv. antimonitového pásu SGR (obr. 1). Na týchto lokalitách boli opísané niektoré nové minerály [z kremeňovo-antimonitových žíl: Bi-zinkenit (Betliar), fülöppit (Poproč), tintinait-kobellit (Betliar); na kremeňovo--turmalínových žilách: monazit-(Ce), xenotím-(Y), apatit, zirkón, chamosit a muskovit, varieta fengit (Betliar a Čučma)] a spresnila sa ich identifikácia. Podľa najnovších názorov na vývoj mineralizácie sa doplnila a upravila sukcesívna schéma. Je to nevyhnutné kvôli správnej genetickej interpretácii a začleneniu antimonitovej mineralizácie do metalogenetického vývoja Západných Karpát.

Geologická stavba

Gemerikum je najvyššia superjednotka centrálnych Západných Karpát (CZK) budovaná variským kryštalinikom. Plošne aj objemovo je menšie ako tatrikum alebo veporikum, navyše, aj sa laterálne vyklinuje. Vystupuje vo Volovských vrchoch (Spišsko-gemerské rudohorie). Gemerikum reprezentovalo vo variskom cykle južné externé časti orogénu, kým v alpínskom cykle, naopak, najvnútornejšie pásmo CZK. Paleogeograficky predstavuje južné okrajové zóny západokarpatského systému, ktoré na juhu susedia s meliatskym oceánom. Po jeho uzavretí sa nasunulo na sever na veporikum. Gemerikum tvorí sústavu imbrikácií a čiastkových príkrovov nasunutých

na sever, ktorých počet a s nimi súvisiaca terminológia sa u jednotlivých autorov dosť líši. Najčastejšie sa vyčleňuje severné gemerikum (klátovská, rakovecká, črmeľská a ochtinská jednotka) a južné gemerikum (gelnická jednotka a štóska jednotka). Najväčší rozsah má gelnická jednotka budovaná nízko metamorfovanými staropaleozoickými, tisícky metrov hrubými vulkanicko-sedimentárnymi komplexmi, do ktorých intrudujú neskorovariské (permské) granitoidy (Hnilec, Betliar, Poproč – Zlatá Idka). Časť autorov zaradila všetky spodnopaleozoické horniny gemerika do jednotnej volovskej skupiny (Grecula, 1982), zahŕňajúcej skôr vyčlenenú gelnickú a rakoveckú skupinu (sensu Bajaník et al., 1983). Sedimentárne súbory pozostávajú z flyšových megacyklov s terigénnym, a najmä vulkanogénnym materiálom, ktoré smerom nahor hrubnú. Bázu cyklov tvoria pelagické silicity (lydity), anoxické bridlice a miestami aj karbonáty. Ich vekové zaradenie sa pohybuje od vrchného kambria po spodný devón. Horniny vulkanického pôvodu reprezentujú prevažne vulkanoklastiká, ktoré majú kyslý (na juhu gemerika), bázický (v severogemerickej zóne), prevažne však intermediárny charakter (Plašienka, 2002).

Podľa výskumov Lexu et al. (2003) a Schulmanna et al. (2007) možno identifikovať štyri základné deformačné udalosti, ktoré postihli paleozoické horniny gemerika. Najstaršia udalosť je staršia ako pensylván (predvestfálska) a uplatnila sa najmä v severnej časti územia. Juhovergentná kinematika tejto deformačnej udalosti (Németh, 2002) sa líši od generálne severovergentnej kinematiky, ktorou sa vyznačovala následná alpínska tektogenéza v gemerickom regióne. Druhá udalosť je spojená s implikáciou gemerského bloku do subdukčného procesu tvorby meliatskeho akrečného klina v období strednej a vrchnej jury. Táto udalosť odráža východo-západné skracovanie kôry a štruktúrny vývoj je konkordantný s vývojom meliatskeho klina. Počas tretej deformácie v spodnej kriede vznikol rozsiahly štruktúrny vejár, vyvinutý v celej centrálnej časti gemerika. Na poslednú deformačnú vrchnokriedovú udalosť sa viaže vznik rozsiahlej transgemeridnej strižnej zóny a výsledné sformovanie styčnej zóny gemerika a veporika. Kriedové udalosti nadväzujú priamo na uzatváranie meliatskeho oceánu, ale za zmenených kinematických podmienok. Tie poukazujú na skracovanie v smere S – J a ich výsledkom je severovergentné nasunutie gemerika na veporikum. Tento systém termicky nadväzuje na P-T vývoj veporika. V uvedených rozsiahlych časových intervaloch mohli vzniknúť puklinové siete, ktoré sa mohli reaktivovať a využiť na prienik horúcich mineralizovaných fluíd.



Obr. 1. Geologická mapa južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria s vyznačeným priebehom antimonitových žíl (antimonitový pás) (podľa Lexu et al., 2003). A – metapieskovce, fylity, karbonáty, lydity a kyslé vulkanity (súvrstvie Bystrého potoka, ordovik – silúr); B – metapieskovce, fylity, karbonáty, kyslé vulkanity (drnavské súvrstvie, silúr – spodný devón); C – sericiticko-chloritické fylity, metapieskovce a zlepence, metavulkanity, karbonáty a lydity (vlachovské súvrstvie, vrchné kambrium – spodný silúr); D – metapieskovce, fylity, spilitovo-keratofýrové vulkanity (smrečinské súvrstvie, spodný až vrchný devón?); E – pestré kaolínové íly, piesky a štrky (pont); F – biotitické až dvojsľudové granity (neskorovariské); G – metamorfované pieskovce a zlepence, fylity, bázické vulkanity, dolomity a magnezity (lubenícke súvrstvie, visén – starší namúr); H – plochy násunov 1. a 2. rádu; CH – zlomy; I – antimonitové ložiská a miesta odberu vzoriek (1 – Betliar-Straková; 2 – Čučma; 3 – Bystrý potok; 4 – Štofova dolina; 5 – Poproč); J – antimonitové žily.

Fig. 1. Geological map of the southern part of Spiš-Gemer Ore Mts. with course of stibnite veins (stibnite zone; according to Lexa et al., 2003). A – metasandstones, phyllites, carbonates, cherts, acid volcanics (Bystrý potok Fm., Ordovician – Silurian); B – metasandstones, phyllites, carbonates, cherts, acid volcanics (Drnava Fm., Silurian – Lower Devonian); C – sericite-chlorite phyllites, metasandstones and conglomerates, metavolcanics, carbonates, cherts (Vlachovo Fm., Upper Cambrian – Lower Silurian); D – metasandstones, phyllites, spilite-keratophyre volcanics (Smrečinka Fm., Middle – Upper Devonian?); E – variegated kaolinite clayes, sands, gravels, rate lignite seams (Pontian); F – biotite to two-mica granites (Upper Hercynian); G – metamorphosed sandstones and conglomerates, phyllites, mafic volcanics, dolomites and magnesites (Lubeník Fm., Visean – Lower Namurian); H – overthrust lines, first and second order; CH – faults; I – antimony deposits and sampling places (1 – Betliar-Straková; 2 – Čučma; 3 – Bystrý potok; 4 – Štofova dolina; 5 – Poproč); J – antimony veins.

Hydrotermálna mineralizácia

Antimonitové zrudnenie je sústredené prevažne do južnej časti gemerika. Na severe vystupuje v oveľa menšej miere. Všetky antimonitové ložiská SGR sa nachádzajú v spodnopaleozoických komplexoch gelnickej skupiny, v metapelitoch a kyslých metapyroklastikách. Kremeňovo-antimonitové žily vytvárajú tzv. antimonitový pás. Najvýznamnejší je centrálny pás so žilami v oblasti Betliara, Čučmy, Bystrého potoka, Štofovej a Tinesovej doliny, Zlatej Idky a Poproča (obr. 1). Dĺžka jednotlivých žíl je približne 1 km, ale v oblasti ložiska Čučma až 1,5 km. Priemerná hrúbka žíl antimonitového pásu je 2 m. Smer žíl v centrálnej časti pásu sa mení v závislosti od priebehu pásu, od smeru JZ – SV po smer Z – V. Sklon je strmý, okolo 80° na JV. Výskyty v severnejšej časti antimonitového pásu majú oveľa menší ložiskový význam. Patria tam žily v oblasti Dobšinej, Švedlára a Helcmanoviec (Grecula et al., 1995) (obr. 1).

Mineralógiou kremeňovo-antimonitových žíl SGR sa podrobne zaoberali Beňka (1980), Václav (1980) a Varček (1985). Beňka a Caňo (1992) uvádzajú sukcesívnu schému, podľa ktorej sa mineralizačný proces uskutočnil v štyroch mineralizačných periódach nasledujúcich za sebou: *kremeňovej* (kremeň, pyrit, arzenopyrit, chlorit, albit, turmalín, epidot, sericit a kalcit), *karbonátovej* (siderit, Fe dolomit a kalcit), *kremeňovo-sulfidickej* a *kalcitovej*. Najvýznamnejšia perióda je kremeňovo-sulfidická. V rámci nej vyčlenili tri mineralizačné paragenézy: a) polymetalickú (pyrit, ullmanit, sfalerit, zlato, zinkenit, chalkopyrit, tetraedrit, chalkostibit a bournonit), b) galenitovo-boulangeritovú, c) antimonitovú (+ berthierit, jamesonit a antimón).

Minerálne zloženie jednotlivých hydrotermálnych antimonitových žíl sa prakticky nelíši a reprezentujú ho najmä kremeň a antimonit. Vo vrchnejších častiach žíl sú časté aj sulfidy Pb, Zn a As a karbonáty. Charakteristická je prítomnosť zlata, ktoré najmä na ložisku Čučma tvorilo významný úžitkový kov. Vertikálna zonálnosť sa smerom do hĺbky prejavuje pribúdaním staršej polymetalickej minerálnej paragenézy, ako aj Fe dolomitu a zriedkavo aj sideritu (Grecula et al., 1995).

Jednofázové inklúzie CO_2 v kremeňovo-turmalínovej asociácii (Čučma), ako aj v asociácii s antimonitom dosahujú dosiaľ najvyššiu hustotu, aká sa zaznamenala v kôrových horninách (1 197,4 kg/m^3) (Hurai et al., 2006). Tlakovo-teplotné podmienky zachytenia (P = 1,6 – 3,5 kbar; T = 183 – 237 °C) poukazujú na to, že fluidá sa zachytili v hĺbke okolo 16 km pri geotermálnom gradiente 12 – 13 °C/km. Tieto údaje vylučujú možnosť, že minerálna asociácia v Betliari a v Čučme vznikala počas permu v súvislosti s granitmi (Urban et al., 2006). V kremeni hydrotermálnych kremeňovo-sulfidických žíl z ložiska Poproč a Zlatá Idka sa zistili inklúzie s halitom v koexistencii s málo hustými inklúziami CO_2–H_2O. Prítomnosť halitu v inklúziách poukazuje na vplyv bazénových soľaniek pri precipitácii minerálov (Urban et al., 2006; Hurai et al., 2006).

U-Pb-Th datovanie monazitu zo žily Klement (Čučma-Majerská dolina) udáva vek 120 ± 9 a 76 ± 12 mil. r. (Hurai et al., 2006). Zhoduje sa to s K/Ar vekom 91 – 97 mil. r. draselných živcov z hydrotermálnych žíl blízko Čučmy (Kantor, 1957; Bagdasarjan et al., 1977). Zároveň to dokazuje, že žily bohaté na antimonit sa formovali počas spodnokriedového násunu gemerika na susediace veporikum.

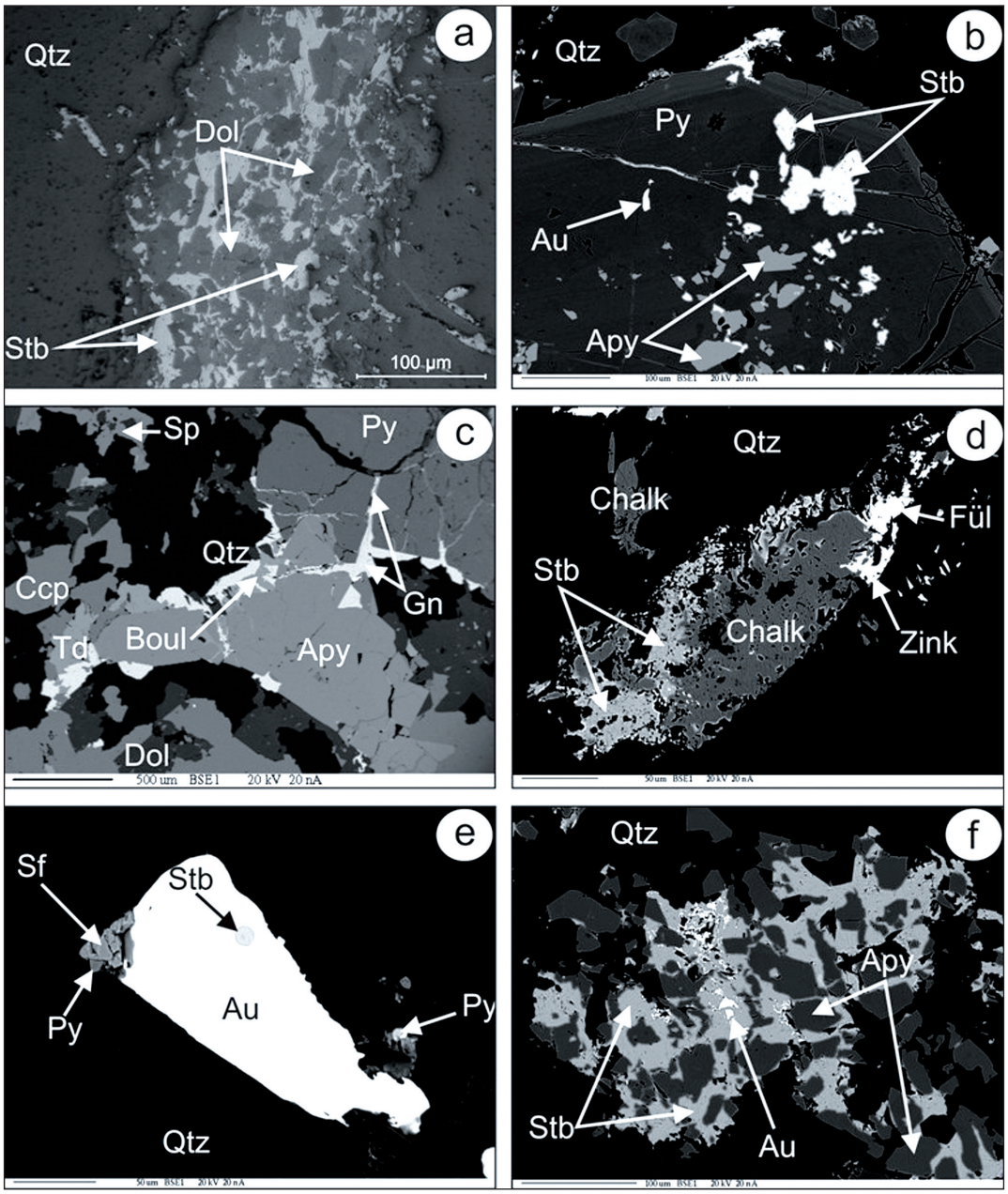
Metodika

Vzorky na mineralogický výskum sa odoberali zo starých háld po ťažbe Sb rudy na ložiskách Betliar (žila Straková), Čučma (žily Gabriela, Matej a Klement), Bystrý potok-Štofova dolina (žily Margita, Rozabela a František) a na ložisku Poproč (žily Anna-Agneška a Borovičná hôrka).

Mineralogické preparáty (nábrusy a výbrusy) sa študovali v prechádzajúcom a odrazenom polarizovanom svetle na mikroskope JENAPOL. Elektrónová mikroanalýza sa použila na identifikáciu a charakteristiku väčšiny minerálov. Metódou EDS sa minerály skúmali na prístroji Jeol JXA 840 A v centrálnom laboratóriu elektrooptických

Tab. 1
Reprezentatívne EDS analýzy antimonitu (stb), pyritu (py) a arzenopyritu (apy) (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
Representative EDS analyses of stibnite (stb), pyrite (py) and arsenopyrite (apy) (wt.%) from Poproč and Betliar

Lokalita	Poproč	Poproč	Poproč	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar
Vzorka	Pop 2-1	Pop 2-1	PoP 5-2	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BST 3-5	BST 3-5	BST 3-5
Minerál	stb	stb	stb	py	py	py	apy	apy	apy
Fe	0,02	0,01	0,20	47,42	47,73	47,93	32,24	34,04	34,71
Cu	0,19	0,27	0,01	0,03	0,01	0,02	0,07	0,04	0,05
Sb	71,64	71,83	71,55	0,00	0,01	0,02	0,45	0,10	0,04
Bi	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,12
As	0,32	0,96	0,32	0,00	0,00	0,03	42,18	45,24	45,88
Ni	0,00	0,00	0,00	0,11	0,04	0,06	0,02	0,03	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10	0,12	3,30	0,61	0,05
Au	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02	0,00	0,00
S	26,56	26,05	27,20	53,43	53,28	53,41	22,61	20,69	19,97
∑	98,73	99,12	99,29	101,14	101,18	101,59	100,88	100,76	100,82



Obr. 2. a – antimonitovo(Stb)-dolomitová(Dol) žilka pretínajúca hydrotermálny kremeň (Qtz) na lokalite Bystrý potok – Štofova dolina. Antimonit je pravdepodobne mladší ako dolomit (ŠTDR); **b** – zlato (Au) v zonálnom pyrite (Py) v asociácii s arzenopyritom (Apy) a antimonitom (Stb) v kremeni (Qtz) na lokalite Čučma-Majerská dolina (MDK 2); **c** – genetický vzťah hydrotermálnych minerálov na lokalite Betliar-Straková. Sukcesia mineralizácie: arzenopyrit (Apy) → pyrit (Py) → kremeň (Qtz) → dolomit (Dol) → sfalerit (Sp) → chalkopyrit (Ccp) → tetraedrit (Td) → boulangerit (Boul) → galenit (Gn) (vz. č. BST 3-5); **d** – genetický vzťah minerálov fülöppit (Fül), zinkenit (Zink), chalkostibit (Chalk), antimonit (Stb) a kremeň (Qtz) na lokalite Poproč. Sukcesia mineralizácie: kremeň (Qtz) → antimonit (Stb) → chalkostibit (Chalk) → zinkenit (Zink) → fülöppit (Fül) (POP 2-1); **e** – zlato (Au) v kremeni (Qtz) preniknuté mladšou ihlicou antimonitu (Stb). Pyrit (Py) a sfalerit (Sp) vytvárajú zhluky v okrajových častiach zlatinky a narastajú na nej (vz. č. 4Ce.); **f** – zlato (Au) v antimonite (Stb), ktorý nahrádza rozbitý arzenopyrit (Apy) v žilnom kremeni na lokalite Čučma-Majerská dolina (MDK 2).

Fig. 2. a – stibnite (Stb) and dolomite (Dol) veinlet penetrates through quartz (Qtz) at the area of Bystrý potok stream – Štofova dolina valley. Stibnite is probably younger as dolomite (ŠTDR); **b** – gold (Au) in zoned pyrite (Py) in association with arsenopyrite (Apy) and stibnite (Stb) in quartz (Qtz) at the area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 2); **c** – genetic relationship of hydrothermal minerals in the area of Betliar-Straková. Succession of mineralization: arsenopyrite (Apy) → pyrite (Py) → quartz (Qtz) → dolomite (Dol) → sphalerite (Sp) → chalcopyrite (Ccp) → tetrahedrite (Td) → boulangerite (Boul) → galena (Gn) (BST 3-5); **d** – genetic relationship of minerals fülöppite (Fül), zinkenite (Zink), chalcostibite (Chalk), stibnite (Stb) and quartz (Qtz) at the area of Poproč. Succession of mineralization: quartz (Qtz) → stibnite (Stb) → chalcostibite (Chalk) → zinkenite (Zink) → fülöppite (Fül) (sample No. POP 2-1); **e** – gold (Au) in quartz (Qtz) penetrated by younger pin of stibnite (Stb). Pyrite (Py) and sphalerite (Sp) form aggregate at the edges of gold (Au) and expand on it (sample No. 4Ce.); **f** – gold (Au) in stibnite (Stb) that substitutes broken arsenopyrite (Apy) in quartz in the area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 2).

metód na Prírodovedeckej fakulte UK v Bratislave. Metóda EDS a WDS sa použila na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave za týchto podmienok: ZAF korekcia, urýchľovacie napätie 15 – 20 kV, vzorkový prúd 15 – 25 nA a priemer lúča 1 – 10 μm. Použili sa tieto štandardy: pre sulfidy: $CuFeS_2$ (S Kα, Cu Kα, Fe Kα), FeAsS (As Kα, Fe Kα), Ni (Ni Kα), Co (Co Kα), Au (Au Lα), Sb_2S_3 (Sb Lβ); sulfosoli: Ag (Ag Lα), PbS (Pb Mα), $CuFeS_2$ (S Kα), Cd (Cd Lα), NaCl (Cl Kα), Sn (Sn Lβ), Sb_2S_3 (Sb Lα), Bi (Bi Lα), FeAsS (As Kβ), $CuFeS_2$ (Cu Kα, Fe Kα), ZnS (Zn Kα), HgS (Hg Lα); nesulfidické minerály: BaF_2 (F Kα), albit (Na Kα), wollastonit (Si Kα, Ca Kα), Al_2O_3 (Al Kα), MgO (Mg Kα), NaCl (Cl Kα), ortoklas (K Kα), TiO_2 (Ti Kα), fayalit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), chromit (Cr Kα), Ni (Ni Kα). Pre karbonáty sa použili tieto štandardy: Ca – wollastonit; Sr – $SrTiO_3$; Mg – MgO; Fe – hematit; Mn – rodonit. Pomocou metódy BSE sa zhotovili obrazce, na základe ktorých sme získali predstavu o chemickom zložení skúmaných vzoriek. Metóda BSE sa aplikovala na všetkých meraných preparátoch a použili sme ju počas meraní v ŠGÚDŠ aj na PriF UK.

Kryštalochemické vzorce sulfidov sa prepočítali na sumu katiónov zodpovedajúcich teoretickému zloženiu. Pri klasifikácii sulfosolí sme použili korekciu na substitúciu prvkov: Ag + Bi → 2Pb; Fe + Pb → Cu + Bi; Cu + Pb → Bi (Moëlo et al., 1995). Analýzy chemického zloženia svetlých sľúd sa prepočítali na 22 kyslíkov a Li sa dopočítalo z chemického zloženia sľudy, ktorá obsahuje menej ako 3 % MgO, obsah Al_2O_3 je viac ako 26 hm. % a obsah F je menej ako 4 %. Prepočet sa urobil pomocou vzorca Li_2O = 0,393 5 x $F^{1.326}$ (Tischendorf et al., 2004). Analýzy chloritov sa prepočítali podľa Zaneho a Weissa (1998). Teplota vzniku chamositu sa vypočítala z chloritového termometra (Cathelineau, 1988).

Analýzy chemického zloženia turmalínov sa prepočítali na 31 aniónov, 3 katióny B^{3+} a 4 anióny $OH^- + F^- + Cl^-$, Fe^{3+} sa kalkulovalo z nábojovej bilancie po prepočte na 15 katiónov (Bačík et al., 2008).

V článku sú použité skratky minerálov schválené organizáciou IMA (Ozdín, 2004) a niektoré vlastné skratky (turmalín – Tm, boulangerit – Boul, chalkostibit – Chalk, antimonit – Stb, zlato – Au, fülöppit – Fül, zinkenit – Zink).

Výsledky

Zistila sa prítomnosť týchto žilných minerálov: *hlavné rudné minerály*: antimonit; *vedľajšie rudné minerály*: pyrit, arzenopyrit, sfalerit, berthierit, chalkopyrit, tetraedrit (Betliar a Čučma), pyrotit (Čučma), zinkenit (Betliar, Čučma a Poproč), bournonit (Betliar), boulangerit (Betliar), kobellit-tintinait (Betliar), galenit (Betliar), fülöppit (Poproč), jamesonit (Poproč), chalkostibit (Poproč), zlato (Čučma), Sb oxid (Poproč); nerudné minerály: kremeň, dolomit, turmalíny (Betliar a Čučma), muskovit (Betliar a Čučma), muskovit – odroda fengit (Betliar a Čučma), siderit (Betliar), chamosit, ortoklas (Čučma), rutil, xenotím-(Y), monazit-(Ce), apatit a zirkón. Minerály sú v ďalšom texte rozdelené na dve skupiny (rudné a nerudné) a v jednotlivých skupinách sú opísané v poradí podľa kvantitatívneho zastúpenia.

Rudné minerály

Antimonit je veľmi častý a vyskytuje sa takmer vo všetkých vzorkách. Väčšie celistvé zrná sú poprerastané drobnozrnným rekryštalizovaným antimonitom. Veľkosť zŕn je rôzna, od drobných zŕn až po masívne agregáty. Zo stopových prvkov má mierne zvýšený obsah As (tab. 1). Priemerný kryštalochemický vzorec antimonitu z lokality Poproč je $Cu_{0.01}Sb_{1.96}As_{0.02}S_{2.77}$. Antimonit sa často vyskytuje v kremeni, ale aj v dolomite (obr. 2a). V oboch tvorí celistvé masívne agregáty alebo zhluky mikroskopických ihličiek. Pomerne častou formou sú antimonitové alebo antimonitovo-karbonátové žilky prerastajúce cez biely kremeň.

Pyrit sa vyskytuje často, ale v malom množstve. Nachádza sa vo forme vtrúsených zŕn buď v kremeni, alebo v antimonite. Celistvé agregáty vytvára spoločne s arzenopyritom. Zlato je v pyrite prítomné v podobe drobných inklúzií (obr. 2b). V tab. 1 sú chemické analýzy pyritu s mierne zvýšeným obsahom Co. Priemerný kryštalochemický vzorec pyritu z lokality Betliar je $Fe_1S_{1.95}$.

Arzenopyrit je pomerne častý a vyskytuje sa najmä spoločne s pyritom ako celistvý hrubozrnný agregát alebo vo forme impregnácií a drobných žiliek v kremeni a antimonite. V chemických analýzach (tab. 1) z lokality Betliar je zvýšený obsah Co (0,04 *apfu*). Arzenopyritovo-pyritový agregát býva zatlačený mladšou, Sb, Pb, Cu sulfidickou mineralizáciou (obr. 2c). Priemerný kryštalochemický vzorec arzenopyritu z lokality Betliar je $Fe_{0.97}Co_{0.04}As_{0.97}S_{1.08}$.

Sfalerit je pomerne bežný minerál, ale nevyskytuje sa vo veľkom množstve. Tvorí drobné zrnká v kremeni alebo arzenopyrite (obr. 2c). Priemerný kryštalochemický vzorec sfaleritu (4 elektrónové mikroanalýzy) z lokality Betliar je $Zn_{0.96}Fe_{0.04}S_{0.99}$. Charakteristický je nízky obsah Fe, prítomnosť Cd a Mn sa nezistila.

Galenit je veľmi zriedkavý minerál. Bol identifikovaný iba v jednej vzorke (BST 3-5) na lokalite Betliar-Straková. Vystupuje spoločne s bournonitom a ako najmladší minerál paragenézy (obr. 2c) po puklinkách vstupuje do pyritu, prípadne arzenopyritu.

Berthierit je najčastejšia sulfosoľ na lokalite Poproč, inde sa vyskytuje zriedkavo. Tvorí drobné žilky v kremeni a vystupuje spoločne s antimonitom a jamesonitom. Tvorí aj ihličky a zhluky v kremeni. Chemické analýzy berthieritu sú spoločne s analýzami boulangeritu, bournonitu, fülöppitu, jamesonitu a chalkostibitu uvedené v tab. 2. Priemerný kryštalochemický vzorec berthieritu z lokality Poproč je $Fe_{0.98}Sb_{2.02}S_{3.88}$.

Chalkopyrit je zriedkavý minerál. Vytvára žilky spolu s tetraedritom a bournonitom (obr. 2c) alebo samostatné alotriomorfné zrná v kremeni.

Tetraedrit je zriedkavý. Vyskytuje sa v podobe drobných žiliek v kremeni alebo v karbonátoch spoločne s pyritom, chalkopyritom a bournonitom (obr. 2c). Priemerný kryštalochemický vzorec tetraedritu z lokality Betliar je $Cu_{5.97}[Cu_{3.9}(Fe_{1.18}Zn_{0.81})_{1.99}](Sb_{3.88}As_{0.27})_{4.14}S_{12.58}$.

Pyrotit je zriedkavý minerál. Vyskytuje sa v podobe idiomorfne alebo hypidiomorfne ohraničených zŕn v kremeni. Často ho zatláča mladší chalkopyrit.

Tab. 2
Reprezentatívne EDS analýzy berthieritu, bournonitu, boulangeritu, fülöppitu, jamesonitu a chalkostibitu (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
Representative EDS analyses of berthierite, bournonite, boulangerite, jamesonite and chalcostibite (wt.%) from localities Poproč and Betliar

Lokalita	Poproč	Poproč	Poproč	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč
Vzorka	Pop 5-1	Pop 5-1	Pop 5-1	BPHV 1-1	BST 3-5	BST 3-5	BST 3-5	BST 3-1	Pop 5-1	Pop 5-1	Pop 5-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1
Minerál	Berthierit	Berthierit	Berthierit	Berthierit	Bournonit	Bournonit	Bournonit	Boulangerit	Fülöppit	Fülöppit	Fülöppit	Jamesonit	Jamesonit	Jamesonit	Chalkostibit	Chalkostibit	Chalkostibit
Cu	0,00	0,00	0,00	0,02	13,05	13,30	12,88	0,03	0,04	0,01	0,31	0,12	0,09	0,04	24,26	24,45	24,51
Ag	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Pb	0,66	0,88	0,33	0,00	41,66	41,62	41,26	53,24	28,71	28,69	29,20	38,28	38,61	39,20	0,08	0,08	0,10
Fe	12,62	12,50	12,19	14,01	0,04	0,09	0,20	0,05	0,09	0,15	0,06	2,61	2,60	2,61	0,04	0,02	0,04
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,03	0,02	0,04	0,05	0,00	0,00	0,07	0,05	0,02	0,03	0,00
Hg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00
Cd	0,03	0,06	0,07	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05
Sn	0,09	0,10	0,17	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,07	0,05	0,00	0,11	0,06	0,12	0,13
Sb	57,53	57,08	56,98	55,53	25,21	25,31	25,43	25,92	47,30	47,00	45,76	35,79	35,94	35,99	49,62	49,74	48,70
Bi	0,00	0,25	0,28	0,00	0,26	0,22	0,00	0,55	0,03	0,00	0,29	0,05	0,04	0,04	0,16	0,09	0,00
As	0,53	0,00	0,56	0,19	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,72	0,27
Ni	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Au	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
S	28,74	28,74	28,16	30,84	19,73	19,63	19,55	18,61	22,55	22,56	22,24	21,23	21,03	21,22	24,70	24,90	24,75
Cl	0,02	0,02	0,03	0,00	0,05	0,03	0,02	0,10	0,05	0,03	0,04	0,05	0,04	0,05	0,02	0,01	0,01
Σ	99,57	98,75	98,43	100,69	100,05	100,28	99,40	98,54	98,90	98,53	98,15	98,18	98,45	99,38	99,06	100,28	98,57

Tab. 3
Reprezentatívne EDS analýzy zinkenitu a tintinaitu (hm. %) z lokalít Poproč Betliar
Representative EDS analyses of zinkenite and tintinaite (wt.%) from localities Poproč and Betliar

Lokalita	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Poproč	Poproč	Poproč	Poproč	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar
Vzorka	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1	Pop 2-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1	BST 3-1
Minerál	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Zinkenit	Tintinait	Tintinait	Tintinait	Tintinait	Tintinait
Cu	0,31	0,35	0,34	0,31	0,24	0,17	0,14	0,24	0,33	0,40	0,28	0,67	1,78	1,86	1,79	1,80	1,84
Ag	0,01	0,00	0,00	0,00	0,02	0,03	0,02	0,00	0,13	0,08	0,10	0,10	0,18	0,19	0,20	0,19	0,15
Pb	30,93	31,99	31,96	31,47	30,50	30,16	29,95	30,19	30,83	30,98	30,61	30,56	34,78	34,29	33,75	34,22	34,38
Fe	0,05	0,04	0,02	0,03	0,07	0,01	0,03	0,05	0,06	0,06	0,12	0,07	0,32	0,36	0,30	0,32	0,30
Zn	0,02	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,02	0,06	0,03	0,06	0,06	0,03	0,05	0,05
Cd	0,03	0,05	0,02	0,00	0,03	0,00	0,02	0,04	0,02	0,00	0,01	0,00	0,08	0,04	0,08	0,07	0,06
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,05	0,06	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb	43,69	41,59	43,26	43,43	40,77	40,45	39,22	40,84	44,77	45,03	45,00	45,10	17,24	17,70	16,63	16,75	18,19
Bi	0,65	1,53	0,39	0,65	4,66	5,71	8,12	4,75	0,09	0,12	0,20	0,00	27,52	27,21	27,75	27,50	24,82
S	22,93	22,91	23,17	22,74	22,19	22,14	21,91	22,23	22,49	22,44	22,38	21,81	19,06	19,36	19,07	19,06	19,40
Cl	0,05	0,03	0,05	0,04	0,01	0,03	0,02	0,04	0,13	0,04	0,08	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	0,06
Σ	98,21	98,53	99,21	98,72	98,50	98,69	99,44	98,38	98,95	99,22	98,88	98,52	99,64	101,05	101,10	99,61	99,96

Zinkenit, kobellit-tintinait, bournonit a *boulangerit* tvoria celistvé agregáty v kremeni. Jednotlivé fázy sa rozlíšili pomocou metódy BSE a identifikovali sa metódou WDS. Zinkenit je najhojnejšia sulfosoľ na lokalite Betliar. Vystupuje spoločne s kobelitom-tintinaitom a bournonitom. Priemerný kryštalochemický vzorec zinkenitu z lokality Betliar je $Pb_{9.14}Sb_{20.89}Bi_{0.97}S_{42.79}$. Zinkenit z tejto paragenézy má mierne zvýšený obsah Bi (0,97 *apfu*) (tab. 3) a označujeme ho ako Bi-zinkenit (obr. 7). Priemerný kryštalochemický vzorec zinkenitu z lokality Poproč je $Pb_{8.91}Sb_{22.09}S_{41.56}$. Zinkenit v paragenéze s fülöppitom a chalkostibitom z lokality Poproč (tab. 3) má nízky obsah Bi. Obsah Cu podobne ako na lokalite Betliar je v rozmedzí 0,2 – 0,4 hm. %. Chemické analýzy kobellitu-tintinaitu z lokality Betliar sú v tab. 3 a priemerný kryštalochemický vzorec je $(Cu_{1.69}Fe_{0.33})_{2.02}(Pb_{9.78}Ag_{0.1}Zn_{0.05}Cd_{0.03})_{9.68}(Sb_{8.40}Bi_{7.63})_{16.03}S_{35.40}$ a zodpovedá tintinaitu. Boulangerit je zriedkavý minerál a na lokalite Betliar vystupuje spoločne s galenitom (obr. 2c). Priemerný kryštalochemický vzorec boulangeritu z lokality Betliar je $(Pb_{4.86}Fe_{0.02})_{4.88}(Sb_{4.02}Bi_{0.05})_{4.07}(S_{10.97}Cl_{0.05})_{11.02}$.

Fülöppit vystupuje spoločne so zinkenitom v kremeni na lokalite Poproč. Často sa nachádza v asociácii s chalkostibitom alebo na ňom narastá (obr. 2d). Priemerný kryštalochemický vzorec fülöppitu (tab. 3) z lokality Betliar je $Pb_{2.93}Sb_{8.07}S_{14.73}$ a dobre korešponduje s teoretickým zložením (Moëlo et al., 2008).

Jamesonit je pomerne častý (Poproč), ale nevyskytuje sa vo veľkom množstve. Najčastejšie tvorí drobné inklúzie v berthierite a antimonite s veľkosťou do 2 µm, ale aj väčšie agregáty v kremeni. Vystupuje v asociácii s berthieritom, senarmontitom a antimonitom. Priemerný kryštalochemický vzorec jamesonitu z lokality Betliar je $Pb_{3.89}Fe_{0.97}Sb_{6.14}S_{13.74}$.

Chalkostibit tvorí drobné ihličky a agregáty spolu so zinkenitom a fülöppitom, ktoré sú geneticky mladšie a vstupujú do agregátov chalkostibitu (obr. 2d). Našiel sa len na lokalite Poproč. Priemerný kryštalochemický vzorec chalkostibitu z lokality Poproč je $Cu_{0.97}Sb_{1.03}S_{1.96}$.

Zlato sa vyskytuje vzácne v kremeni, ktorého brekcie sú stmelené antimonitom. Vystupuje vo forme zlatiniek veľkých do 1 mm. Antimonit, sfalerit a pyrit považujeme za mladšie minerály (obr. 2e). Zlato je homogénne, vysoko rýdze (priemerná rýdzosť 963,3), s obsahom striebra okolo 2 hm. % a obsahom Hg okolo 1,5 % (tab. 4). V drobných zrnách pyritu (obr. 2b) a v antimonite (obr. 2f) je zlato vo forme plieškov a žiliek a je pravdepodobne mladšie.

Oxid Sb(?) je veľmi zriedkavý a pozorovali sme ho iba na lokalite Poproč v podobe drobných, hypidiomorfne ohraničených zŕn v berthierite alebo v pozícii primárneho minerálu v kremeni.

Tab. 4
Reprezentatívne EDS analýzy zlata (hm. %) z lokality Čučma-Majerská dolina
Representative EDS analyses of gold (wt.%) from locality Čučma-Majerská dolina valley

Lokalita	Čučma	Čučma	Čučma	Čučma
Vzorka	4Ce	4Ce	4Ce	4Ce
Minerál	Zlato	Zlato	Zlato	Zlato
Au	97,20	95,85	96,25	97,66
Ag	2,18	2,23	2,20	2,01
Hg	1,42	1,39	1,67	1,55
Cu	0,00	0,02	0,02	0,00
Sb	0,00	0,01	0,00	0,00
Te	0,00	0,01	0,00	0,05
Σ	100,80	99,51	100,14	101,27

Nerudné minerály

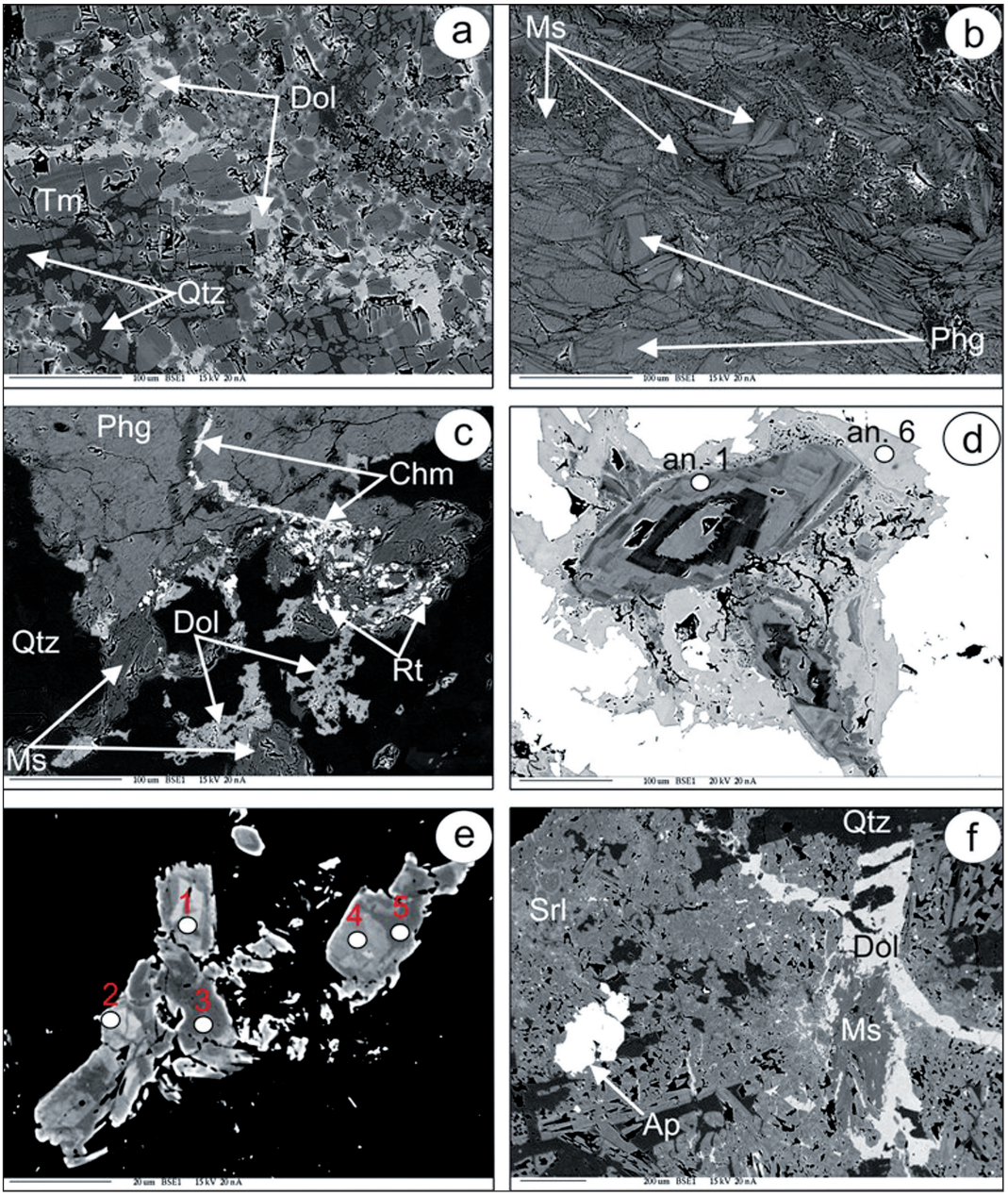
Kremeň je najčastejší nerudný minerál. Tvorí celistvé zrná bielej farby a obklopuje ostatné minerály, ktoré doň najčastejšie vnikajú v podobe rôznych žiliek alebo ako impregnácie. Často je tlakovo deformovaný a deštruovaný, rozpukaný.

Karbonát chemickým zložením (EDS) zodpovedá dolomitu, zvýšený je obsah Fe. Je to bežný minerál a takmer jediný karbonát, ktorý sa zistil. Tvorí celistvé agregáty nepravidelných tvarov. Často vystupuje spoločne s antimonitom a inými minerálmi priamo v kremeni (obr. 2a), ale tvorí aj samostatné žilky, ktoré prechádzajú cez kryštály turmalínu (obr. 3a a 3f).

Siderit je zriedkavý minerál kremeňovej aj dolomitovej žiloviny. Tvorí idiomorfne až alotriomorfne ohraničené zrná v kremeni, ale aj v dolomite. Vo vzorkách z lokality Betliar sa nachádza vo forme zonálnych kryštálov, v ktorých svetlejšie zóny (obr. 3d) majú vyšší obsah Ca a nižší obsah Mg. EDS analýzy a kryštalochemické vzorce sideritu z lokality Betliar sú v tab. 5.

Turmalíny vystupujú na kremenných žilách, niekedy spolu s kremeňovo-antimonitovou mineralizáciou, časté je prenikanie žiliek dolomitu cez agregáty turmalínu (obr. 3a). Výsledky EDS analýz a kryštalochemické vzorce (tab. 6) potvrdili, že na lokalite Čučma-Majerská dolina ide o prechodný typ turmalínu medzi skorylom a dravitom a na lokalite Betliar bol identifikovaný skoryl (obr. 4).

Svetlé sľudy – muskovit a *odroda fengit* – vystupujú v kremeni najčastejšie spolu s turmalínmi a chloritmi v podobe drobných lupienkovitých kryštálov usporiadaných do formy žiliek a zhlukov. Chemické analýzy a kryštalochemické vzorce (prepočet na sumu 22 kyslíkov + F + Cl) svetlých sľúd z lokalít Betliar a Čučma sú v tab. 7. Typický muskovit má vyšší obsah oktaédricky koordinovaného hliníka ako fengit a nižší obsah FeO_{tot} a MgO. Obsah Li_2O je veľmi nízky a dosahuje maximálne 0,1 hm. %. Nízky je aj obsah F, do 0,35 hm. %. Obsah Cl je nižší ako limitný obsah použitej analytickej metódy. Na obr. 5 je diagram vyjadrujúci chemické zloženie svetlých sľúd z lokalít Betliar a Čučma-Majerská dolina. Priemety analýz z tab. 7 zodpovedajú muskovitu až fengitu. Na obrázku 3b je zonálna svetlá sľuda, svetlejšia fáza zodpovedá fengitu. Tmavé zóny chemickým zložením zodpovedajú muskovitu, ktorý považujeme za mladší. Pozícia muskovitu ako mladšieho minerálu vo vzťahu k fengitu (v rámci turmalínovej minerálnej paragenézy) je viditeľná aj na obr. 3c, kde muskovit prerastá chamositom, rutilom a dolomitom a spoločne tvoria žilky vo fengite.



Obr. 3. a – rozpukaný agregát turmalínu (Tm) preniknutý veľkým množstvom jemných žiliek tvorených dolomitom (Dol) a kremeňom (Qtz). Lokalita Betliar-Straková (BET 6B); **b** – zonálna svetlá sľuda. Svetlejšie zóny chemickým zložením zodpovedajú fengitu (Phg), tmavé zóny chemickým zložením zodpovedajú muskovitu (Ms), ktorý považujeme za mladší. Lokalita Betliar-Straková (BET 2A); **c** – dolomit (Dol) – chamozit (Chm) – rutilová (Rt) žilka preniká do agregátu svetlých sľúd – muskovit (Ms) a fengit (Phg). Lokalita Čučma-Majerská dolina (MDK 6B); **d** – zonálne kryštály sideritu (v asociácii s hydrotermálnym kremeňom) s vyznačenými miestami elektrónových analýz. Svetlejšie zóny majú vyšší obsah Ca. Lokalita Betliar-Straková (BPHV 1-1); **e** – kryštál zonálneho rutilu s vyznačenými miestami elektrónových analýz z lokality Betliar-Straková (BET 2A); **f** – rozpukaný agregát skorylu (Srl) v kremeni (Qtz). Do agregátu v podobe žiliek preniká kremeň a dolomit (Dol) spoločne s muskovitom (Ms). Zrno apatitu (Ap) je zatlačené turmalínom. Sukcesia mineralizácie: apatit → turmalín → kremeň → dolomit → muskovit. Lokalita Čučma-Majerská dolina (MDK).

Fig. 3. a – Cracked aggregate of tourmaline (Tm) penetrated by numerous thin veinlets formed by Fe-dolomite (Dol) and quartz (Qtz). The area of Betliar-Straková (BET 6B); **b** – Zoned white mica. Chemical composition of lighter zones corresponds to phengite (Phg), chemical composition of dark zones corresponds to muscovite (Ms), which is interpreted as younger. The area of Betliar-Straková (BET 2A); **c** – Dolomite (Dol) – chamosite (Chm) – rutile (Rt) vein penetrates through the aggregate of white micas – muscovite (Ms) and phengite (Phg). The area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK 6B); **d** – Zoned crystals of siderite (in association with hydrothermal quartz) with indicated locations of electron microanalyses. Lighter zones have higher content of Ca. The area of Betliar-Straková (BPHV 1-1); **e** – Crystal of zoned rutile with indicated locations of electron analyses from the area of Betliar-Straková (BET 2A); **f** – Cracked aggregate of schorl (Srl) in quartz (Qtz). Quartz and dolomite (Dol) altogether with muscovite (Ms) penetrate in the form of veins into this aggregate. Grain of apatite (Ap) is replaced by schorl. Succession of mineralization: apatite → tourmaline → quartz → dolomite → muscovite. The area of Čučma-Majerská dolina valley (MDK).

Chamosit tvorí jemné žilky v muskovite, ale aj celistvé agregáty v muskovite a kremeni a vystupuje spoločne s rutilom (obr. 3c), často vo vzorkách s makroskopickým turmalínom. Na lokalite Čučma-Majerská dolina chamosit obsahuje 35,2 – 38,5 hm. % MgO a 5,5 – 6,5 hm. % FeO. Obsah Al_2O_3 od 19 do 20 hm. % sa premietol do nižšieho obsahu oktaédricky koordinovaného Al. Elektrónové mikroanalýzy, kryštalochemické vzorce a teplota vzniku (vypočítaná teplota kryštalizácie je 294 – 344 °C) chamositu z lokality Čučma-Majerská dolina sú uvedené v tab. 8.

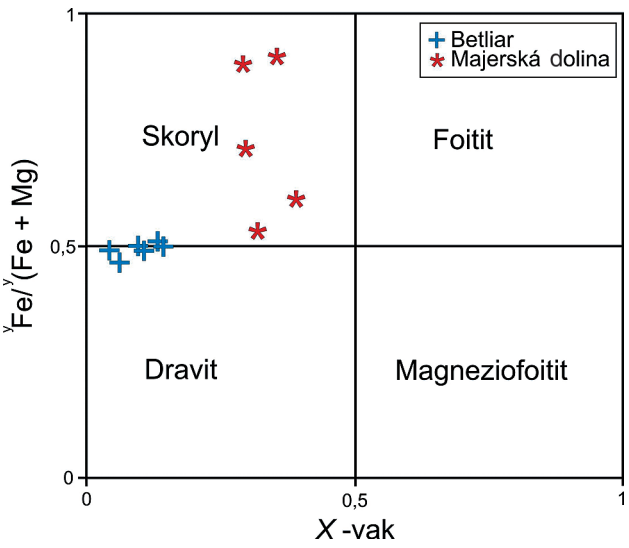
Ortoklas bol identifikovaný na základe analýzy EDS. Je to pomerne zriedkavý minerál a tvorí idiomorfné až hypidiomorfné kryštály v kremeni.

Rutil sa nachádza v kremeni a muskovite. Tvorí agregáty idiomorfných až hypidiomorfných kryštálov, niekedy s inklúziami xenotímu-(Y). Na obr. 3e je zrno rutilu z lokality Betliar s vyznačenými miestami chemických analýz (tab. 9). Zonálnosť je spôsobená zvýšeným obsahom TiO_2 a zníženým obsahom FeO v tmavých zónach. V svetlých zónach je zvýšený obsah WO_3. Priemerný kryštalochemický vzorec rutilu z lokality Betliar (obr. 3e) je $(Ti_{0.98}Fe_{0.01}W_{0.01})_1O_2$.

Xenotím-(Y) tvorí drobné, alotriomorfne ohraničené zrná v kremeni, ale aj rutile. Elektrónovou mikroanalýzou sa stanovil pomerne vysoký obsah prvkov vzácnych zemín (v hm. %): Sm 1,11, Gd 4,22, Tb 0,92, Dy 7,07, Er 3,32, Yb 2,71 a Lu 1,26. Priemerný kryštalochemický vzorec xenotímu z lokality Betliar je $Y_{0.62}(Nb_{0.01}Sm_{0.01}Gd_{0.05}Tb_{0.01}Dy_{0.08}Ho_{0.01}Er_{0.04}Yb_{0.03}Lu_{0.01})\ P_{0.8}(Si_{0.04}Fe_{0.07}Ca_{0.05})_{0.16}F_{0.05}O_4$.

Monazit-(Ce) je zriedkavý minerál. Vyskytuje sa v podobe idiomorfne až hypidiomorfne ohraničených zŕn v kremeni kremeňovo-turmalínových žíl (MDK-6B).

Apatit je pomerne zriedkavý, ale vyskytuje sa prakticky vo všetkých študovaných vzorkách. Tvorí drobné, najčastejšie hypidiomorfne ohraničené zrná v kremeni a turmalíne (obr. 3f).



Obr. 4. Klasifikačný diagram turmalínov z lokalít Betliar a Čučma-Majerská dolina.

Fig. 4. Classification diagram of tourmalines from the areas of Betliar and Čučma-Majerská dolina valley.

Zirkón sa vyskytuje prakticky na všetkých lokalitách spolu s apatitom a turmalínom. Vystupuje v malom množstve a v podobe idiomorfne až hypidiomorfne ohraničených zŕn v kremeni.

Vývoj mineralizácie

Študované vzorky z háld po dobývaní antimonitových rúd považujeme za vzorky antimonitovej etapy mineralizácie v zmysle Varčeka (1985). Na študovaných vzorkách sa nezistila prítomnosť sideritovej etapy

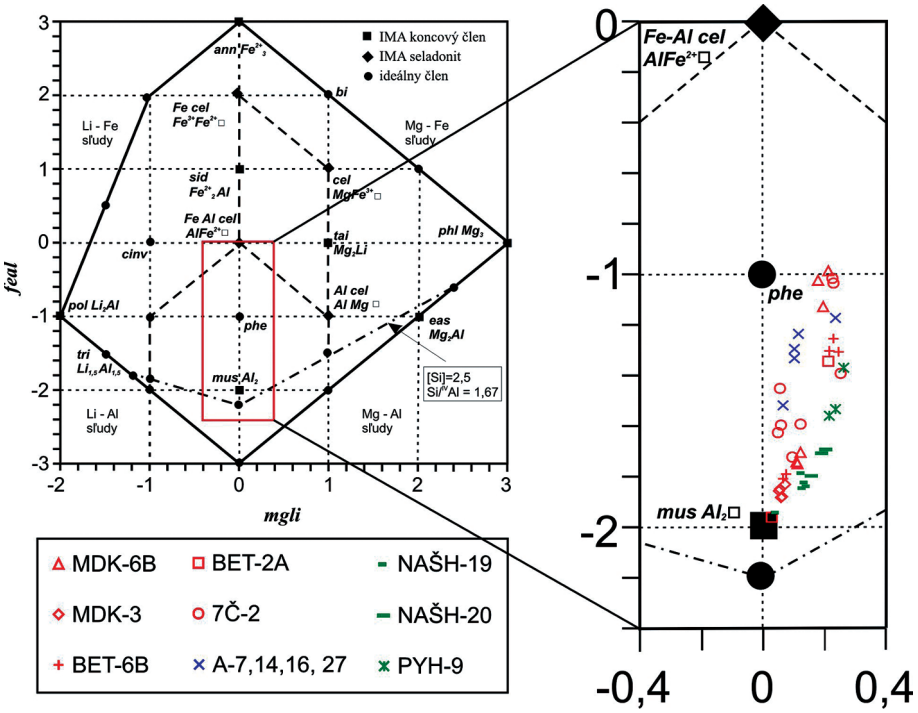
Tab. 5
Reprezentatívne EDS analýzy a kryštalochemické vzorce sideritu (hm. %) z lokality Betliar (BPHV 1-1). * – dopočítané
Representative EDS analyses and crystallochemical formula of siderite (wt.%) from Betliar (BPHV 1-1). * – calculated

Lokalita	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar
Vzorka	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1	BPHV 1-1
Číslo analýzy	1	2	3	4	5	6	7
Minerál	Siderit	Siderit	Siderit	Siderit	Siderit	Siderit	Siderit
MgO	4,46	11,15	8,74	5,54	9,60	0,89	0,57
CaO	0,16	0,38	0,20	0,12	0,15	7,44	5,75
MnO	1,62	1,07	0,60	1,29	1,36	0,75	3,27
FeO	55,25	46,76	50,55	53,83	48,66	52,52	51,80
SrO	0,00	0,05	0,00	0,00	0,06	0,00	0,01
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
*CO_2	39,85	41,79	41,03	39,92	41,28	39,45	38,90
Σ	101,35	101,19	101,12	100,70	101,11	101,06	100,30
$MgCO_3$	0,11	0,28	0,22	0,14	0,24	0,02	0,01
$CaCO_3$	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,13	0,10
$MnCO_3$	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01	0,05
$FeCO_3$	0,77	0,65	0,70	0,75	0,68	0,73	0,72
$SrCO_3$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
$BaCO_3$	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Tab. 6
Reprezentatívne EDS analýzy turmalínov (hm. %) z lokalít Poproč a Betliar
Representative EDS analyses of tourmalines (wt.%) from localities Poproč and Betliar

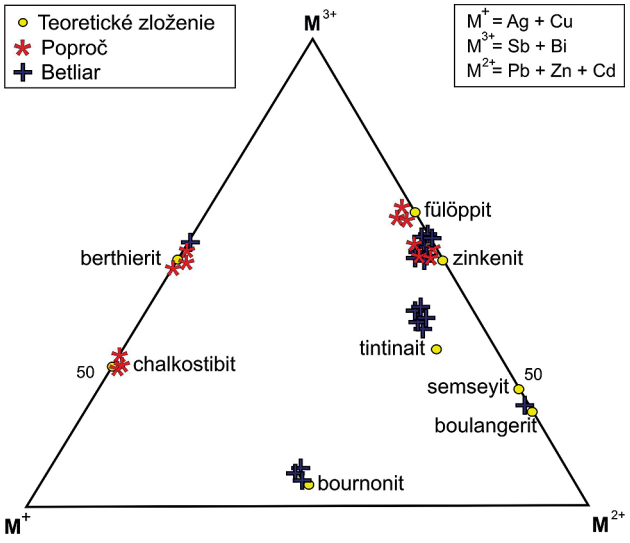
Lokalita	Betliar							Čučma-Majerská dolina				
Vzorka	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3
Číslo analýzy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Minerál	Dravit	Skoryl	Dravit	Skoryl	Skoryl	Dravit	Dravit	Skoryl	Skoryl	Skoryl	Skoryl	Skoryl
SiO_2	36,29	37,04	36,21	37,09	36,98	37,14	36,81	35,53	35,45	35,90	37,09	37,20
TiO_2	0,95	0,05	0,62	0,06	0,12	0,13	0,05	0,34	0,37	0,50	1,30	0,49
B_2O_3*	10,37	10,57	10,32	10,57	10,52	10,52	10,46	10,28	10,29	10,39	10,62	10,62
Al_2O_3	27,98	30,83	28,27	31,04	30,31	30,39	30,29	31,29	31,75	31,32	30,84	32,24
V_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr_2O_3	0,00	0,03	0,00	0,05	0,00	0,00	0,03	0,02	0,01	0,00	0,04	0,02
FeO	11,38	10,48	10,91	10,10	10,49	10,02	10,35	15,86	15,79	12,21	9,41	10,33
MnO	0,06	0,03	0,07	0,00	0,03	0,01	0,02	0,05	0,09	0,00	0,05	0,03
MgO	6,44	5,85	6,52	5,82	5,94	5,94	5,90	1,50	1,31	3,72	5,59	4,44
NiO	0,03	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	1,19	0,25	0,82	0,23	0,33	0,30	0,22	0,57	0,57	1,21	1,28	0,78
Na_2O	2,27	2,57	2,40	2,55	2,63	2,61	2,51	1,83	1,65	1,48	1,41	1,46
K_2O	0,03	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,03	0,04	0,03
H_2O*	3,58	3,65	3,56	3,65	3,63	3,63	3,61	3,55	3,55	3,58	3,67	3,66
F	0,20	0,00	0,24	0,00	0,06	0,17	0,00	0,05	0,00	0,00	0,00	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00
O = F	–0,08	0,00	–0,10	0,00	–0,03	–0,07	0,00	–0,02	0,00	0,00	0,00	–0,02
O = Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Σ	100,69	101,36	99,87	101,19	101,03	100,81	100,30	100,87	100,88	100,36	101,37	101,35
Si	6,08	6,09	6,10	6,10	6,11	6,14	6,12	6,01	5,99	6,01	6,07	6,09
^{T}Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
∑ *T*	6,08	6,09	6,10	6,10	6,11	6,14	6,12	6,01	6,00	6,01	6,07	6,09
B	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00	3,00
^{Z}Al	5,53	5,95	5,61	5,95	5,90	5,92	5,93	5,89	5,90	5,78	5,77	5,86
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00
^{Z}Fe	0,26	0,00	0,24	0,00	0,04	0,03	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
^{Z}Mg	0,21	0,04	0,15	0,04	0,06	0,05	0,04	0,10	0,10	0,22	0,22	0,14
∑ *Z*	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Ti	0,12	0,01	0,08	0,01	0,01	0,02	0,01	0,04	0,05	0,06	0,16	0,06
^{Y}Al	0,00	0,02	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00	0,34	0,41	0,39	0,18	0,36
^{Y}Fe	1,34	1,44	1,30	1,39	1,41	1,35	1,41	2,24	2,23	1,71	1,29	1,41
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00
^{Y}Mg	1,40	1,39	1,49	1,39	1,40	1,41	1,42	0,28	0,23	0,71	1,14	0,95
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
∑ *Y*	2,87	2,87	2,87	2,84	2,83	2,78	2,85	2,91	2,93	2,88	2,77	2,78
Vakancie *Y*	0,13	0,13	0,13	0,16	0,17	0,22	0,15	0,09	0,07	0,12	0,23	0,22
Ca	0,21	0,04	0,15	0,04	0,06	0,05	0,04	0,10	0,10	0,22	0,22	0,14
Na	0,74	0,82	0,78	0,81	0,84	0,83	0,81	0,60	0,54	0,48	0,45	0,46
K	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
∑ *X*	0,96	0,87	0,94	0,86	0,90	0,89	0,85	0,71	0,65	0,70	0,68	0,61
Vakancie *X*	0,04	0,13	0,06	0,14	0,10	0,11	0,15	0,29	0,35	0,30	0,32	0,39
^{W}OH	0,89	1,00	0,87	1,00	0,97	0,91	1,00	0,97	1,00	1,00	1,00	0,98
F	0,11	0,00	0,13	0,00	0,03	0,09	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,02
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
∑ *W*	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
Celkový Al	5,53	5,98	5,61	6,01	5,90	5,92	5,93	6,24	6,32	6,18	5,95	6,22
Celkové Fe	1,60	1,44	1,54	1,39	1,45	1,38	1,44	2,24	2,23	1,71	1,29	1,41
Celkový Mg	1,61	1,43	1,64	1,43	1,46	1,46	1,46	0,38	0,33	0,93	1,36	1,08
^{Y}Fe/(^{Y}Fe + ^{Y}Mg)	0,49	0,51	0,47	0,50	0,50	0,49	0,50	0,89	0,91	0,71	0,53	0,60
^{X}vak,/(^{X}vak, + ^{X}Na)	0,05	0,14	0,07	0,15	0,10	0,11	0,15	0,33	0,40	0,38	0,42	0,46

* – reprezentuje dopočítané hodnoty/representing calculated values



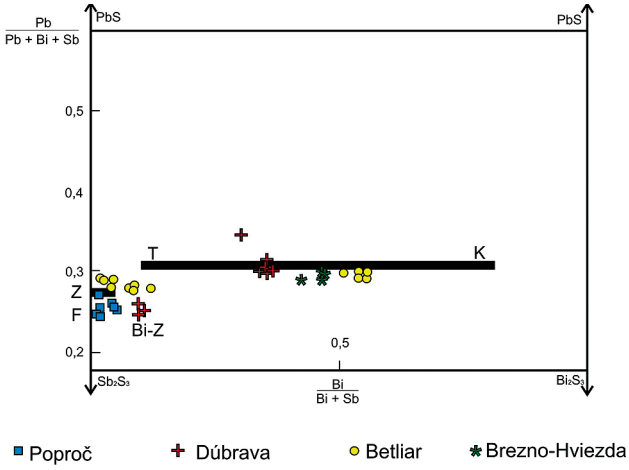
Obr. 5. Chemické zloženie svetlých sľúd z lokalít Betliar (BET 2A a BET 6B) a Čučma-Majerská dolina (MDK-3 a MDK-6B), porovnané s chemickým zložením hydrotermálnych svetlých sľúd z lokalít Čučma (7Č-2) (Hurai et al., 2006), Dúbrava (A-7, 14, 16 a 27) (Orvošová et al., 1998) a Pezinok (NAŠH-19, NAŠH-20 a PYH-9) (Moravanský et al., 2001). (Mg – Li) [= *mgli*] a (Fe_{tot} + Mg + Ti – ^{VI}AL) [= *feal*]. (Upravené podľa: Tischendorf et al., 2004).

Fig. 5. Chemical composition of white micas from the areas of Betliar (BET 2A and BET 6B) and Čučma-Majerská dolina valley (MDK-3 and MDK-6B) in comparison with chemical composition of hydrothermal white micas from the areas of Čučma (7Č-2; Hurai et al., 2006), Dúbrava (A-7, 14, 16 and 27; Orvošová et al., 1998) and Pezinok; NAŠH-19, NAŠH-20 and PYH-9; Moravanský et al., 2001). (Mg – Li) [= *mgli*] and (Fe_{tot} + Mg + Ti – ^{VI}Al) [= *feal*]. (Modified after Tischendorf et al., 2004).



Obr. 6. Chemické zloženie sulfosolí z lokalít Betliar-Straková a Čučma-Majerská dolina.

Fig. 6. Chemical composition of sulfosalts from the areas of Betliar--Straková and Čučma-Majerská dolina valley.



Obr. 7. Diagram Pb-(Cu)-(Sb, Bi) sulfosolí z lokalít Poproč (naše analýzy), Dúbrava (Chovan et al., 1998), Betliar (naše analýzy) a Hviezda (Pršek et al., 2008). T – tintinait, Z – zinkenit, F – fülöppit, Bi-Z – Bi-zinkenit, K – kobellit (upravené podľa: Moëlo et al., 1995).

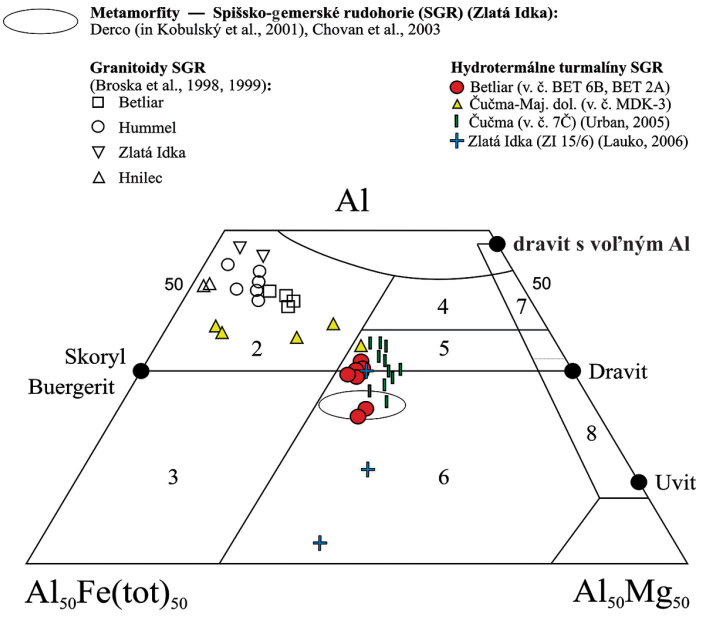
Fig. 7. Diagram of Pb-(Cu)-(Sb, Bi) sulfosalts from the areas of Poproč (our analyses), Dúbrava (Chovan et al., 1998), Betliar (our analyses) and Hviezda (Pršek et al., 2008). T – tintinaite, Z – zinkenite, F – fülöppite, Bi-Z – Bi-zinkenite, K – kobellite (according to Moëlo et al., 1995).

Tab. 7
Reprezentatívne EDS analýzy a kryštalochemické vzorce (prepočet na sumu 22 kyslíkov + F + Cl) svetlých slúd (hm. %) z lokalít Betliar a Čučma. * – dopočítané
Representative EDS analyses and crystallochemical formula (calculated on the basis of 22 oxygens + F + Cl)
of white micas (wt.%) from Betliar and Čučma. * – calculated

Lokalita	Betliar							Čučma-Majerská dolina										
Vzorka	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-6B	BET-2A	BET-2A	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3	MDK-3
Číslo analýzy	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Minerál	Fengit	Fengit	Muskovit	Fengit	Muskovit	Fengit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Fengit	Fengit	Fengit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit	Muskovit
SiO_2	48,53	47,67	48,88	47,09	49,74	49,47	49,56	50,13	48,65	49,37	50,19	50,17	49,49	47,82	48,13	48,08	48,37	48,57
TiO_2	0,18	0,16	0,13	0,17	0,09	0,19	0,03	0,10	0,15	0,14	0,04	0,02	0,05	0,09	0,08	0,04	0,06	0,08
Al_2O_3	28,06	28,79	34,90	28,61	34,83	29,00	36,51	33,76	33,48	32,98	25,29	24,49	26,18	34,91	34,23	35,07	34,88	34,48
FeO_{tot}	4,14	4,51	0,99	4,87	1,15	4,07	0,25	1,54	1,41	1,58	7,3	7,6	6,52	0,53	0,76	0,61	0,62	0,63
MnO	0,00	0,00	0,03	0,08	0,00	0,09	0,00	0,02	0,00	0,02	0,06	0,03	0,05	0,00	0,06	0,00	0,00	0,00
MgO	2,35	2,39	0,76	2,33	0,90	2,26	0,26	1,12	1,07	1,21	1,97	2,14	1,93	0,56	0,75	0,61	0,62	0,66
CaO	0,01	0,04	0,02	0,08	0,04	0,04	0,05	0,02	0,03	0,01	0,02	0,03	0,03	0,03	0,04	0,01	0,04	0,03
Na_2O	0,17	0,18	0,06	0,19	0,07	0,13	0,15	0,06	0,07	0,06	0,05	0,07	0,07	0,11	0,11	0,08	0,08	0,08
K_2O	10,83	10,76	10,24	10,74	9,88	10,41	9,18	9,75	10,55	10,74	10,12	10,14	10,1	10,02	9,84	10,17	10,04	9,86
*Li_2O	0,10	0,00	0,05	0,04	0,06	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,09	0,04	0,02	0,00	0,03	0,00	0,05	0,06
H_2O	4,24	4,37	4,50	4,27	4,53	4,37	4,64	4,62	4,53	4,56	4,24	4,28	4,33	4,50	4,44	4,52	4,45	4,43
Cl	0,01	0,03	0,01	0,03	0,02	0,00	0,02	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
F	0,35	0,03	0,20	0,18	0,24	0,26	0,00	0,00	0,00	0,00	0,34	0,17	0,10	0,02	0,13	0,03	0,21	0,23
O = Cl	0,00	–0,01	0,00	–0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0,00	0	–0,01	0,00	0,00	0,00
O = F	–0,15	–0,01	–0,08	–0,08	–0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	–0,14	–0,07	–0,04	0,01	–0,05	–0,01	–0,09	–0,10
Σ	98,82	98,96	100,67	98,61	101,47	100,27	100,68	101,13	99,95	100,66	99,57	99,11	98,83	98,59	98,59	99,21	99,33	99,03
Si	6,60	6,51	6,38	6,47	6,42	6,61	6,40	6,51	6,43	6,49	6,84	6,89	6,79	6,36	6,40	6,36	6,38	6,41
Al^{IV}	1,40	1,49	1,62	1,53	1,58	1,39	1,60	1,49	1,57	1,51	1,16	1,11	1,21	1,64	1,60	1,64	1,62	1,59
Σ T	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00	8,00
Al^{VI}	3,10	3,15	3,74	3,1	3,72	3,17	3,95	3,68	3,65	3,60	2,90	2,86	3,02	3,84	3,77	3,83	3,79	3,78
Ti	0,02	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,00	0,01	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01
Mg	0,48	0,49	0,15	0,48	0,17	0,45	0,05	0,22	0,21	0,24	0,40	0,44	0,40	0,11	0,15	0,12	0,12	0,13
Fe^{2+}	0,47	0,51	0,11	0,56	0,12	0,45	0,02	0,17	0,15	0,17	0,83	0,87	0,75	0,06	0,08	0,07	0,07	0,07
Mn	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
*Li	0,05	0,00	0,02	0,02	0,03	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00	0,03	0,03
Σ M	4,07	4,17	4,01	4,17	4,02	4,10	4,03	4,07	4,03	4,03	4,14	4,17	4,17	4,02	4,01	4,02	3,99	3,99
Ca	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
Na	0,05	0,05	0,01	0,05	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02	0,02	0,03	0,03	0,02	0,02	0,02
K	1,88	1,88	1,70	1,88	1,63	1,77	1,51	1,62	1,78	1,80	1,76	1,78	1,77	1,7	1,67	1,72	1,69	1,66
Σ X	1,93	1,93	1,72	1,94	1,65	1,81	1,56	1,63	1,80	1,82	1,77	1,80	1,79	1,73	1,70	1,74	1,71	1,69
Σ katiónov	13,99	14,1	13,73	14,11	13,67	13,92	13,59	13,71	13,84	13,85	13,91	13,97	13,96	13,75	13,72	13,76	13,7	13,67
OH	3,85	3,98	3,91	3,91	3,90	3,89	4,00	4,00	4,00	4,00	3,85	3,92	3,96	3,99	3,94	3,99	3,91	3,90
Cl	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
F	0,15	0,01	0,08	0,08	0,10	0,11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,08	0,04	0,01	0,05	0,01	0,09	0,10
O	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02	0,04	0,01	0,02	0,03	0,03	0,01	0,00	0,01	0,02	0,02	0,01	0,01	0,02

Obr. 8. Ternárny Al-Fe-Mg diagram pre turmalíny z rôzneho litologického prostredia (Henry a Guidotti, 1985) s analýzami turmalínov z lokalít v SGR. 1 – granitoidné pegmatity a aplity obohatené o Li, 2 – granitoidy a s nimi asociujúce pegmatity a aplity ochudobnené o Li, 3 – kremeňovo-turmalínové horniny so zvýšeným obsahom Fe^{3+} (hydrotermálne alterované granitoidy), 4 – metapelity a metapsamity koexistujúce s fázou presýtenou Al, 5 – metapelity a metapsamity nekoexistujúce s fázou presýtenou Al, 6 – kremeňovo-turmalínové horniny so zvýšeným obsahom Fe^{3+} a metapelity, 7 – metaultramafity s nízkym obsahom Ca a metasedimenty bohaté na Cr a V, 8 – metakarbonáty a metapyroxenity. Doplnené o výsledky Urbana (2005), Lauka (2006) a naše výsledky. (Upravené podľa Chovana et al., 2003).

Fig. 8. Ternary Al-Fe-Mg diagram for tourmaline from different lithological environments (Henry and Guidotti, 1985) with analyses of tourmalines from the areas in the Spiš-Gemer Ore Mts. 1 – granitoid pegmatites and aplites enriched in Li, 2 – granitoids and associated pegmatites and aplites depleted in Li, 3 – quartz-tourmaline rocks with higher content of Fe^{3+} (hydrothermal altered granitoids), 4 – metapelites and metapsammites coexisting with phase saturated of Al, 5 – metapelites and metapsammites not coexisting with phase saturated of Al, 6 – quartz-tourmaline rocks with higher content of Fe^{3+} and metapelites, 7 – metaultramafites with low content of Ca and metasediments rich in Cr and V, 8 – metacarbonates and metapyroxenites. Supplemented by results by Urban (2005), Lauko (2006) and our results. (Modified after Chovan et al., 2003).



mineralizácie, typickej a rozšírenej v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Mineralizácia na rudných hydrotermálnych žilách v študovanej oblasti vznikala v dvoch mineralizačných štádiách: kremeňovom a kremeňovo-sulfidickom. V rámci kremeňového štádia vznikla turmalínová paragenetická asociácia a v rámci kremeňovo-sulfidického štádia vyčleňujeme pyritovú, sfaleritovo-tetraedritovú, galenitovú a antimonitovú paragenetickú asociáciu. Zastúpenie minerálov v jednotlivých paragenetických asociáciách uvádzame v poradí od starších po mladšie: I. *turmalínová asociácia*: kremeň, turmalíny (skoryl a dravit), muskovit a odroda fengit, dolomit, chamosit, rutil, ortoklas, xenotím-(Y), monazit-(Ce), apatit a zirkón; II. *pyritová asociácia*: kremeň, pyrit, arzenopyrit, pyrotit a zlato; III. *sfaleritovo-tetraedritová asociácia*: dolomit, siderit, kremeň, sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, bournonit, kobellit-tintinait a zinkenit(?); IV. *galenitová asociácia*: kremeň, boulangerit a galenit; V. *antimonitová asociácia*: kremeň, dolomit, antimonit, zlato, berthierit, Sb-oxid, jamesonit; chalkostibit, zinkenit a fülöppit.

Diskusia

Vyčlenenie dvoch mineralizačných štádií na antimonitových žilách odráža najvýznamnejšie mineralizačné procesy v antimonitovom páse Spišsko-gemerského rudohoria. Kremeňové a kremeňovo-sulfidické štádium vytvárajú samostatné žily a na mnohých vzorkách sú často jasne odlíšiteľné. Niekedy však vystupujú spoločne a odlíšenie charakteristických žilných mikrotextúr je možné iba mikroskopicky. Karbonátové a kalcitové štádium, ktoré vyčlenili Varček (1985) a Beňka a Caňo (1992), sme na vzorkách z haldového materiálu nezistili.

Prvé a najstaršie, kremeňové štádium označuje Varček (1985) ako „alpská paragenéza". Beňka a Caňo (1992) ho označujú ako kremeňová perióda. Varček (1985) uvádza toto štádium opakovane na začiatku sideritovej, kremeňovo-sulfidickej, ako aj antimonitovej etapy mineralizácie a chápe ho ako prejav interakcie hydrotermálnych fluíd s horninovým prostredím. Význam tohto štádia mineralizácie stúpol po získaní dostatočných textúrnych dôkazov o tom, že jeho vek je starší než vek kremeňovo-sulfidického štádia, a po zistení superhustých inklúzií CO_2 (Urban et al., 2006), ktoré umožnili vypočítať sformovanie kremenných žíl v hĺbke 15 – 18 km pri teplote 180 – 240 °C. Pomocou U-Pb-Th datovania na monazite sa určil možný kriedový vek mineralizácie medzi 70 a 130 mil. r. (Hurai et al., 2006; Hurai et al., 2007).

Turmalínová paragenetická asociácia sa zistila na lokalitách v oblasti Betliara a Čučmy – v Bystrom potoku. Medzi bežné minerály patrí kremeň, turmalíny, chlority, svetlé sľudy a albit (Beňka, 1980; Varček, 1985; Beňka a Caňo, 1992), monazit-(Ce) opísali Hurai et al. (2006). Po prvýkrát sme opísali xenotím-(Y), apatit, zirkón, chamosit a varietu muskovitu fengit (Betliar a Čučma). Nepotvrdili sme výskyt fero-axinitu z lokality Čučma (Ozdín et al., 2006) ani ferberitu z lokality Spišská baňa (Kantor, 1953; Varček, 1985).

Turmalíny sú zastúpené minerálnymi fázami, ktoré podľa chemického zloženia zodpovedajú skorylu a menej

Tab. 8
Reprezentatívne EDS analýzy chamositu (hm. %), kryštalochemické vzorce a teplota kryštalizácie chamositu (Cathelineau, 1988) z lokality Čučma-Majerská dolina
Representative EDS analyses of chamosite (wt.%), crystallochemical formula (calculated on the basis of 28 oxygens) and temperature of crystallization of chamosite (Cathelineau, 1988) from Čučma-Majerská dolina valley

Lokalita	Čučma-Majerská dolina				
Vzorka	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B	MDK-6B
Číslo analýzy	1	2	3	4	5
Minerál	Chamosit	Chamosit	Chamosit	Chamosit	Chamosit
SiO_2	26,36	24,87	24,27	24,86	24,63
TiO_2	0,03	0,02	0,01	0,02	0,02
Al_2O_3	19,94	19,01	19,72	19,32	20,29
FeO	35,19	38,07	38,46	37,70	38,26
MnO	0,12	0,02	0,04	0,00	0,05
MgO	6,26	6,21	5,48	6,55	5,24
CaO	0,08	0,00	0,03	0,03	0,06
Na_2O	0,02	0,01	0,00	0,01	0,00
K_2O	0,56	0,08	0,05	0,03	0,01
Σ	88,59	88,29	88,05	88,52	88,55
Počet katiónov na 28 kyslíkov					
Si	5,79	5,59	5,48	5,55	5,50
Al^{IV}	2,21	2,41	2,52	2,45	2,50
Al^{total}	5,17	5,04	5,25	5,08	5,34
Al^{VI}	2,96	2,63	2,73	2,63	2,84
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe^{2+}	6,47	7,16	7,27	7,04	7,15
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,01
Mg	2,05	2,08	1,84	2,18	1,75
Sum R^{VI}	11,50	11,87	11,85	11,86	11,75
Ca	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01
Na	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
K	0,16	0,02	0,01	0,01	0,00
Vakancia	0,50	0,13	0,15	0,14	0,25
t. i. c.	0,20	0,03	0,03	0,03	0,03
(Ca + Na + K)	0,18	0,03	0,02	0,02	0,02
Σ	19,69	19,90	19,87	19,88	19,77
T (°C)	294	326	344	332	340

Tab. 9
Reprezentatívne EDS analýzy rutilu (hm. %) z lokality Betliar
Representative EDS analyses of rutile (wt.%) from Betliar

Lokalita	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar	Betliar
Vzorka	BET-2A	BET-2A	BET-2A	BET-2A	BET-2A
Číslo analýzy	1	2	3	4	5
Minerál	Rutil	Rutil	Rutil	Rutil	Rutil
CaO	0,07	0,03	0,08	0,06	0,07
TiO_2	90,91	91,92	97,74	95,17	97,63
FeO	2,01	2,14	0,54	1,07	0,62
MnO	0,00	0,03	0,00	0,01	0,00
Ta_2O_5	0,03	0,12	0,06	0,12	0,18
WO_3	4,78	4,31	0,23	2,18	0,17
Nb_2O_5	0,40	0,57	0,38	1,21	0,13
ZnO	0,05	0,08	0,00	0,00	0,00
SnO	0,02	0,03	0,01	0,00	0,02
Σ	98,26	99,24	99,04	99,81	98,83

dravitu (obr. 4). Podobné chemické zloženie turmalínov z hydrotermálnych žíl publikovali aj Urban et al. (2006) z lokality Čučma a Lauko (2006) zo Zlatej Idky. Pozícia turmalínov z kremenných hydrotermálnych žíl odráža chemické zloženie horninových komplexov, v ktorých cirkulovali rudonosné fluidá (obr. 8). Väčšina analýz hydrotermálnych turmalínov je podobná ako analýzy turmalínov z metapelitov gelnickej série z lokality Zlatá Idka (Kobulský et al., 2001; Chovan et al., 2003) a v klasifikačnom diagrame Henryho a Guidottiho (1985) spadajú do poľa metapelitov. Iba štyri analýzy nesú znaky čiastočnej interakcie fluida aj s granitoidnými horninami.

Zo svetlých sľúd sme identifikovali muskovit a odrodu fengit, ktoré sa vyskytujú v hydrotermálnom kremeni v podobe agregátov a často majú zonálnu textúru. Interpretujeme to ako postupný vývoj fluíd počas kryštalizácie turmalínovej minerálnej paragenézy. Podobné závislosti zistili aj van der Wielen et al. (2004) a uvádzajú, že spoločný výskyt a premeny medzi muskovitom a fengitom vyžadujú zmeny chemického zloženia fluíd a indikujú hydrotermálny proces. Priemety našich analýz zodpovedajú svetlým sľudám muskovitovo-seladonitovej série (Tischendorf, 2007), ktoré sa v klasifikácii Tischendorfa (2004) označujú ako muskovit-fengit. Podľa klasifikácie Riedera (1998) draselnú dioktaédrickú sľudu (zodpovedajúcu našim analýzam) so zložením muskovit--aluminoseladonit a muskovit-seladonit je možné nazvať fengit. Podobné chemické zloženie hydrotermálnych svetlých sľúd, ktoré zodpovedá muskovitu až fengitu (obr. 5), uvádzajú aj iní autori. Hurai et al. (2006) a Hurai (ed., 2007) opísali podobné svetlé sľudy z lokality Čučma--Majerská dolina, ktoré vystupujú v hydrotermálnom kremeni. Potvrdilo to aj štúdium fluidných inklúzií v kremeni (Hurai et al., 2006; Urban et al., 2006). V žilkách svetlých sľúd sa zistila prítomnosť monazitu-(Ce), ktorý sa datoval na 76 a 120 mil. r. (Hurai et al., 2006). Svetlé sľudy z hydrotermálne alterovaných okoložilných hornín na Sb ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách (Orvošová et al., 1998) a na ložisku Pezinok-Kolársky vrch v Malých Karpatoch (Moravanský et al., 2001) zodpovedajú muskovitu až fengitu (obr. 5).

V druhom, kremeňovo-sulfidickom štádiu vyčleňujeme 4 minerálne paragenézy. Chápeme ich ako spoločenstvá minerálov vznikajúcich za približne rovnakých genetických podmienok, ktoré sa postupne menili. Medzi vznikom týchto asociácií však nemuseli nastať tektonické udalosti ani prísun nových fluíd. Ich vznik súvisí s vývojom hydrotermálneho fluida, ktorý závisel od postupnej zmeny P-T-x podmienok.

Ako nové hydrotermálne minerály sme opísali fülöppit (Poproč), kobellit-tintinait a zinkenit (0,97 *apfu* Bi) (Betliar) z kremeňovo-antimonitových žíl. Nezistili sme prítomnosť willyamitu, ullmanitu, bizmutu ani antimónu, ktoré uvádzajú Beňka a Caňo (1992).

Antimonit je najbežnejší Sb minerál, podobne, ako je to na väčšine antimónových ložísk. Berthierit je oveľa zriedkavejší. Je to spôsobené stabilitou antimonitu v širokom rozpätí hodnôt fO_2 – pH – T, ktoré sa v prírode vyskytujú najčastejšie. Precipitácia antimonitu závisí predovšetkým od zníženia teploty. Zodpovedá to postaveniu antimonitu

v sukcesii kryštalizácie ako jedného z najmladších minerálov (Williams-Jones a Normand, 1997).

Pb-Sb sulfosoli s dominantným obsahom Sb (obr. 6 a 7) na všetkých lokalitách zastupuje najmä zinkenit, na lokalite Poproč aj s veľmi zriedkavým fülöppitom. Zinkenit je po antimonite najrozšírenejší Sb minerál na študovaných výskytoch. Najčastejšie je v asociácii s antimonitom a berthieritom. Fülöppit vystupuje v asociácii so zinkenitom a chalkostibitom. Röntgenové mikroanalýzy fülöppitu sa zoskupujú v blízkosti teoretického zloženia fülöppitu (obr. 6.) Na obr. 7 je priemet analýz ovplyvnený korekciami na substitúcie prvkov (Moëlo et al., 1995). Boulangerit, Pb-Sb sulfosoľ s dominantným obsahom Pb, je menej častý a vyskytuje sa v asociácii s pomerne zriedkavým galenitom na lokalite Betliar-Straková. Podobné asociácie Pb-Sb sulfosolí boli opísané z viacerých lokalít Sb mineralizácie v Západných Karpatoch (Pršek, 2004).

Bi-Sb-Pb sulfosoli kobellitovo-tintinaitovej skupiny so zvýšeným obsahom Sb (obr. 7, tab. 3) sme zistili v západnej časti antimonitového pásu gemerika na lokalite Betliar-Straková. Po prepočte chemických analýz minerálne fázy zodpovedajú tintinaitu. Podobné minerálne fázy, ale s vyšším obsahom Sb sa zistili aj v tatrickej tektonickej jednotke na Sb ložisku Dúbrava, kde bol opísaný ako tintinait (Chovan et al., 1998). Na lokalite Hviezda v Nízkych Tatrách sú opísané fázy (Pršek et al., 2008), ktoré sú podľa chemického zloženia určené ako kobellit a tintinait. Na lokalite Betliar-Straková sme opísali minerál, ktorý označujeme ako zinkenit so zvýšeným obsahom Bi (0,97 *apfu*) (obr. 7). Podobná fáza s nižším obsahom Pb bola opísaná aj na ložisku Dúbrava, kde sú Bi sulfosoli súčasťou tetraedritovej minerálnej paragenézy (Chovan et al., 1998).

Tetraedrit bol identifikovaný na všetkých študovaných lokalitách okrem Štofovej doliny a Poproča, pričom charakteristický je vysoký obsah Sb a nízky obsah Ag (tab. 4). Je to typické pre tetraedrity z antimonitovej mineralizácie Západných Karpát (Pršek, 2004; Pršek et al., 2006). Obsah Zn a Fe je variabilný.

Chalkostibit je zriedkavý. Zistil sa iba v paragenetickej asociácii s antimonitom, hoci Beňka a Caňo (1992) ho uvádzajú v paragenéze s tetraedritom. Chalkostibit s nízkym obsahom Bi z lokality Steingerausch (Dobšiná) uvádza Valášková (2007) v asociácii s antimonitom, jamesonitom a tetraedritom. Nízky obsah Bi má aj chalkostibit z antimonitového štádia z ložiska Dúbrava v tatrickej tektonickej jednotke, na lokalite Chyžné (Bálintová et. al., 2006) a inde. Chalkostibit so zvýšeným obsahom Bi bol opísaný z lokalít antimonitovej mineralizácie v Hlbokej dolke (Dobšiná) (Andrusovová-Vlčeková a Chovan, 1991), ako aj z ložiska Dúbrava v asociácii s tetraedritom (Chovan et al., 1994). Na študovaných lokalitách v Spišsko-gemerskom rudohorí sa Bi chalkostibit nezistil.

Berthierit a jamesonit sa vyskytujú v antimonitovej paragenetickej asociácii. Ich prítomnosť je podmienená zvýšeným obsahom Fe v okolitých horninových komplexoch. Podobne je to na lokalite Chyžné (Bálintová et al., 2006), ako aj v Medzibrode v Nízkych Tatrách (Lalinská a Chovan, 2006), hoci na väčšine nízkotatranských ložísk lokalizovaných v granitoidných horninách sú Sb-Fe sulfidy zriedkavé. Prítomnosť berthieritu, ako aj gudmunditu je charakteristická pre oblasť Malých Karpát (Bukovina, 2006).

Osobitné postavenie na antimonitových žilách má zlato. Predpokladáme, že staršie zlato vznikalo v kremeni pyritovo-arzenopyritovej paragenézy a mladšia generácia zlata vznikala v rámci Sb sulfidickej minerálnej paragenézy. Varček (1985) uvádza tri generácie zlata v rámci antimonitovej etapy: zlato I v paragenéze s kremeňom, arzenopyritom, pyritom a löllingitom, zlato II spolu so sulfidmi Cu a Zn a zlato III ako jeden z najmladších minerálov spolu so sulfidmi Sb. Beňka a Caňo (1992) považujú zlato za mladšie ako sfalerit a staršie ako sulfidy Cu a Sb. Na lokalite Zlatá Idka identifikoval Lauko (2006) zlato s obsahom Ni v tetraedrite a v asociácii s Ni aurostibitom a Au nisbitom.

Záver

Práca dopĺňa a spresňuje identifikáciu niektorých rudných aj nerudných minerálov a identifikáciu a opis viacerých, dosiaľ neznámych minerálov z antimonitových žíl Spišsko-gemerského rudohoria.

Najhojnejší minerál antimónu je antimonit, pomerne často sa vyskytuje berthierit a zinkenit.

Originálne sú nové údaje o Pb-Sb (zinkenit a fülöppit) a Pb-Sb-Bi sulfosoliach [tintinait, kobellit a zinkenit(?)].

Predpokladáme existenciu dvoch generácií zlata, staršie (priemerná rýdzosť 963,3) v asociácii s arzenopyritom a pyritom a mladšie spolu s antimonitom.

Zo skupiny svetlých sľúd sme detailne charakterizovali muskovit a odrodu fengit, zo skupiny turmalínov skoryl a dravit, zo skupiny chloritov chamosit.

Na základe podrobného štúdia paragenetických vzťahov na lokalitách Betliar, Čučma, Bystrý potok, Štofova dolina a Poproč sme vyčlenili kremeňové štádium s turmalínovou minerálnou paragenézou a kremeňovo-sulfidické štádium mineralizácie, v rámci ktorého odlišujeme pyritovú, sfaleritovo-tetraedritovú, galenitovú a antimonitovú minerálnu paragenézu.

Potvrdili sme správnosť vyčlenenia samostatnej antimonitovej etapy v rámci hydrotermálnej mineralizácie gemerika. Nezistili sme priestorovú spojitosť so sideritovou ani kremeňovo-sulfidickou etapou (v zmysle Varčeka, 1985).

Poďakovanie. Ďakujeme Mgr. D. Ozdínovi, PhD., za vyhotovenie väčšiny mikrosondových analýz a Mgr. P. Bačíkovi, PhD., za pomoc pri prepočte analýz turmalínov. Práca vznikla v rámci riešenia projektu Ministerstva životného prostredia SR *Zdroje fluíd v metalogenéze Západných Karpát* a projektu VEGA 1/4048/07.

Literatúra

Andrusovová-Vlčeková, G. & Chovan, M., 1991: Izoštruktúrne fázy Cu-Sb-Bi sulfosolí (chalkostibit – emplektit). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 23, s. 369.*

Bačík, P., Uher, P., Sýkora, M. & Lipka, J., 2008: Low-Al tourmalines of the schorl-dravite – povondraite series in redeposited tourmalinites from the Western Carpathians, Slovakia. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 46, pp. 1 479 – 1 491.*

Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1977: K-Ar age determinations of the rocks from crystalline complexes of the Western Carpathians and preliminary interpretation of results. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 28, pp. 365 – 374.*

Bajaník, Š., Vozárová, A., Hanzel, V., Ivanička, J., Mello, K., Reichwalder, P., Snopko, L. & Vozár, J., 1983: Vysvetlivky ku geologickej mape Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, 223 s.*

Bakos, F., Chovan, M. & Andráš, P., 2002: Gold mineralization in the Tatric tectonic unit (Western Carpathians). *In: Geol. Carpath. (Bratislava), special issue, Vol. 53, pp. 89 – 90.*

Bakos, F., 2003: Hydrotermálne mineralizácie v kryštaliniku Tatier. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 106 s.*

Bálintová, T., Ozdín, D. & Števko, M., 2006: Chemické zloženie sulfosolí na lokalite Chyžné – Herichová. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, s. 303 – 312.*

Beňka, J., 1980: Niekoľko poznámok k mineralogickým a paragenetickým pomerom na Sb ložiskách Betliar – Čučma. *In: Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 127 – 132.*

Beňka, J. & Caňo, F., 1992: Mineralógia, paragenéza a geochémia antimonitových žíl v oblasti Betliar – Čučma – Volovec. *In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 15, s. 61 – 91.*

Beránek, M. (ed.), 1977: Rudné bane, n. p., Banská Bystrica (30 rokov). *Bratislava, Osveta, 233 s.*

Broska, I., Uher, P. & Lipka, J., 1998: Brown and blue schrol from Spiš-Gemer granite, Slovakia: Composition and genetic relations. *In: J. Czech Geol. Soc., Vol. 43, Nos. 1 – 2, pp. 9 – 16.*

Broska, I., Uher, P. & Siman, P., 1999: Na sodík chudobný skoryl a foitit v spišsko-gemerských granitoch. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 31, s. 507 – 512.*

Bukovina, J., 2006: Hydrotermálny Fe-Sb-S-O systém: mineralógia a podmienky vzniku (na príklade Sb-ložísk v Malých Karpatoch). *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK, 63 s.*

Cathelineau, M., 1988: Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *In: Clay Miner., 23, pp. 471 – 485.*

Grecula, P., 1982: Gemerikum – segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *In: Miner. Slov. – Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P. (ed.), Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Drnzík, E., Ďuďa, R., Garguláк, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Rozložník, O., Varček, C. & Zlocha, J., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Bratislava, Geocomplex, 834 s.*

Henry, D. J. & Guidotti, Ch. V., 1985: Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: An example from the staurolit – grade metapelites of NW Maine. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 70, pp. 1 – 15.*

Hurai, V., Urban, M., Konečný, P., Rainer, T., Lexa, O., Schulmann, K. & Chovan, M., 2006: Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, s. 131 – 140.*

Hurai, V. (ed.), 2007: Zdroje fluíd a genéza mineralizácií gemerika. Čiastková záverečná správa úlohy č. 0503. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 328 s.*

Chovan, M., Háber, M., Jeleň, S. & Rojkovič, I. (eds.), 1994: Ore textures in the Western Carpathians. *Bratislava, SAP – Slovak Academic Press, 219 p.*

Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 27, s. 397 – 406.*

Chovan, M., Majzlan, J., Ragan, M., Siman, P. & Krištín, J., 1998: Pb-Sb and Pb-Sb-Bi sulphosalts and associated sulphides from Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 53, pp. 37 – 49.*

Chovan, M., Ozdín, D., Moravanský, D. & Pršek, J., 2003: Turmalíny – Zlatá Idka. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 36 s.*

Jarkovský, J. & Cambel, B., 1980: Microelements in antimonites from Sb-deposits in West Carpathians. *In: Antimonitové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, pp. 47 – 52.*

Kantor, J., 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej bani, juhozápadne od Mníška nad Hnilcom. *In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), roč. 4, č. 1 – 2, s. 83 – 110.*

Kantor, J., 1957: $Ar^{40}K^{40}$ metóda určovania absolútneho veku hornín a jej aplikácia na betliarsky gemeridný granit. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 11, s. 188 – 199.*

Kobulský, J., Kovaničová, L., Repčiak, M., Gazdačko, Ľ. & Bačová, N., 2000: Turmalínovce VP. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 97 s.*

Lalinská, B. & Chovan, M., 2006: Hydrotermálna mineralizácia na lokalite Medzibrod a Sopotnícka dolina. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 261 – 272.*

Lauko, Ľ., 2006: Rudné mineralizácie v okolí Zlatej Idky (Spišsko-gemerské rudohorie). *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK, 95 s.*

Lexa, O., Schulmann, K. & Ježek, J., 2000: Cretaceous collision and indentation in the West Carpathians: View based on structural analysis and numerical modeling. *In: Tectonics, 22, p. 1 066.*

Moëlo, Y., Roger, G., Maurel-Palacin, D., Marcoux, E. & Lauroussi, A., 1995: Chemistry of some Pb-(Cu, Fe)-(Sb, Bi) sulfosalts from France and Portugal. Implications for the chemistry of lead sulfosalts in the Cu poor part of the $Pb_2S_2 – Cu_2S_2 – Sb_2S_3 – Bi_2S_3$ system. *In: Mineral. Petrol., 53, pp. 229 – 250.*

Moëlo, Y., Makovicky, E., Mozgova, N. N., Jambor, J. L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E. H., Graeser, S., Karup-Moller, S., Balic-Žunic, T., Mumme, W. G., Vurro, F., Topa, T., Bindi, L., Bente, K. & Shimizu, M., 2008: Sulfosalt systematics: A review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *In: Eur. J. Mineral., 20, pp. 7 – 46.*

Moravanský, D., Chovan, M. & Lipka, J., 2001: Phyllosilicates from hydrothermally altered granitoid rocks in the Pezinok Sb-Au deposit, Western Carpathians, Slovakia. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 52, No. 3, pp. 127 – 138.*

Németh, Z., 2002: Variscan suture zone in Gemericum: Contribution to reconstruction of geodynamic evolution and metallogenetic events of Inner Western Carpathians. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 8, No. 3 – 4, pp. 247 – 257.*

Orvošová, M., Majzlan, J. & Chovan, M., 1998: Hydrothermal alteration of granitoid rocks and gneisses in the Dúbrava Sb-Au deposit, Western Carpathians. *In: Geol. Carpath. (Bratislava), Vol. 49, No. 5, pp. 377 – 387.*

Ozdín, D., 2004: Skratky minerálov schválené IMA. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, s. 367 – 370.*

Ozdín, D., Volek, M. & Števko, M., 2006: Study of hydrothermal veins with axinites from the Western Carpathians. *In: Acta mineral. petrogr., Abstract ser., 5, p. 87.*

Pecho, J., 1980: Štruktúrno-geologické pomery antimonitových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 103 – 115.*

Plašienka, D., 2002: Alpidná tektonická prograda'cia a jej štruktúrny záznam v jednotkách Západných Karpát. [Doktorská dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry geológie a paleontológie, PriF UK, 149 s.*

Pršek, J., 2004: Chemické zloženie a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK, 135 s.*

Pršek, J., Ozdín, D. & Chovan, M., 2006: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as the indicator of type of the hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. *In: Mineral. pol., Spec. Pap. (Kraków), 28, pp. 184 – 186.*

Pršek, J., Ozdín, D. & Sejkora, J., 2008: Eclarite and associated bisulphosalts from the Brezno-Hviezda occurrence (Nízke Tatry Mts., Slovak Republic). *In: Neu. Jb. Mineral. Abh. (Stuttgart), Vol. 185, No. 2, pp. 117 – 130.*

Rieder, M., Cavazzini, G., D'yakonov, Y. S., Frank-Kamenetskii, V. A., Gottardi, G., Guggenheim, S., Koval', P. V., Mueller, G., Neiva, A. M. R., Radoslovich, E. W., Robert, J. L., Sassi, F. P., Takeda, H., Weiss, Z. & Wones, D. R., 1998: Nomenclature of the micas. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), Vol. 36, No. 3, pp. 905 – 912.*

Rozložník, O., 1972: Doplnok číslo 1 k záverečnej správe Slovensko Sb – štúdia. *Manuskript. Bratislava, Slov. geol. úrad, s. 2 – 75.*

Schulmann, K., Chopin, F., Lexa, O., Montigny, R. & Frank, W., 2007: Geodynamický vývoj gemerika a južného veporika. *In: Hurai, V. (ed.): Zdroje fluíd a genéza mineralizácií gemerika. Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, s. 31 – 78.*

Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H. J., Gottesmann, B. & Guidotti, V., 2004: A new graphical presentation and sudivision of potassium micas. *In: Min. Mag. (London), Vol. 68, No. 4, pp. 649 – 667.*

Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B. & Rieder, M., 2007: True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *In: Min. Mag. (London), Vol. 71, No. 3, pp. 285 – 320.*

Urban, M., Rainer, T., Hurai, V., Konečný, P. & Chovan, M., 2006: Superdense CO_2 inclusions in Cretaceous quartz-stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia. *In: Miner. Deposita, Vol. 40, No. 8, pp. 867 – 873.*

Václav, J., 1980: Výsledky geochemickej prospekcie na Sb z oblasti Betliara. *In: Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 133 – 140.*

Valášková, M., 2007: Sb mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria (Dobšiná – Tiefengrundl, Čučma). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Katedry mineralógie a petrológie, PriF UK, 102 s.*

Van der Wielen, S. E., Oliver, S. & Kalinowski, A. A., 2004: Remote sensing and spectral investigations in the Western Succession, Mount Isa Inlier: Implications for exploration. *In: A. C. Barnicoat & R. J. Korsch (eds.): Predictive Mineral Discovery Cooperative Research Centre: Extended abstracts from the June 2004 conference. Geoscience Australia Record 2004/09, pp. 205 – 208.*

Varček, C., 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko-gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (eds.): Rudnianske rudné pole. Geochemicko-metalogenetická charakteristika. Bratislava, Veda, s. 61 – 77.*

Williams-Jones, A. E. & Normand, C., 1997: Controls of mineral paragenesis in the system Fe-Sb-S-O. *In: Econ. Geol. (New Haven), 92, pp. 308 – 324.*

Zane, A. & Weiss, Z., 1998: A procedure for classifying rock-forming chlorites based on microprobe data, rend. *Fis. Acc. Lincei, 9, pp. 51 – 56.*

Rukopis doručený 19. 12. 2008
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 23. 4. 2009

Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts.

Quartz-stibnite veins represent the youngest hydrothermal mineralization of the Spiš-Gemer Ore Mts. (SGR) (Varček, 1985). They were assumed to be connected with granitic intrusions of Permian age (Rozložník, 1972; Pecho, 1980, and others). Different opinion on the genesis of these veins was published by Urban et al. (2006) and Hurai et al. (2006), who excluded the genetic relationship to the Permian granite and linked their formation in Cretaceous during Alpine orogeny.

In this article we report on recent mineralogical studies on some stibnite deposits in the Spiš-Gemer Ore Mts. The mineralizations studied belong to "stibnite belt" situated near Betliar, Čučma, Poproč, Bystrý potok stream – Štofova dolina valley (Fig. 1). A part of the stibnite belt involves also the Zlatá Idka locality with different mineralogical associations (Lauko, 2006). Also stibnite occurrences in the Dobšiná region have been studied separately (Andrusovová and Chovan, 1991; Valášková, 2007).

Some new minerals have been described in the quartz-stibnite veins: zinkenite (Bi) and kobellite-tintinaite from Betliar (Figs. 7 and 8), fülöppite from Poproč and in quartz-tourmaline veins with monazite-(Ce), xenotime-(Y), apatite, zircon, chamosite and phengite (Fig. 5) near Betliar and Čučma.

Following vein minerals were identified, being listed according to their decreasing abundance: stibnite (Fig. 2a, Tab. 1), pyrite (Fig. 2b, Tab. 1), arsenopyrite (Fig. 2c, Tab. 1), sphalerite (Fig. 2c), berthierite (Tab. 2), chalcopyrite (Fig. 2c), tetrahedrite (Betliar, Čučma; Fig. 2c), pyrrhotite (Čučma), zinkenite (Betliar, Čučma, Poproč; Tab. 3), bournonite (Betliar; Tab. 2), boulangerite (Betliar; Tab. 2), kobellite-tintinaite (Betliar; Tab. 3), galena (Betliar; Fig. 2c), fülöppite (Poproč; Fig. 2d, Tab. 2), jamesonite (Poproč; Tab. 2), chalcostibite (Poproč; Fig. 2d, Tab. 2), gold (Čučma; Figs. 2b, e, f; Tab. 4), senarmontite (Poproč), quartz, dolomite, schorl and dravite (Betliar, Čučma; Tab. 7; Figs. 3a and 4), muscovite (Betliar, Čučma), phengite (Betliar, Čučma; Tab. 6; Figs. 3b and 3c), siderite (Betliar; Tab. 5, Fig. 3d), chamosite (Tab. 8), orthoclase (Čučma; Fig. 3c), rutile (Fig. 3e, Tab. 9), xenotime-(Y), monazite-(Ce), apatite (Fig. 3f) and zircon.

Hydrothermal stibnite mineralization originated during quartz and quartz-sulfide phases in studied localities. During quartz phase – the *tourmaline* paragenetic association with quartz, tourmaline, siderite, dolomite, muscovite, chamosite, rutile, orthoclase, xenotime-(Y), monazite-(Ce), apatite and zircon is typical for the first phase. During quartz-sulfide phase a total of four

paragenetic associations have been defined: *pyrite* paragenetic association with quartz, pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, gold; *sphalerite-tetrahedrite* paragenetic associatiom with dolomite, quartz, sphalerite, chalcopyrite, tetrahedrite, bournonite, kobellite-tintinaite, zinkenite; *galenite* paragenetic association with quartz, boulangerite, galena and *stibnite* paragenetic association with quartz, dolomite, stibnite, gold, berthierite, Sb oxide, jamesonite; chalcostibite, zinkenite, fülöppite. In the case of studied samples of quartz-tourmaline and quartz-stibnite veins the presence of siderite mineralization, being typical and extended in the Spiš-Gemer Ore Mts., was not found.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 133 – 150
ISSN 0369-2086

Hydrotermálna žilná mineralizácia v Zlatej Idke (Spišsko-gemerské rudohorie)

JAROSLAV PRŠEK[1, 2] a ĽUBOMÍR LAUKO[3]

[1]Department of Economic geology, AGH, University of Science and Technology,
Al. Mickiewicza 30, 43-309 Kraków, Poland; prsek@yahoo.com
[2]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3]L. Svobodu 18/4, 969 01 Banská Štiavnica

Hydrothermal vein mineralization at Zlatá Idka (Spiš-Gemer Ore Mts.)

Hydrothermal ore mineralization in the Zlatá Idka region is a base-metal equivalent of quartz--sulphide stage of siderite mineralization with younger overprinting by stibnite mineralization. Tetrahedrite from the Zlatá Idka region contains in average 14 wt.% of Ag, rarely also freibergite occurs. All rare precious metal minerals (aurostibite, nisbite(?), AuAgSb sulphide, andorite) occur as inclusions in tetrahedrite. Gold associated with chalcopyrite or tetrahedrite has low fineness (481 – 664). The main ore minerals at the deposit are jamesonite and tetrahedrite.

Key words: sulphide mineralization, jamesonite, gold, Ag tetrahedrite, Zlatá Idka

Úvod

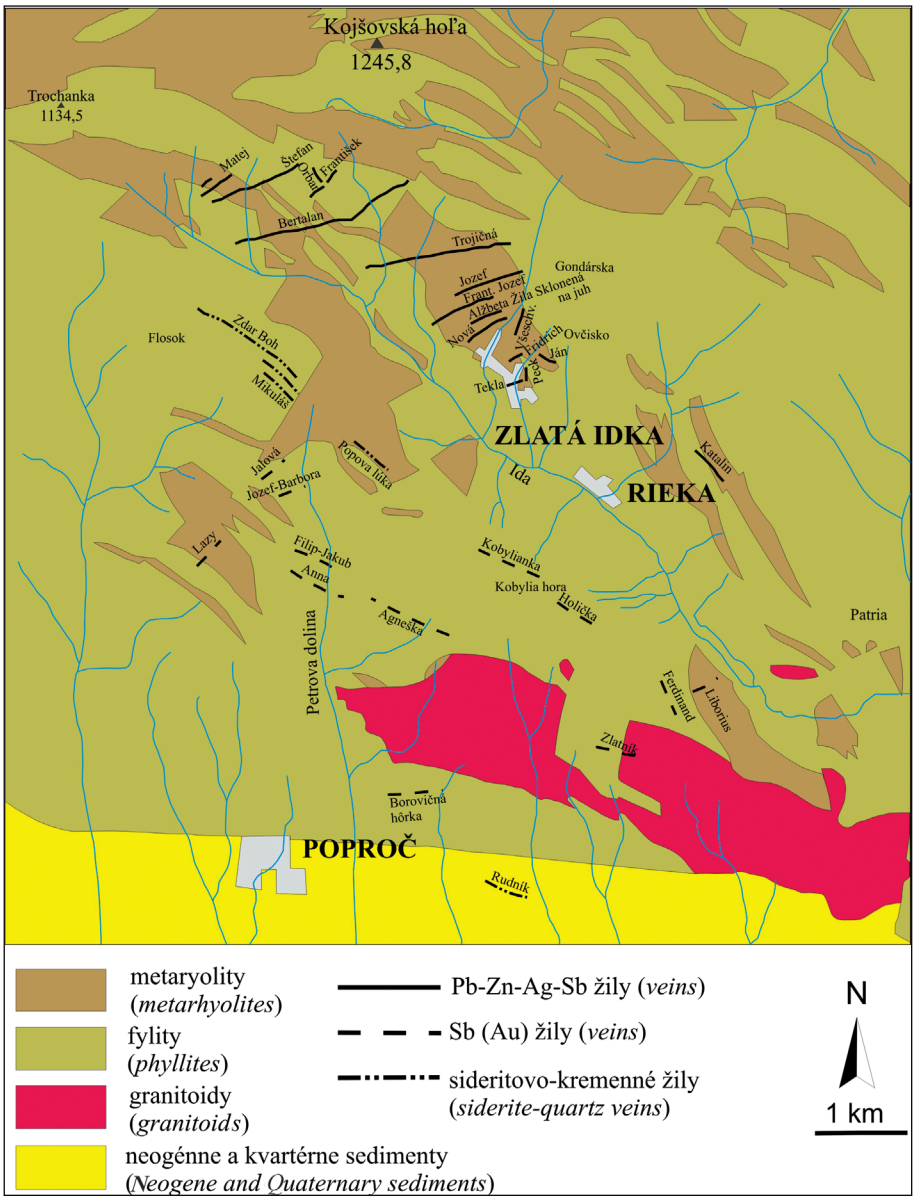
Zlatá Idka patrila v minulosti medzi významných producentov striebra, zlata a vo vojnovom čase aj antimónu. Prvé poznatky o ťažbe v oblasti pochádzajú z prvej polovice 14. stor., išlo však iba o ryžovanie zlata z okolitých tokov (Semrád, 2004). Údaje o množstve vyryžovaného zlata sa nezachovali. Banské práva boli pridelené mestu Ida v roku 1349, neskôr patrili uhorskému kráľovi. Až do obdobia prvej polovice 19. stor. sa na žilách v Zlatej Idke ťažilo so striedavým úspechom. V rokoch 1822 – 1882 nastal prudký rozvoj erárneho baníctva, keď geológ Svaiczer dal vybudovať povrchové objekty, hutu v Réke na zhutňovanie koncentrátov Ag a nové úpravne pre všetky revíry. Ťažba a výroba Ag bola zisková až do roku 1896 (Semrád, 2004), neskôr, až do likvidácie banského závodu v roku 1925, stratová. V roku 1939 sa sprístupnili niektoré banské diela, no bez významnejšieho úspechu. Tým sa skončila banská činnosť na ložisku Zlatá Idka (Semrád, 2004). Údaje o množstve vydobytej rudy nie sú presné. Lázár a Magula (1973) uvádzajú celkovú ťažbu v období od začiatku 19. do začiatku 20. stor. v rozsahu okolo 120 000 kg striebra a 335 kg zlata. Okrem týchto kovov sa získavala aj meď, železo a olovo. Priemerný obsah rudy v žilách zlatoidčianskeho a popročského typu uvádza Rozložník (1980). Podľa neho ruda zlatoidčianskeho typu obsahovala 3 % Sb, 0,1 % Ag, 3,3 % Pb, 1,5 % Zn, 0,3 % Cu, 5,3 % As a 12 % Fe a 2 g/t Au v koncentráte. Ruda popročského typu obsahovala 12,6 % Fe, 1,85 % Sb, 0,12 % Cu, 0,01 % Zn, 0,19 % As a 0,4 % Pb, obsah zlata v koncentráte bol od 3 do 6 g/t.

Hydrotermálna mineralizácia v Zlatej Idke je súčasťou antimonitového pruhu ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. Grecula et al. (1995) vyčlenili centrálny pruh s ložiskami od Betliara cez dolinu Bystrého potoka, Tinesovu dolinu a Poproč ku Zlatej Idke a severný pruh s výskytom pri Helcmanovciach. Pecho (1980) vyčlenil 5 rudonosných štruktúr: betliarsku, čučmiansku, rožňavskú, zlatoidčiansku a popročskú. Rozložník a Slavkovský (1980) vyčlenili dva pruhy ložísk: južný (čučmiansko-popročský) a severný (dobšinsko-helcmanovsko-kojšovsko-zlatoidčiansky).

Názory na pôvod zrudnenia sú rôzne. Väčšina autorov spája vznik Sb zrudnenia s gemerickými granitmi (Rozložník, 1969; Varček, 1973; Ilavský, 1980). Po zistení vrchnokarbónskeho až permského veku gemerického granitu (Bagdasarjan et al., 1977; Kantor a Rybár, 1979) prevládol názor, že ložiská sú variské a zapadajú do koncepcie metamorfno-hydrotermálneho modelu Greculu et al. (1995). Najnovšie Urban et al. (2006) a Hurai et al. (2006) potvrdili kriedový vek antimonitových žíl v oblasti Čučmy. Tieto žily podľa nich vznikali počas tvorby gemerického klivážového vejára v chladnej kôre zaťaženej meliatskym akrečným klinom pri teplote asi 180 – 240 °C v hĺbke okolo 15 – 18 km. Varček (1973) zaradil antimonitovú mineralizáciu v gemeriku do IV. etapy (antimonitovej) hydrotermálnej mineralizácie na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. Vyčlenil 3 periódy: silikátovú, kremeňovo-sulfidickú a kremeňovo-antimonitovú. Cieľom tohto príspevku je spresniť mineralogické zloženie hydrotermálnych rudných žíl, chemické zloženie zaujímavých minerálov a postupnosť kryštalizácie minerálov na žilách.

Geologická situácia a mineralógia

Oblasť Zlatej Idky s Ag-Au-Sb žilami patrí do najvýchodnejšieho segmentu centrálneho antimonitového pruhu. Nachádza sa sz. od obce Zlatá Idka. Na S a Z

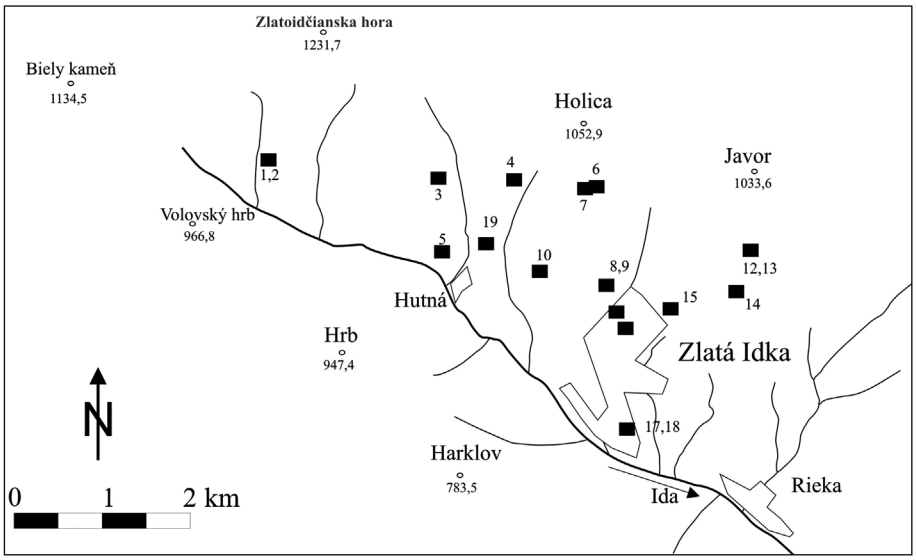


Obr. 1. Schematická geologická mapa okolia Zlatej Idky s priebehom rudných žíl (Rozložník, 1972; Grecula et al., 1995, upravené).

Fig. 1. Schematic geological map of the Zlatá Idka surrounding with position of ore veins (Rozložník, 1972; Grecula et al., 1995, modified).

ho ohraničuje hlavný hrebeň Spišsko-gemerského rudohoria a na J a V údolie Zlatoidčianskeho potoka. Podľa Greculu et al. (1995) rudné žily vystupujú v nadloží permskej granitovej intrúzie a sú vyvinuté v horninách metamorfovaného vulkanosedimentárneho komplexu staršieho paleozoika (obr. 1). Dianiška (1983) považuje okolité horniny zrudnenia za metasomatické porfyroidy, ktoré vznikli hydrotermálnou premenou pôvodných fylitov vplyvom intrúzie granitu za súčasného intenzívneho prínosu Si, K, Na a B. V týchto horninách sa koncentruje prevažná časť Sb-Ag zrudnenia, pričom žily smerom do okolitých fylitov a granitov vyznievajú. V blízkosti tektonických a mylonitových zón sú charakteristické polohy čiernych bridlíc, kde sa mineralizácia vyklinuje (Grecula et al., 1995). Zlatoidčianske rudné žily sú väčšinou kremenné žily dlhé iba niekoľko sto metrov, ale najdlhšia z nich, Bertalan, má dĺžku až 2 300 m. Dĺžka celého rudného poľa je približne 9 km a šírka 1 km (Grecula et al., 1995). Hĺbkový vývoj žíl je maximálne 350 m, smer väčšiny žíl je okolo 70°, pričom sklon a hrúbka žíl sa menia. Žily dosahujú hrúbku od 0,5 do 4 m. Rudné telesá sú silne tektonizované.

Minerálna výplň zlatoidčianskych žíl sa líši minimálne. Varček (1973) zaradil žily Anton a Jozef do kremeňovo-sideritových, žily František, Štefan a Bertalan ku kremeňovo-sulfidickým s antimonitom a ostatné ku kremeňovo-sulfidickým žilám s dominantným zastúpením jamesonitu. K žilám s vysokým obsahom Au patrila aj žila František (Bakos a Chovan, 2004). Rozlozsnik (1912) ich zaradil k prechodnému typu medzi sideritovo-sulfidickým a antimonitovým typom a rozdelil ich na Ag a Au-Sb žily. Rozložník (1980) považuje žily v okolí Zlatej Idky za pravé žily, ktoré vznikli po intrúzii granitu. Odlíšil dva typy žíl: popročský typ s Sb zrudnením a zlatoidčiansky typ s kremeňovo-polymetalickým zrudnením a hlavným minerálom jamesonitom.



Obr. 2. Zjednodušená skica miest odberu vzoriek v okolí Zlatej Idky (upravené podľa VKÚ, 2003). Číslovanie háld (v zátvorke súradnice GPS): 1 – Matej (48,765 s. š. – 20,964 v. d.); 2 – Matej-východ (48,765 s. š. – 20,971 v. d.); 3 – Dalne (48,764 s. š. – 20,983 v. d.); 4 – štôlňa X (48,765 s. š. – 20,983 v. d.); 5 – Svajcer (48,759 s. š. – 20,984 v. d.); 8, 9 – František-Jozef (48,759 s. š. – 21,001 v. d.); 10 – Mária (48,758 s. š. – 20,997 v. d.); 11 – Jeremiáš (48,754 s. š. – 21,002 v. d.); 12 – Ladislav (48,760 s. š. – 21,008 v. d.); 13 – Ladislav-horná; 14 – halda v doline na štôlni Ladislav (48,757 s. š. – 21,007 v. d.); 15 – Veska (48,756 s. š. – 21,005 v. d.); 16 – Všechsvätých (48,753 s. š. – 21,003 v. d.); 17, 18 – Michal (48,749 s. š. – 21,003 v. d.); 19 – Breuner (48,753 s. š. – 20,993 v. d.).

Fig. 2. Simplified sketch of sampling sites in the Zlatá Idka surrounding (modified by VKÚ, 2003). Numbering of dumps – for the names of sampling sites and their GPS co-ordinates in brackets see Slovak explanation, s. š. – north latitude, v. d. – east longitude.

Urban (2005) na základe štúdia fluidných inklúzií v kremeni stotožňuje zrudnenie v Zlatej Idke s kremeňovo-sulfidickým štádiom sideritových žíl gemerika, pričom určil p-T podmienky vzniku na 170 – 210 °C a 0,5 – 1,4 kbar.

Mineralizácia je zložená najmä z kremeňa, jamesonitu, sideritu a antimonitu, v malom množstve vystupuje sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, boulangerit, arzenopyrit, zlato a pyrit. Akcesoricky sa tu nachádza stephanit, ankerit, löllingit, pyrotit, markazit, galenit, kobellit, berthierit, kobaltit, bournonit, covellit, chalkostibit, bizmutit, pyrargyrit, argentit, magnetit, alabandit, dyskrazit, turmalín, chlorit, albit, dolomit a kalcit (Rozložník, 1978, 1979; Varček, 1979; Koděra et al., 1990b; Grecula et al., 1995). Peterec (1988) zistil, že striebro sa viaže na tetraedrit s obsahom od 13,86 do 18,34 hm. % a nie na jamesonit, ako predpokladal Rozlozsnik (1912) a ním citovaní autori.

Metodika

Vzorky na výskum sa odobrali v roku 2004 z haldového materiálu. Získali sa zo všetkých dostupných háld v okolí (obr. 2). Vzorky sme označovali značkou Zl a číslami X/Y, kde X je číslo haldy a Y číslo vzorky. Detailný opis lokalizácie vzoriek je v práci Lauka (2006).

Vzorky s rudnou mineralizáciou sa skúmali na mikroskope Carl Zeiss Jena-Jenapol. Zisťovali sa optické vlastnosti rudných minerálov, ako aj jednotlivé paragenetické asociácie a vzťahy medzi jednotlivými minerálmi.

Bodové elektrónové mikroanalýzy sa vyhotovili na prístroji CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) za týchto podmienok: urýchľovacie napätie 20 kV, zriedkavo 15 kV (na silikátové minerály), vzorkový prúd 15, 20 a 25 nA, priemer el. lúča 2 – 5 μm. Použili sa tieto štandardy a spektrálne čiary: $CuFeS_2$, FeAsS SKα; $CuFeS_2$ Cu, FeKα; Sb_2S_3, InSb SbLβ; AgLα – Ag; CdLα – Cd; FeAsS AsKα, Kβ; HgS HgLα; ZnS ZnKα; Bi_2S_3, Bi BiLα; Au AuLα; PbS PbMα, Lα; NaCl ClKα; InSb InLα; MnO_2, rodonit MnKα; NiKα – nikel; CoKα – kobalt; Bi_2Te_3 TeLα; Bi_2Se_3 SeLβ; BaF_2 FKα; albit NaKα; wollastonit Ca, SiKα; Al_2O_3 AlKα; MgO MgKα; ortoklas KKα; TiO_2 TiKα; hematit FeKα; V VKα; chromit CrKα; $SrTiO_3$ SrLα. Snímky BSE sa vyhotovili pri totožných podmienkach na tom istom elektrónovom mikroanalyzátore.

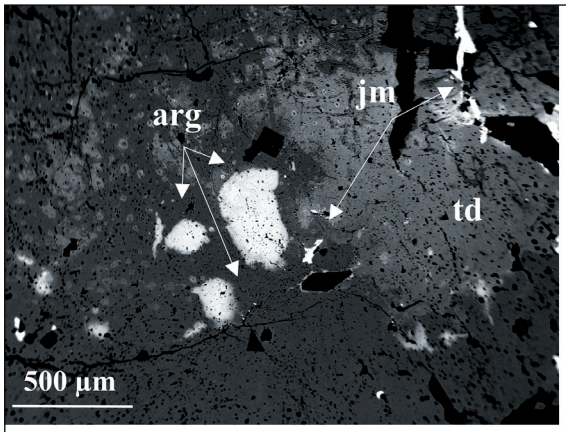
Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy rýdzeho antimónu
Electron microprobe analyses of antimony

Vzorka	Cu	Sb	Ag	Au	Fe	Suma
Zl-3/3	1,41	97,34	0,07	0,02	0,18	99,02
Zl-3/3	1,34	97,02	0,13	0,00	0,15	98,63

Tab. 2
Elektrónové mikroanalýzy antimonitu a berthieritu
Electron microprobe analyses of stibnite and berthierite

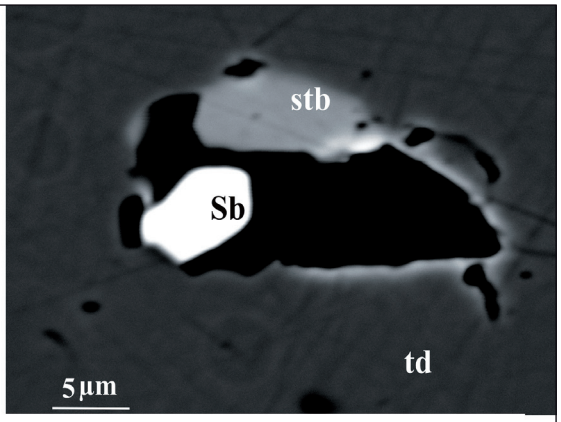
Vzorka	Zl-15/6	Zl-15/6	Zl-3/1	Zl-3/1	Zl-3/1 luc2	Zl-3/1 luc2
Minerál	Antimonit				Berthierit	
As	0,76	0,23	0,31	0,33	0,00	0,02
S	27,47	27,79	28,58	28,27	29,82	29,97
Sb	71,81	71,44	71,21	70,58	56,56	56,30
Fe	0,01	0,00	0,09	0,10	12,49	12,42
Bi	0,13	0,12	0,32	0,00	0,00	0,00
Pb	0,11	0,14	0,10	0,06	0,40	0,35
Hg	0,10	0,00	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Suma	100,52	99,79	100,67	99,41	99,31	99,15

n. a. – neanalyzované/not analysed



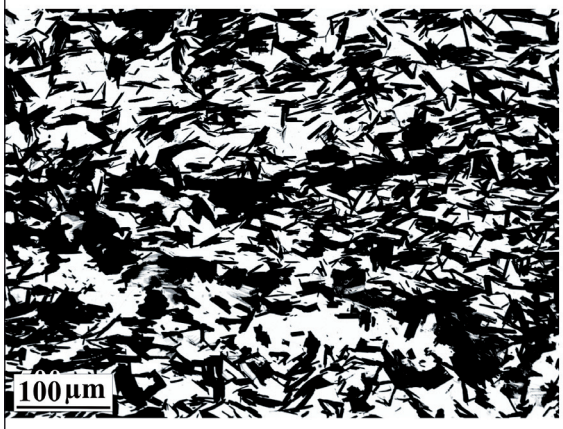
Obr. 3. Inklúzie argentitu (arg) so žilkami jamesonitu (jm) v zonálnom tetraedrite (td); BEI.

Fig. 3. Argentite inclusions (arg) with jamesonite veinlets (jm) in zonal tetrahedrite (td); BEI.



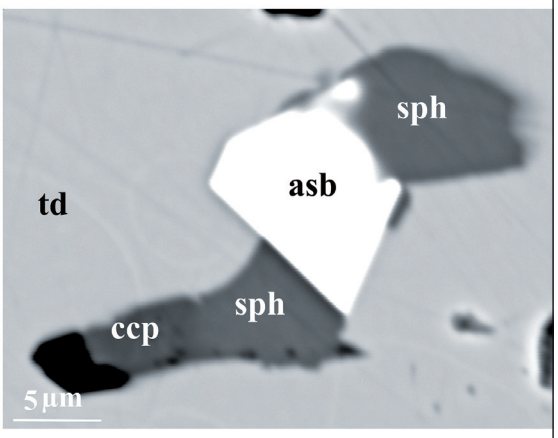
Obr. 4. Inklúzie antimonitu (stb) s rýdzim antimónom (Sb) v tetraedrite (td); BEI.

Fig. 4. Stibnite (Stb) and native antimony (Sb) inclusions in tetrahedrite (td); BEI.



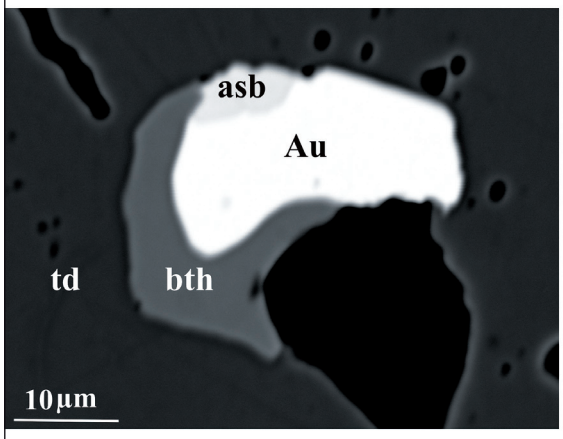
Obr. 5. Prerastanie muskovitu (čierne tabuľky) s antimonitom (biely); BEI.

Fig. 5. Intergrowth of muscovite (black laths) with stibnite (white); BEI.



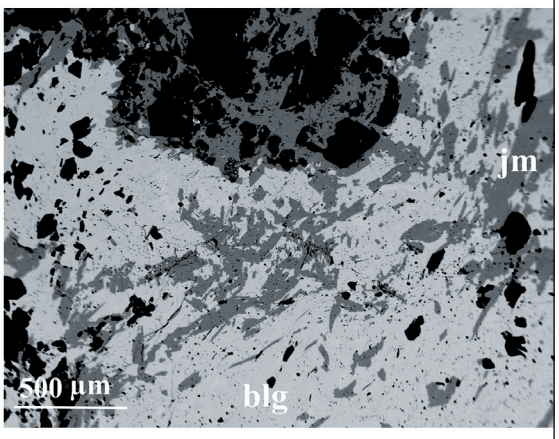
Obr. 6. Kryštál aurostibitu (asb) so sfaleritom (sph) a chalkopyritom (ccp) uzatvorené v tetraedrite (td); BEI.

Fig. 6. Aurostibite crystal (asb) together with sphalerite (sph) and chalcopyrite (ccp) enclosed in tetrahedrite (td); BEI.



Obr. 7. Inklúzia aurostibitu (asb) so zlatom (Au) a berthieritom (bth) uzatvorené v tetraedrite (td); BEI.

Fig. 7. Aurostibite inclusion (asb) together with gold (Au) and berthierite (bth) enclosed in tetrahedrite (td); BEI.



Obr. 8. Prerastanie boulangeritu (blg) s jamesonitom (jm), čierny je kremeň, siderit a pyrit; BEI.

Fig. 8. The boulangerite (blg) and jamesonite (jm) intergrowth. Siderite, pyrite and quartz are black in BEI.

Výsledky

Minerálne zloženie hydrotermálnej mineralizácie v oblasti Zlatej Idky je veľmi pestré. V kapitole *Rudné minerály* uvádzame mineralogický opis a chemické zloženie zriedkavejších rudných minerálov a v kapitole *Paragenézy a sukcesívna schéma* charakteristiku paragenetických asociácií.

Rudné minerály

Akantit je veľmi zriedkavý. Identifikovali sme ho v jednom nábruse z haldy štôlne Ladislav. Vystupuje ako inklúzie v tetraedrite s veľkosťou do 100 μm alebo ako jedna zo zón bohatých na striebro v zonálnom tetraedrite (obr. 3). Tieto zóny, nepozorovateľné v odrazenom svetle, vznikali pravdepodobne rozkladom Ag tetraedritu a následným akumulovaním striebra do niektorých zón. Mikrosondou sa nameral zvýšený obsah Cu a Sb, ktorý môže súvisieť s rozkladom tetraedritu a akumulovaním pôvodných prvkov v novovznikajúcich zónach. Jednotlivé zóny, chemickým zložením zodpovedajúce akantitu, boli dostatočne veľké na to, aby sme mohli vylúčiť vplyv tetraedritu na chemické zloženie akantitu. Vzorec argentitu môžeme napísať ako $Ag_{1.69}Cu_{0.23}Sb_{0.05}Fe_{0.03}S_{1.17}$, počítaný na sumu katiónov rovnú dvom.

Andorit sa identifikoval iba na halde Matej, kde tvorí drobné hypidiomorfné kryštáliky s veľkosťou do 40 μm uzatvorené v tetraedrite v asociácii s antimonitom. Je zaujímavý zvýšeným obsahom Cu (do 2,25 hm. %) a Cd (do 0,25 hm. %). Vypočítané N pre lillianitovú homologickú sériu vyjadrené priemernou hodnotou je 4,54 a molárne percento andoritovej substitúcie sa pohybuje od 98,53 do 100,23. Zodpovedá to andoritu VI (Moëlo et al., 2008).

Antimón sa vyskytuje ojedinele. Mikrosondou bol identifikovaný iba na halde Dalne, pričom na ďalších haldách (František, Matej, Bertalan) sa jeho prítomnosť potvrdila mikroskopicky. Vystupuje ako veľmi drobné, vysoko odrazné, silne anizotropné zrná bielej farby, často spolu s antimonitom, vypĺňajúce diery v tetraedrite. Inklúzie v tetraedrite majú veľkosť približne do 5 μm (obr. 4). Antimón má zvýšený obsah Cu, pričom vzhľadom na malé rozmery inklúzií antimónu táto meď pravdepodobne pochádza z okolitého tetraedritu. Elektrónové mikroanalýzy sú uvedené v tab. 1, obsah iných meraných prvkov ako Hg a Ag bol nulový.

Antimonit sa našiel iba na niektorých haldách (František-Jozef, Jeremiáš, Veska, Dalne). Vyskytuje sa v dvoch generáciách. Antimonit I tvorí drobné inklúzie v tetraedrite spolu s inými minerálmi Sb (oxidy Sb, antimón, aurostibit). Antimonit II tvorí často monominerálne žilky, prípadne vystupuje v asociácii s Pb-Sb sulfosoľami alebo navzájom prerastá s hydrotermálnym muskovitom (obr. 5). Chemicky je veľmi homogénny. Pozorovali sme aj zvýšený obsah As (do 0,75 hm. %), zriedkavo aj bizmutu (do 0,32 hm. %). Obsah ostatných prvkov sa pohybuje na úrovni detekčného limitu (Au, Cd, Ag, Cu, Zn a Cl) a v tab. 2 ho neuvádzame.

Tab. 3
Elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu a ullmanitu
Electron microprobe analyses of arsenopyrite and ullmannite

Vzorka	ZI-3/3	ZI-19/1a	ZI-19/1a	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-3/1	ZI-3/1
Minerál	Arzenopyrit					Ullmannit	
Fe	29,25	35,37	35,46	35,62	35,45	0,08	0,08
S	17,00	21,72	21,89	19,96	20,11	15,04	15,04
As	38,21	45,02	44,80	45,75	46,50	0,04	0,00
Sb	12,78	0,57	0,16	0,26	0,32	57,41	57,67
Cu	0,91	0,00	0,00	0,02	0,00	0,02	0,08
Ni	2,27	0,00	0,01	0,01	0,00	27,30	27,36
Co	0,10	0,07	0,01	0,07	0,06	0,28	0,04
Bi	n. a.	0,01	0,04	0,11	0,00	0,00	0,12
Au	0,07	0,03	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Suma	100,59	102,79	102,41	101,81	102,46	100,17	100,39

n. a. – neanalyzované/not analysed

Arzenopyrit je na zlatoidčianskych žilách hojný minerál. Vystupuje v asociácii s kremeňom a pyritom ako jeden z najstarších minerálov. Najčastejšie tvorí zhluky kryštálikov makroskopickej veľkosti, ktoré sú často popukané a kataklázované. Pukliny sú vyhojené mladšími rudnými minerálmi, najmä jamesonitom a sfaleritom. Niekedy vystupuje aj v podobe malých inklúzií v tetraedrite so zlatom a sfaleritom, ktoré sú však zriedkavé a našli sa iba na halde Dalne (obr. 15). Jeho chemické zloženie je stále. Arzenopyrit prvej generácie má nízky obsah prímesí, pričom najčastejšia prímes je Sb, do 1,72 hm. %. Okrem toho obsahuje aj do 0,09 hm. % Co a do 0,11 hm. % Bi. Viditeľné zlato sme v arzenopyrite nepozorovali, ale obsah Au v mikrosondových analýzach dosahuje 0,06 hm. %. Arzenopyrit druhej generácie vystupujúci v inklúziách v tetraedrite má v jednej analýze vysoký obsah Sb (12,78 hm. %) a Ni (2,2 hm. %). Elektrónové mikroanalýzy arzenopyritu sú v tab. 3.

Aurostibit a *nisbit*(?) sú na ložisku zriedkavé minerály. Aurostibit sa našiel na haldách Ladislav, Breuner, Svajzer a Dalne a aurostibit s vysokým obsahom Ni a nisbit(?) sa našiel iba na halde šachty Svajzer. Aurostibit najčastejšie tvorí inklúzie s veľkosťou maximálne 10 μm (obr. 7, 14), prípadne idiomorfné kryštáliky do 20 μm (obr. 6) v asociácii so sfaleritom, chalkopyritom, zlatom a berthieritom uzatvorené v tetraedrite. Aurostibit je zaujímavý vysokým obsahom Ni, až do 6,63 hm. %. Nisbit(?) je zriedkavý a tvorí inklúzie v tetraedrite spolu s aurostibitom a inými minerálmi. Má vysoký obsah Au, 21 hm. % (tab. 4). Vzťah niklu a zlata v aurostibite je zobrazený na obr. 9, pričom tento vzťah naznačuje existenciu tuhého roztoku medzi nimi. Podľa platných pravidiel IMA o tuhých roztokoch (Nickel, 1992) tuhý roztok medzi nimi existovať nemôže, pretože aurostibit kryštalizuje v kubickej sústave v grupe Pa^3 a nisbit v rombickej sústave v grupe Pnnm (webmineral.com). Preto nemôžeme s určitosťou potvrdiť, či v prípade analýzy s vysokým obsahom Ni (8,62 hm. %) a obsahom Au (20,91 hm. %) ide o aurostibit bohatý na Ni alebo o nisbit bohatý na Au. Obsah ostatných prvkov v obidvoch

Tab. 4
Elektrónové mikroanalýzy aurostibitu a nisbitu(?)
Electron microprobe analyses of aurostibite and nisbite(?)

Vzorka	ZI-3/3	ZI-3/3	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-19/1	ZI-14/3	ZI-14/3	ZI-5/2
Minerál	Aurostibit								Nisbit(?)
Sb	56,47	56,61	63,33	61,27	62,46	54,07	57,96	57,90	65,60
Fe	0,16	0,05	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.
Ni	n. a.	n. a.	6,51	5,25	6,63	0,02	2,67	2,78	8,72
Co	n. a.	n. a.	0,00	0,00	0,00	0,01	0,03	0,00	0,06
Bi	0,04	0,00	0,00	0,00	0,38	0,30	0,00	0,72	0,00
Cu	1,09	0,92	1,12	1,21	1,66	1,43	0,69	0,65	1,63
Au	40,57	40,34	26,15	29,63	25,52	43,20	38,46	38,01	20,91
Ag	0,00	0,00	0,18	0,30	0,46	0,20	0,00	0,06	0,21
Hg	0,00	0,04	0,08	0,00	0,00	0,25	0,14	0,56	0,00
S	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	n. a.	0,12	0,04	0,05	n. a.
Suma	98,33	97,95	97,37	97,66	97,12	99,61	99,98	100,72	97,13

n. a. – neanalyzované/not analysed

mineráloch je nízky, s výnimkou Cu, ktorá dosahuje do 1,66 hm. % (tab. 4). Obsah medi pravdepodobne súvisí s malými rozmermi aurostibitu uzatvoreného v tetraedrite. Nízke sumy niektorých analýz súvisia s veľmi drobnými inklúziami aurostibitu (do 5 μm) a následným použitím elektrónového lúča s hrúbkou 1 až 2 μm. Vzorce aurostibitu počítané na sumu atómov rovnú trom sa pohybujú v rozpätí od $(Au_{0.95}Cu_{0.10})_{1.05}Sb_{1.92}$ do $(Au_{0.51}Ni_{0.43}Cu_{0.07})_{1.01}Sb_{1.99}$. Vzorec nisbitu(?) počítaný podobne ako aurostibit môžeme napísať ako $(Ni_{0.54}Au_{0.39}Cu_{0.09})_{1.02}Sb_{1.97}$.

Berthierit patrí medzi hojné minerály a po jamesonite je to druhá najrozšírenejšia sulfosoľ. Našiel sa na všetkých haldách ložiska, kde vystupuje antimonit. Zriedkavo tvorí inklúzie spolu so zlatom a aurostibitom v tetraedrite (obr. 7). Väčšinou vystupuje v asociácii s jamesonitom, ullmanitom, sfaleritom a chalkopyritom, pričom uvedené minerály uzatvára (obr. 13), prípadne tvorí súčasť mladších žiliek s antimonitom II. Chemické zloženie je veľmi blízke teoretickému a žiadne prímesi sme nepozorovali (tab. 2).

Boulangerit je na lokalite pomerne hojná sulfosoľ. Našiel sa na haldách Veska, Michal a Breuner. Vystupuje spolu s jamesonitom, pričom v ňom tvorí žilky, prípadne s ním vzájomne prerastá (obr. 8) alebo ho pretínajú žilky galenitu. Spolu s jamesonitom vniká do puklín v pyrite a arzenopyrite. Chemicky je boulangerit veľmi čistý a obsahuje iba malé prímesi Bi, do 0,23 hm. %. Reprezentatívne elektrónové mikroanalýzy boulangeritu sú v tab. 5.

Bournonit je veľmi zriedkavý a identifikoval sa iba na halde Michal. Vystupuje v asociácii s jamesonitom a tetraedritom v podobe inklúzií a zŕn s veľkosťou do 200 μm. Bol identifikovaný iba opticky a pomocou EDX.

Galenit je na ložisku pomerne zriedkavý minerál. Identifikovali sme ho iba na haldách zo žíl František-Jozef a Michal a na halde v doline pod štôlňou Ladislav. Na týchto haldách je relatívne hojný a vystupuje v asociácii so sulfosoľami. Často po puklinách vniká do arzenopyritu a pyritu, prípadne tvorí žilky alebo zhluky zŕn pretínajúce jamesonit a tetraedrit. Patrí medzi najmladšie minerály tetraedritovo-sulfosoľovej paragenézy. Býva zatlačený sekundárnymi minerálmi Pb (ceruzitom a anglezitom). Jeho chemické zloženie je zaujímavé vysokým obsahom Sb, až do hodnoty 8,40 hm. % (0,16 apfu). Tento obsah nie je

Tab. 5
Elektrónové mikroanalýzy Pb-Sb sulfosolí
Electron microprobe analyses of Pb-Sb sulphosalts

Vzorka	ZI-17/14	ZI-15/3	ZI-19/3	ZI-15/1	ZI-15/1	ZI-3/1	ZI-9/1	ZI-19/3	ZI-5/2	ZI-15/6
Minerál	Boulangerit					Jamesonit				
Fe	0,29	0,00	0,01	0,04	0,09	2,45	2,57	2,63	2,71	2,61
Cl	0,10	0,05	0,05	0,08	0,15	0,02	0,05	0,03	0,03	0,05
Cu	0,01	0,00	0,06	0,57	0,46	0,02	0,00	0,00	0,03	0,02
Pb	54,27	54,13	54,72	54,54	54,65	39,35	39,31	39,70	39,47	39,74
Zn	0,02	0,01	0,04	0,08	0,07	0,03	0,01	0,09	0,04	0,00
Cd	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,06	0,03	0,04
Sb	26,04	26,12	26,57	25,54	25,11	35,22	34,49	35,62	34,92	35,24
Bi	0,10	0,20	0,05	0,00	0,00	0,04	0,95	0,20	0,22	0,29
S	18,85	18,89	18,73	18,61	18,58	22,15	21,86	21,65	21,45	21,85
Suma	100,20	99,49	100,24	99,45	99,11	99,28	99,31	99,99	98,90	100,15

Tab. 6
Elektrónové mikroanalýzy galenitu
Electron microprobe analyses of galena

Vzorka	S	Fe	Cl	Cu	Ag	Pb	Zn	Sb	Bi	Suma
ZI-8/3	14,64	0,07	0,10	0,01	0,00	82,07	0,05	3,54	0,30	100,79
ZI-8/3	17,85	0,16	0,06	0,07	0,00	73,90	0,02	8,40	0,01	100,50
ZI-17/14	13,65	0,00	0,09	0,01	0,01	84,92	0,00	0,19	0,24	99,11
ZI-17/14	13,80	0,02	0,06	0,02	0,10	84,98	0,00	0,40	0,17	99,58
ZI-9/1	14,36	0,09	0,06	0,05	0,00	80,41	0,00	4,03	0,23	99,23
ZI-9/1	14,34	0,08	0,05	0,02	0,00	80,05	0,04	3,76	0,78	99,13

možné korelovať s obsahom Cu alebo Ag, pretože obsah týchto prvkov je veľmi nízky. Závislosť obsahu dvojmocných a trojmocných prvkov v galenite je zobrazená na obr. 10. Antimón teda vstupuje do štruktúry prostredníctvom substitúcie $3Pb^{2+} \leftrightarrow 2Sb^{3+}$ + vak., a nie prostredníctvom lillianitovej (andoritovej) [Ag + Bi(Sb) ↔ 2 Pb] substitúcie. Mikrosondové analýzy galenitu sú v tab. 6.

Chalkopyrit je hojný minerál. Nachádza sa na všetkých žilách. Vystupuje vo forme alotriomorfných zŕn v asociácii s tetraedritom, sfaleritom a pyritom alebo tvorí drobné žilky s maximálne milimetrovou veľkosťou vnikajúce do tetraedritu. Často obsahuje inklúzie zlata, prípadne s ním vzájomne prerastá.

Jamesonit je hlavný rudný minerál na tejto lokalite. Identifikovali sme ho na každej študovanej halde. Vystupuje v kremeni alebo siderite. Vypĺňa pukliny medzi kryštálmi pyritu, prípadne arzenopyritu. Často obsahuje inklúzie sfaleritu a tetraedritu. Tvorí ihličkovité kryštáliky do 1 cm alebo ich agregáty s veľkosťou do niekoľko cm. Veľmi často je zatlačený sekundárnymi minerálmi – anglezitom a ceruzitom. Niekedy vystupuje spolu s antimonitom a inými minerálmi Sb. Chemicky je homogénny a prakticky neobsahuje žiadne prímesi iných prvkov. Tým sa blíži k teoretickému zloženiu. Bizmut sa ojedinele vyznačuje zvýšeným obsahom, do hodnoty 0,95 hm. %. Elektrónové mikroanalýzy jamesonitu sú v tab. 5.

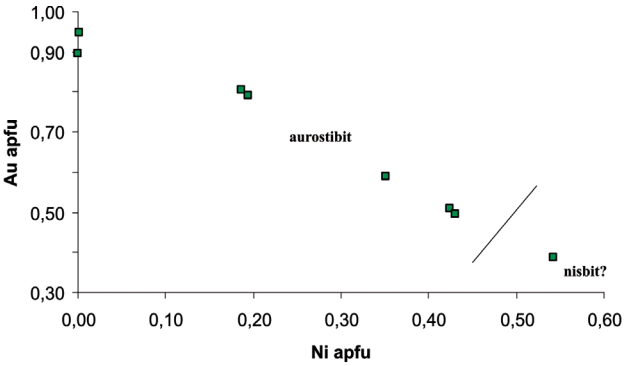
Pyrit je jeden z najhojnejších minerálov. Najčastejšie vystupuje spolu s arzenopyritom ako hypidiomorfné kryštáliky, často kataklázované. Pukliny v pyrite sú vyhojené sulfosoľami, prípadne karbonátmi. Drobné kryštáliky s veľkosťou do 1 mm sú zriedkavo usporiadané do pásikov, prípadne tvoria žilky vnikajúce do antimonitu. Neobsahuje inklúzie iných minerálov.

Tab. 7
Elektrónové mikroanalýzy sfaleritu
Electron microprobe analyses of sphalerite

Vzorka	Fe	Zn	Cd	In	S	Suma
ZI-1/5	2,86	63,50	1,56	0,09	33,14	101,14
ZI-1/5	2,68	63,80	1,60	0,10	33,10	101,31
ZI-1/5	2,47	64,41	1,59	0,07	33,18	101,74
ZI-1/5	2,78	63,75	1,62	0,10	33,17	101,45
ZI-8/3	1,67	64,92	1,39	0,06	33,17	101,21
ZI-8/3	2,70	64,08	1,45	0,10	33,01	101,40

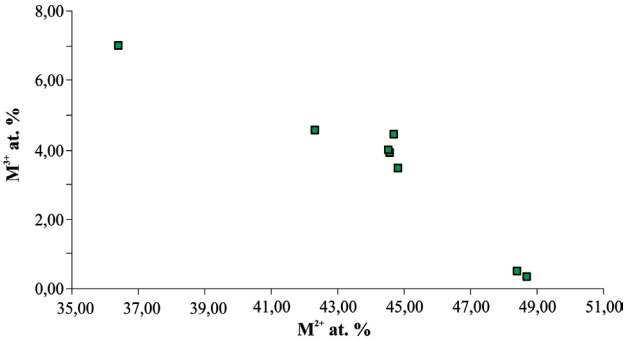
Sfalerit patrí medzi hojné minerály. Identifikovali sme ho prakticky na každej halde rudného rajónu Zlatá Idka. Vystupuje v asociácii s tetraedritom, chalkopyritom, jamesonitom a sideritom. Často býva zatlačený tetraedritom a jamesonitom alebo chalkopyritom. Niekedy tvorí inklúzie v tetraedrite spolu so zlatom, berthieritom, aurostibitom alebo inými minerálmi. Chemické zloženie je stabilné. Sfalerit je zaujímavý zvýšeným obsahom Cd, až do hodnoty 1,6 hm. %, a obsahom Fe do 2,9 hm. %. Jeho elektrónové mikroanalýzy sú v tab. 7.

Minerály *tetraedritovej* skupiny patria medzi najrozšírenejšie rudné minerály na ložisku. Na niektorých haldách vystupujú v hojnom množstve (Matej, Breuner,



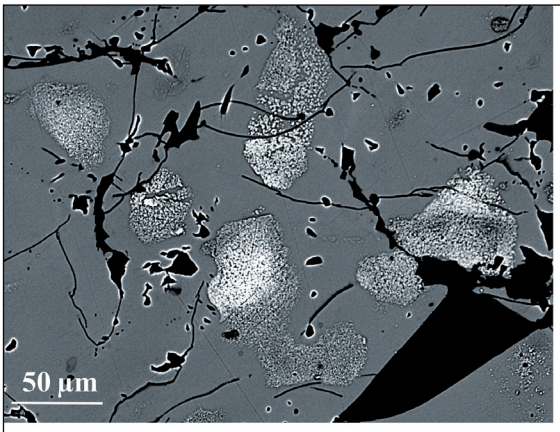
Obr. 9. Graf závislosti Au verzus Ni v aurostibite a nisbite.

Fig. 9. Correlation of Au versus Ni content in aurostibite and nisbite.



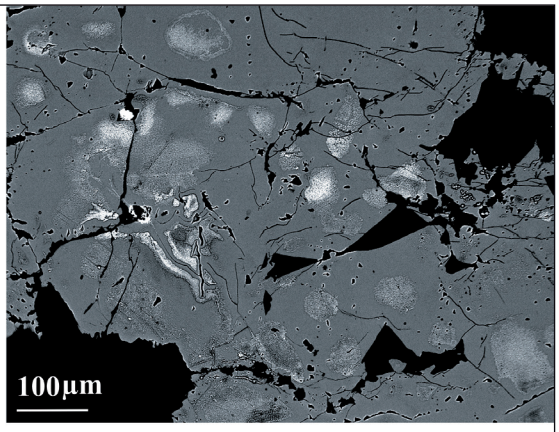
Obr. 10. Graf závislosti M^{2+} (Pb, Fe, Zn, Cd) verzus M^{3+} (Sb, Bi) v galenite.

Fig. 10. Correlation of M^{2+} (Pb, Fe, Zn, Cd) versus M^{3+} (Sb, Bi) content in galena.



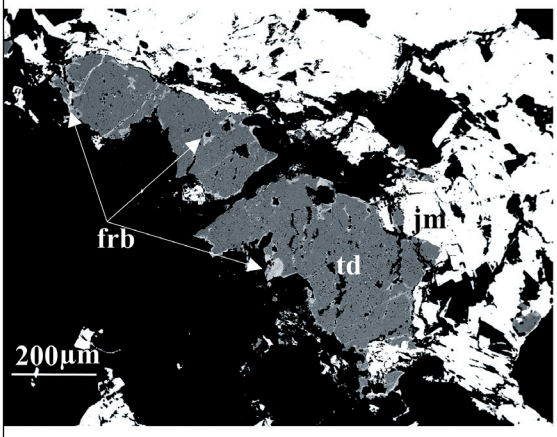
Obr. 11A. Chemicky nehomogénny tetraedrit so zónami bohatými na Ag (svetlé); BEI.

Fig. 11A. Chemically unhomogeneous tetrahedrite with Ag rich zones (light); BEI.



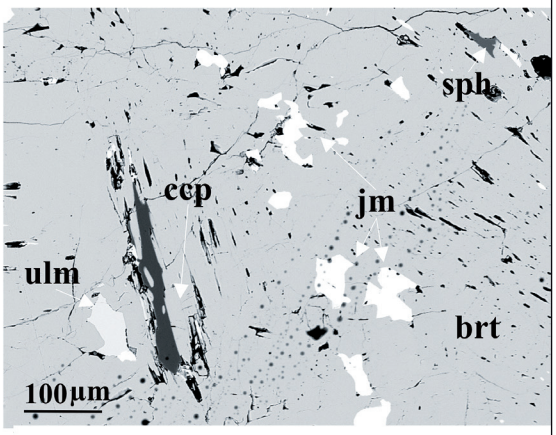
Obr. 11B. Chemicky nehomogénny tetraedrit so zónami bohatými na Ag (svetlé); BEI.

Fig. 11B. Chemically unhomogeneous tetrahedrite with Ag rich zones (light); BEI.



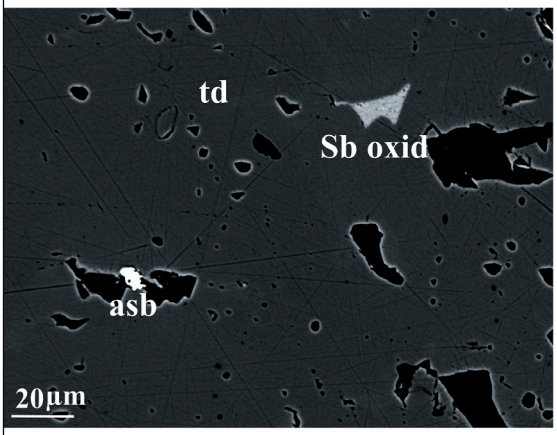
Obr. 12. Tetraedrit (td) v asociácii s jamesonitom (jm), zatláčaný po puklinkách freibergitom (frb); BEI.

Fig. 12. Tetrahedrite (td) with jamesonite (jm), replaced by freibergite (frb) in fissures; BEI.



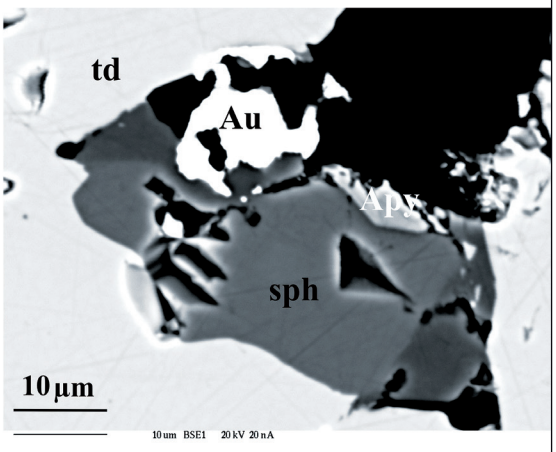
Obr. 13. Inklúzia ullmanitu (ulm) s chalkopyritom (ccp), sfaleritom (sph) a jamesonitom (jm) v berthierite (brt); BEI.

Fig. 13. Ullmannite inclusion (ulm) with chalcopyrite (ccp), sphalerite (sph) and jamesonite (jm) in berthierite (brt); BEI.



Obr. 14. Inklúzia oxidu Sb s aurostibitom (asb) v tetraedrite (td); BEI.

Fig. 14. Sb oxide inclusion with aurostibite (asb) in tetrahedrite (td); BEI.



Obr. 15. Inklúzia sfaleritu (sph) s arzenopyritom (apy) a zlatom (Au) v tetraedrite (td); BEI.

Fig. 15. Sphalerite (sph) inclusion with arsenopyrite (apy) and gold (Au) in tetrahedrite (td); BEI.

Tab. 8
Elektrónové mikroanalýzy minerálov tetraedritovej skupiny
Electron microprobe analyses of tetrahedrite group minerals

An. č.	Vzorka	Fe	Mn	Cl	Cu	Ag	Pb	Zn	Cd	Hg	Sb	Bi	As	Au	S	Suma
							Tetraedrit									
1	ZI-3/1	5,34	0,02	0,02	28,80	12,44	0,05	1,30	0,41	0,10	28,50	n. a.	0,41	0,04	23,97	101,40
2	ZI-3/3	4,76	n. a.	n. a.	27,23	13,48	n. a.	1,96	0,32	0,00	28,45	n. a.	0,00	0,07	23,05	99,33
3	ZI-3/3	4,35	n. a.	n. a.	26,94	14,10	n. a.	2,52	0,40	0,03	28,57	n. a.	0,00	0,00	22,86	99,77
4	ZI-5/2	5,03	n. a.	n. a.	24,08	17,49	n. a.	1,46	0,36	0,00	27,66	n. a.	0,02	0,13	22,65	98,88
5	ZI-1/5	5,24	n. a.	n. a.	27,33	14,45	n. a.	1,57	0,25	0,07	28,26	0,00	0,00	0,00	23,60	100,77
6	ZI-8/3	5,46	n. a.	n. a.	26,31	15,87	n. a.	1,34	0,27	0,00	28,25	0,17	0,12	0,00	23,06	100,86
7	ZI-19/1a	4,95	n. a.	n. a.	27,49	14,33	n. a.	1,58	0,31	0,00	27,83	0,12	0,00	0,08	23,39	100,07
8	ZI-19/1	5,07	0,02	0,02	27,71	14,05	0,07	1,58	0,33	0,02	28,02	0,00	0,00	0,00	23,57	100,48
9	ZI-14/3	5,09	0,00	0,02	28,24	12,68	0,03	1,44	0,25	0,07	28,15	0,00	0,00	0,00	23,85	99,81
10	ZI-14/3	4,53	0,00	0,04	24,52	21,45	0,04	1,20	0,40	0,06	24,37	0,20	0,11	0,00	22,41	99,34
11	ZI-14/3	4,89	n. a.	n. a.	25,07	19,83	n. a.	1,17	0,38	0,04	25,29	0,15	0,03	0,07	22,76	99,67
							Freibergit									
12	ZI-5/2	5,26	n. a.	n. a.	16,63	29,00	n. a.	0,90	0,54	0,00	27,01	n. a.	0,01	0,01	20,67	100,03
13	ZI-5/2	5,41	n. a.	n. a.	16,00	30,02	n. a.	0,89	0,52	0,08	25,98	n. a.	0,09	0,00	20,54	99,54
14	ZI-5/2	5,59	n. a.	n. a.	19,24	27,20	n. a.	0,79	0,44	0,00	26,92	0,00	0,00	0,00	21,71	101,90
15	ZI-5/2	5,50	n. a.	n. a.	18,51	28,54	n. a.	0,82	0,47	0,14	27,13	0,09	0,00	0,03	21,77	103,01
16	ZI-5/2	5,61	n. a.	n. a.	17,49	29,51	n. a.	0,82	0,48	0,03	26,29	0,00	0,13	0,05	21,55	101,95
							Zóny bohaté na Ag									
17	ZI-14/3	4,29	n. a.	n. a.	20,26	23,47	n. a.	1,21	0,43	0,30	21,23	0,00	0,11	0,00	23,10	94,40
18	ZI-14/3	4,58	n. a.	n. a.	22,85	25,29	n. a.	0,77	0,44	0,04	22,77	0,00	0,04	0,00	21,61	98,39
19	ZI-14/3	4,15	n. a.	n. a.	21,51	27,70	n. a.	0,87	0,46	0,00	21,50	0,00	0,00	0,03	21,13	97,34
20	ZI-14/3	3,98	n. a.	n. a.	20,64	29,66	n. a.	0,95	0,44	0,00	20,82	0,00	0,13	0,00	20,86	97,49
21	ZI-14/3	4,09	n. a.	n. a.	20,22	31,05	n. a.	1,08	0,51	0,00	20,13	0,20	0,16	0,00	20,93	98,37
22	ZI-14/3	3,80	n. a.	n. a.	20,37	32,54	n. a.	0,96	0,55	0,00	19,00	0,00	0,17	0,00	20,85	98,23
23	ZI-14/3	3,70	n. a.	n. a.	18,42	35,06	n. a.	0,98	0,57	0,00	18,41	0,24	0,11	0,04	20,25	97,78
24	ZI-14/3	3,15	n. a.	n. a.	9,68	47,61	n. a.	0,94	0,73	0,00	13,66	0,22	0,09	0,00	17,54	93,63

n. a. – neanalyzované/not analysed

Michal, František-Jozef, Dalne, Svajcer, halda pod štôlňou Ladislav), na iných je zriedkavý (Mária, Ladislav-horná, Veska), prípadne na niektorých sa nevyskytuje (Jeremiáš, Ladislav, Všechsvätých). Väčšinou tvorí masívne agregáty alebo žilky vnikajúce do kremeňa alebo sideritu. Spolu s ním sa často vyskytujú iné sulfidy a sulfosoli, ktoré v tetraedrite tvoria uzavreniny, prípadne ihlicovité kryštáliky. Často vypĺňa pukliny v pyrite alebo arzenopyrite. V tetraedrite sú hojne uzatvorené inklúzie alebo kryštáliky rôznych fáz. Najčastejšie je to zlato (obr. 7, 15), menej často aurostibit (obr. 6, 7, 14), Sb minerály ako antimón (obr. 4), oxid Sb (obr. 14), sulfosoli, andorit, Au-Ag-Sb-S fáza, antimonit (obr. 4), berthierit (obr. 7), sfalerit (obr. 6, 15), arzenopyrit (obr. 15) a galenit. Do tetraedritu často vnikajú žilky chalkopyritu so zlatom (obr. 17).

Niektoré tetraedrity sú silne zonálne (obr. 11A, B). Jednotlivé zóny sú spôsobené rôznym obsahom Ag, pričom chemické zloženie niektorých zón je blízke freibergitu a zloženie iných zón akantitu (obr. 3). Na okrajoch agregátov tetraedritu sú časté mladšie lemy, prípadne žilky freibergitu (obr. 12).

Tetraedrit je bohatý na železo. Obsah Fe v tetraedrite sa pohybuje od 3,80 do 4,65 hm. % pri obsahu Zn od 0,60 do 2,60 hm. %. Obsah iných dvojmocných prvkov je nízky (tab. 8). Obsah tennantitovej molekuly je veľmi nízky a maximálny obsah As v tetraedrite dosahuje 0,8 hm. %. Obsah Bi je maximálne do 0,40 hm. %. Tetraedrit zo Zlatej Idky je zaujímavý vysokým obsahom Ag. Obsah Ag v tetraedrite sa pohybuje od 11,60 do 23,60 hm. % s najčastejším rozpätím medzi 13 a 14 hm. % a vo freibergite od 27,2 do 30,02 hm. %.

Obsah striebra v silne zonálnom tetraedrite sa pohybuje od 12,7 hm. % do 47,6 hm. %. Zóny, ktoré majú obsah Ag vyšší ako 4,27 apfu (vzorka ZI 14/3), majú zlú stechiometriu, nízku sumu analýz, nízky obsah Sb a pravdepodobne nejde o freibergit, ale iba o produkty rozpadu Ag tetraedritu, prípadne freibergitu. Napovedajú to aj snímky BSE z mikrosondy (obr. 11A, B), ako aj substitučný diagram Cu verzus Ag (obr. 16B), kde analýzy zón bohatých na Ag sa odkláňajú od ideálnej línie pre substitúciu Ag a Cu. Analýzy tetraedritu a freibergitu z iných vzoriek v substitučnom diagrame na obr. 16A ležia okolo línie ideálnej substitúcie. Tieto zóny môžu vznikať rozkladom tetraedritu bohatého na Ag vplyvom atmosférických podmienok, prípadne pri spracúvaní vzorky. Zodpovedá tomu aj prítomnosť argentitu v jednej zo zón. V mikroskope sme však nepozorovali žiadne prvky zatláčania. Ani pomer prvkov v týchto zónach bohatých

Tab. 9
Kryštalochemické vzorce minerálov tetraedritovej skupiny počítané na sumu katiónov = 16
Crystallochemical formula for tetrahedrite group minerals calculated for the sum of cations = 16

An. č.	Vzorka	Cu	Ag	Fe	Zn	Cd	Hg	Mn	Pb	Au	Sb	As	Bi	S	Cl
							Tetraedrit								
1	ZI-3/1	7,81	1,99	1,65	0,34	0,06	0,01	0,01	0,00	0,00	4,03	0,09	n. a.	12,88	0,01
2	ZI-3/3	7,57	2,21	1,50	0,53	0,05	0,00	n. a.	n. a.	0,01	4,13	0,00	n. a.	12,70	n. a.
3	ZI-3/3	7,46	2,30	1,37	0,68	0,06	0,00	n. a.	n. a.	0,00	4,13	0,00	n. a.	12,54	n. a.
4	ZI-5/2	6,85	2,93	1,63	0,40	0,06	0,00	n. a.	n. a.	0,01	4,11	0,00	n. a.	12,77	n. a.
5	ZI-1/5	7,51	2,34	1,64	0,42	0,04	0,01	n. a.	n. a.	0,00	4,05	0,00	0,00	12,85	n. a.
6	ZI-8/3	7,23	2,57	1,71	0,36	0,04	0,00	n. a.	n. a.	0,00	4,05	0,03	0,01	12,56	n. a.
7	ZI-19/1a	7,60	2,33	1,56	0,42	0,05	0,00	n. a.	n. a.	0,01	4,02	0,00	0,01	12,82	n. a.
8	ZI-19/1	7,62	2,28	1,59	0,42	0,05	0,00	0,01	0,01	0,00	4,02	0,00	0,00	12,85	0,01
9	ZI-14/3	7,82	2,07	1,60	0,39	0,04	0,01	0,00	0,00	0,00	4,07	0,00	0,00	13,09	0,01
10	ZI-14/3	6,93	3,57	1,46	0,33	0,06	0,01	0,00	0,00	0,00	3,59	0,03	0,02	12,55	0,02
11	ZI-14/3	7,04	3,28	1,56	0,32	0,06	0,00	n. a.	n. a.	0,01	3,71	0,01	0,01	12,67	n. a.
							Freibergit								
12	ZI-5/2	4,84	4,97	1,74	0,26	0,09	0,00	n. a.	n. a.	0,00	4,10	0,00	n. a.	11,92	n. a.
13	ZI-5/2	4,68	5,18	1,80	0,25	0,09	0,01	n. a.	n. a.	0,00	3,97	0,02	n.a.	11,91	n. a.
14	ZI-5/2	5,43	4,52	1,79	0,22	0,07	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,97	0,00	0,00	12,14	n. a.
15	ZI-5/2	5,21	4,73	1,76	0,23	0,08	0,01	n. a.	n. a.	0,00	3,98	0,00	0,01	12,13	n. a.
16	ZI-5/2	4,98	4,95	1,82	0,23	0,08	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,91	0,03	0,00	12,16	n. a.
							Zóny bohaté na Ag								
17	ZI-14/3	6,27	4,28	1,51	0,37	0,08	0,03	n. a.	n. a.	0,00	3,43	0,03	0,00	14,18	n. a.
18	ZI-14/3	6,54	4,26	1,49	0,21	0,07	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,40	0,01	0,00	12,26	n. a.
19	ZI-14/3	6,27	4,76	1,38	0,25	0,08	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,27	0,00	0,00	12,21	n. a.
20	ZI-14/3	6,03	5,10	1,32	0,27	0,07	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,17	0,03	0,00	12,07	n. a.
21	ZI-14/3	5,86	5,30	1,35	0,30	0,08	0,00	n. a.	n. a.	0,00	3,04	0,04	0,02	12,02	n. a.
22	ZI-14/3	5,91	5,56	1,25	0,27	0,09	0,00	n. a.	n. a.	0,00	2,88	0,04	0,00	11,99	n. a.
23	ZI-14/3	5,42	6,08	1,24	0,28	0,10	0,00	n. a.	n. a.	0,00	2,83	0,03	0,02	11,81	n. a.
24	ZI-14/3	3,10	8,99	1,15	0,29	0,13	0,00	n. a.	n. a.	0,00	2,28	0,03	0,02	11,14	n. a.

n. a. – neanalyzované/not analysed

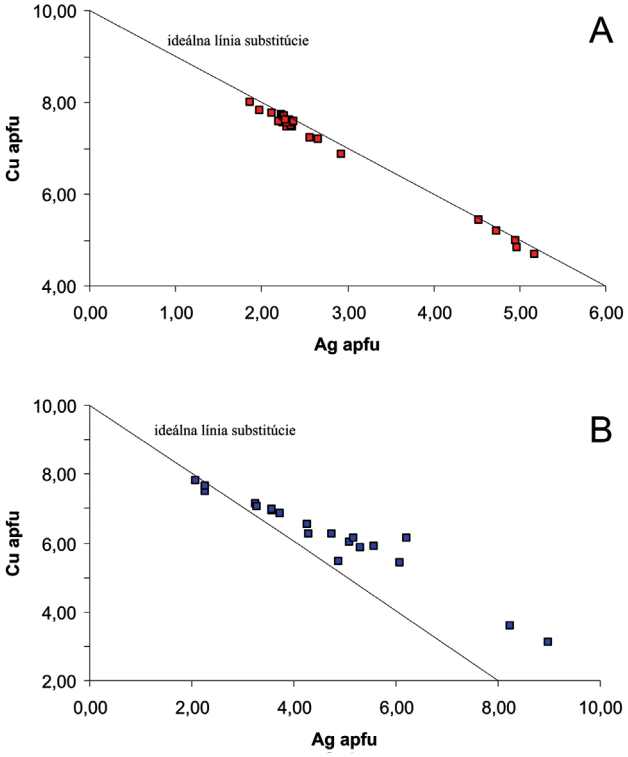
na Ag nezodpovedá pomeru v mineráloch tetraedritovej skupiny. Elektrónové mikroanalýzy tetraedritu, freibergitu aj nestechiometrických zón sú v tab. 8 a kryštalochemické vzorce v tab. 9.

Ullmannit je zriedkavý minerál. Vystupuje ako súčasť antimonitového štádia mineralizácie a patrí medzi najstaršie minerálne fázy. Vystupuje v asociácii spolu so sfaleritom, chalkopyritom, jamesonitom a berthieritom (obr. 13) v podobe inklúzií alebo zŕn do veľkosti 100 μm. Z prímesí obsahuje iba Co, a to do 0,28 hm. % (tab. 3).

Oxid Sb je veľmi zriedkavý minerál. Bol identifikovaný iba na halde Dalne v podobe inklúzií v tetraedrite s veľkosťou do 20 μm v asociácii s inými vzácnymi minerálmi (obr. 14). Ide o primárny oxid antimónu, ktorého vznik súvisí pravdepodobne so zmenou fyzikálno-chemických podmienok počas tvorby rudnej výplne.

Zlato je na haldách v oblasti Zlatej Idky hojný minerál. Nachádza sa takmer na všetkých haldách, kde bol identifikovaný tetraedrit. Našlo sa na haldách Dalne, Svajcer, Matej, Michal, Veska, Breuner a na halde v doline pod štôlňou Ladislav. Vystupuje v podobe alotriomorfných primárnych inklúzií v tetraedrite (obr. 7, 15) spolu s inými vzácnymi minerálmi ako aurostibit, rýdzi antimón, prípadne so sfaleritom, andoritom, arzenopyritom a berthieritom. Spolu s chalkopyritom často tvorí žilky vnikajúce do tetraedritu, prípadne tvorí uzavreniny v chalkopyrite alebo lemy na zrnách chalkopyritu (obr. 17). Inklúzie dosahujú veľkosť maximálne 20 μm. Chemické zloženie zlata je variabilné a závisí od jednotlivých háld. Obsah striebra je až do 0,48 apfu. To zodpovedá odrode elektrum. Prevahu striebra sme nezistili (obr. 18). Rýdzosť zlata je nízka, jej hodnoty kolíšu od 481 do 664. Rýdzosť okrem Ag vo väčšej miere ovplyvňuje aj Hg. Obsah Hg dosahuje až do 10 hm. %, najmä na halde Breuner a halde v doline pod štôlňou Ladislav. Obsah na halde Veska je do 2 hm. %. Zlato z haldy Dalne má zvýšený obsah Cu a Sb. Môže to súvisieť s malými rozmermi inklúzií zlata uzatvorenými v tetraedrite. Zaujímavosťou je obsah Ni v zlate z haldy šachty Svajcer. Dokázal sa pomocou EDS, pretože inklúzie zlata boli malé na meranie pomocou WDS. Spolu s niklovým zlatom boli identifikované aj Ni aurostibit a nisbit(?), takže obsah Ni je typický pre túto vzorku, pochádzajúcu pravdepodobne z malej špecifickej žilky. Elektrónové mikroanalýzy zlata sú v tab. 10.

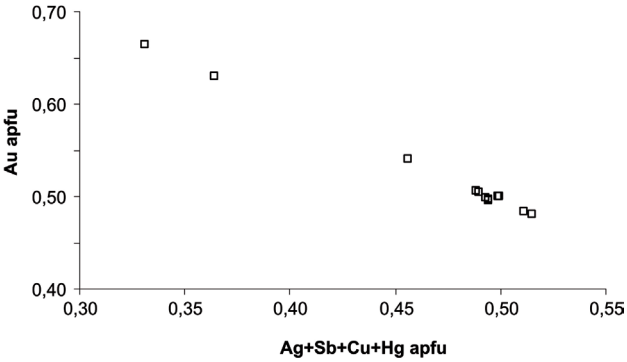
X minerál sa našiel iba na jednej halde dedičnej štôlne Breuner. Vystupuje vo forme inklúzií do veľkosti 10 μm



Obr. 16. A – graf závislosti Ag verzus Cu v mineráloch tetraedritovej skupiny, **B** – v zónach bohatých na Ag.

Fig. 16. A – correlation of Ag versus Cu content in tetrahedrite group minerals, **B** – in Ag rich zones.

v asociácii s aurostibitom v tetraedrite. Má stabilné chemické zloženie. Obsah Cu, Sb a S by mohol navádzať na myšlienku, že ide o zmesovú analýzu tetraedritu so zlatom. Pomer Sb s Cu však túto možnosť vylučuje. Zmesovú analýzu aurostibitu a tetraedritu vylučuje aj vysoký obsah Ag a nízky obsah Cu v analýze. Merané inklúzie zlata a aurostibitu s podobnou veľkosťou a dôveryhodnými výsledkami poukazujú na prítomnosť sledovanej fázy. Malý vplyv tetraedritu na chemické zloženie sa vzhľadom na malé rozmery sledovanej fázy nedá vylúčiť. Približný vzorec sledovanej fázy sa dá napísať ako $(Ag, Cu)_8(Sb, Bi)_{18}Au_5S_{22}$. Mikrosondové analýzy neznámej fázy sú uvedené v tab. 11.



Obr. 18. Graf závislosti Au verzus Ag + Cu + Sb + Hg v zlate.

Fig. 18. Correlation of Au versus Ag + Cu + Sb + Hg content in gold.

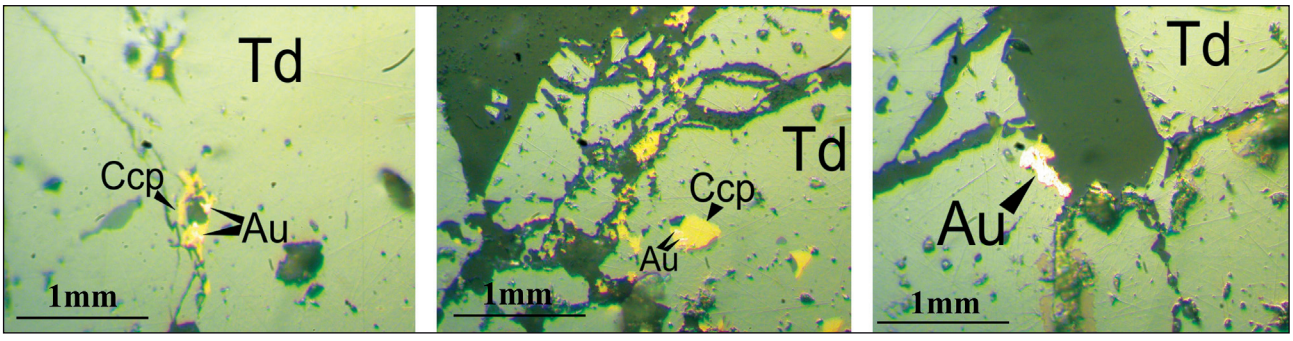
Nerudné minerály

Nerudné minerály tvoria niekedy podstatnú časť výplne rudných žíl. Najčastejšie sa vyskytuje kremeň, pričom vystupuje v rôznych paragenézach (obr. 23).

Kremeň je najhojnejší nerudný minerál. Tvorí žily a žilky do veľkosti niekoľko 10 cm. Rudné minerály vnikajú do žiliek kremeňa a často v ňom tvoria zhluky alebo masy. Na lokalite vystupujú rozličné typy kremeňa, ktoré sa medzi sebou ťažko odlišujú. Kremenné žilky, často so sulfidmi, vnikajú do okolitých hornín, asociujú s turmalínom a uzatvárajú siderit.

Karbonáty sú najhojnejšie minerály prvého, karbonátového štádia. Siderit je silne zonálny (obr. 19, 20), pričom sa striedajú zóny s vyšším a nižším obsahom Mg a Fe. Starší čistý siderit (obsah Mg do 0,15 hm. % MgO) má vyšší obsah Mn (do 4 hm. % MnO), zatiaľ čo v mladšom zonálnom siderite obsah Mg varíruje od 6 hm. % do 13 hm. % MgO pri súčasnom obsahu Mn od 0,7 do 1,5 hm. % MnO (tab. 12). Aj pre sprievodné karbonáty dolomitovo-ankeritového radu, ktoré vystupujú spolu so sideritom, je charakteristická zonálnosť a variabilný pomer Fe, Mg a Mn. Zastupuje ich najmä Fe dolomit až ankerit, pričom obsah jednotlivých zložiek sa pohybuje od 0,4 do 3,2 hm. % MnO, od 2,3 do 21,6 hm. % FeO, od 5,2 do 19,9 hm. % MgO a od 26,8 do 31,1 hm. % CaO (tab. 12).

Turmalín tvorí prizmatické zonálne kryštáliky (obr. 21, 22), ktoré sú neskôr zatlačené mladšími fázami



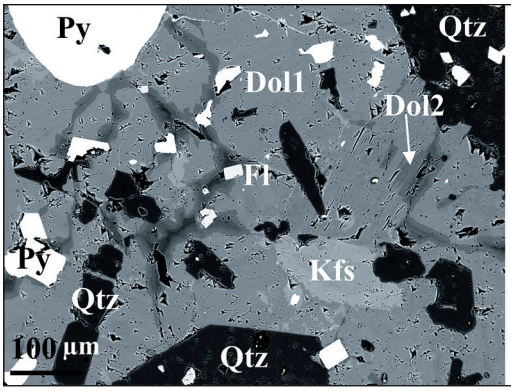
Obr. 17. Inklúzie zlata (Au) v asociácii s chalkopyritom (ccp) v tetraedrite (td). Tmavý je kremeň. Odrazené svetlo.

Fig. 17. Gold inclusions (Au) with chalcopyrite (ccp) in tetrahedrite (td). Quartz is dark. Reflected light.

Tab. 10
Elektrónové mikroanalýzy zlata a rýdzosť
Electron microprobe analyses of gold and fineness

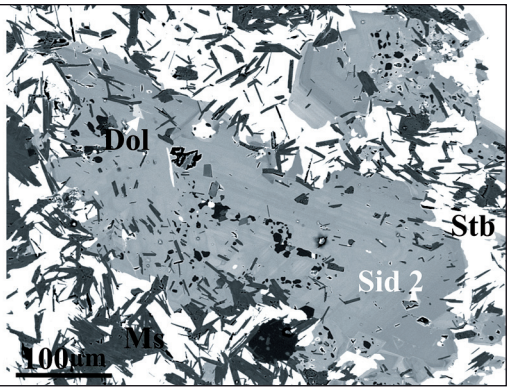
Vzorka	Sb	Fe	Cu	Ag	Bi	Au	Hg	Ni	Co	Te	S	Suma	Rýdzosť
ZI-3/3	2,62	0,18	0,61	20,15	0,00	74,69	0,26	n. a.	n. a.	0,07	n. a.	98,58	630
ZI-3/3	3,38	0,15	0,72	16,53	0,00	76,56	0,35	n. a.	n. a.	0,02	n. a.	97,71	664
ZI-3/3	0,41	0,13	0,81	29,84	0,00	68,50	0,20	n. a.	n. a.	0,00	n. a.	99,89	540
ZI-19/1	0,18	n. a.	0,16	30,16	0,00	62,35	6,40	0,00	0,01	n. a.	n. a.	99,26	501
ZI-19/1	0,04	n. a.	0,23	30,19	0,00	62,73	6,82	0,01	0,00	n. a.	n. a.	100,02	500
ZI-14/3	0,10	n. a.	0,28	27,87	0,12	62,06	10,18	0,08	0,02	n. a.	0,13	100,83	496
ZI-14/3	0,12	n. a.	0,35	27,72	0,00	62,75	10,29	0,03	0,02	n. a.	0,15	101,44	499
ZI-14/3	0,09	n. a.	0,57	27,41	0,45	62,32	10,25	0,04	0,00	n. a.	0,09	101,22	497
ZI-14/3	0,30	n. a.	1,47	27,42	0,00	61,19	9,79	0,00	0,00	n. a.	0,13	100,28	483
ZI-15/1	0,13	n. a.	0,34	32,54	0,00	64,81	2,04	0,02	0,00	n. a.	0,12	99,99	505
ZI-15/1	0,05	n. a.	0,53	33,13	0,20	65,77	1,70	0,01	0,00	n. a.	0,11	101,50	504
ZI-15/1	0,34	n. a.	0,77	33,99	0,00	62,50	1,90	0,00	0,00	n. a.	0,08	99,57	481

n. a. – neanalyzované/not analysed



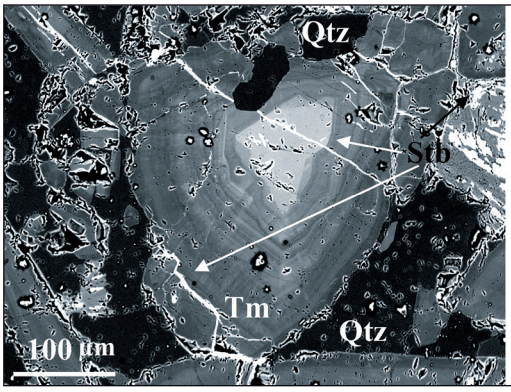
Obr. 19. Slabo zonálny dolomit 1 (Dol1), po puklinách zatláčaný dolomitom 2 (Dol2) spolu s kremeňom (Qtz) a pyritom (Py); dolomit 1 obsahuje inklúzie ortoklasu (Kfs) a fluoritu (Fl); BEI.

Fig. 19. Weakly zoned dolomite (Dol1), replaced by dolomite 2 (Dol2) in fissures with quartz (Qtz) and pyrite (Py); inclusions of orthoclase (Kfs) and fluorite (Fl) occur in dolomite 1; BEI.



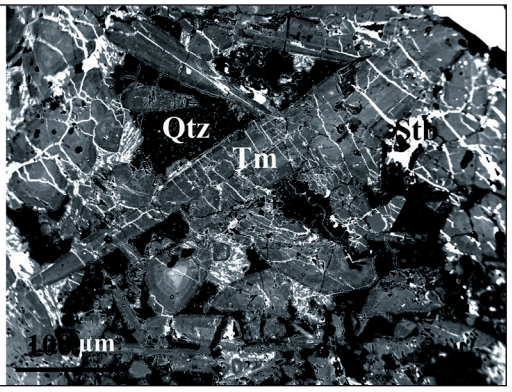
Obr. 20. Zonálny siderit 2 (Sid 2) zatlačený muskovitom (Ms) a antimonitom (Stb); dolomit (dol) tvorí inklúzie v siderite; BEI.

Fig. 20. Zonal siderite 2 (Sid 2) replaced by muscovite (Ms) and stibnite (Stb); dolomite (dol) forms inclusions in siderite; BEI.



Obr. 21. Zonálny turmalín (Tm) s kremeňom (Qtz); antimonit (Stb) tvorí žilky vnikajúce do turmalínu; BEI.

Fig. 21. Zoned tourmaline (Tm) with quartz (Qtz); stibnite (Stb) fills the cracks in tourmaline; BEI.



Obr. 22. Zonálny turmalín (Tm) s kremeňom (Qtz); antimonit (Stb) tvorí žilky vnikajúce do turmalínu; BEI.

Fig. 22. Zoned tourmaline (Tm) with quartz (Qtz); stibnite (Stb) fills the cracks in tourmaline; BEI.

Tab. 11
Elektrónové mikroanalýzy minerálu X
Electron microprobe analyses of mineral X

	Cu	Ag	Hg	Sb	Bi	Au	S	Suma
ZI-19/1	1,60	16,68	0,08	47,39	0,43	21,45	14,99	102,66
ZI-19/1	1,48	16,82	0,34	46,90	0,16	21,02	15,07	101,84
ZI-19/1	1,46	16,75	0,04	47,16	0,00	21,22	15,17	101,85
ZI-19/1	1,87	16,21	0,00	46,57	0,22	19,03	16,57	100,47
ZI-19/1	2,38	16,34	0,22	47,17	0,35	20,92	15,23	102,63

Tab. 12
Elektrónové mikroanalýzy karbonátov
Electron microprobe analyses of carbonates

Minerál	Siderit II			Siderit I		Dolomit-ankerit				
Vzorka	ZI-15/6	ZI-15/6	ZI-15/6	ZI-15/6	ZI-15/6	ZI-15/6	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-5/2	ZI-5/2
FeO	44,76	51,75	47,37	57,52	15,67	20,29	18,13	21,57	20,46	2,32	4,99
MnO	1,09	1,49	0,77	4,02	0,40	0,52	1,06	3,95	3,29	1,00	2,66
MgO	12,87	7,24	11,32	0,13	12,10	8,94	9,75	5,28	6,04	19,88	15,59
CaO	0,12	0,15	0,14	0,42	28,24	27,64	27,93	26,84	27,09	31,11	30,70
SrO	0,01	0,03	0,05	0,00	0,11	0,06	0,09	0,00	0,00	0,00	0,00
CO_2	42,24	40,66	41,99	38,20	45,26	44,22	44,36	42,49	42,43	48,16	45,83
Suma	101,08	101,32	101,65	100,29	101,77	101,66	101,32	100,13	99,31	102,46	99,77

ako chlorit, muskovit, prípadne kremeň. Veľmi často sú pukliny v turmalíne vyhojené antimonitom. Elektrónovou mikroanalýzou bol turmalín identifikovaný ako člen skorylovo-dravitovej skupiny, pričom jadrá tvorí skoryl a okraje dravit.

Paragenézy a sukcesívna schéma

Keďže materiál na výskum pochádza z háld, niekedy z hlavných dedičných štôlní, nie je možné identifikovať, z ktorej žily uvedené vzorky pochádzajú. Preto uvádzame prehľad mineralizácie celého ložiska, a nie jednotlivých žíl.

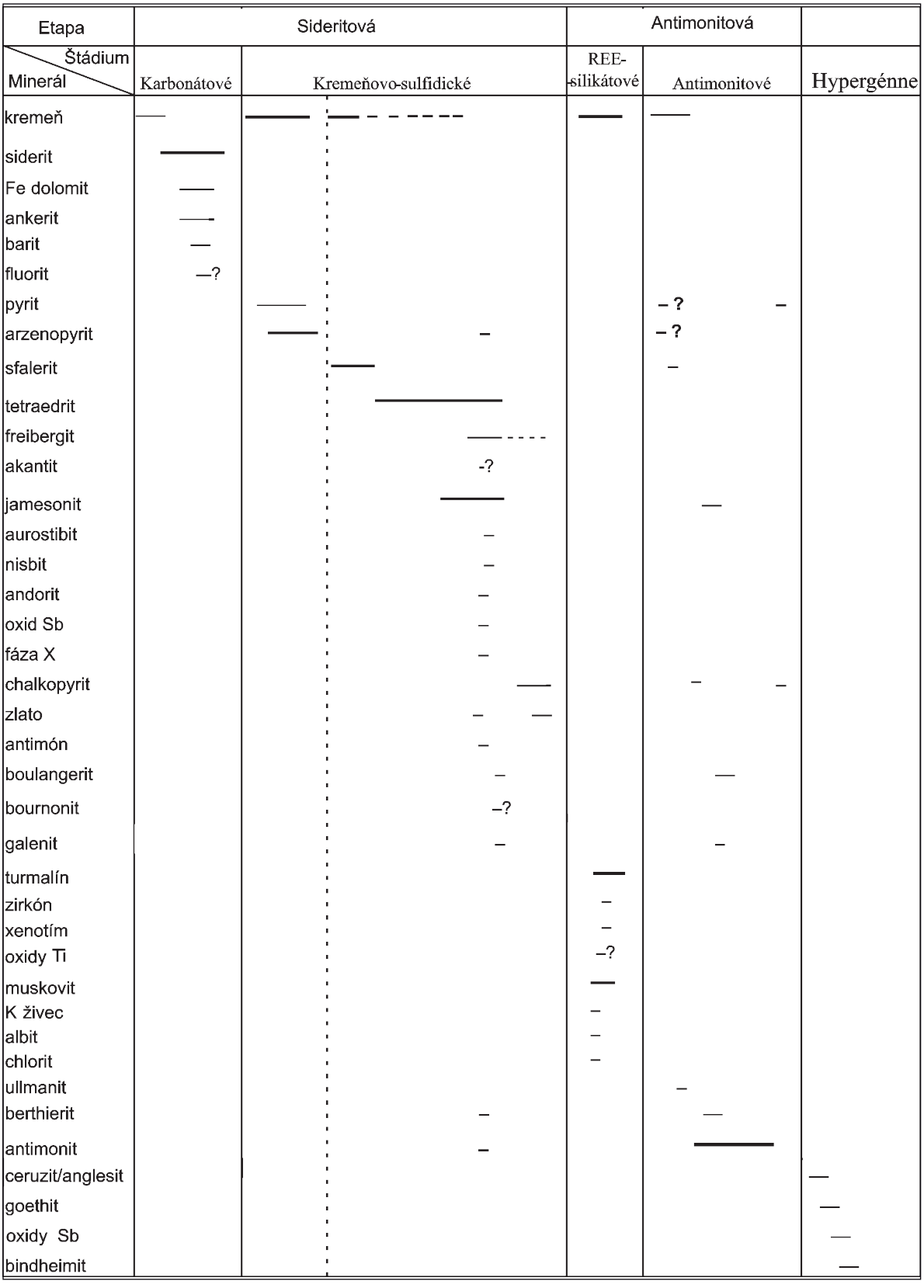
Lokalitu Zlatá Idka predstavuje hydrotermálne zrudnenie s karbonátovou, kremeňovo-sulfidickou a antimonitovou mineralizáciou. Charakteristickou črtou je prevaha jamesonitu ako hlavného sulfidického minerálu. Na základe detailného mikroskopického aj makroskopického štúdia sa nám podarilo vyčleniť niekoľko štádií mineralizácie, ktoré sme zaradili do sukcesívnej schémy podľa postupnosti vylučovania (obr. 23).

Najstarším štádiom je karbonátové štádium reprezentované najmä sideritom, menej dolomitom až ankeritom. Siderit karbonátového štádia je silne zonálny, pričom sa striedajú zóny s vyšším a nižším obsahom Mg a Fe. Aj pre sprievodné karbonáty dolomitovo-ankeritového radu, ktoré vystupujú spolu so sideritom v staršom karbonátovom štádiu, je charakteristická zonálnosť a variabilný pomer Fe, Mg a Mn. Zastupuje ich najmä Fe dolomit až ankerit. Spolu s karbonátmi zriedkavo vystupuje barit a niekedy aj fluorit.

Najdôležitejšia časť rudnej výplne je kremeňovo-sulfidické štádium. Najstarší minerál tohto štádia je kremeň. Vystupujú v ňom agregáty sulfidov, prípadne doň vnikajú žilky sulfidov, najmä jamesonitu. Na lokalite vystupujú rozličné typy kremeňa, ktoré sú veľmi variabilné a na vzorkách z háld sa nedajú korektne klasifikovať. Po hlavnej mase kremeňa kryštalizoval najmä pyrit a neskôr arzenopyrit. Arzenopyrit I sa dá odlíšiť od mladšieho arzenopyritu II, ktorý tvorí drobné inklúzie v tetraedrite spolu so zlatom a sfaleritom. Arzenopyrit I býva často popukaný a pukliny v ňom sú vyplnené mladšími sulfidmi, najmä jamesonitom. Táto katakláza poukazuje na tektonické procesy pred kryštalizáciou hlavných sulfidov v rámci sulfidického štádia.

V ďalšej časti vývoja sulfidického štádia kryštalizoval sfalerit. Tvorí masívne agregáty zŕn v kremeni, prípadne je voľne rozptýlený v asociácii s arzenopyritom a pyritom v kremeni, vzájomne prerastá so sulfosoľami (jamesonit, boulangerit) alebo tvorí inklúzie v tetraedrite spolu s chalkopyritom a zlatom. Po vykryštalizovaní sfaleritu sa vylučovali dva hlavné minerály tohto štádia, a to jamesonit a tetraedrit. Ich vylučovanie sa vzájomne prelína. Tetraedrit miestami plynule prechádza do mladšieho freibergitu, pričom na okrajoch tetraedritových zŕn sú časté lemy freibergitu. Ku koncu kryštalizácie tetraedritu vystupujú všetky vzácnejšie minerály, ktoré sú v ňom uzatvorené. Tvoria inklúzie malých rozmerov. Ide najmä o akantit, zlato, andorit, fázu X, nisbit(?), aurostibit, Au, antimón a oxidy Sb. Na záver sulfidickej paragenézy kryštalizovali Pb sulfosoli (bournonit s boulangeritom) spolu s galenitom. Ako najmladšie sulfidy v rámci sulfidického štádia vystupujú žilky chalkopyritu spolu so zlatom.

Po kryštalizácii kremeňovo-sulfidického štádia sa pravdepodobne vylúčili minerály tzv. alpskej paragenézy



Obr. 23. Sukcesívna schéma hydrotermálnej mineralizácie v Zlatej Idke.

Fig. 23. Succession scheme of hydrothermal mineralization at Zlatá Idka.

(REE-silikátová asociácia). Túto paragenézu zastupuje najmä kremeň, turmalín so skorylovo-dravitovým zložením, muskovit, živce (ortoklas, albit), ako aj rutil, xenotím a zirkón. Muskovit z tejto paragenézy vzájomne prerastá s antimonitom, prípadne antimonit vniká do muskovitu. Antimonit vniká po puklinách aj do turmalínu. Uvedenú paragenézu preto kladieme pred antimonitové štádium, za karbonátové (zatláčanie sideritu muskovitom; obr. 20) a za kremeňovo-sulfidické, pretože neboli identifikované vzorky, kde by sme zistili zatláčanie turmalínu minerálmi kremeňovo-sulfidického štádia.

Po kryštalizácii minerálov REE-silikátového štádia (alpskej paragenézy) sa vylučovali minerály antimonitového štádia. Na začiatku tohto štádia kryštalizovali ullmannit, berthierit a jamesonit. Potom sa vylučoval antimonit ako hlavný minerál a neskôr malé množstvá galenitu s boulangeritom. Najmladšie sulfidické minerály sú drobné žilky pyritu s chalkopyritom, ktoré vnikajú do antimonitu.

Vývoj hydrotermálnej mineralizácie sa skončil počas hypergénneho štádia. V ňom sa vytvorili najmä hydroxidy Fe, ktoré vznikajú zatláčaním sideritu, ankeritu a menej aj jamesonitu. Ďalšie typické sekundárne minerály sú anglesit a ceruzit. Vznikajú zvetrávaním jamesonitu spolu s bindheimitom. Sekundárne oxidy Sb sú vzácnejšie a vznikajú zvetrávaním antimonitu.

Diskusia

Rudnú mineralizáciu v oblasti Zlatej Idky viacerí autori priraďovali k rôznym typom mineralizácií. Rozložník (1972), Rozložník a Slavkovský (1980) a Grecula et al. (1995) zaraďujú mineralizáciu k Ag-Au-Pb-Zn-Sb žilám a pričleňujú k severnému antimonitovému pruhu. Varček (1973) začlenil žily v okolí Zlatej Idky ku kremeňovo-sideritovým, kremeňovo-sulfidickým s jamesonitom a kremeňovo-sulfidickým žilám s antimonitom. Urban (2005) na základe štúdia fluidných inklúzií v kremeni z hydrotermálnych žíl v Zlatej Idke zistil ich podobnosť s kremeňovo-sulfidickou mineralizáciou na sideritových žilách.

Jednotlivé paragenézy minerálov v Zlatej Idke sú odlišné od paragenéz typických pre *sideritové* žily. V Zlatej Idke absentujú minerály Bi, ktoré sú typické pre sideritovú mineralizáciu gemerika, tatrika či veporika (Kupčík et al., 1969; Antal, 1991; Grecula et al., 1995; Peterec, 1996; Ozdín, 2003; Pršek a Mikuš, 2006; Pršek a Biroň, 2007; Pršek, 2008 a i.).

Jamesonit zo žilnej sideritovej mineralizácie má zvýšený obsah Bi až do hodnôt viac ako 2 apfu (Kupčík et al., 1969; Peterec, 1996; Pršek a Biroň, 2007; Pršek a Peterec, 2008), pričom jamesonit z antimonitovej mineralizácie má nulový, prípadne veľmi nízky obsah Bi (Pršek, 2004). Jamesonit na typickej sideritovej mineralizácii vystupuje vo forme ihlíc a ich zhlukov spolu s inými sulfosoľami. Nikde sa nevyskytuje vo väčšom množstve (Koděra et al., 1990; Jeleň, 1991; Grecula et al., 1995 a i.). Na antimonitovej mineralizácii vyvinutej v čiernych bridliciach je jamesonit bežný minerál a vystupuje spolu s berthieritom (Koděra et al., 1990; Grecula et al., 1995; Lalinská a Chovan, 2006 a i.). Naproti tomu, v Zlatej Idke vystupuje jamesonit so striebronosným tetraedritom.

Tetraedrit je bežný sulfidický minerál rôznych sulfidických mineralizácií a je v nich hlavným nositeľom striebra. Obsah striebra v tetraedrite z rôznych typov mineralizácií v tatriku sa líši (Pršek et al., 2006). Zvýšený obsah striebra je typický pre tetraedrity z drahokovovej a Pb-Zn mineralizácie (Chovan et al., 2002; Pršek et al., 2006). Uvedení autori uvádzajú, že prvá generácia tetraedritu z Pb-Zn mineralizácie má spravidla obsah Ag nižší. Druhá generácia, často v asociácii s Ag minerálmi, má vysoký obsah Ag a zasahuje do poľa freibergitu. Tento predpoklad potvrdili aj iní autori (Baláž, 1992; Mikuš, 2001; Luptáková a Pršek, 2004; Mikuš et al., 2003 a i.). Obsah Ag v prvej generácii tetraedritu je rôzny. Priemerný obsah Ag v tetraedrite prvej generácie sa pohybuje od 3,21 hm. % na Jasení (Luptáková a Pršek, 2004; Luptáková, 2007) do 14 hm. % na Zlatej Idke (Peterec, 1988). Obsah z iných lokalít sa pohybuje v uvedenom intervale (Baláž, 1992; Mikuš et al., 2003; Luptáková, 2007). Freibergity s dominantným zastúpením Ag sa našli iba zriedkavo (Baláž, 1992; Šlepecký et al., 1992; Mikuš et al., 2003; Pršek a Luptáková, 2004; Luptáková, 2007).

Obsah striebra v tetraedrite z Sb-Au mineralizácie dosahuje hodnoty maximálne 3,8 hm. % na ložisku Dúbrava (Chovan et al., 1992), inde je obsah nižší (Chovan et al., 1995; Bakos et al., 2000; Klimko et al., v tlači). Obsah Ag v tetraedrite zo zlato-kremennej mineralizácie je vysoký (Andráš et al., 1990; Bakos et al., 2002; Bakos a Chovan, 2006) a dosahuje maximálne 17 hm. % (Pezinok-Staré Mesto).

Na výskytoch sideritovej mineralizácie s nízkym obsahom Pb-Zn sulfidov v okolí Vyšnej Boce obsah Ag v tetraedrite kolíše od 0,05 do 1,6 hm. %, na lokalitách s vyšším podielom Pb-Zn sulfidov od 0,8 do 7,8 hm. % (Ozdín a Chovan, 1999). Obsah Ag v tetraedritoch zo sideritovej mineralizácie v gemeriku je nízky. Pohybuje sa od 1,1 hm. % do 2,5 hm. % (Peterec, 1996; Pršek, 2004; Pršek a Biroň, 2007; Pršek a Peterec, 2008 a i.). Na lokalite Baňa Mária v Rožňave, kde je striebronosný tetraedrit koncentrovaný vo väčšom množstve, obsah Ag dosahuje maximálne 1,5 hm. % (Pršek, 2004).

Vysoký obsah Fe v tetraedrite zo Zlatej Idky približuje tento tetraedrit k tetraedritom z karbonátovej mineralizácie tatrika aj gemerika (Pršek, 2004; Pršek et al., 2006). Obsah Fe a Zn v tetraedritoch z polymetalickej mineralizácie tatrika je variabilný. Boli identifikované členy bohaté tak na Zn, ako aj na Fe (Baláž, 1992; Mikuš et al., 2003; Pršek, 2004; Luptáková, 2007).

Zlato sa na sideritových výskytoch v gemeriku objavuje zriedkavo, aj to iba na najväčších ložiskách a iba ojedinele vo väčšom množstve (Varček, 1959; Cambel a Jarkovský, 1985; Antal, 1987; Grecula et al., 1995). Zlato tu vystupuje s tetraedritom alebo chalkopyritom a je nízko rýdze, podobne, ako na ložisku Zlatá Idka. Varček (1973) v komplexnej sukcesívnej schéme mineralizácií gemerika uvádza zlato v tretej, kremeňovo-sulfidickej etape spolu s gersdorffitom alebo chalkopyritom a tetraedritom a ako súčasť IV. etapy – antimonitovej, kde vystupuje najmä s arzenopyritom a menej s antimonitom.

Na antimonitových žilách gemerika je zlato rozšírené. V minulosti sa ťažilo, je vysoko rýdze a vystupuje v kremeni,

pyrite alebo arzenopyrite (Bergfest, 1953; Varček, 1954; Beňka, 1980; Peterec, 1986; Beňka a Caňo, 1992; Klimko et al., v tlači).

Andorit ako zriedkavá sulfosoľ sa doteraz našiel iba na výskytoch antimonitovej/polymetalickej mineralizácie v Zlatej Bani v asociácii s rozličnými Pb-Sb sulfosoľami (Kovalenker et al., 1988) a na lokalite Chyžné (Ozdín a Bálintová, 2004) v asociácii s antimonitom a Pb-Sb sulfosoľami. V podobnej asociácii ako na lokalite Chyžné sa našiel aj na lokalite Dobšiná-Steingerausch (Valášková, 2007).

Aurostibit s vysokým obsahom Ni a nisbit(?) sú v prírode veľmi zriedkavé. V Západných Karpatoch doteraz neboli identifikované (Szakáll – ed., 2002). Aurostibit je typický minerál Sb-Au ložísk s vysokým obsahom Au (Bernard a Rost – eds., 1992). Nisbit sa doteraz našiel ako súčasť polymetalických rúd so striebrom, niklom a kobaltom na lokalite Trout Bay v Kanade (Cabri et al., 1970), v rudách Hallëfors v dištrikte Bergslagen vo Švédsku (Zakrzewski et al., 1980) a v komplexných kremeňovo-karbonátovo--sulfidických rudách na lokalite Darasun v Transbajkalskom regióne (Bryzgalov et al., 2007).

Prítomnosť minerálov Au s vysokým obsahom Sb vystupujúcich najmä v dutinách tetraedritu, prípadne ako inklúzie môže poukazovať na vplyv mladších roztokov bohatých na Sb. Z nich sa tvorila antimonitová etapa zrudnenia. Na podobnú závislosť môže poukazovať aj vyšší obsah Ni v aurostibite a zlate. Zlato bohaté na Ni v prerastaniach s inými minerálmi niklu bolo identifikované na Sb zrudnení v čiernych bridliciach na lokalite Ozdín (Maťo a Maťová, 1994). Ullmannit je bežný minerál antimonitového zrudnenia v gemeriku, prípadne v tatriku (Koděra et al., 1990; Beňka a Caňo 1992; Grecula et al., 1995; Andráš a Chovan, 1995; Lalinská a Chovan, 2006; Klimko, 2007 a i.), vzácne sa však našiel aj na sideritových žilách v Rožňave a Rudňanoch (Varček, 1959; Cambel a Jarkovský, 1985). Na ložiskách sideritového zrudnenia je z Ni minerálov typický gersdorffit, prípadne ďalšie sulfoarzenidy Ni a Co (Grecula et al., 1995).

REE-silikátová paragenéza je typická tak pre kremeňovo-sulfidické žily, ako aj pre kremeňovo-antimonitové žily. Ako turmalínové štádium alebo štádium alpských žíl ju pred hlavným karbonátovým štádiom, pred sulfidickým aj pred antimonitovým štádiom vyčlenil Varček (1973, 1985). Na antimonitových žilách gemerika turmalínové štádium vystupuje pred karbonátovou a pred sulfidickou etapou (Beňka, 1980; Beňka a Caňo, 1992; Klimko et al., v tlači). V turmalínovom štádiu sa v posledných rokoch našli aj REE minerály ako monazit a xenotím, menej zirkón (Urban, 2005; Klimko, 2007). Pozícia turmalínového štádia na iných antimonitových žilách v gemeriku a Zlatej Idke je rovnaká. Turmalínové štádium, ktoré predchádza hlavnú karbonátovú etapu v Zlatej Idke, sa nezistilo.

Vývoj *antimonitového* štádia v Zlatej Idke je odlišný ako na iných antimonitových žilách v gemeriku. Postupnosť kryštalizácie v Zlatej Idke je takáto: ako prvé minerály kryštalizujú berthierit s jamesonitom, potom antimonit a nakoniec galenit s boulangeritom. Na žilách v Betliari, Poproči, Bystrom Potoku, Čučme (Beňka, 1980; Beňka a Caňo, 1992; Klimko et al., v tlači) najprv kryštalizovali galenit s boulangeritom ako IV. paragenetická asociácia a následne antimonit a sulfosoli ako V. paragenetická asociácia. Podobná postupnosť ako na Zlatej Idke je aj na lokalite Dobšiná-Steingerausch (Valášková, 2007), kde najprv kryštalizuje jamesonit, potom antimonit a nakoniec zinkenit.

Záver

Na lokalite Zlatá Idka bola identifikovaná pestrá minerálna paragenéza. Paragenetické štúdium minerálov a ich chemické zloženie dovoľuje túto mineralizáciu zaradiť k atypickej, Pb-Sb-Ag-Zn mineralizácii, čiastočne vyvinutej na žilách so sideritom. Táto mineralizácia dosiaľ inde v Západných Karpatoch nebola identifikovaná. Na tých istých žilných štruktúrach kryštalizovala neskôr antimonitová etapa zrudnenia.

Dominantné rudné minerály zrudnenia sú jamesonit a tetraedrit, pričom tetraedrit je hlavný nositeľ striebra. Všetky vzácnejšie minerály [aurostibit, andorit, freibergit, nisbit(?), Au-Ag-Sb-S fáza a i.] sa vyskytujú ako uzavreniny, prípadne výplne dier v tetraedrite. V iných mineráloch sa nevyskytujú a poukazujú na vplyv mladších roztokov bohatých na Sb. Aurostibit bol v Západných Karpatoch identifikovaný po prvýkrát.

Zlato je nízko rýdze a vystupuje v tetraedrite alebo v chalkopyrite. Vysoko rýdze zlato antimonitovej etapy sa nezistilo.

Pozícia REE-silikátového štádia sa zistila pred antimonitovým štádiom. Jej pozícia pred hlavným sideritovým štádiom sa nezistila.

Poďakovanie. Autori sú vďační za konzultácie, cenné pripomienky, ako aj za pomoc v teréne prof. Martinovi Chovanovi. Za pomoc pri vyhotovovaní elektrónových mikroanalýz autori ďakujú Dr. Ozdínovi. Práca bola financovaná z grantu MŠ SR VEGA 1/4048/07.

Literatúra

Andráš, P. & Chovan, M., 1995: Ullmannit z ložiska Trojárová (Malé Karpaty). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 27, s. 75 – 77.*

Andráš, P., Jeleň, S. & Caňo, F., 1990: Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezinok. *In: Miner. Slov. (Bratislava), č. 5, s. 429 – 435.*

Antal, B., 1987: Vystupovanie mikroskopického zlata na ložisku Slovinky. *In: Zlato v Západných Karpatoch. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 165 – 166.*

Antal, B., 1991: Bi-sulfosoli ložiska Slovinky. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 23, s. 368.*

Bagdasarjan, G. P., Cambel, B., Veselský, J. & Gukasjan, R. Ch., 1977: Kalij-argonovyje opredelenia vozrasta porod kristalličeskich komplexov Zapadnych Karpat i predvariteľnaja interpretacija rezuľtatov. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), roč. 37, s. 365 – 374.*

Bakos, F. & Chovan, M. (eds.), 2004: Zlato na Slovensku. Sprievodca zlatou históriou, ťažbou a náleziskami na našom území. *Bratislava, Slovenský skauting, 298 s.*

Bakos, F. & Chovan, M., 2006: Hydrotermálna Sb-Au mineralizácia v oblasti Kriváňa (Tatry). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 2, s. 83 – 98.*

Bakos, F., Chovan, M. & Michálek, J., 2000: Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 32, č. 5, s. 497 – 506.*

Bakos, F., Pršek, J. & Tuček, P., 2002: Variscan granitoid hosted hydrothermal gold deposit Pezinok-Staré mesto (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): Mineralogy, paragenesis, fluid inclusion study. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 8, pp. 37 – 47.*

Baláž, B., 1992: Ag-mineralizácia v Čiernej hore v oblasti Margecian. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu. Donovaly – DT Ústí nad Labem, ČSVTS, s. 1 – 6.*

Beňka, J., 1980: Niekoľko poznámok k mineralogickým a paragenetickým pomerom na Sb ložiskách Betliar – Čučma. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 127 – 132.*

Beňka, J. & Caňo, F., 1992: Mineralógia, paragenéza a geochémia antimonitových žíl v oblasti Betliar – Čučma – Volovec. *In: Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. (Bratislava), č. 15, s. 61 – 91.*

Bergfest, A., 1953: Prakovce, Archívny výskum. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*

Bernard, J. H. & Rost, R. (eds.), 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Praha, Academia, 704 s.*

Bryzgalov, I. A., Krivitskaja, N. N. & Spiridonov, E. M., 2007: First finding of nisbite and aurostibite in the eastern Transbaikal region. *In: Dokl. Earth Sci., 417, 8, pp. 1 265 – 1 267.*

Cabri, L. J., Harris, D. C. & Stewart, J. M., 1970: Paracostibite (CoSbS) and nisbite ($NiSb_2$), new minerals from the Red Lake area, Ontario, Canada. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 10, pp. 232 – 246.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. (eds)., 1985: Rudnianske rudné pole. *Bratislava, Veda, 383 s.*

Dianiška, I., 1983: Endo- a exo- kontaktné pomagmatické premeny granitoidov východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum, 231 s.*

Grecula, P. (ed.), 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria, zv. 1. *Bratislava, Geocomplex, 829 s.*

Hurai, V., Urban, M., Konečný, P., Rainer, T., Lexa, O., Schulmann, K. & Chovan, M., 2006: Kriedový vek kremenno-antimonitových žíl pri Čučme (Spišsko-gemerské rudohorie). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, s. 131 – 140.*

Chovan, M., Arvensis, M. & Ragan, M., 1992: Strieborná mineralizácia na ložisku Dúbrava Sb. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu. Donovaly – DT Ústí nad Labem, ČSVTS, s. 43 – 50.*

Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au (As, Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 27, č. 6, s. 397 – 406.*

Chovan, M., Hurai, V., Pršek, J. & Ozdín, D., 2002: Metalogenéza mineralizácií v kryštaliniku tatrika Západných Karpát. Záverečná správa. *Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 80 s.*

Ilavský, J., 1980: Regularities of spatial distribution of antimony ore mineralization in West Carpathians. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, pp. 31 – 46.*

Jeleň, M., 1991: Minerálna sukcesia žily Strieborná v Rožňave. *In: Mesarčík, I. (ed.): Záverečná správa Rožňava-Strieborná žila. Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Kantor, J. & Rybár, M., 1979: Radiometric ages and polyphase character of Gemericum granites. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 30, pp. 433 – 447.*

Klimko, T., 2007: Mineralógia na vybraných Sb-Au ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 98 s.*

Klimko, T., Chovan, M. & Huraiová, M., 2009: Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 41, č. 2, s. 115 – 132.*

Koděra, M. (ed.), 1990a: Topografická mineralógia Slovenska, zv. 2. *Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 585 – 1 098.*

Koděra, M. (ed.), 1990b: Topografická mineralógia Slovenska, zv. 3. *Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 1 105 – 1 590.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Genkin, A. D., Ďuďa, R., Sandomirskaja, S., Malov, V. S. & Kotulak, P., 1988: Metallic minerals of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia); specialities of the chemical composition. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 20, No. 6, pp. 481 – 498.*

Kupčík, V., Schneider, A. & Varček, C., 1969: Chemismus von einigen Bi sulfosalzen aus dem Zips-Gömörer Erzgebirge (CSSR). *In: Neu. Jb. Mineral., Mh. (Stuttgart), s. 445 – 454.*

Lalinská, B. & Chovan, M., 2006: Hydrotermálna mineralizácia na lokalite Medzibrod a Sopotnická dolina. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 3, s. 261 – 272.*

Lauko, Ľ., 2006: Rudné mineralizácie v okolí Zlatej Idky. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 95 s.*

Lázár, V. & Magula, R., 1973: Z dejín baníctva a hutníctva v Zlatej Idke. *In: Nové obzory, 15, Východosl. vyd. Košice, 131 s.*

Luptáková, J., 2007: Hydrotermálna Pb-Zn mineralizácia v tatrickej tektonickej jednotke Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 201 s.*

Luptáková, J. & Pršek, J., 2004: Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, s. 286 – 290.*

Maťo, Ľ. & Maťová, V., 1994: Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 26, č. 1, s. 30 – 37.*

Mikuš, T., 2001: Mineralógia rudných výskytov v Malej Magure a Suchom. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 128 s.*

Mikuš, T., Chovan, M., Pršek, J. & Šlepecký, T., 2003: Hydrothermal siderite – base-metals vein mineralization in the vicinity of Čavoj, Suchý Mts. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 9, No. 4, pp. 207 – 216.*

Moëlo, Y., Makovický, E., Mozgova, N. N., Jambor, J. L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E., Graeser, S., Karup-Møller, S., Balič-Žunič, T., Vurro, F., Topa, D., Bindi, L., Bente, K. & Shimizu, M., 2008: Sulfosalt systematics: A review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *In: Eur. J. Mineral., 20, pp. 7 – 46.*

Nickel, E. H., 1992: Solid solutions in mineral nomenclature. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 30, s. 231 – 234.*

Ozdín, D., 2003: Mineralógia a genéza sideritovej mineralizácie Ďumbierskych Tatier. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, s. 194.*

Ozdín, D. & Bálintová, T., 2004: Nový nález andoritu ($PbAgSb_3S_6$) na lokalite Chyžné (Slovensko). *In: Bull. Mineral.-petrol., Odd. Nár. Muz., 12, s. 147 – 152.*

Ozdín, D. & Chovan, M., 1999: New mineralogical and paragenetical knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 5, No. 4, pp. 255 – 271.*

Pecho, J., 1980: Štruktúrno-geologické pomery antimónových ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 103 – 114.*

Peterec, D., 1986: Antimónové zrudnenie v humelskom príkrove gemerika a bloková stavba v oblasti Tinesovej doliny. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 18, s. 267 – 273.*

Peterec, D., 1988: Väzba Ag na zlatoidských žilách. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*

Peterec, D., 1996: Selénová a telúrová mineralizácia pri Smolníku. *In: Natura Carpat., roč. 37, s. 53 – 62.*

Pršek, J., 2004: Chemické zloženie a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 135 s.*

Pršek, J., 2008: Chemické zloženie a kryštalochémia Bi sulfosolí z hydrotermálnych mineralizácií kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 108 s.*

Pršek, J. & Biroň, A., 2007: Jaskólskiit a sprievodné sulfosoli zo žily Aurélia, Rožňava, Spišsko-gemerské rudohorie. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 39, č. 2, s. 141 – 146.*

Pršek, J. & Mikuš, T., 2006: Bi sulfosoli z lokality Ľubietová-Kolba. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 2, s. 159 – 164.*

Pršek, J. & Peterec, D., 2008: Bi-Se-Te mineralization from Úhorná (Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Slovakia). A preliminary report. *In: Mineralogia, Vol. 39, No. 3 – 4, pp. 5 – 18.*

Pršek, J., Ozdín, D. & Chovan, M., 2006: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as the indicator of type of the hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. *In: Mineral. pol., Spec. Pap. (Kraków), 28, pp. 184 – 186.*

Rozlozsnik, P., 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. *In: Mitt. Jb. Ung. geol. Anst. (Budapest), roč. 19, č. 6, s. 263 – 402.*

Rozložník, L., 1969: Some problems of relationship between ores and tectonics in the Spišsko-gemerské rudohorie mountains in light of recent knowledge. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 1, pp. 89 – 98.*

Rozložník, L., 1972: Tektonika zlatoidského rudného revíru. *In: Banícka ved. konferencia, geol., Košice, s. 29 – 45.*

Rozložník, L. & Slavkovský, J., 1980: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimonitových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 115 – 126.*

Rozložník, O., 1978: Perspektívy overenia zásob Sb-rúd v oblasti rudného rajónu Zlatá Idka – Poproč. *In: Zbor. referátov z konferencie Antimónové rudy Československa, 1980, s. 141 – 147.*

Rozložník, O., 1979: Mineralogicko-parageneticka charakteristika ložísk širšej oblasti Zlatej Idky a ich perspektíva. *In: Banícko--geologické sympózium Zlatá Idka. Dom techniky, s. 30 – 42.*

Rozložník, O., 1980: Problémy genézy a vyhľadávania antimonitových ložísk v oblasti Poproča a Zlatej Idky. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa. Bratislava, Geol. Úst. D. Štúra, s. 141 – 146.*

Semrád, P., 2004: Zlatá Idka, o pozoruhodnej baníckej minulosti jednej malej obce. *Kušnír, Prešov, 103 s.*

Szakáll, S. (ed.), 2002: Minerals of the Carpathians. *Praha, Granit, 479 p.*

Šlepecký, T., Sandanus, M. & Krištín, J., 1992: Oloveno-zinková--strieborná mineralizácia v oblasti Čavoja a Gápľa v kryštaliniku Suchý. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu. Donovaly – DT Ústí nad Labem, ČSVTS, s. 149 – 157.*

Urban, M., 2005: Fluidné inklúzie Sb ložísk Čučma, Poproč, Zlatá Idka. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 76 s.*

Urban, M., Thomas, R., Hurai, V., Konečný, P. & Chovan, M., 2006: Superdense CO_2 inclusions in Cretaceous quartz-stibnite veins hosted in low-grade Variscan basement of the Western Carpathians, Slovakia. *In: Mineralium Depos. (Berlin), 40, pp. 867 – 873.*

Valášková, M., 2007: Sb mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria (Dobšiná-Tiefengründel, Čučma). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 102 s.*

Varček, C., 1954: Predbežná správa o výskume metalogenetických pomerov okolia Rožňavy. *In: Geol. Práce Zpr. (Bratislava), č. 1, s. 71 – 73.*

Varček, C., 1959: Paragenetické pomery rudných výskytov na južných svahoch Pipítky. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Varček, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Bartalský, J. et al. (eds.): Geologicko-ložisková štúdia Spišsko--gemerského rudohoria. Kniha VII. Manuskript. Bratislava, archív PriF UK, 122 s.*

Varček, C., 1979: Metodický prístup k mineralogickému výskumu opustených ložísk a rudných rajónov (s aplikáciou na oblasť Zlatej Idky). *In: Banícko-geologické sympózium, sek. Geol., Zlatá Idka. Košice, s. 125 – 134.*

Varček, C., 1985: Charakteristika metalogenézy Spišsko--gemerského rudohoria a postavenie rudnianskeho rudného poľa. *In: B. Cambel & J. Jarkovský (eds.): Rudnianske rudné pole. Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 61 – 77.*

Zakrzewski, M. A., Burke, E. A. J. & Nugteren, H. W., 1980: Cobalt minerals in the Hallëfors area, Bergslagen, Sweden: New occurrences of costibite, paracostibite, nisbite and cobaltian ullmannite. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 18, pp. 165 – 171.*

Rukopis doručený 27. 2. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 26. 5. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 151 – 158
ISSN 0369-2086

Chemické zloženie sulfidov a sulfosolí z ložiska Mária-Margita pri Ochtinej

MARTIN ŠTEVKO[1], JAROSLAV PRŠEK[2, 1], ALEXANDER SMIRNOV[3] a DANIEL OZDÍN[1]

[1]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava, Slovenská republika; minerals@post.sk
[2]Department of Economic geology, AGH, University of Science and Technology, Al. Mickiewicza 30, 43-309 Kraków, Poland
[3]Stony Brook University, NY, USA

Chemical composition of sulphides and sulphosalts from Mária-Margita deposit near Ochtiná

Mineralization on Mária-Margita base metal deposit forms lenses up to 30 cm large and is located in two parallel zones hosted by Upper Carboniferous limestones. Main ore minerals are sphalerite, galena, pyrite and chalcopyrite, which are associated with bournonite, tetrahedrite and meneghinite. Composition of bournonite, galena, chalcopyrite and pyrite is close to theoretical compositions of these minerals and shows only negligible contents of other elements. Homologue number N of meneghinite calculated from its chemical composition varies between 4.97 and 5.12. Content of Fe and Zn in tetrahedrite varies from 0.30 to 3.57 wt.% for Fe and from 3.90 to 7.50 wt.% for Zn. Sometimes tetrahedrite contains also small amount of Ag (up to 1.26 wt.%), Hg (up to 0.34 wt.%) and Bi (0.26 wt.%). Succession of studied ore minerals was defined on the basis of detailed paragenetic relations study as: pyrite → sphalerite → galena → chalcopyrite → tetrahedrite → meneghinite → bournonite.

Key words: meneghinite, tetrahedrite, sulphides, base metal mineralization, Ochtiná, Gemeric Unit

Úvod

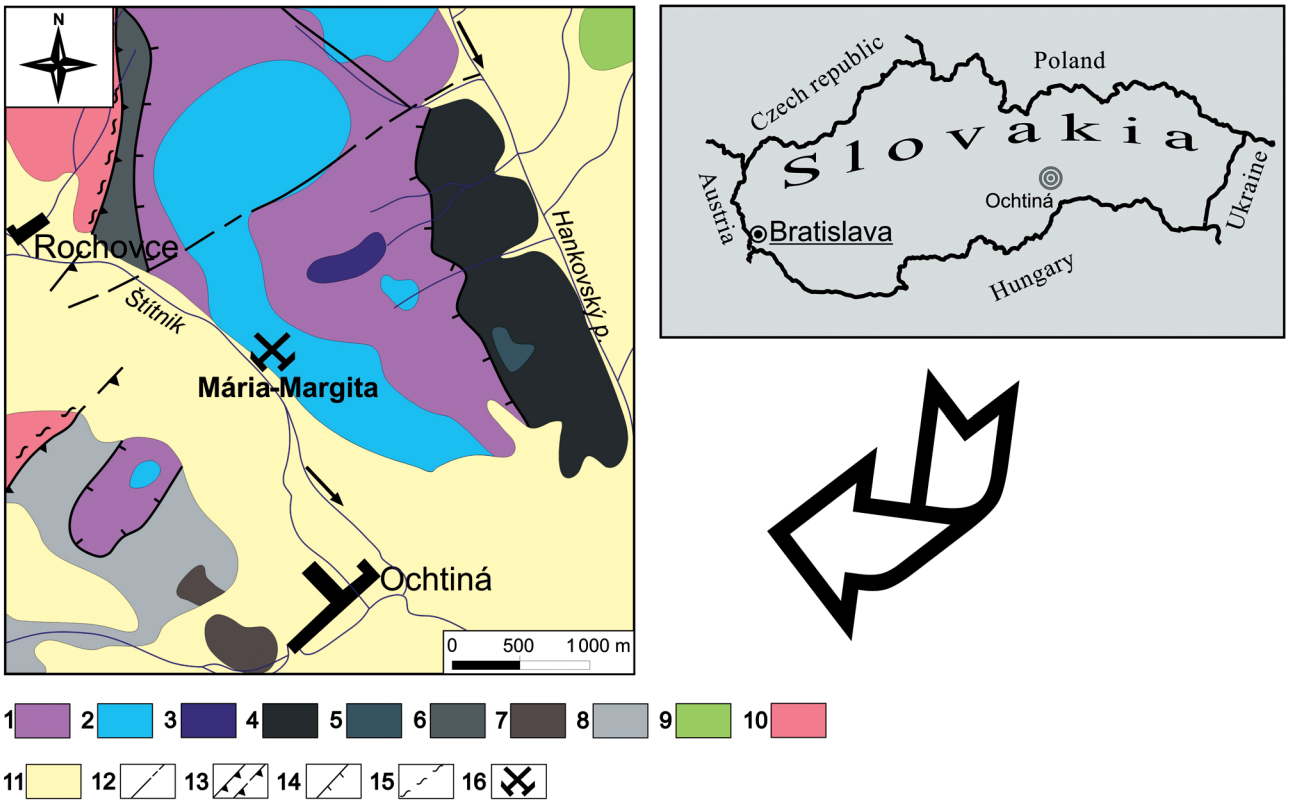
Hydrotermálne polymetalické ložisko Mária-Margita sa nachádza približne 1,5 km na S od obce Ochtiná na južnom úpätí kóty Dúbrava. Zrudnenie na ložisku vystupuje vo vrchnokarbónskych vápencoch v dvoch paralelných zónach s dĺžkou maximálne 100 m v smere SSZ – JJV so sklonom na V. Vzdialenosť medzi mineralizovanými zónami je 70 m. Zrudnené zóny sú šošovkovité, s najčastejšou hrúbkou okolo 30 cm. Pozostávajú z tenších žíl, často sa odchyľujúcich od generálneho smeru a sklonu (Václav, 1963). Geologická pozícia ložiska je na obr. 1. Lokalita sa nachádza v styčnej zóne veporika a gemerika. Zrudnenie sa koncentruje v spodnej časti karbonátového komplexu, ktorý miestami obsahuje polohy diabasových tufitov. Vápence so zrudnením sa nachádzajú v nadloží fylitov a diabasových tufov (Václav, 1963). V tejto oblasti intrudovalo do hornín revúckej skupiny teleso alpínskeho rochovského granitu, ktoré malo výrazný vplyv na metalogenézu tejto oblasti (Határ et al., 1989).

Primárne minerály zastupuje predovšetkým kalcit, kremeň, galenit, sfalerit, chalkopyrit a pyrit. Vzácnejšie sa vyskytuje aj arzenopyrit, bournonit a tetraedrit (Václav, 1965). Zo sekundárnych minerálov sa najčastejšie vyskytuje ceruzit, goethit a smithsonit, ktoré sprevádza anglesit, aurichalcit, beaverit, bindheimit, cinabarit, covellit, hemimorfit, hydrozinkit, chalkozín, linarit a malachit (Beňo, 1957; Mrázek a Ďuďa, 1986). Novšie sa štúdiu sekundárnych minerálov na tejto lokalite venovali Števko a Bálintová (2008).

Na ložisku v minulosti prebiehala pomerne rozsiahla ťažba, najmä v oxidačnej zóne ložiska (Václav, 1965). Jej začiatky sa datujú do druhej polovice 19. stor., keď tu ťažil banský podnikateľ Matulay. Koncom 19. stor. ložisko získal pruský podnikateľ Lange, ktorý tu vybudoval aj makromechanickú úpravňu. V roku 1911 však ťažbu zastavil a v roku 1937 banské oprávnenie získala firma Baťa. Tá však zakrátko ložisko opustila. Posledné práce na ložisku vykonával Východoslovenský rudný prieskum v rokoch 1949 – 1954, ktorý zhodnotil ložisko ako nebilančné (Grecula et al., 1995). Cieľom tohto príspevku je charakterizovať chemické zloženie sulfidických minerálov a novo identifikovaných sulfosolí.

Metodika

V rokoch 2007 – 2008 sme odobrali reprezentatívne vzorky s rudnými minerálmi z haldy štôlne Mária-Margita. Z nich sa pripravili leštené preparáty. Tie sa študovali v odrazenom svetle na polarizačnom mikroskope Zeiss



Obr. 1. Geologická mapa okolia Ochtinej (podľa Bajaníka et al., 1984; upravené). *Gemerikum*: 1 – kremité sericiticko-chloritové fylity a metabazaltové tufity, 2 – svetlé kryštalické vápence, 3 – sericitické fylity, 4 – bridlice a piesčité bridlice, 5 – pieskovce s vrstvami konglomerátov, 6 – pieskovce, bridlice a fylitické bridlice, 7 – magnezity, 8 – metamorfované pieskovce a fylity, 9 – mikrolaminované kremenno-sericitické a grafiticko-sericitické fylity. *Veporikum*: 10 – metamorfované pieskovce s vrstvami fylitických bridlíc, 11 – kvartérne deluviálne sedimenty, 12 – zlomy, 13 – násunové línie: zistené, prekryté, 14 – iné tektonické línie, 15 – mylonitové zóny, 16 – ložisko Mária-Margita.

Fig. 1. Geological map of the vicinity of Ochtiná village (after Bajaník et al., 1984; adapted). *Gemericum*: 1 – quartzose sericite-chlorite phyllites and metabasalt tuffites, 2 – light crystalline limestones, 3 – sericite phyllites, 4 – schists and sandy schists, 5 – sandstones with conglomerate layers, 6 – sandstones, schists and phyllite schists, 7 – magnesites, 8 – metamorphosed sandstones and phyllites, 9 – microlaminated quartz-sericite and graphite-sericite phyllites. *Veporicum*: 10 – metamorphosed sandstones with layers of phyllite schists, 11 – Quarternary deluvial sediments, 12 – faults, 13 – overthrust lines: found, covered, 14 – other tectonic lines, 15 – mylonite zones, 16 – Mária-Margita deposit.

Jena Jenapol na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského (PriF UK) v Bratislave. Elektrónové mikroanalýzy sa získali vlnovodisperznou analýzou na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) a JEOL Superprobe 8600 (Carnegian Institut Washington, USA). Analýzy sa robili pri nasledujúcich podmienkach merania, totožných na obidvoch pracoviskách: urýchľovacie napätie 20 kV, vzorkový prúd 20 nA a priemer elektrónového lúča 1 – 10 μm. Pri meraní sa použili tieto štandardy a ich spektrálne čiary: $CuFeS_2$ (Cu Kα, Fe Kα, S Kα), PbS (Pb Mα), Ag (Ag Lα), Cd (Cd Lα), Bi (Bi Lα), Bi_2Te_3 (Te Lα), Au (Au Lα), Bi_2Se_3 (Se Lβ), Sb_2S_3 (Sb Lβ), FeAsS (As Kβ), HgS (Hg Lα), InSb (In Lα) a NaCl (Cl Kα). Obrázky v BSE sa vyhotovili na mikroanalyzátore JEOL Superprobe 8600 (Carnegian Institut Washington, USA) za týchto podmienok: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA. Číslo meneghinitového homológu (N) sa vypočítalo na základe vzorca $N = (2Me^{2+} + 2Me^{3+})/Me^{3+}$, kde Me^{2+} = Pb – Cu a Me^{3+} = Bi + Sb + Cu. Uvedený vzorec bol odvodený zo všeobecného vzorca pre meneghinitovú homologickú sériu (Makovický, 1989).

Výsledky

Bournonit je najhojnejšia sulfosoľ na lokalite. Najčastejšie sa vyskytuje v asociácii spolu s tetraedritom, boulangeritom a meneghinitom. Vytvára agregáty a inklúzie nepravidelného tvaru zväčša mikroskopických rozmerov. V odrazenom svetle má bielu farbu, pričom od galenitu sa odlišuje modrozeleným a od tetraedritu a meneghinitu modrastým odtieňom. Má len slabý dvojodraz a slabú anizotropiu. V ojedinelých prípadoch sme pozorovali aj makroskopické agregáty bournonitu, ktoré sa intenzívne prerastajú s tetraedritom. Pomerne často sa myrmekiticky prerastá s galenitom (obr. 2, 3), pričom

Tab. 1
Vlnovodisperzné mikroanalýzy bournonitu (v hm. %)
Electron microanalyses of bournonite (wt.%)

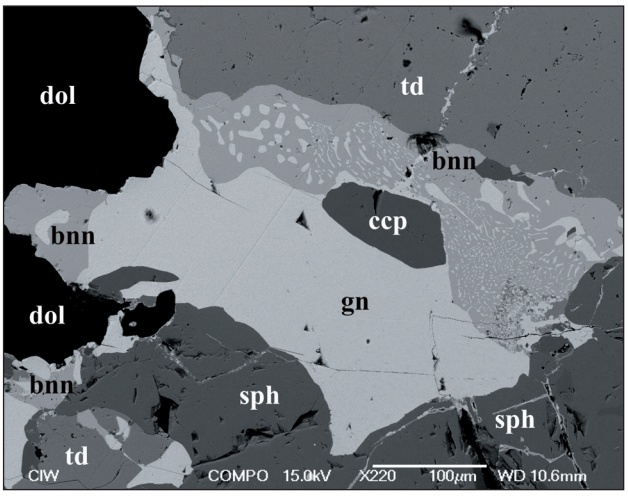
Vzorka	Cl	Cu	Fe	S	Zn	Hg	Sb	Bi	Pb	Suma
OM-1/9c	0,04	13,56	0,02	19,82	0,05	0,02	24,06	0,03	43,37	100,97
OM-1/9c	0,03	13,61	0,00	19,55	0,00	0,00	23,99	0,23	42,97	100,38
OM-1/9c	0,02	12,87	0,02	19,74	0,03	0,01	24,03	0,19	42,17	99,08
OM-1/9c	0,04	13,09	0,00	19,66	0,00	0,00	24,42	0,07	41,89	99,16
OM-1/9b	0,03	12,69	0,00	19,93	0,00	0,00	24,11	0,02	42,56	99,35
OM-1/9b	0,03	13,21	0,03	20,02	0,04	0,00	24,32	0,04	41,96	99,66
OM-1/9b	0,02	12,87	0,00	19,60	0,00	0,00	23,91	0,07	42,44	98,91
OM-1/9b	0,03	12,68	0,02	19,59	0,01	0,02	23,97	0,03	42,43	98,78
OM-1/9b	0,00	12,87	0,00	19,99	0,00	0,05	23,92	0,06	41,72	98,61
OM-1/9D	0,03	12,82	0,00	19,53	n. a.	n. a.	24,26	0,23	42,00	98,87
OM-1/9D	0,02	12,84	0,01	19,63	n. a.	n. a.	24,43	0,21	41,60	98,73

Vysvetlivky/Explanation: n. a. – neanalyzované/n. a. – non-analysed

tieto myrmekitické prerastania sú produktami rozpadu pôvodného meneghinitu. V niektorých prerastaniach sa pozorovali relikty pôvodného meneghinitu. Chemicky je homogénny a nemá žiadne výraznejšie prímesi iných prvkov (tab. 1). Pomerom hlavných prvkov sa blíži k teoretickému členu (obr. 6). Obsah ostatných meraných prvkov (Ag, Cd, Te, Au, Se, In a As) je nižší ako detekčný limit mikrosondy. Priemerný vzorec bournonitu počítaný na sumu katiónov rovných jednej môžeme napísať ako $Cu_{1.01}Pb_{1.01}Sb_{0.98}S_{3.04}$.

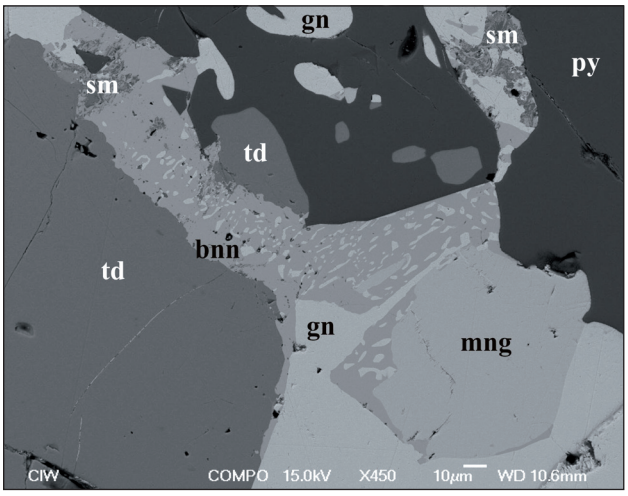
Galenit je spolu so sfaleritom hlavný sulfidický minerál na lokalite. Vytvára hrubokryštalické agregáty v asociácii s kalcitom, chalkopyritom a sfaleritom. Vyskytuje sa aj v podobe jemnozrnných agregátov na puklinách vápenca. Pomerne často obsahuje mikroskopické inklúzie bournonitu, tetraedritu a meneghinitu, niekedy tvorí myrmekitické prerastania s bournonitom, produkované rozpadom meneghinitu. Po puklinách ho intenzívne zatláčajú sekundárne minerály, najmä ceruzit a anglesit. Chemické zloženie galenitu je stabilné a prakticky bez obsahu mikroprvkov. Ojedinele sa identifikovali prímesi Bi do 0,6 hm. %, Sb do 1,73 hm. % a Cu do 0,68 hm. %. Tieto prímesi sú pravdepodobne heterogénne. Keďže v homogénnom celistvom galenite nevystupujú a boli namerané iba v galenite v asociácii so sulfosoľami, pochádzajú z asociujúcich minerálov ako tetraedrit a bournonit. Mikrosondové analýzy sú v tab. 2. Priemerný vzorec galenitu môžeme napísať ako $Pb_{0.99}S_{1.01}$.

Chalkopyrit patrí na lokalite k hojne rozšíreným minerálom. Asociuje takmer so všetkými sulfidickými minerálmi. Najčastejšie sa vyskytuje v podobe nepravidelných agregátov v asociácii spolu s hrubokryštalickým galenitom a sfaleritom. Často sa vyskytuje spolu s tetraedritom. Mikroskopické alotriomorfné agregáty chalkopyritu sú



Obr. 2. Myrmekitické prerastanie bournonitu (bnn) s galenitom (gn) v asociácii s tetraedritom (td), sfaleritom (sph), chalkopyritom (ccp) a dolomitom (dol).

Fig. 2. Myrmekitic intergrowth of bournonite (bnn) with galena (gn) in association with tetrahedrite (td), sphalerite (sph), chalcopyrite (ccp) and dolomite (dol).



Obr. 3. Zachované zrná meneghinitu (mng), ako aj produkty jeho rozpadu – myrmekitické prerastania galenitu (gn) a bournonitu (bnn) v asociácii s pyritom (py), tetraedritom (td) a sekundárnymi minerálmi medi (sm).

Fig. 3. Former grains of meneghinite (mng) with its decomposition product galena (gn) – bournonite (bnn) myrmekite in association with pyrite (py), tetrahedrite (td) and secondary minerals of copper (sm).

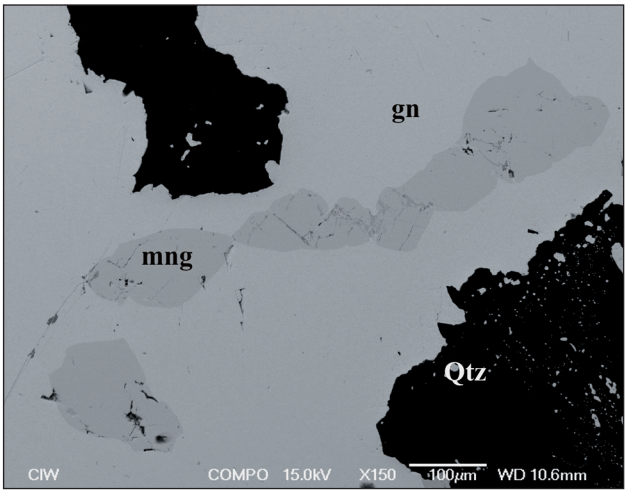
Tab. 2
Vlnovodisperzné mikroanalýzy galenitu (hm. %)
Electron microanalyses of galena (wt.%)

Vzorka	Cl	Cu	Fe	S	Ag	Hg	Sb	Bi	Pb	In	Suma
OM-1/9c	0,06	0,02	0,00	13,53	0,00	0,01	0,08	0,39	85,55	n. a.	99,63
OM-1/9c	0,05	0,04	0,02	13,57	0,03	0,08	0,09	0,33	85,98	n. a.	100,21
OM-1/9c	0,05	0,09	0,04	13,78	0,09	0,06	1,73	0,21	83,49	n. a.	99,54
OM-1/9b	0,04	0,01	0,04	13,26	0,00	0,01	0,00	0,62	86,38	n. a.	100,36
OM-1/9b	0,04	0,50	0,07	13,48	0,01	0,00	0,05	0,33	87,34	n. a.	101,83
OM-1/9b	0,04	0,68	0,01	13,83	0,00	0,01	0,26	0,00	86,83	n. a.	101,68
OM-1/9D	0,06	0,00	0,01	13,49	0,00	n.a.	0,14	0,15	85,33	0,20	99,39
OM-1/9D	0,07	0,03	0,01	13,43	0,00	n.a.	0,03	0,00	85,67	0,23	99,49

Vysvetlivky/Explanation: n. a. – neanalyzované/n. a. – non-analysed

často rozptýlené v sfalerite – tzv. chalkopyritová choroba. Po puklinách ho bežne zatláčajú sekundárne minerály, najmä covellit. Chalkopyrit má pomerne stále chemické zloženie (tab. 3), miestami so zvýšeným obsahom Zn (do 1,43 hm. %). Obsah ostatných meraných prvkov je zanedbateľný alebo nižší než detekčný limit (Mn, Sb, Cd). Priemerný vzorec chalkopyritu možno napísať ako $Cu_{1.00}(Fe_{0.99}Zn_{0.01})_{1.00}S_{2.01}$.

Meneghinit sa najčastejšie vyskytuje v asociácii spolu s tetraedritom, bournonitom, boulangeritom a galenitom. Vytvára ihlicovité kryštály a ich agregáty, ktoré sú jednotlivo alebo v skupinkách rozptýlené v galenite (obr. 4). Mikroskopicky v odrazenom svetle sa od bournonitu odlišuje silnou anizotropiou a silným dvojodrazom. Často sa vyskytuje v blízkosti myrmekitických agregátov galenitu a bournonitu alebo priamo v nich. Sú pravdepodobne produktom jeho rozpadu (obr. 3). Chemické zloženie sa blíži k teoretickému (obr. 6). Obsah mikroprvkov je spravidla nízky, iba bizmut dosahuje hodnoty do 0,62 hm. % (tab. 4). Meneghinit z Ochtinej oproti teoretickému zloženiu vykazuje zvýšenú mieru „aikinitovej“ substitúcie



Obr. 4. Inklúzie meneghinitu (mng) v galenite (gn) s kremeňom (qtz). Tenké žilky bournonitu (tmavosivé) zatláčajú meneghinit.

Fig. 4. Meneghinite inclusions (mng) in galena (gn) with quartz (qtz). Thin bournonite veinlets (dark grey) replace menegninite.

Pb + Cu = Sb + vak. Priemerná hodnota substitúcie je zvýšená o 0,11 apfu, pričom obsah Cu vyšší ako hodnota 1 je korelovateľný s hodnotami Pb zvýšenými o priemernú hodnotu 0,23 apfu. Obsah meraných prvkov ako Zn, In, Fe, Hg, As, Se, Au, Te, Cd a Ag je nižší ako detekčný limit mikrosondy, a preto ho v tabuľke neuvádzame. Vypočítané číslo homológu N sa pohybuje od 4,97 do 5,12. Koreluje to s teoretickou hodnotou. Priemerný vzorec meneghinitu počítaný na sumu Pb + Sb + Bi = 21 môžeme napísať ako $Pb_{13.23}Cu_{1.14}(Sb_{6.73}Bi_{0.04})_{6.77}(S_{24.38}Cl_{0.08})_{24.46}$. Vyvarujeme sa tým zvyšovaniu hodnoty katiónov vplyvom „aikinitovej“ substitúcie.

Tab. 3
Vlnovodisperzné mikroanalýzy chalkopyritu (hm. %)
Electron microanalyses of chalcopyrite (wt.%)

Vzorka	Fe	Zn	Ag	Sn	Cu	Hg	S	Suma
OM-1/8b	29,78	1,18	0,00	0,14	33,94	0,04	35,03	100,11
OM-1/8b	29,69	1,43	0,00	0,01	34,10	0,01	34,72	99,96
MM-2	29,83	0,19	0,08	0,06	34,79	0,08	34,95	99,97
Priemer z 9	29,94	0,32	0,03	0,05	34,46	0,04	34,97	99,81

Tab. 4
Vlnovodisperzné mikroanalýzy meneghinitu a vypočítané čísla homológu N (hm. %)
Electron microanalyses of meneghinite and calculated homologous numbers N (wt.%)

Vzorka	S	Pb	Cl	Bi	Sb	Cu	Suma	N
OM-1/9D	17,49	60,87	0,06	0,14	18,85	1,52	99,07	5,04
OM-1/9D	17,44	61,05	0,06	0,27	18,80	1,51	99,27	5,06
OM-1/9D	17,54	61,09	0,08	0,38	18,87	1,53	99,61	5,03
OM-1/9c	17,68	61,65	0,07	0,23	18,07	1,69	99,44	5,08
OM-1/9b	17,68	61,90	0,07	0,36	18,39	1,62	100,04	5,07
OM-1/9b	17,53	62,23	0,05	0,18	18,47	1,68	100,17	5,06
OM-1/9b	17,54	61,75	0,06	0,26	18,04	1,61	99,30	5,12
OM-1/9b	17,58	60,73	0,06	0,62	18,52	1,51	99,06	5,01
Priemer zo 17	17,53	61,47	0,06	0,20	18,38	1,63	99,34	5,07

Tab. 5
Vlnovodisperzné mikroanalýzy pyritu (hm. %)
Electron microanalyses of pyrite (wt.%)

Vzorka	Sb	Fe	As	S	Cu	Ni	Co	Suma
OM-1/9c	0,08	45,90	0,45	53,53	0,47	0,12	0,05	100,60
OM-1/9c	0,11	45,59	0,90	53,52	0,61	0,05	0,05	100,84
OM-1/9c	0,12	45,78	0,47	53,19	0,19	0,08	0,05	99,87
OM-1/9c	0,03	46,05	0,29	53,76	0,13	0,07	0,17	100,50
OM-1/8b	0,03	45,81	0,06	53,34	0,00	0,02	0,05	99,30
OM-1/8b	0,00	45,89	0,61	53,84	0,00	0,00	0,02	100,36
OM-1/8b	0,01	45,86	0,42	53,30	0,03	0,11	0,04	99,77
MM-1	0,00	46,13	0,10	53,18	0,00	0,00	0,04	99,45

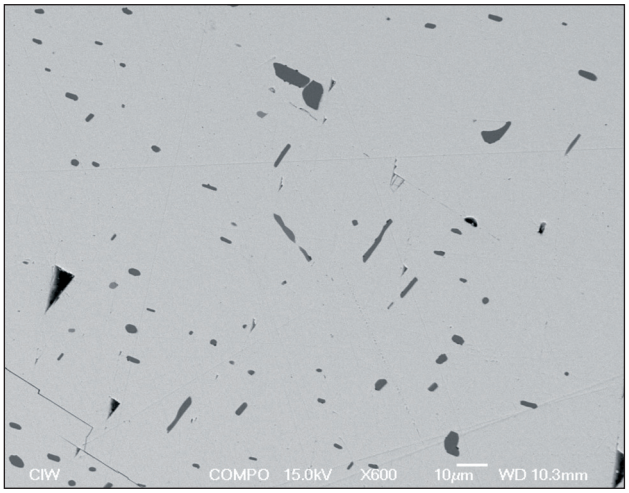
Tab. 6
Vlnovodisperzné mikroanalýzy sfaleritu (hm. %)
Electron microanalyses of sphalerite (wt.%)

Vzorka	Cd	Fe	Mn	Zn	Cu	S	Suma
OM-1/9c	0,35	3,64	0,00	61,90	0,30	33,21	99,41
OM-1/9c	0,15	2,95	0,94	63,03	0,09	33,27	100,42
OM-1/9c	0,23	7,93	0,41	57,82	0,00	33,80	100,19
OM-1/8b	0,30	7,93	0,00	57,90	0,01	33,51	99,65
OM-1/8b	0,19	7,50	0,00	58,52	0,03	33,53	99,77
MM-2	0,16	3,21	0,04	61,95	1,34	33,51	100,21
MM-2	0,15	3,52	0,60	62,24	0,49	33,53	100,53
MM-2	0,17	3,73	0,00	61,83	0,07	33,55	99,36
MM-2	0,25	3,66	0,00	62,16	0,06	33,43	99,55

Pyrit sa vyskytuje pomerne hojne. Najčastejšie vytvára impregnácie v diabasoch a vápencoch alebo agregáty v asociácii so sfaleritom, chalkopyritom a galenitom. Zriedkavejšie tvorí dobre vyvinuté hexaédrické kryštály s veľkosťou do 1 cm, zarastené v hrubokryštalickom kalcite. V mikroskope je možné pozorovať, že pyrit je intenzívne kataklázovaný a pukliny sú vyhojené mladšími sulfidmi. Jeho chemické zloženie je jednoduché, bez výraznejších prímesí. Sledované prímesi dosahujú tieto hodnoty: As do 0,90 hm. %, Cu do 0,61 hm. %, Ni do 0,12 hm. %, Co do 0,17 hm. % a Sb do 0,12 hm. % (tab. 5).

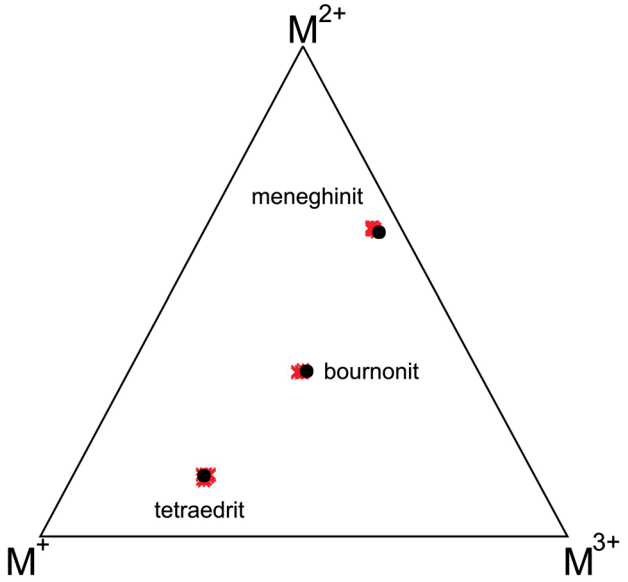
Sfalerit je spolu s galenitom hlavný rudný minerál na lokalite. Makroskopicky vytvára čierne až tmavohnedé hrubokryštalické agregáty spolu s galenitom a chalkopyritom, pričom tmavšie odrody majú vyšší obsah železa ako svetlejšie. Pomerne často obsahuje mikroskopické inklúzie chalkopyritu. Sfalerit z prímesí obsahuje vo väčšom množstve iba Fe. Jeho obsah je do 8 hm. %. Okrem Fe sa v chalkopyrite zistila Cu, do hodnoty 1,34 hm. %. Jej prítomnosť pravdepodobne súvisí s mikroinklúziami chalkopyritu. Obsah Cd je do 0,3 hm. % a Mn zriedkavo do 0,94 hm. %. Obsah ostatných meraných prvkov (Ag, Sb, Hg a Sn) je nižší ako detekčný limit elektrónového mikroanalyzátora. Priemerný vzorec sfaleritu počítaný na sumu katiónov rovných jednej môžeme napísať ako $(Zn_{0.90}Fe_{0.09})_{0.99}S_{1.02}$. Chemické zloženie sfaleritu je uvedené v tab. 6.

Tetraedrit najčastejšie vytvára početné alotriomorfné inklúzie v galenite (obr. 5). Taktiež sa intenzívne prerastá s chalkopyritom a bournonitom, prípadne tvorí žilky vnikajúce do agregátov chalkopyritu a sfaleritu alebo po puklinách vniká do galenitu. V odrazenom svetle je sivý, s odraznosťou podobnou bournonitu. Od neho sa líši tým, že je izotropný. Jeho chemické zloženie je pomerne jednoduché (obr. 6, tab. 7), pozorovali sme iba substitúciu medzi Fe a Zn (obr. 7). Obsah Fe sa pohybuje v rozmedzí od 0,30 do 3,57 hm. % s obsahom Zn od 3,90 do 7,50 hm. %. Miestami má aj zvýšený obsah Ag (do 1,26 hm. %), Hg (do 0,34 hm. %) a Bi (do 0,26 hm. %). Obsah tennantitovej molekuly je veľmi nízky. Pohybuje sa od 0 do 7,41 %, priemerne je 2,99 %. Obsah ostatných sledovaných prvkov (Cl, Co, Ni, Cd a Pb) je nižší ako detekčný limit mikrosondy. Priemerný vzorec tetraedritu počítaný



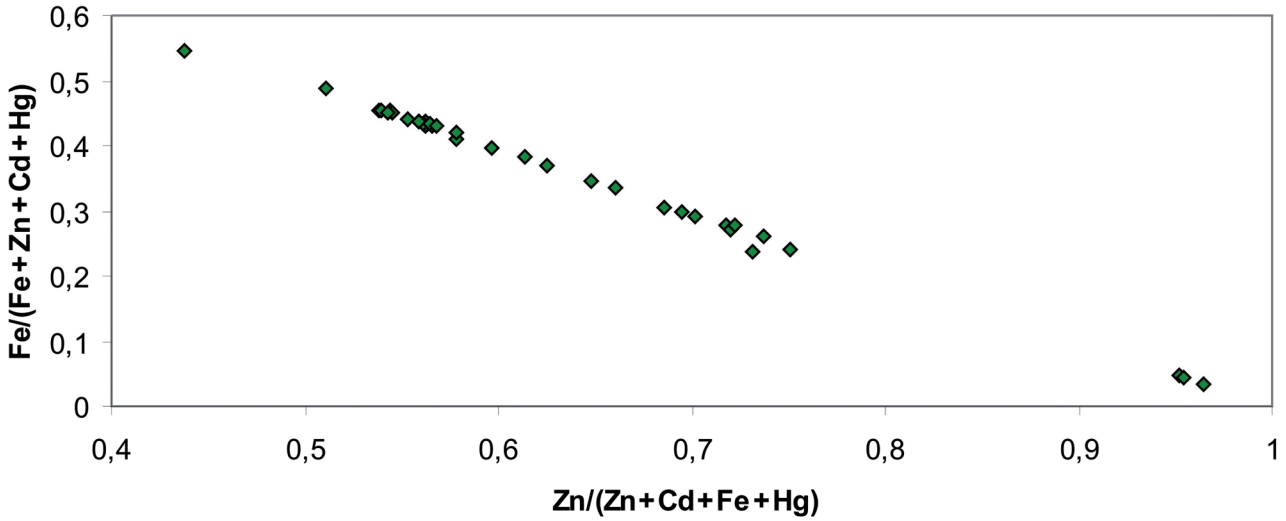
Obr. 5. Inklúzie tetraedritu (tmavé) v galenite (svetlý).

Fig. 5. Tetrahedrite inclusions (dark) in galena (bright).



Obr. 6. Chemické zloženie sulfosolí z Ochtinej (at. %).

Fig. 6. Chemical composition of sulphosalts from the Ochtiná locality (at.%).



Obr. 7. Závislosť obsahu Fe a Zn v tetraedrite z Ochtinej (at. %).

Fig. 7. Relationship between Fe and Zn contents in tetrahedrite from the Ochtiná locality (at.%).

Tab. 7
Vlnovodisperzné mikroanalýzy tetraedritu (hm. %)
Electron microanalyses of tetrahedrite (wt.%)

Vzorka	Cu	Fe	Ag	Zn	S	Sb	Bi	Hg	As	Suma
OM-1/9c	37,15	2,96	0,39	4,18	25,27	28,34	0,00	0,17	0,74	99,22
OM-1/9c	37,21	2,63	0,40	4,64	25,54	28,50	0,01	0,15	0,70	99,78
OM-1/9c	37,33	2,86	0,27	4,19	25,78	28,30	0,10	0,11	0,92	99,87
OM-1/8b	36,63	0,23	0,80	7,49	25,35	28,59	0,14	0,03	0,00	99,31
OM-1/9b	37,20	2,82	0,37	4,27	25,38	28,65	0,00	0,15	0,50	99,38
OM-1/9b	37,04	2,86	0,38	4,32	25,31	28,54	0,13	0,08	0,70	99,41
OM-1/9b	36,97	2,30	0,53	5,03	25,15	28,72	0,00	0,10	0,74	99,55
OM-1/9b	37,31	1,77	0,77	5,02	25,02	28,45	0,20	0,19	0,51	99,26
OM-1/9b	36,81	1,54	1,08	5,52	24,94	27,40	0,00	0,15	1,35	99,13
OM-1/9b	36,85	1,70	1,15	5,63	24,89	28,35	0,22	0,05	0,73	99,58
OM-1/9b	37,03	1,79	1,23	4,88	24,94	28,51	0,15	0,13	0,34	99,02
OM-1/9c	38,14	3,57	0,50	3,35	25,01	27,84	0,08	0,34	0,20	100,68
OM-1/9c	37,36	3,03	0,34	4,19	25,33	28,40	0,00	0,13	0,70	99,47
Priemer z 37	37,06	2,36	0,57	4,80	25,18	28,28	0,08	0,11	0,54	99,07

na sumu 16 katiónov môžeme napísať ako $(Cu_{5.91}Ag_{0.09})_{6.00}$ $[Cu_{3.97}(Zn_{1.24}Fe_{0.72}Hg_{0.01})_{1.97}](Sb_{3.93}As_{0.12}Bi_{0.01})_{4.06}S_{13.30}$.

Súhrn a diskusia

Na Pb-Zn zrudnení Mária-Margita pri Ochtinej bola identifikovaná doteraz neopísaná sulfosoľ, meneghinit. Študovalo sa aj chemické zloženie ostatných rudných minerálov.

Postupnosť kryštalizácie rudných minerálov na ložisku Mária-Margita sa stanovila predovšetkým podrobným mikroskopickým štúdiom nábrusov rudných vzoriek a v menšej miere aj štúdiom rudných textúr na makroskopických vzorkách. Postupnosť kryštalizácie rudných minerálov bola takáto: pyrit → sfalerit → galenit → chalkopyrit → tetraedrit → meneghinit → bournonit. Tieto údaje sa zhodujú so sukcesívnou schémou, ktorú publikoval Václav (1965).

Meneghinit je zriedkavá sulfosoľ. V Západných Karpatoch sa doteraz identifikoval iba na troch lokalitách. Zo sulfidickej mineralizácie na lokalite Ozdín ho spolu s galenitom opisujú Maťo a Maťová (1994) a v asociácii s Bi-boulangeritom v sulfidickej asociácii na magnezitovom ložisku Samo pri Hnúšti zasa Ragan a Caňo (1991). Najhojnejšie sa vyskytuje v Pb-Zn zrudnení na lokalite Jasenie-Soviansko v Nízkych Tatrách. Tam vystupuje v asociácii s bournonitom, boulangeritom, tetraedritom a galenitom (Luptáková a Pršek, 2004). Na tejto lokalite sa často pozorovali aj produkty rozpadu meneghinitu – myrmekitické prerastania galenitu a bournonitu. Podľa publikovaných prác v systémoch PbS-Sb_2S_3-Cu_2S vzniká meneghinit pri teplote vyššej ako 300 °C, pričom pri nižšej teplote sa rozpadá na produkty prerastania galenitu a bournonitu (Pruseth et al., 1995). Spoločné vystupovanie meneghinitu, galenitu a bournonitu, ako aj vznik

myrmekitických agregátov naznačuje teplotu kryštalizácie okolo 300 °C. Chemické zloženie meneghinitu je podobné ako na iných lokalitách Západných Karpát. Líši sa iba mierne zvýšenou mierou aikinitovej substitúcie.

Tetraedrit je bežný minerál rozličných mineralizácií, čo sa odráža na jeho chemickom zložení. Striebro je typický prvok pre tetraedrity z Pb-Zn mineralizácie (Pršek et al., 2006). Prvá generácia má spravidla obsah Ag nižší a druhá generácia v asociácii s minerálmi striebra vysoký a zasahuje do poľa freibergitu (Luptáková a Pršek 2004; Mikuš et al., 2003; Pršek et al., 2006; Lauko, 2006, a i.). Obsah Ag v prvej generácii je rôzny. Priemerný obsah Ag v tetraedrite prvej generácie z Jasenia je 3,21 hm. % (Luptáková, 1999; Luptáková a Pršek, 2004), z lokality Pod Babou okolo 10 hm. % (Luptáková, os. informácia), z lokality Čavoj 10,3 hm. % (Mikuš et al., 2003), z lokality Margecany 5 hm. % (Baláž, 1992) a z lokality Zlatá Idka okolo 14 hm. % (Peterec, 1988; Lauko, 2006). Obsah striebra v tetraedrite z Sb-Au mineralizácie dosahuje hodnoty 2,4 hm. % na lokalite Magurka (Chovan et al., 1995; Bakos et al., 2000) a do 3,8 hm. % na lokalite Dúbrava (Chovan et al., 1992). Obsah Ag v tetraedrite zo zlato-kremennej mineralizácie je vyšší a dosahuje do 17 hm. % na lokalite Pezinok-Staré Mesto (Andráš et al., 1990; Bakos et al., 2002) a do 10 hm. % na lokalite Kriváň (Bakos a Chovan, 2006). Na výskytoch sideritovej mineralizácie s nízkym obsahom Pb-Zn sulfidov v okolí Vyšnej Boce obsah Ag v tetraedrite kolíše od 0,05 do 1,6 hm. % a na lokalitách s vyšším podielom Pb-Zn sulfidov (Bruchatý grúnik) od 0,8 do 7,8 hm. % (Ozdín a Chovan, 1999). Tetraedrit je na Pb-Zn mineralizácii hlavným nositeľom striebra, hoci sa často vyskytujú aj minerály striebra ako pyrargyrit, stefanit či polybazit (Baláž, 1992; Mikuš, 2001; Mikuš et al., 2003; Luptáková, 2007). Obsah striebra v galenite je prevažne nízky až nulový a dosahuje maximálne 0,21 hm. % (Luptáková, 1999; Mikuš, 2001). Nízky obsah Ag v galenite na Pb-Zn zrudnení je spôsobený nedostatkom Bi a neprítomnosťou lillianitovej substitúcie (Ag + Bi $\leftrightarrow$ 2Pb). Na mineralizáciách s prítomnosťou Bi-sulfosolí obsah Ag v galenite je do 7 hm. % (Pršek, 2004; Ozdín a Pršek, 2004).

V porovnaní s podobným výskytom Pb-Zn na ložisku Ardovo je sulfidická mineralizácia na lokalite Ochtiná pestrejšia. Hlavné sulfidické minerály na ložisku Ardovo sú sfalerit a galenit, pričom pyrit a chalkopyrit sa vyskytujú len v nepatrnom množstve (Slavkay a Beňka, 1995). Rozmanitejšia a viac podobná ložisku Mária-Margita je polymetalická mineralizácia na lokalite Jelšavská Dúbrava (Grecula et al., 1995). Paragenéza minerálov na týchto lokalitách poukazuje na vyššiu teplotu roztokov ako na lokalite Ardovo.

Záver

Pri štúdiu hydrotermálnej mineralizácie na lokalite Mária-Margita pri Ochtinej sa v asociácii s galenitom, sfaleritom, tetraedritom, bournonitom, chalkopyritom a inými minerálmi zistila doteraz neopísaná sulfosoľ, meneghinit. Štúdiom chemického zloženia rudných minerálov sa zistilo, že majú stabilné chemické zloženie bez významnejších prímesí ďalších prvkov. Tetraedrit z Ochtinej má nízky obsah striebra a tým sa odlišuje od tetraedritu z podobných mineralizácií v Západných Karpatoch.

Poďakovanie. Práca sa financovala z grantu MŠ SR VEGA 1/4048/07 *P-T-X podmienky vzniku a vek hydrotermálnych antimónových mineralizácií tatrika Západných Karpát.*

Literatúra

Andráš, P., Jeleň, S. & Caňo, F., 1990: Paragenetické vzťahy zlato-kremenného zrudnenia s antimónovými rudami ložiska Pezinok. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 22, č. 5, s. 429 – 435.*

Bajaník, Š., Ivanička, J., Mello, J., Reichwalder, P., Pristaš, J., Snopko, L., Vozár, J. & Vozárová, A., 1984: Geologická mapa Slovenského rudohoria – východná časť 1 : 50 000. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Bakos, F. & Chovan, M., 2006: Hydrotermálna Au-Sb mineralizácia v oblasti Kriváňa (Tatry). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 38, č. 2, s. 83 – 98.*

Bakos, F., Chovan, M. & Michálek, J., 2000: Minerálne zloženie hydrotermálnej Sb, Cu, Pb, Zn, As mineralizácie na SV od Magurky v Nízkych Tatrách. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 32, č. 5, s. 497 – 506.*

Bakos, F., Pršek, J. & Tuček, P., 2002: Variscan granitoid hosted hydrothermal gold deposit Pezinok-Staré mesto (Malé Karpaty Mts., Western Carpathians): Mineralogy, paragenesis, fluid inclusion study. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 8, pp. 37 – 47.*

Baláž, B., 1992: Ag-mineralizácia v Čiernej hore v oblasti Margecian. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu, Donovaly, DT Ústí nad Labem, ČSVTS, s. 1 – 6.*

Beňo, J., 1957: K mineralógii Pb-Zn zrudnenia pri Ochtinej. *In: Čas. Mineral. Geol. (Praha), roč. 2, č. 1, s. 1 – 13.*

Grecula, P., Abonyi, A., Abonyiová, M., Antaš, J., Bartalský, B., Bartalský, J., Dianiška, I., Ďuďa, R., Gargulák, M., Gazdačko, Ľ., Hudáček, J., Kobulský, J., Lörincz, L., Macko, J., Návesňák, D., Németh, Z., Novotný, L., Radvanec, M., Rojkovič, I., Rozložník, L., Varček, C. & Zlocha, Z., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Bratislava, Geocomplex, 834 s.*

Határ, J., Hraško, Ľ. & Václav, J., 1989: Hidden granite intrusion near Rochovce with Mo (W) stockwork mineralization (first object of its kind in the West Carpathians). *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 40, pp. 621 – 654.*

Chovan, M., Póč, I., Jancsy, P., Majzlan, J. & Krištín, J., 1995: Sb-Au(As-Pb) mineralizácia ložiska Magurka, Nízke Tatry. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 27, č. 6, s. 397 – 406.*

Chovan, M., Arvensis, M. & Ragan, M., 1992: Strieborná mineralizácia na ložisku Dúbrava Sb. *In: Stříbrné minerální asociace v Československu, Donovaly, DT Ústí nad Labem, ČSVTS, s. 43 – 50.*

Lauko, Ľ., 2006: Rudné mineralizácie v okolí Zlatej Idky. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 95 s.*

Luptáková, J., 1999: Pb, Zn, Cu, Sb hydrotermálna mineralizácia na lokalite Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 74 s.*

Luptáková, J. & Pršek, J., 2004: Sulfosoli z Pb-Zn mineralizácie na ložisku Jasenie-Soviansko (Nízke Tatry). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, č. 3 – 4, s. 286 – 290.*

Majzlan, J., Chovan, M. & Michálek, M., 2002: Mineral and chemical composition of the ores at the Dve Vody Sb-Au deposit, Western Carpathians. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 8, pp. 21 – 36.*

Makovický, E., 1989: Modular classification of sulphosalts. Current status. Definition and application of homologous series. *In: Neu. Jb. Mineral., Abh.; Mh. (Stuttgart), Vol. 160, No. 3, pp. 269 – 297.*

MAŤO, Ľ. & MAŤOVÁ, V., 1994: Mineralizácia v okolí Ozdína, výskyt zlata s obsahom Sb-Ni v tmavých bridliciach, jz. časť veporického kryštalinika, stredné Slovensko. *In: Miner. Slov. (Bratislava), č. 1, s. 30 – 37.*

MIKUŠ, T., 2001: Mineralógia rudných výskytov v Malej Magure a Suchom. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 128 s.*

MIKUŠ, T., CHOVAN, M., PRŠEK, J. & ŠLEPECKÝ, T., 2003: Hydrothermal siderite. Base metals vein mineralization in the vicinity of Čavoj, Suchý Mts. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 9, No. 4, pp. 207 – 216.*

MRÁZEK, Z. & ĎUĎA, R., 1983: Sekundárne minerály olovено-zinkového ložiska Ochtiná – Margita. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 15, s. 129 – 140.*

OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 1999: New mineralogical and paragenetical knowledge about siderite veins in the vicinity of Vyšná Boca, Nízke Tatry Mts. *In: Slovak Geol. Mag. (Bratislava), Vol. 5, No. 4, pp. 255 – 271.*

OZDÍN, D. & PRŠEK, J., 2004: Sulfosoli homologického radu lillianitu z hydrotermálnych mineralizácií Nízkych Tatier. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 36, č. 3 – 4, s. 279 – 285.*

PETEREC, D., 1988: Väzba Ag na zlatoidských žilách. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geologický prieskum.*

PRŠEK, J., 2004: Chemické zloženia a kryštalochémia sulfosolí zo sulfidických mineralizácií Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 135 s.*

PRŠEK, J. & CHOVAN, M., 2001: Hydrothermal carbonate and sulphide mineralization in the Late Paleozoic phyllites (Bacúch, Nízke Tatry Mts.). *In: Geolines, 13, pp. 27 – 34.*

PRŠEK, J., OZDÍN, D. & CHOVAN, M., 2006: Chemical composition of tetrahedrite-tennantite solid solution as the indicator of type of the hydrothermal mineralization: Examples from the Western Carpathians. *In: Mineral. Pol., Spec. Pap. (Kraków), 28, pp. 184 – 186.*

PRUSETH, K. L., MISHRA, B. & BERNHARDT, H., 1995: Phase relations in the Cu_2S-PbS-Sb_2S_3 system: An experimental appraisal and application to natural polymetallic sulfide ores. *In: Econ. Geol. (New Haven), pp. 720 – 732.*

RAGAN, M. & CAÑO, F., 1991: Prvé údaje o dvoch nových sulfosoliach (Cu-Pb-Sb-Bi a Ag-Pb-Bi-Sb) so selénom z mastencových ložísk pri Hnúšti. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 23, č. 4, s. 368.*

SLAVKAY, M. & BEŇKA, J., 1995: Geológia, mineralógia a metalogenéza oloveno-zinkových rúd pri Ardove. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 27, č. 2, s. 79 – 88.*

ŠTEVKO, M. & BÁLINTOVÁ, T., 2008: Nové nálezy sekundárnych minerálov na polymetalickom ložisku Mária-Margita pri Ochtinej. *In: Minerál, 3, s. 244 – 248.*

VÁCLAV, J., 1963: Príspevok ku geochemickej prospekcii Pb-Zn zrudnenia na ložisku Mária-Margita a v doline Dubina – Drábska. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 30, s. 75 – 80.*

VÁCLAV, J., 1965: Mineralogicko-paragenetické pomery ložiska Mária-Margita pri Ochtinej. *In: Geol. Práce, Zpr. (Bratislava), č. 34, s. 5 – 26.*

Rukopis doručený 27. 3. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 1. 4. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 159 – 168
ISSN 0369-2086

Minerály skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát: variácie chemického zloženia a substitučné mechanizmy

PETER CHUDÍK a PAVEL UHER

Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava;
chudik@fns.uniba.sk

Pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites of the Western Carpathians: Compositional variations and substitution mechanisms

Niobium-tantalum oxide minerals of the pyrochlore group from the Tatric Unit granitic pegmatites were identified and investigated by EMPA. The minerals show a wide compositional variations with the following dominant substitutions: $NaFCa_{-1}O_{-1}$, $TaNb_{-1}$, $SbTi(Ca, Pb)_{-1}(Nb, Ta)_{-1}$, and $UTiSb_{-1}(Nb, Ta)_{-1}$. The most widespread mineral is microlite which is related to pegmatites derived from monazite-bearing orogenic S-type granites (Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mts.). Chemistry of these minerals reflects composition of early crystallized Nb and Ta bearing phases (e.g. columbite-tantalite, ferrotapiolite). The second group of the pyrochlore group minerals (pyrochlore, microlite, betafite, uranpyrochlore, uranmicrolite, plumbomicrolite, stibiomicrolite and stibiobetafite) is related to pegmatite type derived from allanite-bearing orogenic I-type granites (Low Tatra Mts.). All these minerals occur as late, probably hydrothermal replacement products of early crystallizing Nb and Ta bearing phases. Their specific composition, especially Pb and Sb enrichment, indicates an external source related to late hydrothermal fluids.

Key words: pyrochlore group minerals, substitutions, hydrothermal alteration, granitic pegmatites, Western Carpathians, Slovakia

Úvod

Minerály skupiny pyrochlóru spolu s ďalšími Nb a Ta minerálmi, predovšetkým minerálmi zo skupiny columbitu-tantalitu, tapiolitu a ixiolitu, patria k typickým akcesorickým minerálom vyskytujúcim sa vo vzácnoprvkových granitových pegmatitoch. Minerály pyrochlórovej skupiny sa vyskytujú prevažne v štyroch typoch hornín: 1. karbonatity (napr. Araxá, Brazília – Nasraoui a Waerenborgh, 2001; Panda Hill, Tanzánia; Alnö, Švédsko – Lumpkin a Ewing, 1995; Qaqarssuk, Grónsko – Knudsen, 1989); 2. nefelinické syenity (napr. Sabatini a Alban Hills, Taliansko – Caprilli et al., 2006); 3. niektoré typy špecializovaných, vysoko frakcionovaných leukogranitov, napr. granit Beauvoir, Francúzsko (Ohnenstetter a Piantone, 1992); 4. vzácnoprvkové granitové pegmatity. Minerály skupiny pyrochlóru zároveň predstavujú najvýznamnejší zdroj Nb, predovšetkým na ložiskách spätých s karbonatitmi. Najväčšie ložisko tohto typu na svete sa nachádza v oblasti Araxá v Brazílii (Issa Filho et al., 1984).

Výskyt minerálov skupiny pyrochlóru na území Západných Karpát sa jednoznačne potvrdil len v posledných rokoch, aj keď prvú zmienku o možnom výskyte pyrochlóru, resp. mikrolitu možno nájsť už v práci Valacha (1954). Neskorší detailný mineralogický výskum potvrdil systematický výskyt minerálov skupiny pyrochlóru vo viacerých vyššie frakcionovaných granitových pegmatitoch berylovo-columbitového subtypu LCT skupiny (sensu Černý a Ercit, 2005), spätých s karbónskymi orogénnymi granitmi typu S (Uher et al., 1994; Uher a Broska, 1995; Novák et al., 2000; Uher et al., 2007), menej často aj typu I (Uher et al., 1998b; Uher, 2000).

Táto práca predstavuje zhrnutie poznatkov o všetkých známych výskytoch minerálov pyrochlórovej skupiny v granitových pegmatitoch Západných Karpát. Charakterizuje variácie ich chemického zloženia, možné základné substitučné mechanizmy, ako aj ich genetické aspekty.

Kryštalochémia minerálov skupiny pyrochlóru

Minerály skupiny pyrochlóru majú základný vzorec $A_{2-m}B_2O_6(O, OH, F)_{1-n} \cdot pH_2O$, kde m = 0 – 2, n = 0 – 1 a p = 0 – ? (Hogarth, 1977; Černý a Ercit, 1989). Kubická štruktúra minerálov pyrochlórovej skupiny je extrémne prispôsobivá katiónom s rôznym iónovým polomerom a valenciou, a preto počet vedľajších prvkov vstupujúcich do štruktúry je pomerne veľký. Do pozície *A* vstupujú predovšetkým katióny s väčším iónovým polomerom a nižším mocenstvom, najmä Na, Ca, Pb^{2+}, Mn^{2+}, Fe^{2+}, Sn^{2+}, Sr, Ba, REE, Sb^{3+}, Bi, U^{4+} a Th. Naopak, do pozície *B* vstupujú katióny s menším iónovým polomerom a vyššou valenciou, najmä Nb, Ta, Ti, W a Fe^{3+}. Podľa súčasne platnej klasifikácie minerálov pyrochlórovej skupiny (Hogarth, 1977) možno rozlíšiť tri podskupiny, ktoré sú rozčlenené na základe

Tab. 1
Klasifikácia minerálov pyrochlórovej skupiny (Hogarth, 1977, upravené)
Classification of pyrochlore group minerals (Hogarth, 1977, updated)

Podskupina		Pyrochlór Nb + Ta > 2Ti Nb > Ta	Mikrolit Nb + Ta > 2Ti Ta ≥ Nb	Betafit 2Ti ≥ Nb + Ta
žiadny kation A, okrem Na a Ca, > 20 % všetkých katiónov A		pyrochlór	mikrolit	kalciobetafit (Ca > Na)
kation A, okrem Na a Ca, > 20 % všetkých katiónov A	K	kalipyrochlór		
	Sn		stannomikrolit	
názov je odvodený od dominantného katiónu (okrem Na a Ca)	Ba	bariopyrochlór	bariomikrolit	
	Pb	plumbopyrochlór	plumbomikrolit	plumbobetafit
	Sb		stibiomikrolit	stibiobetafit
	Bi	bizmutopyrochlór	bizmutmikrolit	
	Y	yttropyrochlór		yttrobetafit
	Ce	ceriopyrochlór		
	U	uránpyrochlór	uránmikrolit	betafit
	Sr	stronciopyrochlór		

prevládajúceho katiónu v pozícii *B* (tab. 1): 1. pyrochlórová podskupina, v ktorej Nb + Ta > 2Ti a zároveň Nb > Ta; 2. podskupina mikrolitu, kde Nb + Ta > 2Ti a Ta ≥ Nb; 3. podskupina betafitu, kde 2Ti ≥ Nb + Ta. Jednotlivé minerálne druhy boli definované na základe katiónov v pozícii *A*, kde možno rozlíšiť dve hlavné skupiny: 1. Na-Ca členy, kde sodík alebo vápnik musí dosiahnuť hodnotu minimálne 20 atómových % zo všetkých katiónov v pozícii *A*, ale zároveň žiadny iný katión v pozícii *A* nesmie presiahnuť túto sumu; 2. ostatné členy, kde jeden alebo viac katiónov je v pozícii *A*, iné ako Na alebo Ca musia dosiahnuť hodnotu minimálne 20 atómových % zo všetkých katiónov *A* (Hogarth, 1977). Osobitnú podskupinu reprezentujú tzv. inverzné pyrochlóry, kde pri významnejšom obsahu Cs, jednomocného katiónu s extrémne veľkým iónovým polomerom (vyšším ako 1,7 x 10^{-10} m), tento katión nevstupuje do obvyklej pozície *A*, ale do aniónovej pozície (napr. cezstibtantit; Ercit et al., 1993).

Metodika

Minerály pyrochlórovej skupiny sa analyzovali pomocou elektrónového mikroanalyzátora CAMECA SX 100 na pracovisku ŠGÚDŠ Bratislava a v Ústave geologických vied Masarykovej univerzity v Brne. Staršie analýzy sa merali na prístroji CAMECA SX 50 na Katedre geologických vied Manitobskej univerzity vo Winnipegu (Kanada), ako aj na prístroji JEOL JXA-733 na pracovisku ŠGÚDŠ Bratislava. Podmienky merania pre minerály skupiny pyrochlóru na prístroji CAMECA SX 100: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA, priemer elektrónového lúča 1 – 3 µm, čas merania na píku 20 s. Použité štandardy: W (W Lα), $LiNbO_3$ (Nb Lα), $LiTaO_3$ (Ta Lα), TiO_2 (Ti Kα), $ZrSiO_4$ (Zr Lβ), ThO_2 (Th Mα), UO_2 (U Mβ), $ScPO_4$ (Sc Kα), YPO_4 (Y Lα), $LaPO_4$ (La Lα), $CePO_4$ (Ce Lα), $PrPO_4$ (Pr Lβ), $NdPO_4$ (Nd Lβ), $SmPO_4$ (Sm Lβ), $GdPO_4$ (Gd Lα), Sb (Sb Lα), hematit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), wollastonit (Ca Kα), barit (Ba Lα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), SnO_2 (Sn Lα), PbS (Pb Mα), albit (Na Kα), ortoklas (K Kα), BaF_2 (F Kα) a NaCl (Cl Kα).

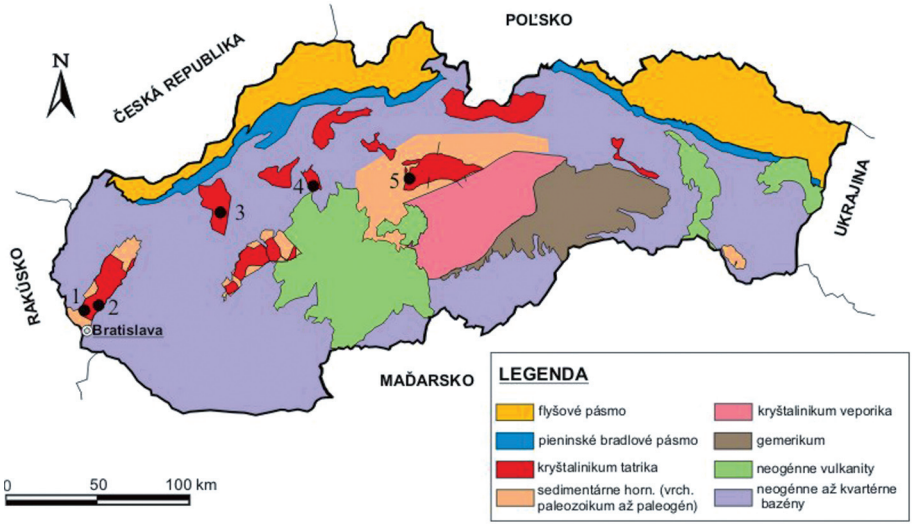
Na prístroji CAMECA SX 50 sa použili tieto podmienky: urýchľovacie napätie 15 kV, vzorkový prúd 20 nA (Nb,Ta, Si, Ti, U, Sb, Fe, Mn, Ca, Pb, Na, F), resp. 40 nA (Sn, Zr, Y, As, Bi, Sr, Ba, K, Sc), čas merania na píku 20 s, priemer elektrónového lúča 1 – 2 µm. Použité štandardy: $MnNb_2O_6$ (Nb Lα, Mn Kα), manganotantalit (Ta Mα), diopsid (Si Kα), ZrO_2 (Zr Lα), UO_2 (U Mβ), YAG (Y Lα), mimetit (As Lα), stibiotantalit (Sb Lα), $BiTaO_4$ (Bi Mβ), $CaNb_2O_6$ (Ca Kα), SnO_2 (Sn Lα), mikrolit (Na Kα, F Kα), ortoklas (K Kα) a pollucit (Cs Lα).

Údaje sa korigovali procedúrou PAP (Pouchou a Pichoir, 1985) na prístrojoch CAMECA SX 100 a SX 50, resp. ZAF na prístroji JEOL JXA-733.

Geologická a mineralogická charakteristika pegmatitov

Minerály skupiny pyrochlóru sa doteraz zistili na piatich lokalitách granitových pegmatitov v oblasti bratislavského masívu Malých Karpát, bojnianskeho masívu Považského Inovca, v pohorí Žiar a v oblasti Prašivej v Nízkych Tatrách (obr. 1).

1. Lokalita Jezuitské lesy sa nachádza v katastrálnom území miestnej časti Bratislava-Devín v Malých Karpatoch. Pegmatit vystupuje priamo v prostredí biotitických granodioritov až granitov bratislavského masívu, ktorý predstavuje orogénne, peraluminózne vápenato-alkalické granity s tendenciou k typu S (Cambel a Vilinovič, 1987). Na základe doterajších údajov vytvára pegmatit žilné až šošovkovité teleso s hrúbkou minimálne 1 m. Možno v ňom



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa územia Slovenskej republiky s vyznačením lokalít skúmaných granitových pegmatitov.

Fig. 1. Simplified geological map of the Slovak Republic with localization of the examined granitic pegmatites.

pozorovať viacero nevýrazne diferencovaných zón, medzi ktoré patria okrajová muskovitovo-kremeňovo-živcová zóna, bloková živcovo-kremeňovo-muskovitová zóna a slabšie vyvinutá centrálna zóna blokového kremeňa. Uvedené zóny sú nepravidelne zatlačené jemnozrnným cukrovitým albitom, prípadne lištovitým albitom (cleavelanditom). Z horninotvorných minerálov prevláda kremeň, K živec, albit a muskovit. Z akcesorických minerálov boli identifikované beryl a produkty jeho alterácie (fenakit a bertrandit), granát (almandín-spessartín), fluórapatit obohatený o Mn, gahnit, zirkón obohatený o Hf, uraninit, galenit, pyrit, monazit-(Ce), cheralit, a Nb-Ta fázy – ferocolumbit, manganocolumbit, ferotantalit, manganotantalit, ferotapiolit, ferowodginit a mikrolit (Chudík et al., v príprave).

2. Nb-Ta minerály z lokality Limbach pochádzajú z ťažkej frakcie v recentných náplavoch Limbašského potoka v Slnečnom údolí vzdialeného 3 km severne od obce Limbach v Malých Karpatoch. Limbašský potok a jeho prítoky drénujú granitové teleso Staré Mesto, ktoré je súčasťou bratislavského masívu, a taktiež okolité metapelity a metapsamity. V okolí Limbašského potoka priamo v leukokratných granitoch sa nachádza množstvo pegmatitových žíl. S najväčšou pravdepodobnosťou z nich pochádzajú aj nájdené Nb-Ta minerály. Identifikované boli minerály skupiny columbitu-tantalitu, ferotapiolit, ixiolit obohatený o Sn (resp. wodginit), tantalový rutil, mikrolit a uránmikrolit (Uher et al., 2007).

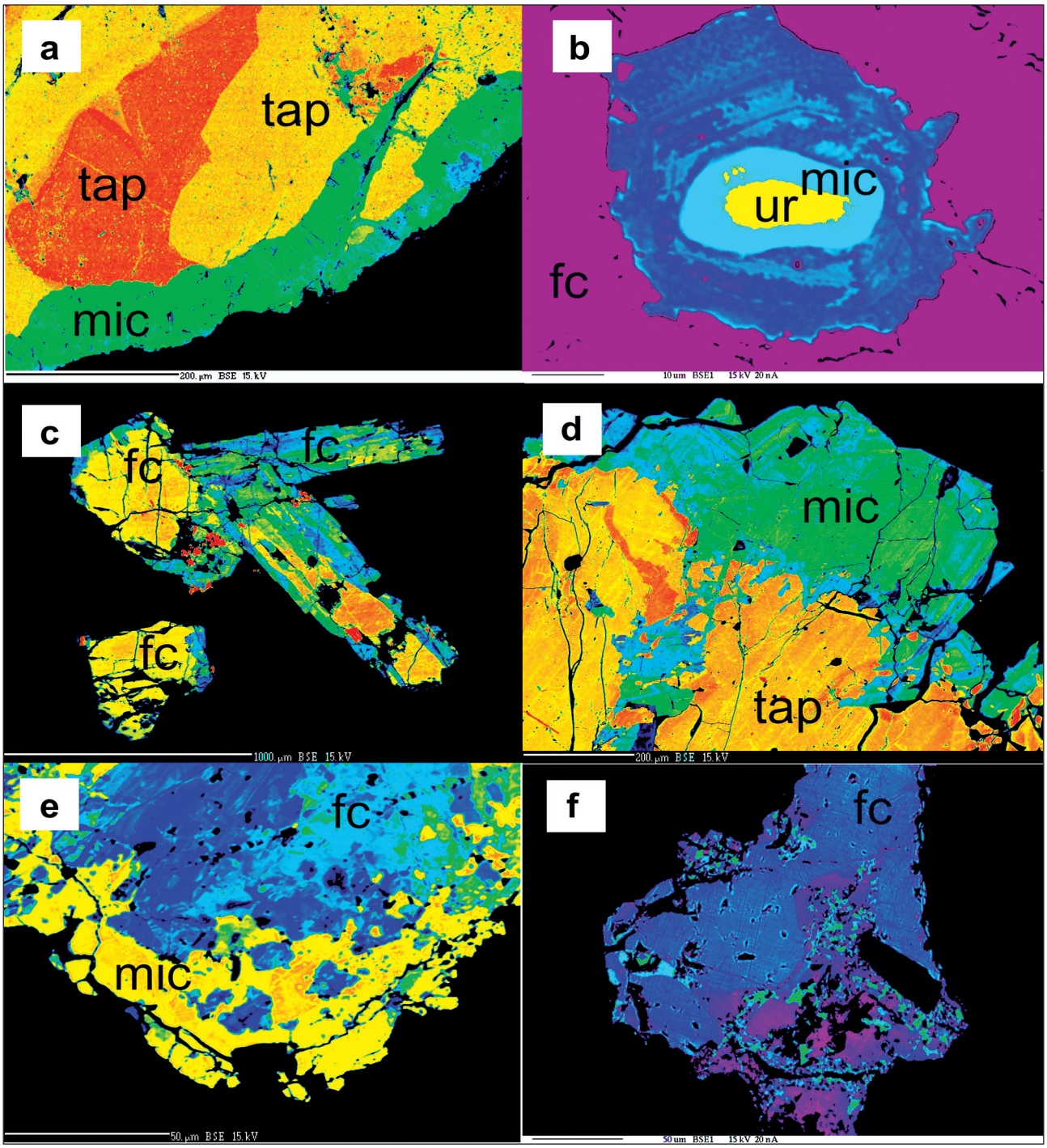
3. Granitový pegmatit Moravany nad Váhom, hrebeň Striebornica v Považskom Inovci, sa považuje za najväčšie a najdiferencovanejšie pegmatitové teleso v Západných Karpatoch. Pegmatit má pravdepodobne šošovkovitý až žilný tvar s rozmermi približne 100 – 150 x 8 m, pričom preráža cez dvojsľudové granodiority až granity, ako aj metapelity biotitovo-muskovitovo-sillimanitovej subfácie (Uher et al., 1994; Uher, 2005). Pegmatit má výraznú zonálnosť a boli v ňom vyčlenené nasledujúce zóny: grafická zóna, zóna blokového mikroklínu, hrubokryštalická živcovo-kremeňovo-muskovitová až kremeňovo-muskovitová zóna, zóna blokového kremeňa (kremenné jadro), jemnozrnná albitová zóna (cukrovitý albit) a hrubokryštalická albitovo-kremenná (cleavelanditová) zóna (Uher, 2005). Popri mineráloch pyrochlórovej skupiny boli identifikované aj minerály skupiny columbitu-tantalitu, ferotapiolit a fersmit.

4. Lokalita Nad Uhliskom v pohorí Žiar sa nachádza neďaleko obce Ráztočno. Pegmatity pochádzajú zo sutiny na úpätí zalesneného svahu. V okolí lokality vystupujú biotitické až dvojsľudové granity a pararuly. V pegmatite sa vyčlenili tieto zóny: grafická zóna, mikroklínová bloková zóna, hrubozrnná živcovo-kremeňovo-muskovitová zóna a bloková kremenná zóna. Kryštály columbitu-tantalitu s veľkosťou do 2 mm sa vyskytujú v jemnozrnnej albitovej zóne a sú lokálne intenzívne zatlačené mikrolitom (Uher et al., 1994).

5. Lokalita Sopotnica (Sopotnická dolina) sa nachádza v západnej časti Nízkych Tatier severne od obce Brusno. Žily granitových pegmatitov prerážajú cez biotitické granodiority až granity prašivského typu s afinitou k typu I. Pegmatity majú zväčša jednoduché zloženie (kremeň, K živec, plagioklas, biotit a muskovit) a sú pomerne slabo diferencované. Na dvoch blízko situovaných, pomerne tenkých a takmer nezonálnych K-živcovo-kremeňovo-muskovitových žilách (hrúbka do 15 cm) však bola opísaná pestrá asociácia primárnych a sekundárnych Nb-Ta minerálov: Nb-Ta rutil, Ti ixiolit, ferocolumbit, manganocolumbit, Nb-Ta armalcolit až pseudobrookit, Nb ilmenit, Nb-Ta titanit, fersmit, mikrolit, pyrochlór, betafit, uránmikrolit, uránpyrochlór, plumbomikrolit, stibiomikrolit, stibiobetafit a Nb-Ta roméit (Uher et al., 1998a, b).

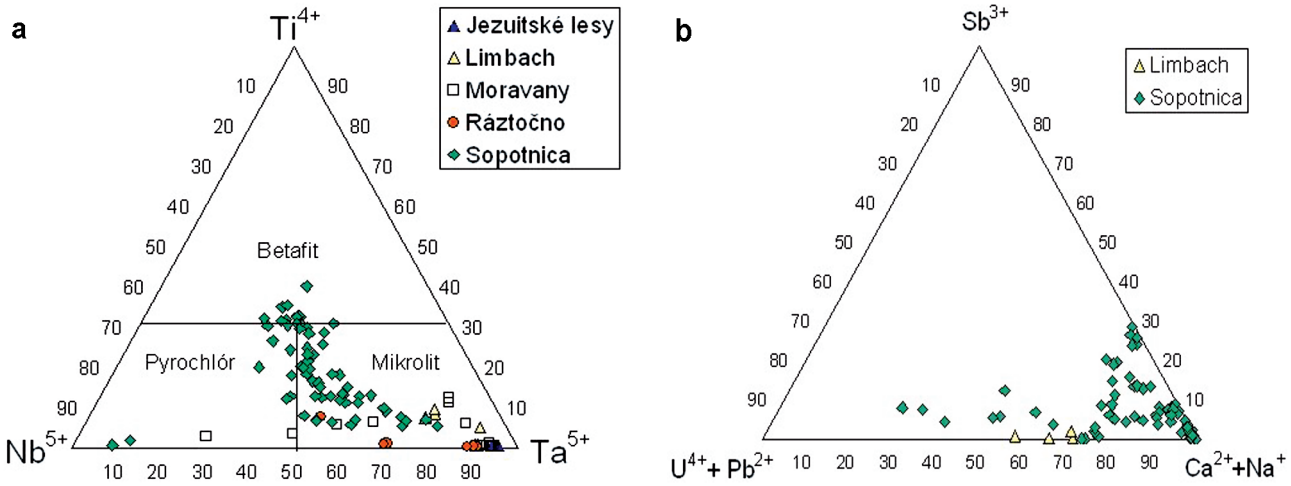
Chemické zloženie minerálov skupiny pyrochlóru

Minerály pyrochlórovej skupiny sa na všetkých študovaných lokalitách vyskytujú v podobe nepravidelných žiliek, inklúzií, výplní trhlín a okrajov, ktoré intenzívne zatláčajú primárne Nb-Ta minerály, predovšetkým columbit-tantalit a ferotapiolit (obr. 2). Ich pestré chemické zloženie je odrazom variácií katiónov v pozícii *A* a *B*, najmä Nb, Ta, Ti, Ca, Na, U, Pb a Sb (tab. 2, obr. 3). Na základe chemického zloženia ich môžeme rozdeliť na dve genetické skupiny. Prvá skupina zahŕňa výskyty mikrolitu



Obr. 2. Farebné BSE mikrofotografie minerálov skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát. a – mikrolit (zelená) zatláčajúci ferotapiolit (žltá až oranžová), Bratislava – Jezuitské lesy, b – nárast oscilačne zonálneho uránmikrolitu (modrá) na inklúzii uraninitu (žltá) s reakčným lemom (slabo modrá) vo ferocolumbite (fialová), Limbach, c – zrast kryštálov columbitu-tantalitu (žltá, modrá, zelená) s inklúziami mikrolitu až uránmikrolitu (červená), Moravany nad Váhom, d – mikrolit (modrá a zelená) zatláčajúci kryštál ferotapiolitu (žltá až oranžová), Moravany nad Váhom, e – mikrolit až mikrolit obohatený o urán (žltá) zatláčajúci ferocolumbit (modrá), Ráztočno, f – kryštál ferocolumbitu (modrá až fialová) zatlačený mikrolitom a stibiomikrolitom (zelená), Brusno – Sopotnická dolina.

Fig. 2. Coloured BSE images of pyrochlore group minerals. a – microlite (green) replacing ferrotapiolite (yellow to orange), Bratislava, Jezuitské lesy, b – overgrowths of uranmicrolite with oscillatory zoning (blue) on uraninite (yellow, light blue) in ferrocolumbite (purple), Limbach, c – crystals of columbite-tantalite (yellow, blue, green) with inclusions of microlite to uranmicrolite (red), Moravany nad Váhom, d – microlite (blue and green) replacing ferrotapiolite (yellow to orange), Moravany nad Váhom, e – microlite to uraniun-rich microlite (yellow) replacing ferrocolumbite (blue), Ráztočno, f – crystal of ferrocolumbite (blue to purple) replaced by microlite and stibiomicrolite (green), Brusno, Sopotnická dolina.



Obr. 3. Nb-Ti-Ta (**a**) a (U + Pb)-Sb-(Ca + Na) (**b**) diagramy minerálov skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát.

Fig. 3. Nb-Ti-Ta (**a**) and (U + Pb)-Sb-(Ca + Na) (**b**) diagrams for the pyrochlore group minerals from the Western Carpathian granitic pegmatites.

až pyrochlóru v pegmatitoch spätých s granitmi typu S (Bratislava – Jezuitské lesy, Limbach, Moravany nad Váhom a Ráztočno) a druhá výskyty minerálov pyrochlórovej skupiny v pegmatitoch spätých s granitmi typu I v oblasti doliny Sopotnica v Nízkych Tatrách (tab. 2, obr. 3).

Mikrolit z lokality Bratislava – Jezuitské lesy sa nachádza vo forme lemov na kontakte ferotapiolitu a berylu dlhých 2 mm a hrubých 100 μm, pričom na okraji, ako aj v trhlinách intenzívne zatláča ferotapiolit. Mikrolit je nezonálny. Tomu zodpovedá aj pomer Ta/(Ta + Nb) pohybujúci sa v úzkom intervale, 0,91 – 0,96. Dominantný katión v pozícii *A* je Ca (1,24 – 1,48 apfu, 12,9 – 14,9 % CaO) a Na (0,28 až 0,6 apfu, 1,55 – 3,45 % Na_2O). Obsah Ti (max. 0,3 % TiO_2) a Sn (max. 1,0 % SnO), ako aj W, Zr, U, Pb a Sb je nízky až zanedbateľný. Obsah fluóru je pomerne vysoký a pohybuje sa v rozmedzí 2,4 až 3,3 % (tab. 2a).

Mikrolit až uránmikrolit z Limbachu sme pozorovali v podobe nepravidelného lemu okolo inklúzie uraninitu vo ferocolumbite veľkého do 15 μm (Uher et al., 2007). Pomer Ta/(Ta + Nb) dosahuje hodnoty 0,82 – 0,94. Obsah Ca (0,46 – 0,68 apfu, 4,6 – 6,9 % CaO) nie je taký vysoký ako v prípade mikrolitu z lokality Jezuitské lesy. Je to spôsobené obsahom iných katiónov v pozícii *A*, predovšetkým U (0,18 – 0,42 apfu, 8,6 – 19,3 % UO_2), ako aj zvýšeným obsahom Fe (do 0,38 apfu, max. 4,9 % FeO), ktorý však môže zapĺňať aj pozíciu *B* (v podobe Fe^{3+}). Nízky je aj obsah Ti (0,1 – 0,2 apfu, 1,5 – 2,8 % TiO_2), koncentrácia W, Pb, Zr, Sn a Sb je zanedbateľná (tab. 2a).

Mikrolit z pegmatitu pri Moravanoch nad Váhom sa nachádza vo forme koncentricky zonálnych kryštálov s veľkosťou do 200 μm, ktoré zatláčajú ferotapiolit a ferotantalit až manganotantalit (Novák et al., 2000). Pomer Ta/(Ta + Nb) v mikrolite dosahuje 0,89 – 0,97. Ojedinele sa zistil uránový mikrolit s obsahom do 8,7 % UO_2 (0,18 apfu U), zatláčajúci ferocolumbit-manganocolumbit. Popri mikrolite sa tu ojedinele nachádzajú aj drobné inklúzie pyrochlóru až mikrolitu veľké do 20 μm s pomerom Ta/(Ta + Nb) = 0,30 – 0,69. Vystupujú v asociácii s fersmitom a spoločne zatláčajú columbit-tantalit (Uher et al., 1994). Rozdiely v chemickom zložení badať v obsahu Ca a Na aj vedľajších prvkov. Pyrochlórové fázy v porovnaní s mikrolitmi obsahujú menšie množstvo Ca (0,80 – 0,86 apfu, 10,9 – 11,9 % CaO, v prípade mikrolitu max. 1,4 apfu, 13,7 % CaO) aj Na (0,01 – 0,04 apfu, 0,1 – 0,3 % Na_2O, v prípade mikrolitu max. 0,39 apfu, 2,2 % Na_2O). Obsah niektorých vedľajších prvkov je však výrazne vyšší. Možno to pozorovať najmä na obsahu Fe (max. 0,2 apfu, 3,3 % FeO, pri mikrolite max. 0,01 apfu, 0,15 % FeO), Mn (max. 0,23 apfu, 3,6 % MnO, pri mikrolite max. 0,05 apfu, 0,6 % MnO) a Ti (max. 0,13 apfu, 2,1 % TiO_2, mikrolit max. 0,03 apfu, 0,4 % TiO_2). Výnimku tvorí obsah Sn, U a Sr, ktorý je vyšší v prípade fáz bližších ku koncovému členu mikrolitu (max. 2,1 % SnO, v prípade pyrochlóru max. 0,5 % SnO). Zaujímavý je miestami zvýšený obsah Sr, ktorý v uránovom mikrolite z Moravian nad Váhom dosahuje až 1,9 % SrO (0,1 apfu) – tab. 2a. Obsah fluóru má hodnotu maximálne 1,9 % F.

Mikrolit z pegmatitu neďaleko Ráztočna tvorí sieť tenkých žiliek, prípadne nepravidelných zŕn a lemov, po okrajoch zatláčajúcich ferocolumbit. Pomer Ta/(Ta + Nb) je 0,56 – 0,91. Dominantný katión v pozícii *A* je Ca (1,32 až 1,59 apfu, 14,2 – 16,8 % CaO), v prípade mikrolitu obohateného o urán aj U (0,17 apfu, 8,9 % UO_2). Mierne zvýšený je aj obsah Mn (max. 2,0 % MnO) a Ti (2,48 % TiO_2), obsah F sa pohybuje v rozmedzí 0,6 – 0,9 % (tab. 2a).

Minerálna asociácia Nb-Ta fáz z granitových pegmatitov v doline Sopotnica je výrazne pestrejšia, pričom sa zistilo až 8 členov zo skupiny pyrochlóru (Uher et al., 1998a, b). Obsah Nb, Ta a Ti, ako aj U, Pb a Sb v mineráloch pyrochlórovej skupiny varíruje v oveľa širšom intervale ako v opísaných pegmatitoch. Ich chemické zloženie je zobrazené v tab. 2b a na obr. 3 – 4. Rozmanitosť minerálnych druhov odráža distribúcia katiónov v pozícii *B* (pyrochlór, mikrolit a betafit) aj *A* (uránpyrochlór, uránmikrolit, plumbomikrolit, stibiomikrolit a stibiobetafit). Okrem uvedených minerálov pyrochlórovej skupiny boli identifikované aj rozličné

Tab. 2a
Reprezentatívne mikrosondové analýzy minerálov skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov z lokalít Bratislava – Jezuitské lesy (JL), Limbach (Lim), Moravany nad Váhom (MnV) a Ráztočno (Ráz)
Representative microprobe compositions of pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites from Bratislava, Jezuitské lesy (JL), Limbach (Lim), Moravany nad Váhom (MnV) and Ráztočno (Ráz)

	Mic JL	Mic JL	Umc Lim	uMic Lim	Mic MnV	Pyr MnV	uMic MnV	Mic Ráz	Mic Ráz	uMic Ráz
WO_3	0,00	0,00	0,31	0,00	0,00	0,00	0,38	0,00	0,04	0,00
Nb_2O_5	2,63	4,53	7,77	2,82	4,25	47,91	4,38	14,37	4,45	21,12
Ta_2O_5	74,02	73,76	57,09	70,61	72,28	33,61	61,95	58,39	74,62	45,27
TiO_2	0,21	0,24	2,11	1,52	0,23	1,26	3,58	0,36	0,08	2,48
ZrO_2	0,00	0,00	0,06	0,18	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
UO_2	0,01	0,07	19,34	8,63	0,00	0,16	8,73	0,00	0,00	8,89
Sc_2O_3	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y_2O_3	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,15	0,00	0,00	0,00	0,00
Sb_2O_3	0,00	0,00	0,19	0,31	0,05	0,14	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	1,25	0,03	0,43	4,90	0,13	1,22	0,13	0,31	0,92	0,89
MnO	0,55	0,16	0,07	0,46	0,47	3,39	0,32	0,71	1,56	0,61
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,07	0,02	0,25	0,20	0,08	0,00	0,21	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO	0,72	0,53	0,06	0,15	2,06	0,10	0,15	0,23	0,08	0,37
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,97	0,00	1,87	0,00	0,00	0,11
CaO	14,90	12,91	5,69	4,61	13,63	11,89	11,07	16,75	14,23	13,60
Na_2O	1,55	3,45	0,00	0,00	1,90	0,09	0,90	1,41	0,71	1,79
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	2,37	3,32	0,00	0,00	1,88	0,36	0,08	0,00	0,00	0,61
O = Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O = F	–0,12	–0,17	0,00	0,00	–0,10	–0,02	–0,03	0,00	0,00	–0,26
Spolu	98,35	98,90	93,37	94,39	97,84	100,26	93,76	92,53	96,69	95,52
W^{6+}	0,000	0,000	0,008	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000	0,001	0,000
Nb^{5+}	0,111	0,184	0,339	0,117	0,177	1,364	0,183	0,574	0,180	0,805
Ta^{5+}	1,874	1,800	1,497	1,769	1,807	0,576	1,559	1,402	1,814	1,038
Ti^{4+}	0,015	0,016	0,153	0,105	0,016	0,060	0,249	0,024	0,005	0,157
Zr^{4+}	0,000	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
B suma	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
U^{4+}	0,000	0,001	0,415	0,177	0,000	0,002	0,180	0,000	0,000	0,167
Sc^{4+}	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y^{3+}	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Sb^{3+}	0,000	0,000	0,008	0,012	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe^{2+}	0,097	0,002	0,035	0,378	0,010	0,064	0,010	0,023	0,069	0,063
Mn^{2+}	0,043	0,012	0,006	0,036	0,037	0,181	0,025	0,053	0,118	0,044
Mg^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Pb^{2+}	0,002	0,000	0,006	0,005	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000
Zn^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn^{2+}	0,033	0,024	0,003	0,007	0,095	0,003	0,006	0,010	0,004	0,014
Sr^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,052	0,000	0,100	0,000	0,000	0,005
Ca^{2+}	1,487	1,241	0,588	0,455	1,343	0,803	1,097	1,585	1,363	1,228
Na^{+}	0,279	0,600	0,000	0,000	0,339	0,011	0,161	0,241	0,123	0,293
A suma	1,952	1,884	1,061	1,069	1,879	1,073	1,589	1,913	1,676	1,818
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,698	0,943	0,000	0,000	0,547	0,072	0,023	0,000	0,000	0,163
Ta/(Ta + Nb)	0,944	0,907	0,815	0,938	0,911	0,297	0,895	0,710	0,910	0,563

Symboly: Mic – mikrolit, Umc – uránmikrolit, Pyr – pyrochlór, uMic – uránový mikrolit

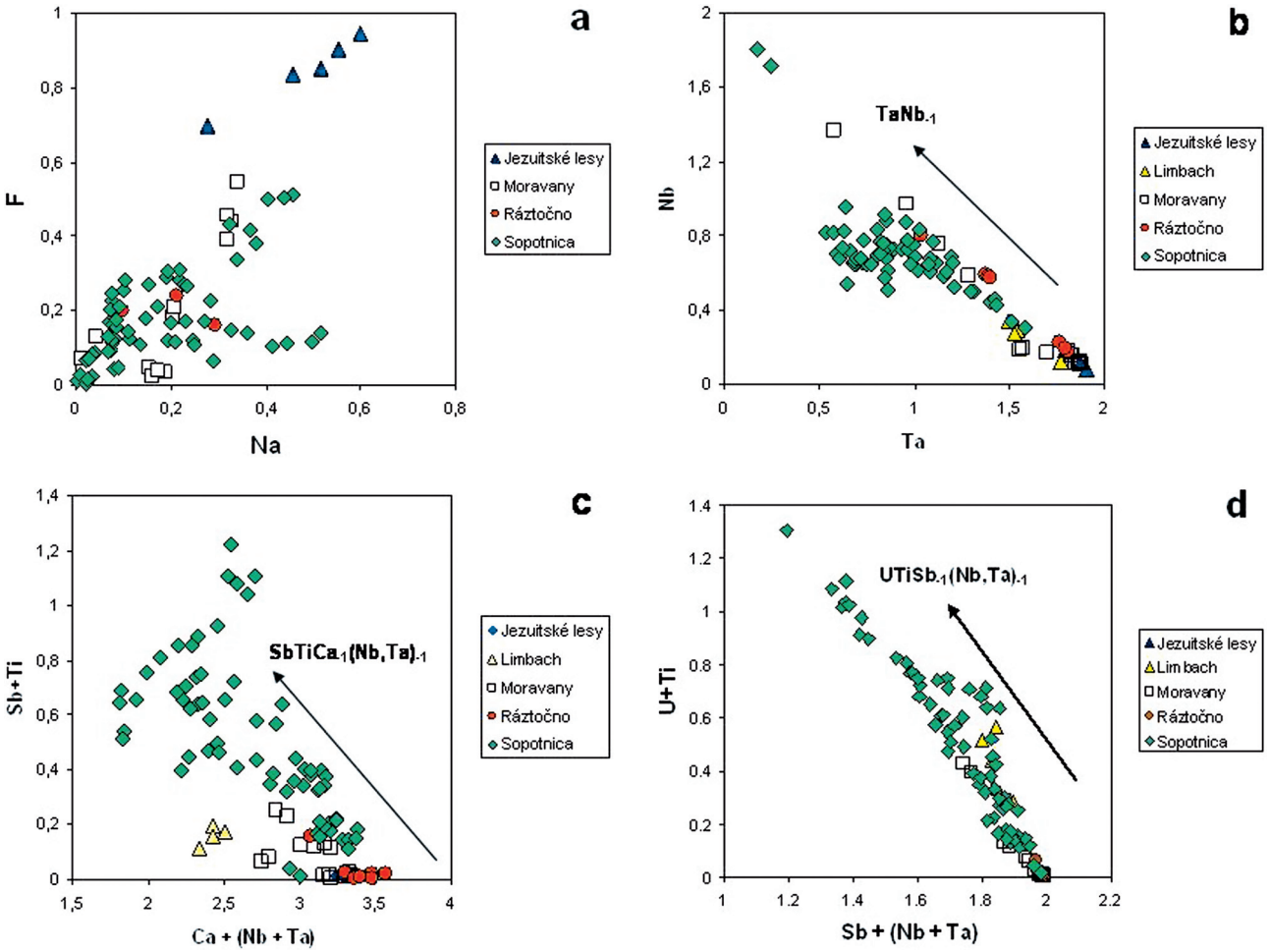
Symbols: Mic – microlite, Umc – uranmicrolite, Pyr – pyrochlore, uMic – uraniun-rich microlite

Tab. 2b
Reprezentatívne mikrosondové analýzy minerálov skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov z lokality Brusno – Sopotnická dolina
Representative microprobe compositions of pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites from locality Brusno – Sopotnická dolina

	Mic Sop	Pyr Sop	Bet Sop	Upy Sop	Umc Sop	Pmc Sop	Smc Sop	Stb Sop	PUmc Sop	uPy Sop	usMc Sop
WO_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Nb_2O_5	8,98	65,17	14,12	20,43	12,58	18,07	18,64	20,80	14,71	22,67	16,68
Ta_2O_5	66,52	15,45	28,05	28,62	35,15	34,22	34,72	29,04	26,12	26,55	40,57
TiO_2	2,31	0,94	12,60	10,51	9,16	5,28	10,45	12,48	7,80	10,14	10,03
ZrO_2	0,17	0,00	0,00	0,06	0,00	0,57	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00
UO_2	1,16	0,39	26,21	15,57	24,41	8,86	1,61	0,52	13,31	20,76	7,92
Sc_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Y_2O_3	0,00	0,19	0,00	0,13	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00
Sb_2O_3	0,06	0,09	0,00	1,71	0,00	2,24	13,28	16,65	1,16	1,01	8,66
FeO	0,84	0,11	0,33	1,68	0,51	1,69	0,39	0,64	1,37	1,66	0,76
MnO	0,58	0,12	0,26	0,39	0,26	0,25	0,29	0,33	0,21	0,41	0,30
MgO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,62	0,00	0,00	0,73	0,14	0,00
PbO	0,10	0,00	0,19	0,19	0,16	18,33	0,21	0,15	11,35	0,25	0,46
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SnO	0,28	0,00	0,69	0,19	1,23	0,08	0,48	0,24	0,19	0,12	0,12
SrO	0,31	0,00	0,06	0,96	0,16	0,30	0,09	0,07	0,23	0,47	0,15
CaO	16,02	15,63	9,77	5,38	9,34	6,74	15,26	15,56	3,78	11,01	10,55
Na_2O	0,49	0,00	3,02	0,22	2,94	0,64	0,27	0,14	0,12	1,88	0,46
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
F	0,69	0,00	0,44	0,10	0,50	0,43	0,35	0,28	0,05	0,26	0,37
O = Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O = F	–0,04	0,00	–0,02	–0,01	–0,03	–0,02	–0,02	–0,01	0,00	–0,01	–0,02
Spolu	98,52	98,10	95,81	86,57	96,44	98,64	96,04	96,92	81,55	97,47	97,10
W^{6+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Nb^{5+}	0,339	1,714	0,543	0,740	0,514	0,752	0,655	0,705	0,677	0,817	0,577
Ta^{5+}	1,509	0,244	0,649	0,624	0,864	0,857	0,734	0,592	0,723	0,575	0,845
Ti^{4+}	0,145	0,041	0,807	0,634	0,623	0,366	0,611	0,704	0,597	0,608	0,578
Zr^{4+}	0,007	0,000	0,000	0,002	0,000	0,026	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000
B suma	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
U^{4+}	0,022	0,005	0,497	0,278	0,491	0,181	0,028	0,009	0,301	0,368	0,135
Sc^{4+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Y^{3+}	0,000	0,006	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000
Sb^{3+}	0,002	0,002	0,000	0,056	0,000	0,085	0,426	0,514	0,049	0,033	0,273
Fe^{2+}	0,059	0,005	0,023	0,113	0,039	0,130	0,025	0,040	0,117	0,111	0,049
Mn^{2+}	0,041	0,006	0,019	0,026	0,020	0,019	0,019	0,021	0,018	0,028	0,019
Mg^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ba^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,022	0,000	0,000	0,029	0,004	0,000
Pb^{2+}	0,002	0,000	0,004	0,004	0,004	0,454	0,004	0,003	0,311	0,005	0,009
Zn^{2+}	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Sn^{2+}	0,012	0,000	0,029	0,008	0,056	0,004	0,019	0,009	0,010	0,005	0,004
Sr^{2+}	0,015	0,000	0,003	0,045	0,008	0,016	0,004	0,003	0,014	0,022	0,007
Ca^{2+}	1,432	0,974	0,891	0,462	0,904	0,665	1,271	1,249	0,412	0,940	0,866
Na^{+}	0,079	0,000	0,499	0,034	0,515	0,114	0,041	0,020	0,024	0,290	0,068
A suma	1,664	0,999	1,965	1,031	2,036	1,691	1,837	1,870	1,284	1,806	1,431
Cl	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,182	0,000	0,118	0,025	0,143	0,125	0,086	0,066	0,016	0,066	0,090
Ta/(Ta + Nb)	0,817	0,125	0,544	0,457	0,627	0,533	0,528	0,456	0,516	0,413	0,594

Symboly: Mic – mikrolit, Pyr – pyrochlór, Bet – betafit, Upy – uránpyrochlór, Umc – uránmikrolit, Pmc – plumbomikrolit, Smc – stibiomikrolit, Stb – stibiobetafit, PUmc – „plumbo-uránmikrolit", uPy – uránový pyrochlór, usMc – uránovo-antimónový mikrolit

Symbols: Mic – microlite, Pyr – pyrochlore, Bet – betafite, Upy – uranpyrochlore, Umc – uranmicrolite, Pmc – plumbomicrolite, Smc – stibiomicrolite, Stb – stibiobetafite, PUmc – "plumbo-uranmicrolite", uPy – uranian pyrochlore, usMc – uranian-stiboan microlite



Obr. 4a – d. Diagramy zobrazujúce substitučné mechanizmy v mineráloch skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát (apfu).

Fig. 4a – d. Substitution diagrams of pyrochlore group minerals from the Western Carpathian granitic pegmatites (apfu).

prechodné členy, napr. uránovo-antimónový mikrolit, uránový pyrochlór, antimónový pyrochlór až mikrolit a ďalšie. Navyše, jeden člen, identifikovaný ako „plumbo--uránmikrolit", spĺňa podmienku klasifikácie súčasne aj pre plumbomikrolit aj uránmikrolit (tab. 2b, anal. S2A84).

Diskusia a závery

Asociáciu minerálov skupiny pyrochlóru nachádzajúcich sa v granitových pegmatitoch Západných Karpát možno na základe určitých mineralogických a geochemických rozdielov rozčleniť na dve skupiny. Tieto skupiny odrážajú ich afinitu k dvom základným typom granitických hornín: monazitové orogénne granity typu S (Bratislava – Jezuitské lesy, Limbach, Moravany nad Váhom, Ráztočno) a allanitové orogénne granity typu I (Brusno – dolina Sopotnica) – Uher a Broska (1995). Najzreteľnejší rozdiel medzi týmito typmi granitov, ako aj medzi minerálmi pyrochlórovej skupiny možno pozorovať najmä v obsahu Ti. V pegmatitoch, ktoré sú geneticky späté s granitmi typu I v doline Sopotnica, sa v hojnom množstve vyskytuje rutil obohatený o Nb a Ta, ako aj ixiolit obohatený o titán a columbit (až do 12 % TiO_2; Uher et al., 1998a). Zvýšený obsah Ti v materskej hornine sa prejavil aj v chemickom zložení sekundárnych minerálov pyrochlórovej skupiny, predovšetkým výskytom betafitu, ale aj zvýšeným obsahom Ti v pyrochlóre a mikrolite (až do 11 % TiO_2 v prípade mikrolitu). V prípade minerálov skupiny pyrochlóru z pegmatitov viazaných na granity typu S sa obsah Ti pohybuje zvyčajne len okolo 1 % TiO_2 a len výnimočne dosahuje hodnoty blížiace sa k 3 % TiO_2. Relatívne komplikované chemické zloženie a prítomnosť vakancií v katiónových a aniónových pozíciách často neumožňuje jednoznačne charakterizovať substitučné mechanizmy prítomné v mineráloch pyrochlórovej skupiny. Napriek tomu možno preukázať niekoľko substitučných mechanizmov v pyrochlórových mineráloch zo západokarpatských pegmatitov. Nahrádzanie Na a F za Ca a O, reprezentované substitučným mechanizmom $Na^+ + F^- \leftrightarrow Ca^{2+} + O^{2-}$, môže poukazovať na sekundárnu alteráciu pyrochlórov (Lumpkin, 1992). Tento fenomén indikuje pozitívna korelácia Na vs. F a ich nízky obsah najmä na lokalite Sopotnica, Moravany nad Váhom a Ráztočno (zhruba menej ako 0,3 apfu Na, resp. F; obr. 4a). Relatívne nízke sumy chemických analýz sú pomerne typické pre minerály skupiny pyrochlóru a zvyčajne indikujú zvýšené množstvo H_2O v nich.

Zastúpenie katiónov v pozícii *B* kontroluje najmä homovalentná substitúcia $Ta^{5+} \leftrightarrow Nb^{5+}$ (obr. 4b). Vstup štvormocného titánu do pozície *B* v mineráloch pyrochlórovej skupiny sa môže kompenzovať najmä prostredníctvom zložitejších, heterovalentných substitúcií spoločne so vstupom Sb a U v pozícii *A*. V študovaných vzorkách prichádzajú do úvahy najmä substitúcie typu $Sb^{3+} + Ti^{4+} \leftrightarrow Ca^{2+} + (Nb, Ta)^{5+}$ [resp. v obmedzenom množstve aj $Sb^{3+} + Ti^{4+} \leftrightarrow Pb^{2+} + (Nb, Ta)^{5+}$] a $U^{4+} + Ti^{4+} \leftrightarrow Sb^{3+} + (Nb, Ta)^{5+}$ (obr. 4c, d). Uvedené heterovalentné substitúcie sa uplatňujú najmä v členoch, ktoré sú výraznejšie obohatené o Sb, Pb a U (lokalita Brusno – dolina Sopotnica).

Ako už bolo spomenuté, minerály skupiny pyrochlóru v granitových pegmatitoch sa vyskytujú najmä ako produkt alterácie primárne magmatických Nb-Ta fáz, napr. columbitu-tantalitu, tapiolitu, fersmitu, wodginitu atď. (napr. Wise a Černý, 1990; Tindle a Breaks, 1998; De Vito et al., 2006), známe sú však aj výskyty minerálov pyrochlórovej skupiny ako primárnych fáz (napr. Lumpkin et al., 1986; Novák et al., 2003). Textúrne znaky minerálov pyrochlórovej skupiny v západokarpatských pegmatitoch, najmä zatláčanie primárnych minerálov pozdĺž trhlín a okrajov, jasne dokumentujú ich sekundárny, postmagmatický vznik (obr. 2).

Chemické zloženie minerálov skupiny pyrochlóru môže odrážať chemické zloženie materskej magmy, prípadne primárneho Nb-Ta minerálu (napr. obsah Ti, REE), ktorý nahrádza (Uher a Broska, 1995). Najmä obsah Ti v pyrochlóroch kopíruje ich primárne Nb-Ta fázy: nízky obsah Ti v columbite-tantalite a ferotapiolite aj pyrochlóre-mikrolite je typický pre pegmatity späté s monazitovými granitmi typu S. Naopak, zvýšený obsah Ti je v primárnom columbite a ixiolite, ako aj sekundárnych mineráloch pyrochlórovej skupiny v pegmatitoch spätých s granitmi typu I (Prašivá). Obohatenie o urán je zrejme aj primárnym znakom pegmatitov a členy skupiny pyrochlóru obohatené o urán mohli vznikať reakciou medzi reziduálnymi pegmatitickými fluidami obohatenými o U a primárne Nb-Ta fázy, pravdepodobne počas záveru magmatického štádia až raného hydrotermálneho štádia tvorby pegmatitu. V niektorých prípadoch však bývajú minerály pyrochlórovej skupiny obohatené aj o prvky, ktoré sa nenachádzajú vo zvýšenej koncentrácii ani v materskej hornine, ani v asociujúcich mineráloch. To indikuje externý zdroj týchto prvkov, napr. Pb a Sb (Uher et al., 1998b). Aj keď je vo svete známych viacero výskytov granitových pegmatitov s Pb a Sb členmi pyrochlórovej skupiny, viažu sa predovšetkým na relatívne vysoko frakcionované vzácnoprvkové granitové pegmatity, napr. Věžná v Českej republike (Černý et al., 1979), Varuträsk vo Švédsku (Černý et al., 2004) či Tanco v Kanade (Van Lichtervelde et al., 2006). Predpokladá sa tam zvýšená koncentrácia Pb a Sb najmä v dôsledku procesov frakcionácie alebo špecifického zloženia zvyškových pegmatitových roztokov, resp. fluíd, a nie ich externý zdroj. Naopak, zdrojom Pb a Sb v tenkých a relatívne slabšie frakcionovaných pegmatitových žilách v oblasti doliny Sopotnice boli pravdepodobne hydrotermálne roztoky. Tie súvisia s formovaním sulfidických ložísk a výskytov Sb a Pb nachádzajúcich sa v blízkom okolí prašivských pegmatitov. Pri tom nastala lokálna alterácia pegmatitov a vznikli Sb a Pb členy pyrochlórovej skupiny (Uher, 1998a, b; Uher, 2000).

Poďakovanie. Prácu financovala Agentúra na podporu výskumu a vývoja na základe zmluvy APVV-0557-06. Autori ďakujú D. Ozdínovi, P. Konečnému a P. Gadasovi za asistenciu pri meraní na elektrónovej mikrosonde. Ďakujeme recenzentovi I. Broskovi za podnetné pripomienky k článku. Staršie analýzy Nb-Ta minerálov sa získali počas postdoktorandského pobytu P. Uhera na Univerzite vo Winnipegu (Kanada) pod vedením prof. P. Černého.

Literatúra

Broska, I. & Uher, P., 1988: Accessory minerals of granitoid rocks of Bojná and Hlohovec blocks, Považský Inovec Mts. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 39, pp. 505 – 520.*

Cambel, B. & Vilinovič, V., 1987: Geochémia a petrológia granitoidných hornín Malých Karpát. *Bratislava, Veda, s. 1 – 248.*

Caprilli, E., Della Ventura, G., Williams, T. C., Parodi, G. C. & Tuccimei, P., 2006: The crystal chemistry of non-metamict pyrochlore group minerals from Latium, Italy. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 44, pp. 1 367 – 1 378.*

Černý, P. & Ercit, T. S., 1989: Mineralogy of niobium and tantalum: crystal chemical relationships, paragenetic aspects and their economic implications. *In: Möller, P., Černý, P. & Saupé, F. (eds.): Lanthanides, tantalum and niobium. Mineralogy, geochemistry, character of primary ore deposits, prospecting and applications. Proceedings of a workshop in Berlin, November 1986. Berlin – Heidelberg – New York – London – Paris – Tokyo, Springer-Verlag, pp. 27 – 79.*

Černý, P. & Ercit, T. S., 2005: The classification of the granitic pegmatites revisited. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 43, pp. 2 005 – 2 026.*

Černý, P., Hawthorne, F. C., Laflamme, J. H. G. & Hinthorne, J. R., 1979: Stibiobetafite, a new member of the pyrochlore group from Věžná, Czechoslovakia. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 17, pp. 583 – 588.*

Černý, P., Chapman, R., Ferreira, K. & Smeds, S. A., 2004: Geochemistry of oxide minerals of Nb, Ta, Sn and Sb in the Varuträsk granitic pegmatite, Sweden: The case of an "anomalous" columbite-tantalite trend. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 89, pp. 505 – 518.*

De Vito, C., Pezzotta, F., Ferrini, V. & Aurisicchio, C., 2006: Nb-Ti-Ta oxides in the gem-mineralized and "hybrid" Anjanabonoina granitic pegmatite, central Madagascar: A record of magmatic and postmagmatic events. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 44, pp. 87 – 103.*

Ercit, T. S., Černý, P. & Hawthorne, F. C., 1993: Cesstibtantite: A geologic introduction to the inverse pyrochlores. *In: Mineral. Petrol., 48, pp. 235 – 255.*

Hogarth, D. D., 1977: Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 62, pp. 403 – 410.*

Chudík, P., Uher, P., Kohút, M. & Bačík, P., 2008: Accessory columbite-tantalite, tapiolite and zircon: Products of extreme fractional crystallization in highly peraluminous pegmatitic granite from the Považský Inovec Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *In: J. Geosci., 53, pp. 323 – 334.*

Issa Filho, A., Lima dos Santos, P. R. A. & De Souza, O. M., 1984: Aspects of the geology of the Barreiro Carbonatitic Complex, Araxá, MG, Brazil. *In: Carbonatitic complexes of Brazil: Companhia Brasileira de Metalurgia e Mineração, São Paulo, pp. 19 – 44.*

Knudsen, C., 1989: Pyrochlore group minerals from the Qaqarssuk carbonatite complex. *In: Möller, P., Černý, P. & Saupé, F. (eds.): Lanthanides, tantalum and niobium. Mineralogy, geochemistry, character of primary ore deposits, prospecting and applications. Proceedings of a workshop in Berlin, November 1986. Berlin – Heidelberg, Springer-Verlag, pp. 80 – 99.*

Lumpkin, G. R., Chakoumakos, B. C. & Ewing, R. C., 1986: Mineralogy and radiation effects of microlite from the Harding pegmatite, Taos County, New Mexico. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 71, pp. 569 – 588.*

Lumpkin, G. R. & Ewing, R. C., 1992: Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Microlite subgroup. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 70, pp. 179 – 188.*

Lumpkin, G. R. & Ewing, R. C., 1995: Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Pyrochlore subgroup. *In: Amer. Mineralogist (New Haven), 80, pp. 732 – 743.*

Nasraoui, M. & Waerenborgh, J. C., 2001: Fe speciation in weathered pyrochlore group minerals from the Lueshe and Araxá (Barreiro) carbonatites by 57Fe Mössbauer spectroscopy. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 39, pp. 1 073 – 1 080.*

Novák, M. & Černý, P., 1998: Niobium-tantalum oxide minerals from complex granitic pegmatites in the Moldanubicum, Czech Republic: Primary versus secondary compositional trends. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 36, pp. 659 – 672.*

Novák, M., Uher, P., Černý, P. & Siman, P., 2000: Compositional variations in ferrotapiolite + tantalite pairs from the beryl-columbite pegmatite at Moravany nad Váhom, Slovakia. *In: Mineral. Petrol., 69, pp. 295 – 306.*

Novák, M., Černý, P. & Uher, P., 2003: Extreme variation and apparent reversal of Nb-Ta fractionation in columbite-group minerals from Scheibengraben beryl-columbite granitic pegmatite, Maršíkov, Czech Republic. *In: Eur. J. Mineral., 15, pp. 565 – 574.*

Ohnenstetter, D. & Piantone, P., 1992: Pyrochlore group minerals in the Beauvoir peraluminous leucogranite, Massif Central, France. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 30, pp. 771 – 784.*

Pouchou, J. L. & Pichoir, F., 1985: "PAP" (phi-rho-z) procedure for improved quantitative microanalysis. *In: J.T.Armstrong (ed.): Microbeam Analysis. San Francisco, San Francisco Press, pp. 104 – 106.*

Tindle, A. G. & Breaks, F. W., 1998: Oxide minerals of the Separation rapids rare element granitic pegmatite group, nortwestern Ontario, Kanada. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 36, pp. 609 – 635.*

Uher, P. & Broska, I., 1992: Ti-Nb-Ta minerály v leukogranitoch Tribeča. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 24, s. 271 – 277.*

Uher, P., 2000: Stibiotantalit v pegmatite Sb ložiska Dúbrava – produkt hydrotermálnej alterácie kolumbitu-tantalitu. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 32, s. 109 – 114.*

Uher, P., Černý, P., Novák, M. & Siman, P., 1994: Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec and Žiar Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 26, pp. 157 – 164.*

Uher, P. & Broska, I., 1995: Pegmatites in two suites of Variscan orogenic rocks (Western Carpathians, Slovakia). *In: Mineral. Petrol., 55, pp. 27 – 36.*

Uher, P., Žitňan, P. & Ozdín, D., 2007: Pegmatitic Nb-Ta oxide minerals in alluvial placers from Limbach, Bratislava massif, Western Carpathians, Slovakia: Compositional variations and evolutionary trend. *In: J. Geosci., 52, pp. 133 – 141.*

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Határ, J. & Miko, O., 1998a: Evolution of Nb-Ta minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. I. Primary Fe, Ti-rich assemblage. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 36, pp. 525 – 534.*

Uher, P., Černý, P., Chapman, R., Határ, J. & Miko, O., 1998b: Evolution of Nb-Ta minerals in the Prašivá granitic pegmatites, Slovakia. II. External hydrothermal Pb, Sb overprint. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 36, pp. 535 – 545.*

Valach, J., 1954: Žulové pegmatity Malých Karpát. *In: Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied (Bratislava), 5, s. 26 – 58.*

Van Lichtervelde, M., Linnen, R. L., Salvi, S. & Beziat, D., 2006: The role of metagabbro rafts on tantalum mineralization in Tanco granitic pegmatite, Manitoba. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 44, pp. 625 – 644.*

Van Lichtervelde, M., Salvi, S., Beziat, D. & Linnen, R., 2007: Textural features and chemical evolution in tantalum oxides: Magmatic versus hydrohtermal origins for Ta mineralization in Tanco Lower pegmatite, Manitoba, Canada. *In: Econ. Geol. (New Haven), 102, pp. 257 – 276.*

Wise, M. A. & Černý, P., 1990: Primary compositional range and alteration trends of microlite from the Yellowknife Pegmatite Field, Northwest Territories, Canada. *In: Mineral. Petrol., 43, pp. 83 – 98.*

Rukopis doručený 31. 3. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 27. 4. 2009

Pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites of the Western Carpathians: Compositional variations and substitution mechanisms

Minerals of the pyrochlore group from the localities of granitic pegmatites in the Malé Karpaty Mts. (Bratislava, Jezuitské lesy; Limbach), Považský Inovec Mts. (Moravany nad Váhom), Žiar Mts. (Ráztočno) and Low Tatra Mts. (Sopotnica valley) were identified and investigated (Fig. 1). Pyrochlore group minerals from the Western Carpathian Hercynian granitic pegmatites occur as irregular veinlets, inclusions and outer rims replacing primary magmatic columbite-tantalite, rarely ferrotapiolite and ixiolite (Fig. 2). On the basis of their chemical composition, they are subdivided into two groups. The first group is related to granitic pegmatites derived from monazite-bearing orogenic S-type granites (Malé Karpaty Mts., Považský Inovec Mts., Žiar Mts.). Pyrochlore group minerals from the first group are represented mainly by Ti-poor microlite, rarely pyrochlore and uranmicrolite. They exhibit relatively similar composition, with Ca > Na, sporadically elevated U content, with low concentrations of minor elements (Tab. 2a, Fig. 3). The second group is related to granitic pegmatites derived from allanite-bearing, orogenic I-type granites (Sopotnica valley, Low Tatra Mts.). These pyrochlore group minerals usually show enrichment in Ti and high compositional variability in A-site cations: Ca, U, Pb and Sb. Consequently, a lot of members have been identified here: pyrochlore, microlite, betafite, uranpyrochlore, uranmicrolite, plumbomicrolite, stibiomicrolite, stibiobetafite as well as Ca, U, Pb, Sb-rich intermediate compositions.

Correlation among the full set of chemical variables has been examined, but the complex mineral chemistry and the presence of cation and anion vacancies make it difficult to adequately characterize the substitution schemes present in the pyrochlore group. In the *B* site there is evident an isomorphous substitution between Nb, Ta and Ti (Figs. 3a, 4a). Characterization of couple substitution between the *A* and *B* site is more difficult, however the presence of broad spectrum of substituting elements suggests major heterovalent complex substitutions:

$Sb^{3+} + Ti^{4+} \leftrightarrow (Ca, Pb)^{2+} + (Nb, Ta)^{5+}$, and $U^{4+} + Ti^{4+} \leftrightarrow Sb^{3+} + (Nb, Ta)^{5+}$ (Figs. 4c, d).

In general, the pyrochlore group minerals occur as replacement products of primary magmatic Nb-Ta oxide minerals (columbite-tantalite, ferotapliolite, ixiolite). The Ti contents of the pyrochlores reflect a composition of the primary Nb-Ta pegmatite minerals. Uranium-bearing species probably originated from reaction between residual fluids enriched in U (uranmicrolite) and early crystallizing Nb-Ta phases, during the late magmatic to early hydrothermal evolution of the granitic pegmatite. Phases with elevated content of Sb and Pb probably result from subsequent low-temperature hydrothermal alteration, which generated Sb and Pb sulphide mineralization in the vicinity of the pegmatites.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 169 – 178
ISSN 0369-2086

Monticellit, clintonit a hydroxylellestadit-fluorellestadit: vzácne skarnové minerály na Cu-Au porfýrovo-skarnovom ložisku Vysoká – Zlatno (štiavnický stratovulkán)

PETER KODĚRA[1], PAVEL UHER[1], DANIEL OZDÍN[2], VIERA KOLLÁROVÁ[3] a JAROSLAV LEXA[4]

[1]Katedra ložiskovej geológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava; kodera@fns.uniba.sk
[2]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty UK, Mlynská dolina G, 842 15 Bratislava
[3]Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
[4]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, P. O. Box 106, 840 05 Bratislava

Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite: Rare skarn minerals of the Vysoká – Zlatno Cu-Au porphyry-skarn deposit (Štiavnica stratovolcano, Slovakia)

Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite were identified by detailed EMPA study of Ca-Mg skarn in contact with Miocene granodiorite intrusion at the Vysoká – Zlatno Cu-Au porphyry-skarn deposit near Banská Štiavnica, Central Slovakia. Monticellite together with spinel and grossular-andradite garnet represent a product of peak conditions of contact thermal metamorphic event, whereas clintonite originated during subsequent high-temperature retrograde phase. Formation of hydroxylellestadite to fluorellestadite is connected with later lower-temperature retrograde phase together with the origin of anhydrite and calcite.

Key words: monticellite, clintonite, hydroxylellestadite, fluorellestadite, Ca-Mg skarn, Cu-Au porphyry deposit, Štiavnica stratovolcano, Vysoká, Zlatno, Slovak Republic

Úvod

Porfýrovo-skarnová mineralizácia na kontakte miocénnej intrúzie granodioritového porfýru a mezozoických karbonátov na lokalite Vysoká – Zlatno v Štiavnických vrchoch sa zistila na základe vrtného prieskumu (Rozložník a Zábranský, 1971). Následne v rámci rozsiahleho geologického prieskumu bolo definované ložisko Cu-Au rúd porfýrového typu (Burian a Smolka, 1982) s parametrami 66 mil. t rudy pri kovnatosti 0,34 % Cu alebo 18 mil. t rudy pri kovnatosti 0,6 % Cu (Burian et al., 1980). Mineralógiu skarnov na lokalite Vysoká – Zlatno podrobne spracovali Zábranský (1976), Marsina et al. (1993) a Kúšik (1992), novšie analytické štúdium z dostupného archivovaného vrtného materiálu uskutočnil Lexa et al. (2005).

V rámci nedávno realizovaného detailného mineralogického a metalogenetického výskumu porfýrovo-skarnovej mineralizácie na lokalite Vysoká – Zlatno boli identifikované aj vzácnejšie skarnové minerály, ktoré z územia Slovenska, resp. Západných Karpát doteraz neboli známe – monticellit, clintonit, hydroxylellestadit a fluorellestadit. V našom príspevku podávame základnú charakteristiku týchto minerálov a vyjadrujeme sa k ich postaveniu v skarnizačných procesoch na ložisku.

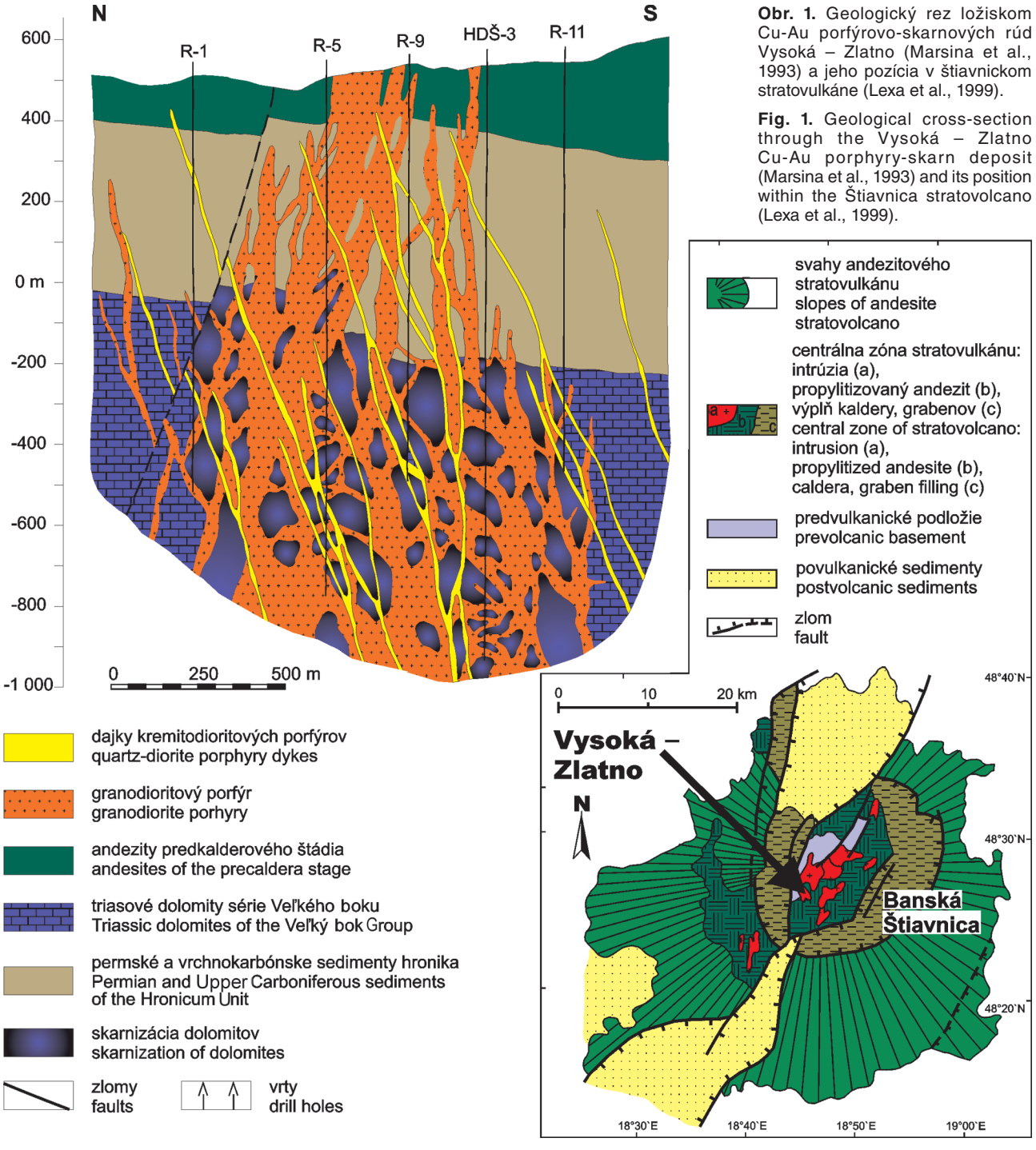
Geologická stavba porfýrovo-skarnového ložiska Vysoká – Zlatno

Ložisko skarnovo-porfýrových Cu-Au rúd Vysoká – Zlatno je najpreskúmanejší objekt porfýrovo-skarnovej mineralizácie centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Je situované medzi obcami Hodruša-Hámre a Uhliská v jeho juhozápadnej časti. Viaže sa na apikálne časti štokov granodioritových a kremitodioritových porfýrov v úrovni ich kontaktu s karbonátovými telesami predvulkanického podložia (Burian et al., 1980; obr. 1). Ložiskové teleso má tvar subhorizontálnej šošovky v hĺbke 700 – 1 000 m s dĺžkou 800 m a hrúbkou 60 – 200 m. Reprezentujú ho horečnaté a vápenaté exo- a endoskarny s pyrotitom, pyritom a chalkopyritom s malou prímesou zlata a molybdenitu.

Rudonosná intrúzia tvorená biotiticko-amfibolickým granodioritovým porfýrom s povrchovým prierezom 1 400 x 400 m má v andezitovom komplexe (v úrovni povrchu) charakter dajkového roja. Zhruba od úrovne podložia vulkanitov intrúzia prechádza do štoku, v apikálnej časti s množstvom blokov rozpadajúceho sa podložia v dôsledku procesu magmatického *stopingu* (Lexa et al., 1999; obr. 1). Intrúzia a jej okolie sú postihnuté rozsiahlymi premenami s charakteristickým zonálnym usporiadaním (Marsina

et al., 1995). Najvnútornejšie sú zóny aktinolitizácie (Na-Ca premeny) a draselnej premeny, zatlačené nižšieteplotnými premenami (najmä albitizácia a epidotizácia). Vonkajšie zóny reprezentujú rozsiahla fylitická zóna (kremeň – sericit – pyrit), zóna argilitizácie a najexternejšia, propylitická zóna.

Zóna skarnov je situovaná na kontakte granodioritového porfýru s mezozoickými dolomitmi a vápencami skupiny Veľkého boku. Podľa charakteru pôvodných hornín sú prítomné horečnaté skarny, vápenaté skarny a prechodné, vápenato-horečnaté skarny (Zábranský, 1976). V prográdnom štádiu je pre Mg skarny typická minerálna asociácia, ktorú tvorí forsterit, diopsid a spinel (var. pleonast), pre Ca skarny a Ca-Mg skarny asociácia wollastonit, diopsid-hedenbergit a granát (grossulár--andradit). V prográdnych skarnoch vystupuje aj magnetit, ilmenit, hematit a ludwigit (len v Mg skarnoch vo forme reliktov; Marsina et al., 1993). Retrográdne skarnové



Obr. 1. Geologický rez ložiskom Cu-Au porfýrovo-skarnových rúd Vysoká – Zlatno (Marsina et al., 1993) a jeho pozícia v štiavnickom stratovulkáne (Lexa et al., 1999).

Fig. 1. Geological cross-section through the Vysoká – Zlatno Cu-Au porphyry-skarn deposit (Marsina et al., 1993) and its position within the Štiavnica stratovolcano (Lexa et al., 1999).

minerály v rôznej intenzite zatláčajú prográdne minerály. K staršej, vyššieteplotnej asociácii v Mg skarnoch patrí flogopit a chlorit, pričom v Ca skarnoch a Ca-Mg skarnoch ich sprevádza aj amfibol (tremolit-aktinolit), epidot, titanit a vesuvianit. K neskoro retrográdnym skarnovým minerálom v oboch typoch skarnových paragenéz patria minerály serpentínovej skupiny, mastenec, anhydrit a karbonáty. Intenzívna serpentinizácia postihla najmä Mg skarny a korešponduje s hlavným štádiom vzniku rudnej mineralizácie (chalkopyrit, pyrotit, pyrit ± Au, molybdenit; Marsina et al., 1993).

Endoskarny v granodioritovom porfýre sa vyskytujú v blízkosti blokov skarnizovaných karbonátov. Reprezentujú ich diopsid, granát, epidot, chlorit a minerály skupiny serpentínu a anhydritu.

Na minerálnu asociáciu Ca-Mg exoskarnov sa viažu aj vzácnejšie fázy, charakterizované v tomto príspevku: monticellit, clintonit, hydroxylellestadit a fluorellestadit. V asociácii s týmito minerálmi sa zistila prítomnosť aj niektorých ďalších zriedkavých minerálnych fáz (perovskit a brucit). Ich správna identifikácia však vyžaduje ešte ďalší analytický výskum.

Metodika

Minerály sa analyzovali na elektrónovom mikroanalyzátore CAMECA SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) za týchto meracích podmienok: urýchľovacie napätie 15 kV, merací prúd 20 nA, priemer elektrónového lúča 1 – 5 μm. Na meranie koncentrácie jednotlivých prvkov sa použili tieto štandardy: wollastonit (Ca Kα, Si Kα), ortoklas (K Kα), albit (Na Kα), MgO (Mg Kα), fayalit (Fe Kα), rodonit (Mn Kα), $SrTiO_3$ (Sr Lα), Ni (Ni Kα), chromit (Cr Kα), TiO_2 (Ti Kα), Al_2O_3 (Al Kα), $CePO_4$ (La Lα), YPO_4 (La Lα), apatit (P Kα), barit (S Kα), GaAs (As Lα), NaCl (Cl Kα) a BaF_2 (F Kα).

Skratky minerálov použité v tejto práci: anhydrit (Anh), granát (Grt), kalcit (Cal), magnetit (Mgt), monticellit (Mtc), perovskit (Prv), spinel (Spl), clintonit (Cln), ellestadit (Els).

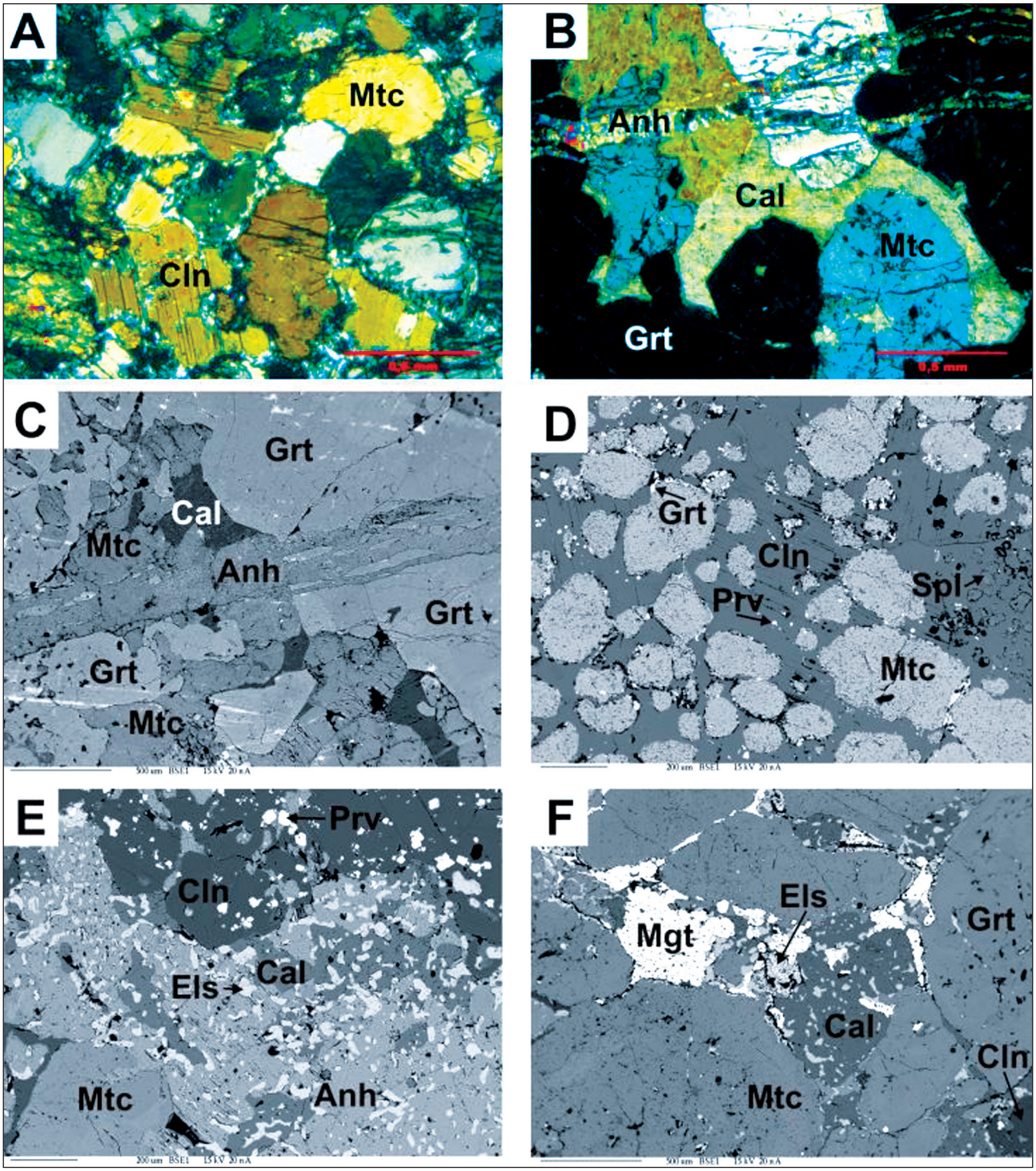
Výsledky

Monticellit

Monticellit $CaMg(SiO_4)$, člen monticellitovej série v rámci skupiny olivín – monticellit – ringwoodit (Strunz a Nickel, 2001), sa analyticky potvrdil vo vrtoch R-1 (677 m) a R-16 (985 a 1 135 m) v Ca-Mg skarnoch. Nachádza sa tu v podobe krátkoprizmatických, 20 – 500 μm, lokálne až 1,5 mm veľkých hypidiomorfných až takmer idiomorfných kryštálov a zrnitých agregátov v asociácii s granátom (andraditom), clintonitom a spinelom, lokálne s magnetitom, perovskitom(?), titanitom, diopsidom, wollastonitom, anhydritom, kalcitom, brucitom(?) a sfaleritom (obr. 2A – C,

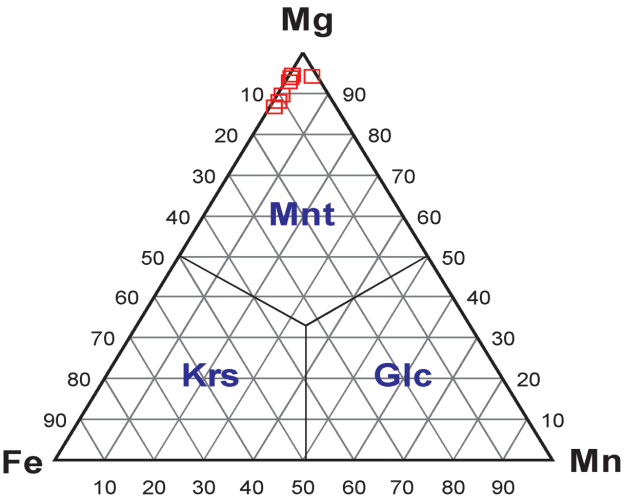
Tab. 1
Chemické zloženie monticellitu z ložiska Vysoká – Zlatno (hm. %)
Monticellite composition from the Vysoká – Zlatno deposit (wt.%)

Anal. č.	1	2	3	4	5	6	7	8
Vrt	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-16/1135	R-16/1135	R-16/985
SiO_2	37,42	37,64	37,57	37,39	37,74	37,14	36,84	37,40
Al_2O_3	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	2,94	2,52	2,54	4,33	2,17	4,93	5,56	0,56
MnO	0,23	0,19	0,27	0,27	0,27	0,43	0,40	1,96
MgO	23,67	23,88	23,84	22,63	23,85	22,46	21,74	23,27
CaO	35,65	35,60	35,73	35,45	35,65	35,48	35,19	35,95
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,03	0,04	0,04	0,00	0,00
Suma	99,94	99,83	99,95	100,10	99,72	100,48	99,73	99,14
Kryštalochemické vzorce normalizované na 4 atómy kyslíka								
Si	0,991	0,995	0,993	0,995	0,998	0,988	0,990	0,996
Al	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Suma *T*	0,992	0,995	0,993	0,995	0,998	0,988	0,990	0,996
Fe	0,065	0,056	0,056	0,096	0,048	0,110	0,125	0,012
Mn	0,005	0,004	0,006	0,006	0,006	0,010	0,009	0,044
Mg	0,935	0,941	0,939	0,897	0,940	0,891	0,871	0,924
Ca	1,012	1,008	1,012	1,010	1,010	1,012	1,014	1,026
Na	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000	0,000
Suma *M*	2,017	2,009	2,013	2,011	2,006	2,025	2,019	2,006
Suma katiónov	3,008	3,005	3,007	3,006	3,003	3,013	3,010	3,004
Monticellit mol. %	93,0	94,0	93,8	89,8	94,6	88,1	86,7	94,3
Kirschsteinit mol. %	6,5	5,6	5,6	9,6	4,8	10,9	12,4	1,2
Glaukochroit mol. %	0,5	0,4	0,6	0,6	0,6	1,0	0,9	4,5



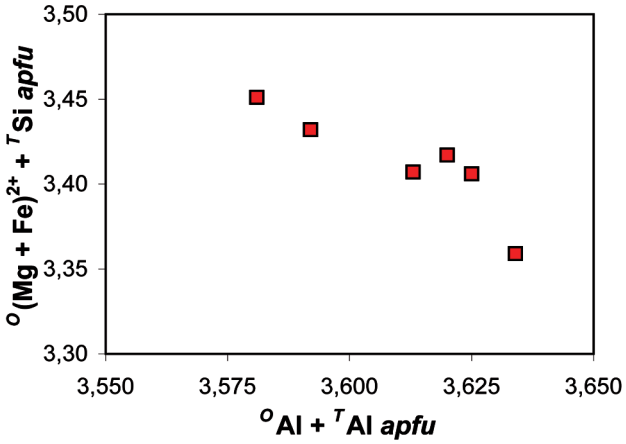
Obr. 2. Mikrofotografie študovaných minerálov v Ca-Mg exoskarnoch na ložisku Vysoká – Zlatno v prechádzajúcom svetle pri skrížených nikoloch (A – B), resp. v spätne rozptýlených elektrónoch (C – F). **A** – clintonit v medzizrnových priestoroch monticellitu (R-5/874,5); **B – C** – sukcesívne vzťahy medzi granátom, monticellitom, kalcitom a žilkou anhydritu (R-16/1135); **D** – clintonit uzatvára zrná granátu, spinelu a perovskitu?; **E** – ellestadit v asociácii s anhydritom a kalcitom vo výplni dutiny medzi zrnami monticellitu a clintonitu s uzatvorenými drobnými zrnkami perovskitu?; **F** – ellestadit s kalcitom a magnetitom v medzizrnových priestoroch granátov a monticellitov (D – F; R-1/677).

Fig. 2. Microphotographs of studied minerals in Ca-Mg exoskarns at the Vysoká – Zlatno deposit in transmitted light (A – B) and SEM images (C – F). **A** – Clintonite in monticellite intergranullar spaces (R-5/874,5); **B – C** – Succession relationships among garnet, monticellite, calcite grains and anhydrite veinlet (R-16/1135); **D** – Clintonite encloses garnet, spinel and perovskite? grains; **E** – Ellestadite associated with anhydrite and calcite in a cavity filling among monticellite and clintonite grains, clintonite with tiny perovskite? grains; **F** – Ellestadite with calcite and magnetite in garnet and monticellite intergranular space (D – F; R-1/677).



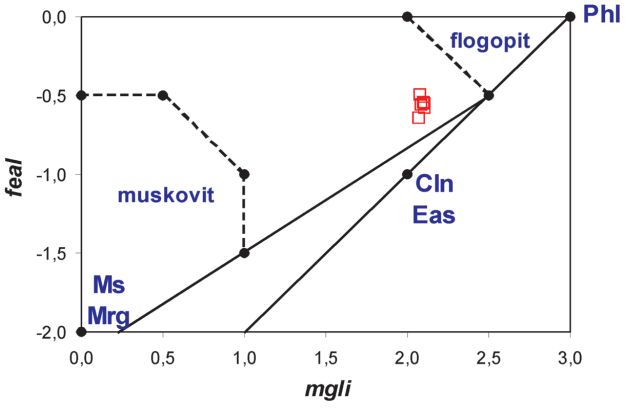
Obr. 3. Trojuholníkový diagram chemického zloženia monticellitu z ložiska Vysoká – Zlatno (atómové %) s koncovými členmi a poľami zloženia monticellitu $CaMgSiO_4$ (Mnt), kirschsteinitu $CaFe^{2+}SiO_4$ (Krs) a glaukochroitu $CaMn^{2+}SiO_4$ (Glc).

Fig. 3. Triangle diagram of chemical composition of monticellite from the Vysoká – Zlatno deposit (in atomic %) with end-members and compositional fields of monticellite $CaMgSiO_4$ (Mnt), kirschsteinite $CaFe^{2+}SiO_4$ (Krs) and glaucochroite $CaMn^{2+}SiO_4$ (Glc).



Obr. 4. Substitučný diagram $^{O}(Mg, Fe)^{2+} + {}^{T}Si^{4+} \leftrightarrow {}^{O}Al^{3+} + {}^{T}Al^{3+}$ clintonitu z ložiska Vysoká – Zlatno.

Fig. 4. The $^{O}(Mg, Fe^{2+}) + {}^{T}Si^{4+} \leftrightarrow {}^{O}Al^{3+} + {}^{T}Al^{3+}$ substitution diagram of clintonite from the Vysoká – Zlatno deposit.



Tab. 2
Chemické zloženie clintonitu z ložiska Vysoká – Zlatno (hm. %)
Clintonite composition from the Vysoká – Zlatno deposit (wt.%)

Anal. č.	1	2	3	4	5	6
Vrt	R-1/677	R-1/678	R-1/679	R-1/680	R-1/681	R-5/874
SiO_2	15,72	15,55	15,71	15,82	15,88	16,08
TiO_2	0,04	0,04	0,00	0,00	0,00	0,05
Al_2O_3	42,54	42,53	42,89	42,02	42,33	43,20
Cr_2O_3	0,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO	3,15	3,19	2,90	3,78	3,17	2,37
MnO	0,00	0,04	0,00	0,04	0,00	0,00
NiO	0,00	0,00	0,04	0,03	0,03	0,00
MgO	19,40	19,52	19,70	19,28	19,55	19,45
CaO	13,35	13,23	13,38	13,30	13,38	13,52
Na_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,03
K_2O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
H_2O kalk.	4,15	4,10	4,11	4,11	4,16	4,16
F	0,03	0,12	0,16	0,08	0,00	0,08
O = F	–0,01	–0,05	–0,07	–0,03	0,00	–0,03
Suma	98,43	98,32	98,89	98,46	98,53	98,94
Kryštalochemické vzorce normalizované na 12 aniónov						
Si	1,133	1,123	1,126	1,144	1,143	1,148
Al *T*	2,867	2,877	2,874	2,856	2,857	2,852
Suma *T*	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Ti	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003
Al *O*	0,746	0,743	0,751	0,725	0,735	0,782
Cr	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,190	0,193	0,174	0,229	0,191	0,141
Mn	0,000	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,002	0,002	0,002	0,000
Mg	2,084	2,101	2,106	2,078	2,098	2,070
Suma *O*	3,025	3,041	3,033	3,036	3,026	2,996
Ca	1,031	1,024	1,028	1,030	1,032	1,034
Na	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,004
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Suma *A*	1,031	1,024	1,028	1,030	1,036	1,038
Suma kat.	8,056	8,065	8,061	8,066	8,062	8,034
OH	1,993	1,973	1,964	1,982	2,000	1,982
F	0,007	0,027	0,036	0,018	0,000	0,018
Suma *X*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
O	11,993	11,973	11,964	11,982	12,000	11,982

Obr. 5. Chemické zloženie clintonitu z ložiska Vysoká – Zlatno v klasifikačnom diagrame sľúd *feal* vs. *mgli*; *feal* = $^{VI}Fe_{tot}$ + Mn + Ti – ^{VI}Al, *mgli* = Mg – Li (*apfu*; Tischendorf et al., 2007) s pozíciami koncových členov (•) a ich poľami zloženia: muskovit (Ms), margarit (Mrg), clintonit (Cln), eastonit (Eas) a flogopit (Phl). Obsah Li sa nemeral, možno predpokladať, že je zanedbateľný (Li = 0).

Fig. 5. Clintonite composition from the Vysoká – Zlatno deposit in the feal vs. mgli classification diagram of micas; *feal* = $^{VI}Fe_{tot}$ + Mn + Ti – ^{VI}Al, *mgli* = Mg – Li (*apfu*; Tischendorf et al., 2007) with positions of the end-members (•) and their compositional fields: muscovite (Ms), margarite (Mrg), clintonite (Cln), eastonite (Eas) and phlogopite (Phl). Lithium content was not determined, it is probably negligible and it could be approximated to Li = 0.

Tab. 3
Chemické zloženie hydroxylellestaditu a fluorellestaditu z ložiska Vysoká – Zlatno (hm. %)
Hydroxylellestadite and fluorellestadite composition from the Vysoká – Zlatno deposit (wt.%)

Minerál	OH-Els	F-Els	F-Els	OH-Els	F-Els	OH-Els	OH-Els	OH-Els
Anal. č.	1	2	3	4	5	6	7	8
Vrt	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677	R-1/677
SO_3	22,25	21,41	22,21	22,60	20,71	18,95	21,59	18,40
P_2O_5	1,07	3,31	0,82	1,04	3,31	7,65	2,89	7,75
As_2O_5	0,15	0,32	0,03	0,11	0,39	0,55	0,28	0,67
SiO_2	18,20	16,31	18,39	17,93	16,68	14,27	16,86	13,99
Y_2O_3	0,04	0,06	0,00	0,05	0,05	0,00	0,00	0,09
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,10	0,00	0,11	0,00	0,00
FeO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	54,78	55,27	55,72	55,67	55,33	55,25	55,25	54,74
SrO	0,09	0,09	0,16	0,13	0,15	0,07	0,06	0,21
Na_2O	0,13	0,06	0,07	0,06	0,09	0,12	0,28	0,15
H_2O kalk.	1,10	0,56	0,71	0,97	0,75	1,09	0,97	1,49
F	0,95	2,24	2,05	1,35	1,62	0,93	1,10	0,00
Cl	0,86	0,58	0,40	0,69	0,95	0,93	1,13	1,02
O = F	–0,4	–0,94	–0,86	–0,57	–0,68	–0,39	–0,46	0,00
O = Cl	–0,19	–0,13	–0,09	–0,16	–0,21	–0,21	–0,25	–0,23
Suma	99,62	100,21	100,56	100,74	100,03	99,92	100,41	98,51
Kryštalochemické vzorce normalizované na 26 aniónov								
S	2,823	2,721	2,808	2,846	2,643	2,410	2,731	2,370
P	0,153	0,475	0,117	0,148	0,477	1,097	0,412	1,126
As	0,013	0,028	0,003	0,010	0,035	0,049	0,025	0,060
Si	3,077	2,762	3,098	3,008	2,837	2,418	2,842	2,401
Suma *T*	6,066	5,986	6,026	6,012	5,992	5,974	6,010	5,957
Y	0,004	0,005	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,008
Ce	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,007	0,000	0,000
Fe	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	9,924	10,028	10,056	10,008	10,082	10,031	9,978	10,065
Sr	0,009	0,009	0,016	0,013	0,015	0,007	0,006	0,021
Na	0,043	0,020	0,023	0,020	0,030	0,039	0,092	0,050
Suma *M*	9,980	10,062	10,095	10,057	10,132	10,084	10,076	10,144
Suma kat.	16,046	16,048	16,119	16,068	16,122	16,059	16,086	16,101
OH	1,246	0,634	0,794	1,088	0,855	1,235	1,091	1,703
F	0,508	1,200	1,092	0,716	0,871	0,498	0,586	0,000
Cl	0,246	0,166	0,114	0,196	0,274	0,267	0,323	0,297
Suma *X*	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
O	25,246	24,634	24,794	25,087	24,855	25,234	25,091	25,703
Els %	97,47	92,03	98,06	97,53	91,99	81,49	93,12	80,91
Ap %	2,53	7,97	1,94	2,47	8,01	18,51	6,88	19,09
OH-Els %	62,30	31,70	39,70	54,40	42,75	61,75	54,55	85,15
F-Els %	25,40	60,00	54,60	35,80	43,55	24,90	29,30	0,00
Cl-Els %	12,30	8,30	5,70	9,80	13,70	13,35	16,15	14,85

Skratky: Els (ellestadit), Ap (apatit), OH-Els (hydroxylellestadit), F-Els (fluorellestadit), Cl-Els (chlórellestadit); normalizované na 100 %
Abbreviations: Els (ellestadite), Ap (apatite), OH-Els (hydroxylellestadite), F-Els (fluorellestadite), Cl-Els (chlorellestadite); normalized to 100 %

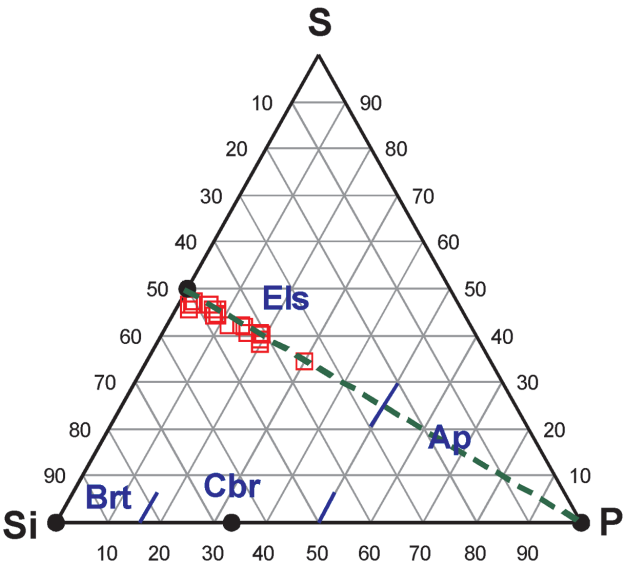
E, F). Od okrajov zŕn býva zatlačený minerálom skupiny serpentínu. Chemické zloženie monticellitu sa okrem Ca vyznačuje dominantným zastúpením Mg (87 – 95 mol. % monticellitu). Obsah Fe varíruje v intervale 0,01 – 0,13 *apfu* (0,6 – 5,6 hm. % FeO; 1 – 12 mol. % kirschteinitu), obsah Mn dosahuje 0,004 – 0,044 *apfu* (0,2 – 2 hm. % MnO; 0,4 – 4,5 mol. % glaukochroitu) (tab. 1, obr. 3).

Clintonit

Clintonit $CaMg_2Al(Al_3SiO_{10})(OH)_2$ patrí medzi trioktaédrické krehké sľudy (Fleet, 2003; Tischendorf et al., 2007). Analyticky sa potvrdil vo vrtoch R-1 (677 m) a R-5 (874,5 m) v Ca-Mg skarnoch. V Ca-Mg skarnoch ložiska Vysoká – Zlatno tvorí 0,3 – 1,5 mm veľké pseudohexagonálne kryštály a agregáty v asociácii s granátom, monticellitom, ellestaditom, perovskitom(?), brucitom(?), kalcitom a anhydritom (obr. 2A, D, E). Analýzy clintonitu ukazujú plné obsadenie pozície A (alkalické katióny) vápnikom (Ca ~1 *apfu*) a dominantné zastúpenie Mg v oktaédrickej pozícii *O* (Mg ~2,1 *apfu*) – tab. 2. Obsah železa v oktaédrickej pozícii je 2,4 – 3,8 hm. % FeO (0,14 – 0,23 *apfu* Fe). Tetraédrickú pozíciu v študovanom clintonite vypĺňa najmä hliník (^{T}Al = 2,85 – 2,88), pričom atómový pomer Si/^{T}Al dosahuje hodnotu okolo 0,4 (tab. 2). Spolu s hodnotou Mg > 2 *apfu* to indikuje prítomnosť substitúcie $^{O}(Mg, Fe^{2+}) + {}^{T}Si^{4+} \leftrightarrow {}^{O}Al^{3+} + {}^{T}Al^{3+}$, resp. $(Mg, Fe)SiAl_{-2}$ (obr. 4). Zvýšený obsah Fe a Mg dokumentuje aj pozícia študovaného clintonitu v diagrame *feal – mgli* (Tischendorf et al., 2007) s miernym posunom smerom do poľa flogopitu (obr. 5). Obsah F je veľmi nízky (≤ 0,2 hm. % F, ≤ 0,04 *apfu*), takže v aniónovej pozícii *X* jednoznačne prevláda hydroxylová skupina (tab. 2).

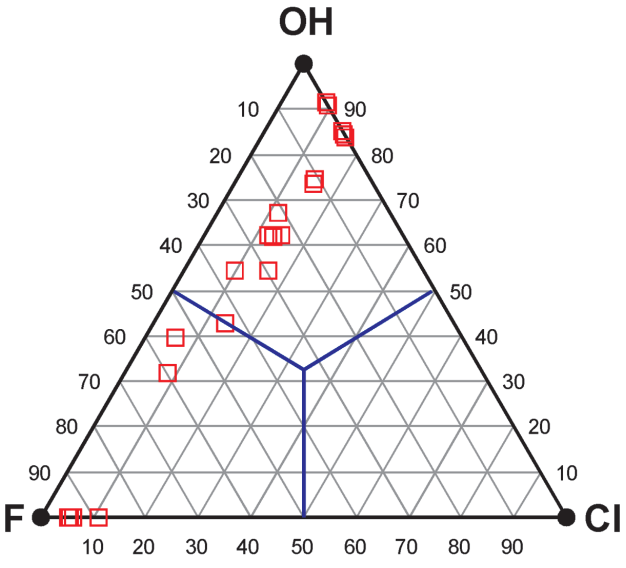
Hydroxylellestadit a fluorellestadit

Členy izomorfného radu hydroxylellestadit $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3(OH)_2$ – fluorellestadit $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3F_2$ sú izoštruktúrne silikátovo-sulfátové obdoby hydroxylapatitu – fluórapatitu (napr. Pan a Fleet, 2002). Na lokalite Vysoká – Zlatno sa zistili v Ca-Mg skarnoch vo vrte R-1 (677 m). Tvoria 50 – 300 µm veľké, zväčša hypidiomorfné kryštály s nedokonalým hexagonálnym obmedzením, resp. alotriomorfné výplne medzi zrnami monticellitu a clintonitu (obr. 2E, F). Minerály skupiny ellestaditu sa v spätne rozptýlených elektrónoch javia chemicky homogénne, variabilita najmä v aniónovej časti sa v BEI neprejavila. Chemické zloženie hydroxylellestaditu a fluorellestaditu (tab. 3) sa vyznačuje zreteľnou prevahou (Si + S) nad P so 70 – 98 mol. % ellestaditovej zložky a 2 – 30 mol. % apatitovej zložky (obr. 6). V malom množstve je prítomný aj As (do 0,7 % As_2O_5, 0,06 *apfu* As). Z veľkých katiónov v pozíciách A_1 a A_2 jednoznačne dominuje Ca. V malom množstve sa zaznamenali Na a Sr (max. 0,2 hm. % Na_2O, 0,07 *apfu* Na; max. 0,3 hm. % SrO, 0,03 *apfu* Sr). Obsah Y a REE



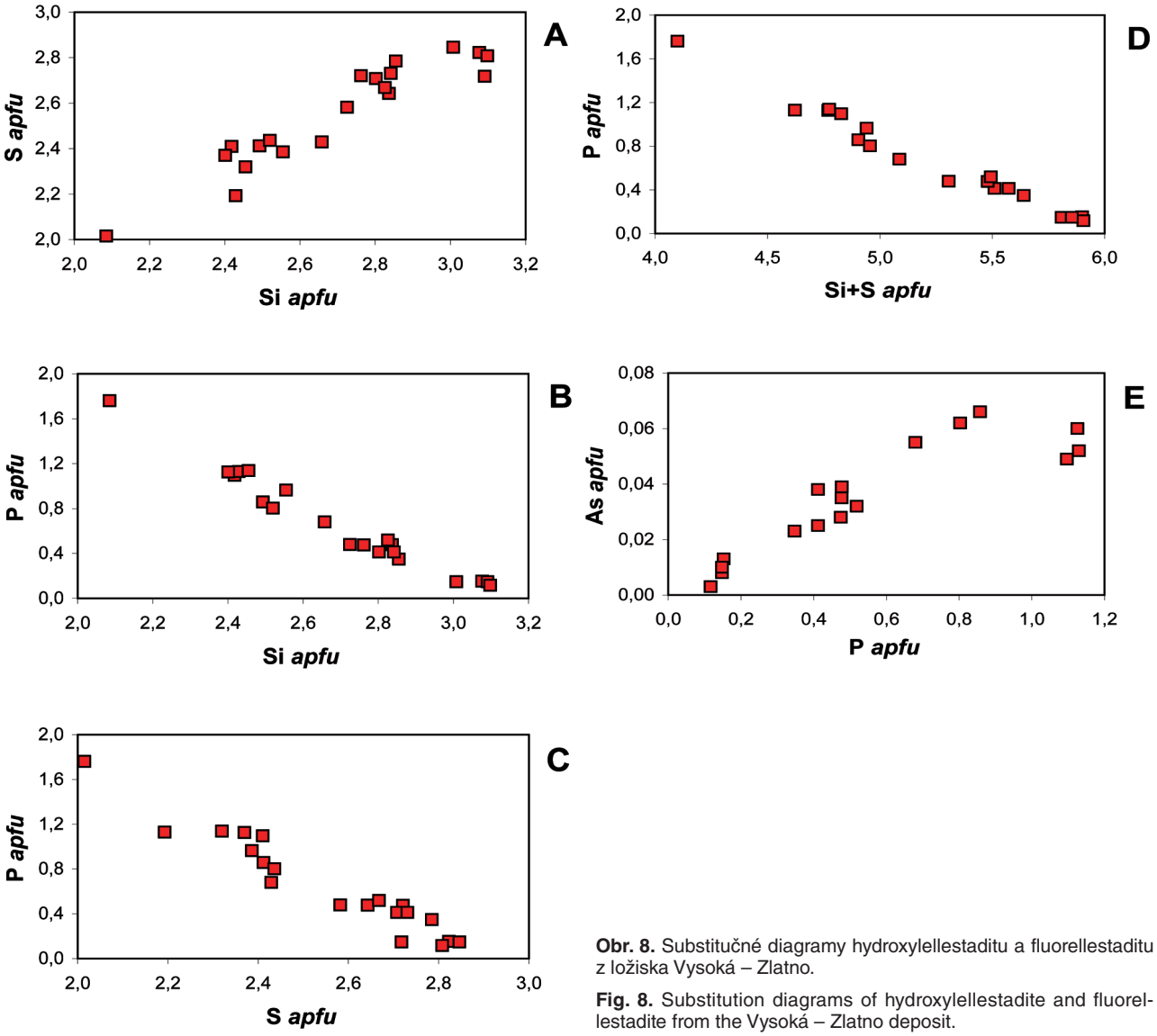
Obr. 6. Chemické zloženie hydroxylellestaditu a fluorellestaditu z ložiska Vysoká – Zlatno v trojuholníkovom klasifikačnom diagrame S – Si – P (atómové %) s pozíciami koncových členov skupiny apatitu a ellestaditu (•) a hranicami ich zloženia. Koncové členy: ellestadit (hydroxylellestadit, fluorellestadit, chlórellestadit) $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3(OH, F, Cl)_2$ (Els), britolit [britolit-(Ce), britolit-(Y), fluorobritolit-(Ce)] $(Ce,Y)_6Ca_4(SiO_4)_6(OH, F)_2$ (Brt), fluórkalciobritolit $Ca_6Ce_4(SiO_4)_4(PO_4)_2F_2$ (Cbr), apatit (hydroxylapatit, fluórapatit a chlórapatit) $Ca_{10}(PO_4)_6(OH, F, Cl)_2$ (Ap).

Fig. 6. Hydroxylellestadite and fluorellestadite composition from the Vysoká – Zlatno deposit in the S – Si – P triangular classification diagram (atomic %) with positions of the apatite and ellestadite groups end-members (•) and their compositional boundaries. The end-members: ellestadite (hydroxylellestadite, fluorellestadite, chlorellestadite) $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3(OH, F, Cl)_2$ (Els), britholite [britholite-(Ce), britholite-(Y), fluorbritholite-(Ce)] $(Ce, Y)_6Ca_4(SiO_4)_6(OH, F)_2$ (Brt), fluorcalciobritholite $Ca_6Ce_4(SiO_4)_4(PO_4)_2F_2$ (Cbr), apatite (hydroxylapatite, fluorapatite and chlorapatite) $Ca_{10}(PO_4)_6(OH, F, Cl)_2$ (Ap).



Obr. 7. Trojuholníkový diagram chemického zloženia ellestaditov z ložiska Vysoká – Zlatno v klasifikačnom diagrame OH – F – Cl (at. %) s koncovými členmi hydroxylellestaditom, fluorellestaditom a chlórellestaditom.

Fig. 7. Triangle classification diagram of chemical composition of ellestadite from Vysoká – Zlatno deposit. End-members: hydroxylellestadite (OH), fluorellestadite (F-) and chlorellestadite (Cl).



Obr. 8. Substitučné diagramy hydroxylellestaditu a fluorellestaditu z ložiska Vysoká – Zlatno.

Fig. 8. Substitution diagrams of hydroxylellestadite and fluorellestadite from the Vysoká – Zlatno deposit.

(La – Lu) je veľmi nízky, zväčša nižší ako medza detekcie elektrónovej mikrosondy (0,05 – 0,1 hm. % oxidu). Obsah F a (OH) varíruje v širokom intervale, od členov blízkych koncovému hydroxylellestaditu až po fluorellestadit, vždy je však prítomný Cl pri relatívne konštantnom obsahu, 6 – 16 mol. % chlórellestaditovej zložky (obr. 7, tab. 3). Chemické analýzy ellestaditov indikujú pozitívnu koreláciu medzi S a Si, negatívne korelácie medzi P a Si, ako aj P a S. Jasne to indikuje prítomnosť heterovalentnej ellestaditovej substitúcie typu $(SO_4)^{2-} + (SiO_4)^{4-} \leftrightarrow 2\ (PO_4)^{3-}$, resp. $(SiS)P_{-2}$ (obr. 8A – D) a pozitívnu koreláciu medzi P a As (obr. 8E), ktorá indikuje spoločnú rolu P^{5+} a As^{5+} pri ich substitúcii $Si^{4+} + S^{6+}$.

Diskusia a záver

Monticellit, clintonit a ellestadit sa na ložisku Vysoká – Zlatno doteraz nezistili. Na základe detailného mineralogického štúdia a vzťahu k ostatným skarnovým minerálom je možné vyjadriť sa k ich postaveniu v rámci skarnizačného procesu.

Monticellit reprezentuje prográdne štádium skarnizácie v Ca-Mg skarnoch. Vystupuje v paragenéze s minerálmi, ktoré majú blízko k Mg skarnom (spinel) aj Ca skarnom (granát s grossulárovo-andraditovým zložením). Dostatočná prítomnosť nielen horčíka, ale aj vápnika preto umožnila vznik tohto minerálu zo skupiny olivínu, ktorý obsahuje Mg aj Ca. V Mg skarnoch v tomto štádiu vznikal štruktúrne príbuzný forsterit, s ktorým je monticellit ľahko zameniteľný pri pozorovaní v prechádzajúcom svetle. Monticellit (rovnako ako forsterit v Mg skarnoch) je starší ako spinel a starší je aj vo vzťahu ku granátu (obr. 2B, C). Preto ho možno zaradiť k najvyššie termálnym prográdnym skarnovým minerálom na ložisku.

Clintonit vystupuje v Ca-Mg skarnoch výlučne v úzkej asociácii s monticellitom a zjavne sa zastupuje s flogopitom, ktorý je typický pre Mg skarny. Má preto

obdobné postavenie v procese skarnizácie, t. j. patrí do vyššieteplotného retrográdneho štádia, keď vznikali hydratované skarnové minerály. Nachádzame ho preto v podobe tmelu staršieho monticellitu, ako aj granátu.

Hydroxylellestadit až fluorellestadit sa zistil výlučne v medzizrnových priestoroch monticellitov, granátov a clintonitov, kde intímne prerastá s kalcitom a mladším anhydritom a je súčasťou nižšieteplotného štádia retrográdnej skarnizácie. Prítomnosť ellestaditu súvisí so zvýšenou koncentráciou (aktivitou) fluóru, resp. vody v neskorších retrográdnych fluidách, ktorá sa prejavila aj sporadickým výskytom drobných kryštálov fluoritu v dutinách v niektorých vzorkách z vrtov na ložisku (Kúšik, 1992).

Postavenie monticellitu a clintonitu v skarnizačných procesoch je obdobné, ako sa pozorovalo na analogických skarnových mineralizáciách vo svete (Deer et al., 1997; Fleet, 2003 a i.). Napríklad na veľkom ložisku Mg skarnov s Cu-Au mineralizáciou Gunung Bijih Timur v Indonézii sa monticellit a clintonit vyskytujú v prostredí Ca-Mg skarnov (Rubin a Kyle, 1998). Monticellit tu vystupuje v paragenéze s forsteritom, diopsidom, spinelom, granátom, magnetitom a pyritom, zatiaľ čo clintonit tu vystupuje v druhom štádiu spolu s tremolitom-aktinolitom, serpentínom, chloritom, epidotom, anhydritom a kalcitom. Monticellit patrí k zriedkavým skarnovým minerálom. Vzniká výlučne vo vyššieteplotných prostrediach (napr. Meinert, 1992), a preto jeho výskyt je obmedzený na skarny asociujúce s mafickejšími vyššieteplotnými magmami alebo prítomnosťou „utopených" blokov nadložia v intrúzii (Rubin a Kyle, 1998). To je zjavne prostredie jeho vzniku aj na ložisku Vysoká – Zlatno. Maximálna P-T stabilita monticellitu a jeho minerálna paragenéza indikuje metamorfné podmienky $\leq$ 890 °C a $\leq$ 430 MPa (Deer et al., 1997). Teplota eutektickej kryštalizácie granodioritového porfýru dosiahla 700 až 720 °C (Konečný, 2002), preto monticellit mohol vznikať za tejto alebo mierne nižšej teploty. Teplota vzniku clintonitu nie je jasná. Vzhľadom na jeho retrográdne podmienky vzniku však bola iste podstatne nižšia ako horná hranica jeho stability, 820 – 860 °C pri $P(H_2O)$ = 100 – 200 MPa (pole stability clintonitu závisí od pomeru Si/Al, resp. substitúcie $MgSiAl_{-2}$; Fleet, 2003). Výskyt tejto zriedkavej krehkej sľudy bol podmienený kombináciou podmienok kontaktnej metamorfózy, a najmä špecifickým zložením prostredia bohatého na Al, Ca a Mg a súčasne ochudobneného o Si (Fleet, 2003).

Minerály skupiny ellestaditu patria k relatívne zriedkavým skarnovým minerálom. Zistili sa napríklad na viacerých lokalitách vo vysokoteplotných skarnoch s gehlenitom v Rumusku (Pascal et al., 2001; Marincea et al., 2000, 2001). Na lokalitách Ciclova, Oravița a Măgureaua Vaței sa vyskytuje hydroxylellestadit v skarnoch spolu s monticellitom, tinsleyitom, resp. vesuvianitom (Marincea a Dumitraş, 2003). Na lokalitách Cornet Hill a Upper Cerboaia Valley hydroxylellestadit asociuje s Ti granátmi, wollastonitom, melilitom, monticellitom, perovskitom, vesuvianitom, kuspidínom, spurritom, tilleyitom a kalcitom (Pascal et al., 2001).

Poďakovanie. Príspevok sa realizoval s podporou grantu VEGA 2/0171/08, projektu APVV-0557-06 a projektu 15 03 financovaného Ministerstvom životného prostredia SR.

Literatúra

Burian, J. & Smolka, J., 1982: Geologická stavba meďnato-porfýrového ložiska Zlatno. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 14, s. 517 – 538.*

Burian, J., Smolka, J., Januš, J. & Valko, P., 1980: Záverečná správa a výpočet zásob – Zlatno, VP. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1997: Rock-forming minerals. Volume 1A. Orthosilicates. *London, The Geological Society, 919 p.*

Fleet, M. E., 2003: Rock-forming minerals. Volume 3A. Sheet silicates: Micas. *London, The Geological Society, 758 p.*

Konečný, P., 2002: Vývoj magmatického rezervoára pod štiavnickým stratovulkánom.[Dizertačná práca.] *PF UK Bratislava, 273 s.*

Kúšik, R., 1992: Mineralógia a genéza Cu-porfýrového ložiska Zlatno v Štiavnických vrchoch. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 24, č. 1 – 2, s. 69 – 81.*

Lexa, J., Koděra, P. & Kollárová, V., 2005: Zdroje fluíd a genéza porfýrových mineralizácií neovulkanitov. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Lexa, J., Štohl, J. & Konečný, V., 1999: Banská Štiavnica ore district: Relationship among metallogenetic processes and geological evolution of the central volcanic zone. *In: Mineralium Depos., 34, pp. 639 – 654.*

Marincea, Ş. & Dumitraş, D. G., 2003: Monticellite and hydroxylellestadite in high-temperature skarns from Romania. *In: Acta mineral. petrogr., Abstract Ser., 1, p. 68.*

Marincea, Ş., Katona, I. & Verkaeren, J., 2000: Gehlenite in high temperature skarns from the Romanian Banatitic province. *In: Acta mineral. petrogr., Suppl., 41, p. 70.*

Marincea, Ş., Bilal, E., Verkaeren, J., Pascal, M. L. & Fonteilles, M., 2001: Superposed parageneses in the spurrite-, tillezite- and gehlenite-bearing skarns from Cornet Hill, Apuseni Mountains, Romania. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), Vol. 39, No. 5, pp. 1 435 – 1 453.*

Marsina, K., Lexa, J., Konečný, V., Žáková, E., Hojstričová, V., Konečný, P., Káčer, Š. & Orlický, O., 1993: Geochemický model Cu-porfýrových zrudnení v centrálnej zóne štiavnického stratovulkánu. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Meinert, L. D., 1992: Skarns and skarn deposits. *In: Geosci. Can., 19, pp. 145 – 162.*

Pan, Y. & Fleet, M. E., 2002: Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanisms and controlling factors. *In: Rev. Mineral. Geochem., 48, pp. 13 – 49.*

Pascal, M. L., Fonteilles, M., Verkaeren, J., Piret, R. & Marincea, Ş., 2001: The melilite-bearing high-temperature skarns of the Apuseni Mountains, Carpathians, Romania. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), Vol. 39, No. 5, pp. 1 405 – 1 434.*

Rozložník, L. & Zábranský, F., 1971: O výskyte žilníkovo-impregnačného zrudnenia medzi obcami Banská Hodruša, Vysoká a Uhliská. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 10, s. 85 – 94.*

Rubin, J. N. & Kyle, J. R., 1998: The Gunung Bijih Timur (Erstberg East) skarn complex, Irian Jaya, Indonesia: Geology and genesis of a large, magnesian, Cu-Au skarn. *In: Mineral. Assoc. Canada Short Course, 26, pp. 245 – 288.*

Strunz, H. & Nickel, E. H., 2001: Strunz mineralogical tables. *Stuttgart, E. Scheweizerbart`sche Verlagsbuchhandlung, 870 p.*

Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B. & Rieder, M., 2007: True and brittle micas: Composition and solid-solution series. *In: Min. Mag. (London), 71, pp. 285 – 320.*

Zábranský, F., 1976: Žilníkovo-impregnačné zrudnenie Cu – lokalita Zlatno. Habilitačná práca. *Manuskript. Košice, archív Katedry geológie a mineralógie TU.*

Rukopis doručený 6. 4. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 30. 4. 2009

Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite: Rare skarn minerals of the Vysoká – Zlatno Cu-Au porphyry-skarn deposit (Štiavnica stratovolcano, Slovakia)

The Vysoká – Zlatno deposit is hosted by the Štiavnica stratovolcano of Neogene age, situated in the southern part of the Central Slovakian Volcanic Field. The deposit is represented by mineralized skarns, related to granodiorite/quartz-diorite porphyry dyke clusters and stocks. Ore reserves of the deposit are 18 million tons at the grade 0.6 % Cu and 0.6 g/t Au (Burian and Smolka, 1982). The parental intrusion has a form of a dyke cluster close to the surface. At the level of basement dykes it tends to unite into a stock with numerous blocks of basement rocks. Both Mg- and Mg-Ca-skarns have been formed at exo- and endocontact of the intrusion with dolomites and limestones (Zábranský, 1976; Kúšik, 1992). Mg-skarns are represented by forsterite, diopside-hedenbergite, spinel, phlogopite, chlorite, serpentine minerals, talc, anhydrite and carbonates. Ca-Mg skarns and Ca-skarns also contain epidote, titanite and vesuvianite. In this study monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite were identified by detailed EMPA study of Ca-Mg skarn assemblages (Fig. 2, Tabs. 1 – 3).

Monticellite $CaMg(SiO_4)$, occurs in the form of short prismatic crystals up to 1.5 mm long associated with andraditic garnet, clintonite, spinel, locally also magnetite, perovskite?, titanite and diopside, wollastonite, anhydrite, calcite and brucite(?). Monticellite contains Ca and (Mg + Fe + Mn) in ratio close to 1 : 1; with 0.6 – 5.6 wt.% FeO and 0.2 – 2 wt.% MnO.

Clintonite $CaMg_2Al(Al_3SiO_{10})(OH)_2$, belongs among tri-octahedral micas, forming 0.3 – 1.5 mm big pseudohexagonal crystals and aggregates associated with garnet, monticellite, ellestadite, perovskite(?), brucite(?), calcite, and anhydrite. Iron content attains 2.4 – 3.8 wt.% FeO_{total}.

Hydroxylellestadite $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3(OH)_2$–fluorellestadite $Ca_{10}(SiO_4)_3(SO_4)_3F_2$ solid solution forms 50 – 300 µm large subhedral to anhedral crystals associated with monticellite and clintonite. Chemically, (Si + S) prevails over P, and also includes up to 0.7 wt.% As_2O_5, 0.2 wt.% Na_2O and 0.3 wt.% SrO. Chlorine is also always present (6 – 16 mol.% of chlorellestadite component; Fig. 7).

Monticellite can crystallize exclusively in the high temperature environments, such as roof pendants or blocks within intrusions (Meinert, 1992). At Vysoká – Zlatno deposit, monticellite was formed at peak conditions of contact thermal metamorphic event, estimated to ~710 °C (temperature of eutectic crystallization of magma; Konečný, 2002). Clintonite is later than monticellite and garnet and originated during subsequent high-temperature retrograde phase, probably below 350 °C. Formation of hydroxylellestadite to fluorellestadite is connected with later lower-temperature retrograde phase together with the origin of anhydrite and calcite. It is related to higher concentration (activity) of fluorine and water in later retrograde fluids.

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 179 – 182
ISSN 0369-2086

Výskyt alabanditu v Banskej Hodruši (Štiavnické vrchy, Slovenská republika)

ŠTEFAN FERENC[1], JOZEF ŠÁLY[2] a IVAN LEPEŇ[2]

[1]Štátny geologický ústav D. Štúra, RC, Kynceľovská 10, 974 01 Banská Bystrica,
stefan.ferenc@geology.sk
[2]GeoComp, s. r. o., Hodruša-Hámre 388, 966 61, jozef.saly@gmail.com

Occurrence of alabandite in Banská Hodruša (Štiavnické vrchy Mts., Slovak Republic)

Alabandite is a rare mineral in the Western Carpathians area. Some its occurrences are known from the Slovenské rudohorie Mts. and the Nízke Tatry Mts., where alabandite occurs in siderite-sulphidic/quartz-stibnite veins and in metamorphosed manganese/pyrite-pyrrhotite mineralization, too. From neovolcanics of Slovakia was alabandite known from porphyry type disseminated ore mineralization in central volcanic zone of the Javorie Mts.

Banská Hodruša – Rozália Mine is the new alabandite occurrence in Slovakia. This mineral was found in quartz vein with accessory amounts of calcite, pyrite, chalcopyrite, galena, sphalerite and native gold (electrum) setting in quartz-diorite porphyrite. Alabandite forms crowds of small crystals (up to 0.02 mm in diameter) enclosed exclusively in calcite. From chemical point of view alabandite contains small impurities of Fe (0.29 – 1.74 wt.%), that substitutes of Mn in mineral structure (correlation coefficient – 0.990). Chemical composition of studied alabandite is closed to formulas $(Mn_{0.973}Fe_{0.027})_{1.000}S_{0.998}$ – $(Mn_{0.999}Fe_{0.005})_{1.004}S_{0.996}$.

Key words: alabandite, manganese minerals, gold mineralization, neovolcanics, Rozália Mine, Hodruša, Slovak Republic

Úvod

Alabandit je na území Slovenska pomerne zriedkavý a iba v malom množstve rozšírený minerál. Zo sideritovo-sulfidických žíl v Slovenskom rudohorí bol opísaný z Gelnice (Zepharovich, 1873; Tóth, 1882) a Žakaroviec (Cotta a Fellenberg, 1862; Zepharovich, 1873; Tóth, 1882; Hintze, 1904; Mauritz a Vendl, 1942). Na lokalite Zlatá Idka vystupuje v rámci žíl s kremenno-jamesonitovo-antimonitovou mineralizáciou (Zipser, 1817; Varček, 1979). Známy je aj z polygénneho ložiska Mn rúd pri Čučme (Tóth, 1882; Kertai, 1936; Mauritz a Vendl, 1942). Novší mineralogický výskum však jeho prítomnosť na uvedených lokalitách nepotvrdil. V Nízkych Tatrách sa zistil alabandit s vysokým obsahom Fe (9,67 hm. %) v rámci metamorfovanej, pôvodne exhalačno-sedimentárnej pyritovo-pyrotitovej mineralizácie pri Heľpe (Kantor a Krištín, 1973). V prostredí neovulkanitov alabandit opísala (bez uvedenia jeho chemického zloženia) Rojkovičová (1982). Zriedkavo vystupuje na puklinách kremenného dioritového porfýru v centrálnej vulkanickej zóne stratovulkánu Javorie pri Kalinke.

Tento príspevok prináša informáciu o novozistenom výskyte alabanditu v priestore stredoslovenských neovulkanitov, ktorý sa našiel pri novšom prieskume (Šály et al., 2008) ložiska drahokovových rúd v Banskej Hodruši (baňa Rozália). Predstavuje skromný prínos k rozšíreniu topografickej mineralógie Slovenska.

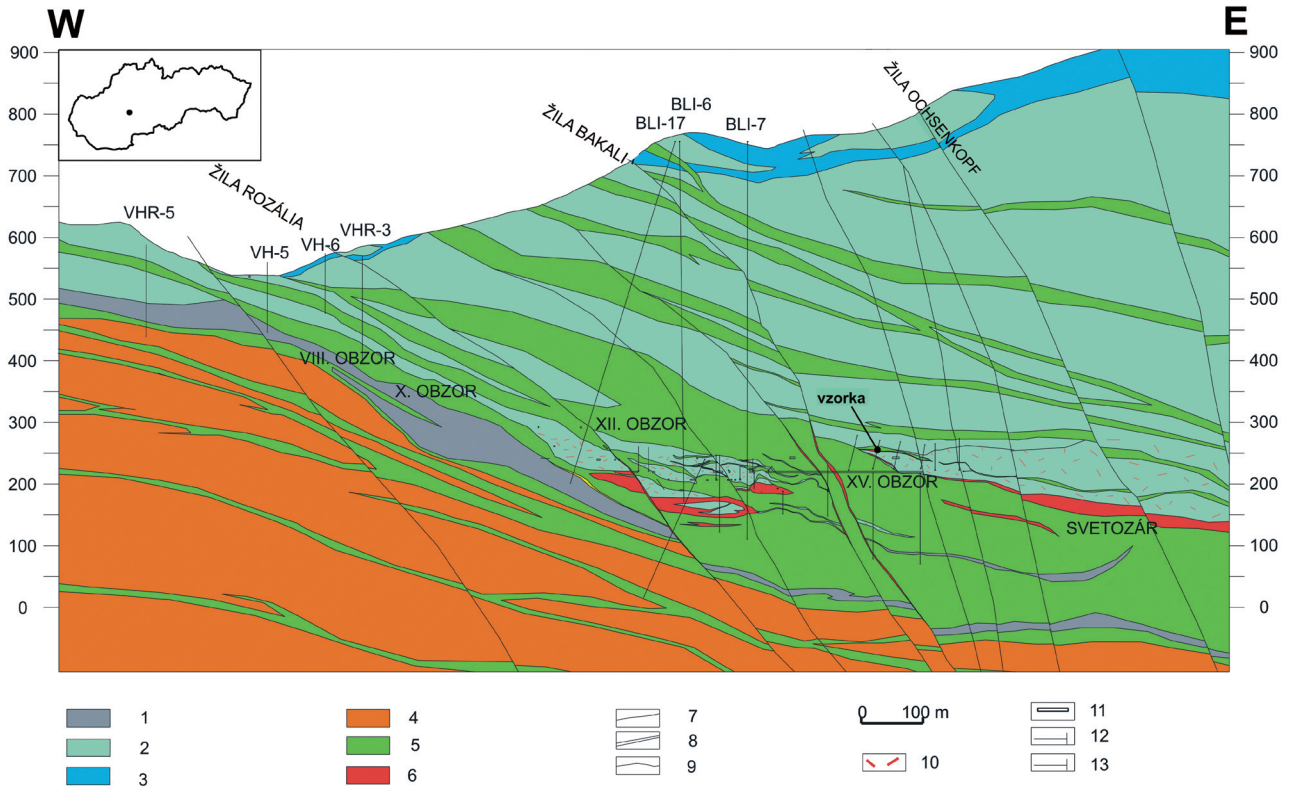
Metodika

Chemické zloženie alabanditu sa študovalo vlnovodisperznou metódou (WDS) na prístroji CAMECA SX 100 v Štátnom geologickom ústave Dionýza Štúra v Bratislave (analytik I. Holický). Podmienky merania: merací prúd 20 nA, urýchľovacie napätie 20 kV, priemer lúča 5 μm. Použité štandardy a spektrálne čiary: $CuFeS_2$ (FeKα, CuKα, SKα), HgS (HgLα), ZnS (ZnKα), Cd (CdLα), InSb (InLα), Mn (MnKα), Ag (AgLα). Fotodokumentácia minerálu sa robila v spätne rozptýlených elektrónoch (BSE) na tom istom prístroji.

Geologické pomery a charakter zrudnenia

Ložisko Banská Hodruša sa nachádza v podzemí bane Rozália medzi obcou Hodruša-Hámre a Banská Štiavnica. Je situované v okolí úrovne XV. (nadmorská výška 220 m) a XIV. (nadmorská výška 240 m) obzoru.

Štiavnický stratovulkán sa vyznačuje komplikovanou stavbou, diferencovanými vulkanickými produktmi, viacetážovým vývojom vulkanických komplexov, vznikom kaldery a v závere vývojom hrasťovej štruktúry. Jeho



Obr. 1. Typický rez ložiskom Banská Hodruša s vyznačením výskytu alabanditu (Šály et al., 2008; mierne upravené). 1 – paleozoické sedimenty, 2 – pyroxénický andezit (vrchný až spodný báden), 3 – amfibolicko-biotitický andezit (vrchný báden), 4 – granodiorit (vrchný báden), 5 – kremitodioritový porfýr (vrchný báden), 6 – kremenná žila Svätozár (vrchný báden), 7 – tektonická porucha, 8 – kremenné žily, 9 – geologické hranice, 10 – zrudnenie, 11 – banské diela, 12 – vrty v línii rezu, 13 – vrty mimo rezu.

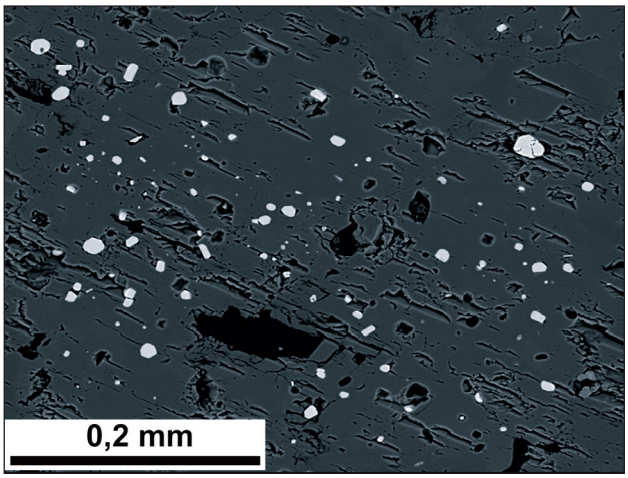
Fig. 1. Typical cross section of Banská Hodruša deposit, with position of alabandite occurrence (Šály et al., 2008; slightly modified). 1 – the Paleozoic sediments, 2 – pyroxenic andesite (Upper-Lover Badenian), amphibole-pyroxenic andesite (Upper Badenian), 4 – granodiorite (Upper Badenian), 5 – quartz-dioritic porphyrite (Upper Badenian), 6 – quartz vein Svätozár (Upper Badenian), 7 – faults, 8 – quartz veins, 9 – geological boundaries, 10 – ore, 11 – mining works, 12 – boreholes in section line, 13 – boreholes out of section.

vývoj sprevádzali metalogenetické procesy produkujúce akumulácie drahokovovej a polymetalickej mineralizácie (Konečný a Lexa, 2001). Ložisko Banská Hodruša je situované v centrálnej zóne stratovulkánu i hrasťovej štruktúry. Základné prvky jeho geologickej stavby dokumentuje obr. 1. Horninovú náplň ložiska zastupuje od podložia rozsiahla granodioritová intrúzia s reliktmi kryštalinických hornín v jej apikálnej časti. V nadloží intrúzie sa nachádza pyroxénický a amfibolicko-pyroxénický andezit zahŕňajúci lávové prúdy a pyroklastické uloženiny prvej etapy vulkanotektonického vývoja štiavnického stratovulkánu v zmysle Konečného (1971). Od granodioritu ho oddeľuje rozvetvený sill kremitodioritového porfýru (vrchný báden). Subhorizontálna intrúzia kremitodioritového porfýru kopírujúca povrch granodioritu segmentovala andezit na uzavreté kryhy. Vrchnú, pripovrchovú časť ložiska budujú lávové prúdy amfibolicko-biotitického andezitu studenskej formácie tretej etapy vývoja stratovulkánu.

Zrudnenie je vyvinuté v bazálnej časti pyroxénického andezitu nad súvislým pásmom kremenných polôh typu Svätozár vo vertikálnom intervale asi 50 m. Mineralizácia je lokalizovaná v plochých, v menšej miere strmo uložených, rôzne orientovaných tektonických štruktúrach. Tieto štruktúry (resp. žily) sú hrubé v priemere 30 cm a majú neveľkú smernú/úklonnú dĺžku (maximálne niekoľko desiatok metrov).

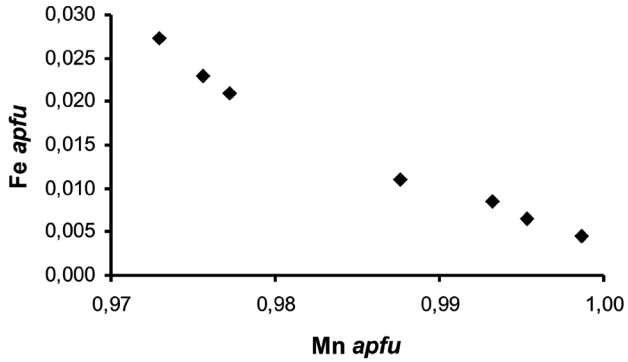
Hydrotermálne premeny v blízkosti rudných štruktúr zastupuje intenzívna silicifikácia (illit – chlorit – kremeň – Mn kalcit), vzdialenejšia K-silikátová alterácia vyššieteplotnej (ortoklas – biotit – kremeň) a nižšieteplotnej subfácie (adulár – Mg chlorit – Mn kalcit – kremeň ± illit – rodonit) (Maťo et al., 1996) a propylitizácia (albit – chlorit – illit – kalcit ± epidot a pyrit).

Študovaná ložisková oblasť má v závislosti od morfológie stropu granodioritovej intrúzie tvar pretiahnutej synklinály s osou so sz.-jv. priebehom. Nadložné kremitodioritové a andezitové polohy svojím uložením granodioritový komplex kopírujú. Kontinuitu zrudneného telesa v opísanej štruktúrnej pozícii prerušujú dajky a žily kremitodioritového porfýru a tektonické línie s amplitúdou poklesu do 60 až 70 m. Najvýraznejšie sa prejavili hrasťové (Rozália, Bakali) a staršie, s.-j. až sz.-jv. štruktúry segmentujúce pôvodne súvislý priebeh ložiska.



Obr. 2. Zoskupenie kryštálikov alabanditu (svetlosivé) v kalcite (tmavosivý); BSE.

Fig. 2. Alabandite crystals array (light grey) in calcite (dark grey); BSE.



Obr. 3. Závislosť obsahu Fe od obsahu Mn v alabandite z Hodruše.

Fig. 3. Plot of Fe vs. Mn content in alabandite from Hodruša.

Alabandit

Na drahokovovom ložisku v Banskej Hodruši, ako aj v priestore štiavnického stratovulkánu bol identifikovaný prvý raz. Zistil sa v kremennej žile situovanej v pyritizovanom kremitodioritovom porfýre (XIV. obzor, vrt BHS-6, úsek 32,9 m).

Žilovinu tvoria dve generácie kremeňa a žilky/hniezda (veľkosť do 1 cm) kalcitu. Z opakových minerálov sa v akcesorickom množstve zistil pyrit, chalkopyrit, galenit, sfalerit a zlato (elektrum). Kremeň I je hrubozrnný (veľkosť jednotlivých kryštálov 0,3 až 2 mm), pričom domény tohto kremeňa sú „utopené" v jemnozrnnejšom kremeni II (jednotlivé kryštály sú veľké 0,02 – 0,2 mm). Ten tiež tvorí v kremeni I tenké žilky. Kalcitové žilky/hniezda pretínajú obe generácie kremeňa. Opakové minerály sa viažu výlučne na jemnozrnný kremeň II.

Alabandit (zistený iba ojedinele) vytvára akumuláciu idiomorfných a hypidiomorfných kryštálikov veľkých do 0,02 mm v izometrickom hniezde kalcitu (obr. 2). V kremeni ani v nijakom inom mineráli drahokovovej žily sa nezistil.

Okrem hlavných konštrukčných prvkov – Mn a S – sa v hodrušskom alabandite zistila iba pomerne málo významná prímes Fe (0,29 – 1,74 hm. %; tab. 1), ktoré nahrádza Mn v štruktúre minerálu (korelačný koeficient substitúcie – 0,990; obr. 3). Hraničné chemické zloženie alabanditu možno vyjadriť kryštalochemickými vzorcami: $(Mn_{0.973}Fe_{0.027})_{1.000}S_{0.998}$ – $(Mn_{0.999}Fe_{0.005})_{1.004}S_{0.996}$ (tab. 1). Železo je v študovanom alabandite prítomné vždy, ale jeho obsah od kryštálu ku kryštálu kolíše (v jednotlivých kryštáloch je jeho obsah konštantný), teda jednotlivé kryštály sú pri pozorovaní v režime BSE homogénne.

Záver

Alabandit je všeobecne typický minerál pre epitermálne ložiská spojené s neogénnym vulkanizmom. Doteraz

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy alabanditu z Hodruše
Microprobe analyses of alabandite from Hodruša

Vz./č. an.	Mn	Fe	Zn	Cd	In	Cu	Hg	Ag	S	Σ hm. %
BHS-6B/1	61,16	1,34	0,03	0,00	0,02	0,01	0,17	0,01	36,53	99,28
BHS-6B/2	62,47	0,42	0,00	0,01	0,04	0,01	0,01	0,06	36,52	99,54
BHS-6B/3	60,95	1,74	0,00	0,05	0,05	0,03	0,10	0,04	36,49	99,43
BHS-6B/4	62,13	0,54	0,00	0,05	0,01	0,05	0,01	0,00	36,40	99,20
BHS-6B/5	62,68	0,29	0,03	0,02	0,03	0,02	0,00	0,01	36,48	99,53
BHS-6B/6	62,08	0,70	0,00	0,05	0,04	0,03	0,00	0,00	36,70	99,60
BHS-6B/7	61,35	1,46	0,03	0,03	0,02	0,01	0,00	0,03	36,72	99,65

kryštalochemické vzorce (prepočítané na základ 2 atómov)/ crystallochemical formulas (calculated on the basis of 2 atoms)

BHS-6B/1	$(Mn_{0.977}Fe_{0.021}Hg_{0.001})_{0.999}S_{1.000}$
BHS-6B/2	$(Mn_{0.995}Fe_{0.007})_{1.002}S_{0.997}$
BHS-6B/3	$(Mn_{0.973}Fe_{0.027})_{1.000}S_{1.000}$
BHS-6B/4	$(Mn_{0.993}Fe_{0.009}Hg_{0.001})_{1.003}S_{0.997}$
BHS-6B/5	$(Mn_{0.999}Fe_{0.0005})_{1.004}S_{0.996}$
BHS-6B/6	$(Mn_{0.988}Fe_{0.011})_{0.999}S_{1.000}$
BHS-6B/7	$(Mn_{0.976}Fe_{0.023})_{0.999}S_{1.000}$

známe výskyty alabanditu na Slovensku možno rozčleniť na tri základné typy: I. metamorfno-hydrotermálne žily v Slovenskom rudohorí (Gelnica, Zlatá Idka,...), II. metamorfované – pôvodne vulkanicko-exhalačné ložiská Mn rúd a pyritu-pyrotitu (Čučma, Heľpa), III. centrálne zóny neogénnych stratovulkánov (Kalinka, Banská Hodruša).

Hoci sa v Západných Karpatoch našiel alabandit v preň typickom epitermálnom prostredí dosiaľ iba na dvoch lokalitách, v obidvoch prípadoch je zrejmá jeho spätosť s alterovanými kremennodioritovými porfýrmi. Táto skutočnosť umožňuje predpokladať, že alabandit môže byť na Slovensku (zvlášť v centrálnych častiach neogénnych vulkanických aparátov) určite rozšírenejší minerál, než sa dá usúdiť z doteraz známej úrovne poznatkov o jeho výskytoch.

Literatúra

Cotta, B. & Fellenberg, E., 1862: Die erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. *Freiberg, 228 p.*

Hintze, C., 1904: Handbuch der mineralogie, 1. Bd., 1 Abt. Leipzig, Verlag von Veit u. Comp., 1 208 p.

Kantor, J. & Krištín, J., 1973: Alabandite from the metamorphosed pyrrhotite-pyrite deposit of Heľpa in the Nízke Tatry Mts. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 24, No. 2, pp. 247 – 253.*

Kertai, G., 1936: Érc mikroszkópi és paragenetikai megfigyelések a Szepes-Gömöri Érchegységből. *In: Ann. Mus. nat. Hung., 30, pp. 25 – 52.*

Konečný, V., 1971: Vývoj neogénneho vulkanického komplexu Štiavnického pohoria. *In: Geol. Práce, Spr. (Bratislava), č. 51, s. 3 – 4.*

Konečný, V. & Lexa, J., 2001: Stavba a vývoj štiavnického stratovulkánu. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 33, č. 3, s. 179 – 196.*

Maťo, Ľ., Sasvári, T., Bebej, J., Kraus, I., Schmidt, R. & Kalinaj, M., 1996: Štruktúrne kontrolovaná žilná mezotermálna zlato-kremeňová a epitermálna drahokovovo-polymetalická mineralizácia v hodrušskom rudnom poli, stredoslovenské neovulkanity. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 28, č. 6, s. 455 – 490.*

Mauritz, B. & Vendl, A., 1942: Részletes ásványtan. Budapest, 491 s.

Rojkovičová, Ľ., 1982: Rudná mineralizácia v Javorí. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 14, s. 461 – 470.*

Šály, J., Lepeň, I., Hók, J., Reck, V., Okál, M. & Varga, P., 2008: Vyhľadávanie telies s drahokovovým zrudnením v okolí ložiska Hodruša-Svätozár. Záverečná správa s výpočtom zásob. *Manuskript. Hodruša-Hámre, archív Slovenskej banskej.*

Tóth, M., 1882: Magyarországh ásványai különös tekintettel termőhelyeik megállpítárása. Budapest, 509 s.

Varček, C., 1979: Metodický prístup k mineralogickému výskumu opustených ložísk a rudných rajónov (s aplikáciou na oblasť Zlatej Idky). *In: Banícko-geologické sympózium, sek. geol., Zlatá Idka. Košice, Českosl. ved.-techn. spol., s. 125 – 134.*

Zepharovich, V., 1873: Mineralogisches lexicon für das Kaisserthum Österreich, II. Bd. Wien, Wilhelm Braumüller.

Zipser, E., 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen handbuches von Ungarn. Oedenburg, 440 p.

Rukopis doručený 8. 4. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 20. 4. 2009

Mineralia Slovaca, 41 (2009), 183 – 190
ISSN 0369-2086

Andorit VI z antimonitovej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí (Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel)

JAROSLAV PRŠEK[1, 2], ĽUBOMÍR LAUKO[3] a MARTINA VALÁŠKOVÁ[4]

[1]Department of Economic geology, AGH, University of Science and Technology,
Al. Mickiewicza 30, 43 309 Kraków, Poland, prsek@yahoo.com
[2]Katedra mineralógie a petrológie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského,
Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
[3]L. Svobodu 18/4, 969 01 Banská Štiavnica
[4]Ľ. Podjavorinskej, 018 16 Domaniža

Andorite VI from stibnite mineralization in the Spiš-Gemer Ore Mts. (Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel localities)

Andorite VI – and Ag-Pb-Sb sulphosalt ($AgPbBi_3S_6$) – was found at stibnite mineralization in Zlatá Idka and Hlboká dolka localities. Andorite VI occurs together with other Pb-Sb sulphosalts, stibnite and tetrahedrite. The molar % of the andorite substitution has average value 99.39 at Hlboká dolka and 100.22 at Zlatá Idka. Both andorites have increasing content of Cu from 0.5 up to 0.8 wt.% (Hlboká dolka) and from 2.1 up to 2.2 wt.% (Zlatá Idka). In the case of Zlatá Idka, copper is partly incorporated from surrounding tetrahedrite.

Key words: andorite VI, lillianite homeotypic series, sulphosalts, stibnite mineralization, Gemeric Unit

Úvod

Nálezy Pb-Sb sulfosolí s obsahom striebra boli doteraz na Slovensku veľmi zriedkavé. Ich výskyty sú známe najmä z drahokovových hydrotermálnych mineralizácií v neovulkanických pohoriach Slanské vrchy a Štiavnické vrchy. Kovalenker et al. (1988) opisujú zo Zlatej Bane diaftorit, andorit, fizélyit, freieslebenit a owyheeit v asociácii s inými Pb-Sb sulfosoľami. Szakáll (ed., 2002) opisuje diaforit a freieslebenit z Hodruše-Hámrov a freieslebenit z Banskej Štiavnice a Jeleň et al. (1999) freieslebenit a andorit z Vyhní, ale bez presnejšej identifikácie, prípadne bez uvedenia mikrosondových analýz.

V kryštaliniku sú tieto minerály ešte zriedkavejšie. Andorit a freieslebenit na základe mikroskopických pozorovaní z polymetalického zrudnenia Pod Babou pri obci Pernek (Malé Karpaty) opísal Cambel (1960). Neskôr pri skúmaní tých istých vzoriek Cambel a Krištín (1977) identifikovali iba bournonit. Spomínané sulfosoli so striebrom sa nepotvrdili. Najnovší výskum na tejto lokalite (Luptáková, 2007) potvrdil prítomnosť bournonitu a minerálov Ag ako stephanitu a freibergitu, ale nepotvrdil uvedené Ag-Pb-Sb sulfosoli.

Najnovšie andorit identifikovali Ozdín a Bálintová (2004) na Sb zrudnení Chyžné-Herichová. Nachádza sa na rozhraní veporickej a gemerickej tektonickej jednotky, kde vystupuje spolu s antimonitom a inými Pb-Sb sulfosoľami. Andorit bol identifikovaný aj ako inklúzie a drobné kryštáliky v antimonite na ložisku Sb Dúbrava v Nízkych Tatrách (Ozdín – os. informácia, 2008).

Podobne ako na výskytoch v Západných Karpatoch je andorit veľmi zriedkavá sulfosoľ na rovnakých typoch mineralizácií v celom karpatskom orogénnom systéme. Okrem dvoch doložených výskytov na Slovensku (Zlatá Baňa – Kovalenker et al., 1988; Chyžné – Ozdín a Bálintová, 2004) bol andorit identifikovaný iba na epitermálnych drahokovových žilách v rumunských neovulkanických pohoriach Baia Sprie, Dealu Cruii a Herja (Szakáll, ed., 2002). Vôbec po prvýkrát bol andorit identifikovaný na lokalite Baia Sprie (Krenner, 1893). Pri detailnom výskume mineralógie antimonitovej mineralizácie gemerika sa nám podarilo identifikovať andorit na lokalitách Zlatá Idka a Dobšiná--Hlboká dolka (halda Steingeräush). Cieľom tohto príspevku je priblížiť jeho chemické zloženie, jeho vystupovanie v mineralizácii, ako aj porovnanie jeho chemického zloženia s inými výskytmi v Západných Karpatoch a vo svete.

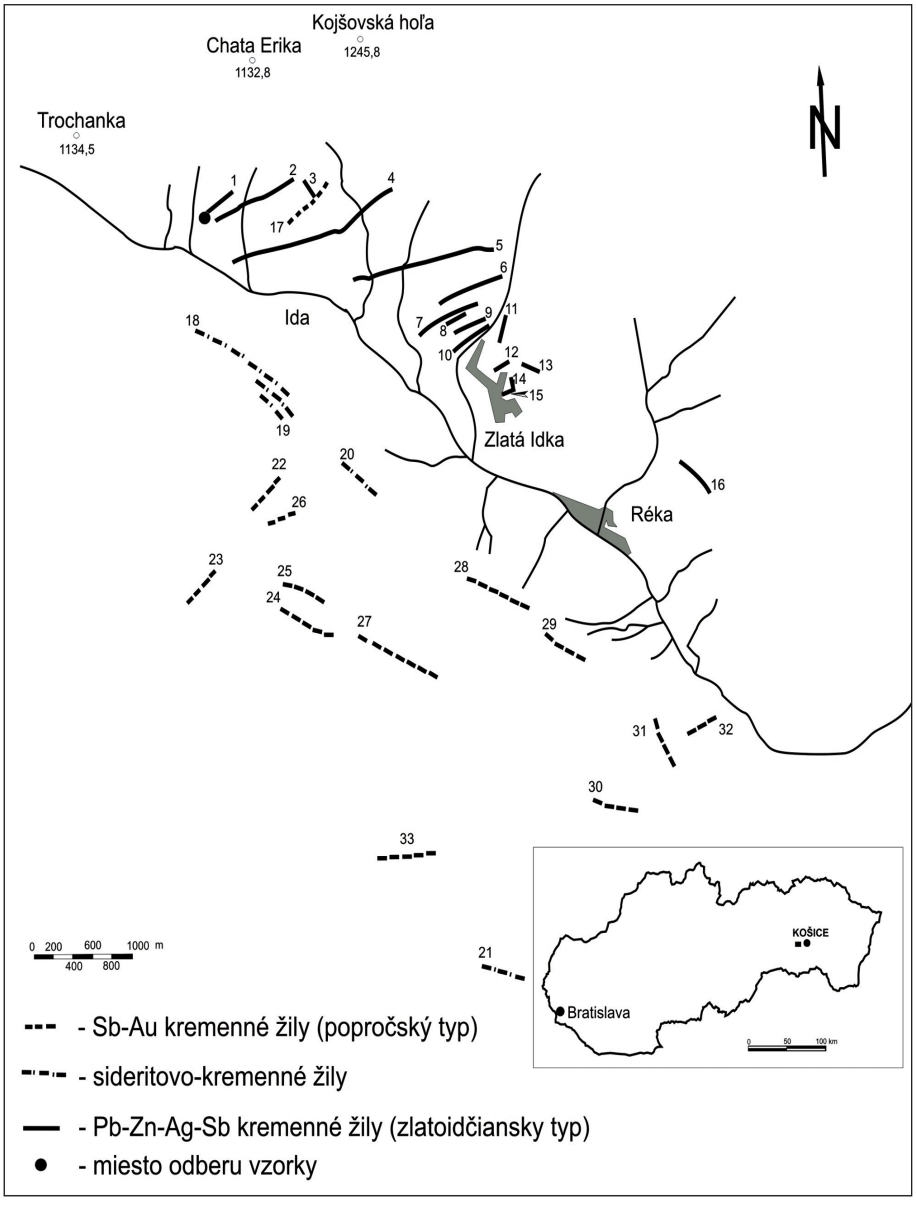
Geologická situácia a mineralógia

Oblasť Zlatej Idky so žilami Ag-Au-Sb považujú Grecula et al. (1995) za najvýchodnejší segment centrálneho antimonitového pruhu (obr. 1). Nachádza sa na svahoch juhovýchodne od obce Zlatá Idka. Zrudnenie vystupuje v kyslých metapyroklastikách staršieho paleozoika. Dianiška (1983) považuje okolité horniny zrudnenia za metasomatické porfyroidy, ktoré vznikli premenou pôvodných fylitov vplyvom intrúzie granitu za súčasného intenzívneho prínosu Si, K, Na a B. V týchto metasomaticky premenených horninách sa koncentruje prevažná časť Sb-Ag zrudnenia, pričom žily smerom do okolitých fylitov a granitov vyznievajú. Granitové teleso, ako aj hydrotermálne žily boli podľa archívnych údajov intenzívne porušené mladšou tektonikou. Zlatoidčianske rudné žily sú podľa Rozložníka (1972) a Rozložníka a Slavkovského (1980) súčasťou tzv. severného Sb pruhu

s osobitným postavením. Sú to väčšinou krátke (stovky m) kremenné žily, ktoré sa bezprostredne viažu na nadložie granitového telesa. Smerom do granitu a vzdialenejších častí rýchlo vyznievajú. Dĺžka celého rudného poľa je približne 9 km a šírka 1 km (Grecula et al., 1995). Podľa archívnych údajov (Rozlozsnik, 1912; Grecula et al., 1995 a citácie v tejto publikácii) žily dosahujú dĺžku maximálne 1 km, pričom prevažná časť žíl je dlhá 200 až 400 m. Sú vyvinuté do hĺbky maximálne 350 m. Smer väčšiny žíl je okolo 70°, pričom sklon a hrúbka sa mení. Hrúbka žíl je od 0,5 do 4 m. Rudné telesá sú silne tektonizované.

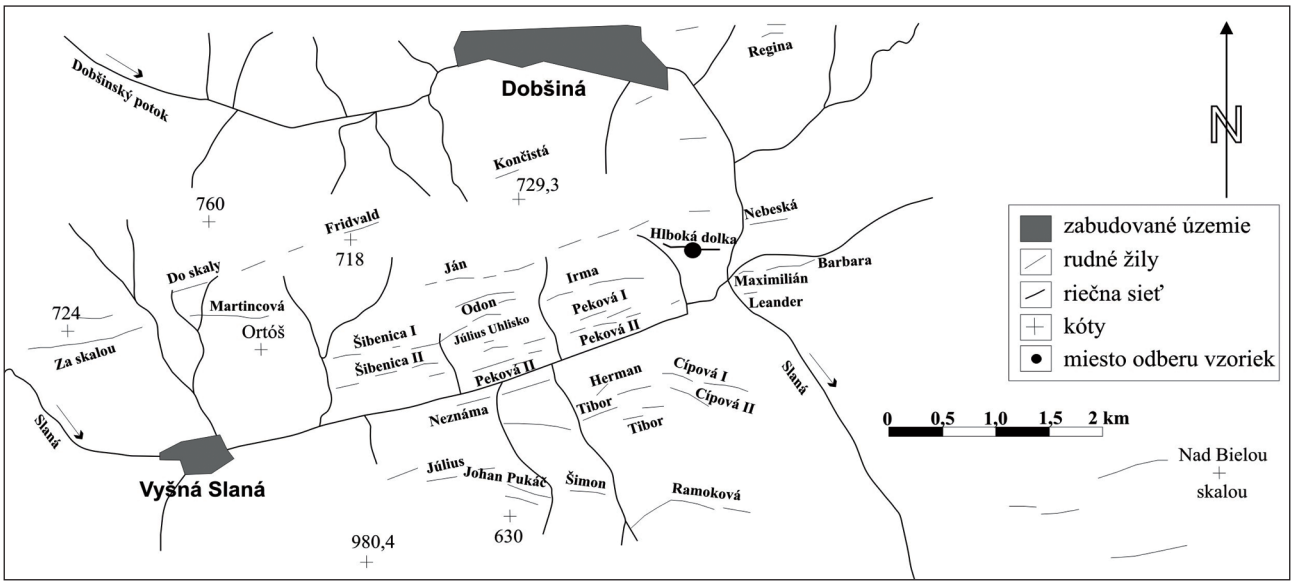
Minerálna výplň zlatoidčianskych žíl sa líši minimálne. Varček (1973) zaradil žily Anton a Jozef do kremeňovo-sideritových, žily František, Štefan a Bertalan ku kremeňovo-sulfidickým s antimonitom a ostatné ku kremeňovo-sulfidickým žilám s dominantným zastúpením jamesonitu. Rozlozsnik (1912) ich zaradil k prechodnému typu medzi sideritovo-sulfidickým a antimonitovým a rozdelil ich na Ag a Au-Sb žily. Lauko (2006) považuje žilnú výplň zlatoidčianskych žíl za polymetalickú, pričom ju stotožňuje s treťou etapou (kremeňovo-sulfidickou, druhou periódou, mladšou subperiódou; podľa Varčeka, 1973) sideritovej mineralizácie. Na ne sa neskôr na niektorých žilách naložila mladšia antimonitová mineralizácia.

Mineralizácia je zložená najmä z kremeňa, jamesonitu, sideritu a antimonitu, v malom množstve vystupuje sfalerit, chalkopyrit, tetraedrit, boulangerit, arzenopyrit a pyrit. V menšej miere až akcesoricky sa tu nachádza stephanit, zlato, ankerit, löllingit, pyrotit, markazit, galenit, kobellit, berthierit, kobaltit, bournonit, covellit, chalkostibit, bizmutit, pyrargyrit, akantit, magnetit, alabandit, dyskrazit, turmalín, chlorit, albit, dolomit a kalcit (Rozložník, 1978, 1979; Varček, 1979; Koděra et al., 1990; Grecula et al., 1995). Lauko okrem týchto minerálov identifikoval aj andorit, antimón, aurostibit,



Obr. 1. Zjednodušená skica rudných žíl v okolí Zlatej Idky (Rozložník, 1972; Grecula et al., 1995, upravené). 1 – Matej, 2 – Štefan, 3 – Orban, 4 – Bertalan, 5 – Trojičná, 6 – Jozef, 7 – František-Jozef, 8 – Alžbeta, 9 – žila uklonená na juh, 10 – Nová žila, 11 – Všechsvätých, 12 – Fridrich, 13 – Ján, 14 – Peck, 15 – Tekla, 16 – Katalin, 17 – František, 18 – Zdar Boh, 19 – Mikuláš, 20 – Popova lúka, 21 – Rudník, 22 – Jalová, 23 – Lazy, 24 – Anna, 25 – Filip-Jakub, 26 – Jozef-Barbora, 27 – Agneška, 28 – Kobylianka, 29 – Holička, 30 – Zlatník, 31 – Ferdinand, 32 – Liborius, 33 – Borovičná hôrka.

Fig. 1. Simplified sketch of the ore veins in the surrounding of village Zlatá Idka (Rozložník, 1972; Grecula et al., 1995, modified). The ore veins are named in Slovak explanation.



Obr. 2. Zjednodušená skica s vyznačením rudných žíl v rajóne Rejdová – Vyšná Slaná – Dobšiná (Grecula et al., 1995, upravené).

Fig. 2. Simplified sketch of the ore veins in the Rejdová – Vyšná Slaná – Dobšiná area (Grecula et al., 1995, modified).

nisbit, freibergit, rutil, ullmannit, oxid Sb, AuAgSb sulfid, fluorit, barit, muskovit, xenotím-(Y) a zirkón. Peterec (1988) zistil, že Ag sa viaže na tetraedrit s obsahom od 13,86 do 18,34 hm. %, a nie na jamesonit, ako predpokladal Rozlozsnik (1912) a autori, ktorých cituje. Petercove výsledky potvrdil aj Lauko (2006). Okrem Ag tetraedritu identifikoval aj freibergit a rôzne zóny v tetraedrite a freibergite bohaté na Ag vzniknuté rozkladom tetraedritu.

Oblasť žily Tiefengründel (Hlboká dolka) v Dobšinej zaraďujú Grecula et al. (1995) medzi menšie indície Sb zrudnenia v Spišsko-gemerskom rudohorí. Zrudnenie sa nachádza na pravej strane Dobšinského potoka na juh od železničnej stanice Dobšiná (obr. 2). Zrudnenie vystupuje v metamorfovaných horninách gelnickej skupiny. Bezprostredné rudonosné prostredie tvoria silne prekremenené porfyroidy (Halahyjová, 1961). Žila má smer V – Z až SV – JZ so sklonom na J. Jej dĺžka nepresahuje 750 m a hrúbka od 1 do 1,2 m. Antimonitová mineralizácia vytvára hniezda a menšie žilky v siderite a ankerite (Rozložník, 1959; Bartalský et al., 1973). Rozložník (1959) definuje žilu ako polymetalickú, s prítomnosťou antimonitu. Rozložník (1959) a Grecula et al. (1995) uvádzajú takúto minerálnu paragenézu: siderit, tetraedrit, chalkopyrit, chalkostibit, Bi sulfosoľ, antimonit, jamesonit, pyrit, ankerit, kremeň a chlorit. Okrem týchto minerálov Andrusovová-Vlčeková a Chovan (1991) uvádzajú bournonit, Bi a členy chalkostibitovo-emplektitovej série, ako aj „horobetsuit". Najnovšie Valášková (2007) identifikovala na lokalite ešte aikinit, andorit, antimón, galenit, gersdorffit, krupkait, zinkenit a Ag-Hg amalgám. Minerály ako aikinit, krupkait, gersdorffit a Ag-Hg amalgám priraďuje ku vzorkám zo sideritovej mineralizácie pochádzajúcim zo žily Ján. Je to preto, lebo na haldách sa miešajú vzorky z oboch mineralizácií a vzorky z antimonitovej mineralizácie na haldách v blízkosti žily Ján sú veľmi podradné. Vo väčšej miere ich možno nájsť iba na lokalite Steingeräush, kde nevystupujú vzorky sideritovej mineralizácie.

Metodika

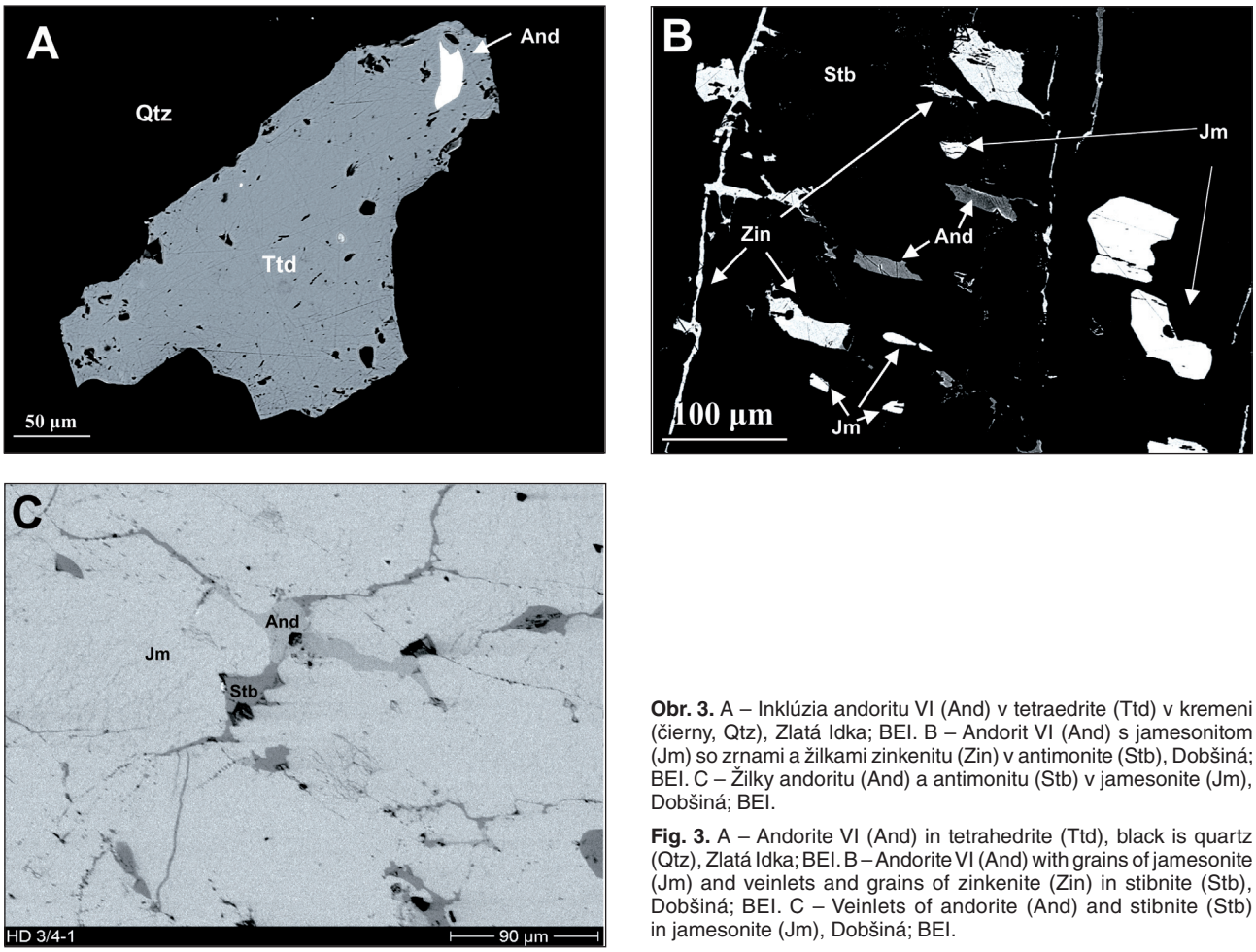
Vzorky na výskum sa odobrali iba z haldového materiálu z oboch lokalít v rokoch 2004 a 2006. Na lokalite Zlatá Idka sa andorit našiel na haldách najzápadnejšej žily Matej (48,765 s. š., 20,964 v. d.) (obr. 1). Na lokalite Dobšiná-Tiefengründel sa andorit našiel na halde žily Hlboká dolka na východných svahoch kopca (lokalita Steingeräush) asi 250 m vo svahu od vodnej nádrže Dobšinská Maša (obr. 2).

Bodové elektrónové mikroanalýzy andoritu sa vyhotovili na prístroji Cameca SX 100 (Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava) za týchto podmienok: urýchľovacie napätie 20 kV, vzorkový prúd 20 nA, priemer el. lúča 2 – 5 μm. Použili sa tieto štandardy a spektrálne čiary: $CuFeS_2$ (CuKα, FeKα, SKα), PbS (PbMα), Ag (AgLα), Cd (CdLα), ZnS (ZnKα), Bi_2Se_3 (BiLα), Sb_2S_3 (SbLβ), HgS (HgLα), FeAsS (AsKβ) a NaCl (ClKα) pri použití korekcií na prekryv čiar Cd a Ag. Snímky BSE sa vyhotovili pri rovnakých podmienkach na tom istom elektrónovom mikroanalyzátore.

Číslo homológu (N) a molárne percento andoritovej zložky – % and – (Ag + Sb ↔ 2Pb, „andoritová" substitúcia) sa počítali na základe vzorcov $N = -1 + 1/(Sb_i + Pb_i/2 - 1/2)$ a mol. % and $= 1 - (2Sb_i - Pb_i - 1)/6(Pb_i/2 + Sb_i - 5/6)$, kde iniciálne pomery Pb_i a Sb_i sa vypočítajú ako pomer obsahu jednotlivého prvku a všetkých katiónov, Pb = (Pb + Zn + Hg + Cd) a Sb = (Sb + Bi + As) (Makovicky a Karup-Møller, 1977; Moëlo et al., 1984).

Výsledky

Andorit sa našiel ako súčasť výplne hydrotermálnych žíl s antimonitovou alebo polymetalickou mineralizáciou hneď na dvoch lokalitách v Spišsko-gemerskom rudohorí. Na lokalite Zlatá Idka sa našiel iba na žile Matej ako ojedinelé inklúzie v striebronosnom tetraedrite (obr. 3A) vo vzorkách spolu



Obr. 3. A – Inklúzia andoritu VI (And) v tetraedrite (Ttd) v kremeni (čierny, Qtz), Zlatá Idka; BEI. B – Andorit VI (And) s jamesonitom (Jm) so zrnami a žilkami zinkenitu (Zin) v antimonite (Stb), Dobšiná; BEI. C – Žilky andoritu (And) a antimonitu (Stb) v jamesonite (Jm), Dobšiná; BEI.

Fig. 3. A – Andorite VI (And) in tetrahedrite (Ttd), black is quartz (Qtz), Zlatá Idka; BEI. B – Andorite VI (And) with grains of jamesonite (Jm) and veinlets and grains of zinkenite (Zin) in stibnite (Stb), Dobšiná; BEI. C – Veinlets of andorite (And) and stibnite (Stb) in jamesonite (Jm), Dobšiná; BEI.

s antimonitom, jamesonitom, arzenopyritom, pyritom, sfaleritom, chalkopyritom, kremeňom a karbonátmi. Andorit je chemicky homogénny a veľkosť inklúzií v homogénnom tetraedrite sa pohybuje maximálne do 30 µm. Na lokalite Dobšiná--Tiefengründel tvorí inklúzie do 50 µm spolu so zinkenitom a jamesonitom v antimonite (obr. 3B), prípadne žilky s dĺžkou do 100 µm a hrúbkou do 20 µm spolu s antimonitom vnikajúce do jamesonitu (obr. 3C). V odrazenom svetle je svetlosivý, so slabou anizotropiou, bez dvojodrazu, ťažko odlíšiteľný od okolitých sulfosolí. Odraznosť má podobnú ako jamesonit.

Pre chemické zloženie andoritu z oboch lokalít je charakteristický najmä zvýšený obsah Cu (0,54 – 0,77 hm. %

Tab. 1
Elektrónové mikroanalýzy andoritu VI s vypočítaným číslom homológu N a mol. % substitúcie (Dobšiná – HD, Zlatá Idka – ZI)
Electron microprobe analyses of andorite VI with calculated N and mol.% of substitution (Dobšiná – HD, Zlatá Idka – ZI)

Vzorka	Ag	S	Cu	Cl	Sb	Bi	Fe	Hg	Cd	Pb	Zn	Spolu	N	mol. %
HD-3/5-5	11,12	21,73	0,73	0,03	42,09	0,25	0,10	0,00	0,16	23,07	n. a.	99,28	3,78	104,18
HD-3/5-5	11,15	21,34	0,77	0,03	41,73	0,36	0,09	0,47	0,18	22,85	n. a.	98,97	4,03	99,41
HD-3/5-5	11,41	21,98	0,71	0,04	41,32	0,00	0,04	0,29	0,23	23,45	n. a.	99,46	4,13	97,81
HD-3/5-2	11,45	21,53	0,54	0,02	41,84	0,57	0,03	0,00	0,20	23,53	n. a.	99,71	3,98	100,07
HD-3/5-2	11,64	21,88	0,61	0,05	41,72	0,38	0,03	0,00	0,22	23,79	n. a.	100,31	4,11	98,40
HD-3/5-2	11,60	21,83	0,54	0,05	41,75	0,00	0,03	0,03	0,21	23,13	n. a.	99,16	4,05	99,72
HD-3/4-2	11,55	21,61	0,58	0,04	42,72	0,17	0,00	0,00	0,27	22,74	n. a.	99,69	3,93	102,45
HD-3/4-2	11,41	21,57	0,63	0,02	41,97	0,13	0,04	0,03	0,20	23,39	n. a.	99,38	4,02	99,71
ZI 1/5	11,06	22,38	2,25*	0,05	43,04	0,00	0,30	n. a.	0,24	21,45	0,04	100,81	4,59	98,82
ZI 1/5	11,04	22,17	2,14*	0,04	43,37	0,21	0,28	n. a.	0,25	21,30	0,07	100,86	4,46	100,23
ZI 1/5	11,14	22,23	2,13*	0,03	43,44	0,00	0,30	n. a.	0,26	21,19	0,08	100,80	4,49	99,98
ZI 1/5	11,13	22,37	2,21*	0,04	42,72	0,21	0,25	n. a.	0,23	21,64	0,09	100,91	4,62	98,53

Vysvetlivky: * čiastočná inkorporácia z tetraedritu/Abbreviations: * partial incorporations from tetrahedrite
n. a. – neanalyzované/non-analysed

Tab. 2
Kryštalochemické vzorce andoritu VI
Crystallochemical formula of andorite VI

Vzorka	HD-3/5-5	HD-3/5-5	HD-3/5-5	HD-3/5-2	HD-3/5-2	HD-3/5-2	HD-3/4-2	HD-3/4-2	Priemer	ZI 1/5	ZI 1/5	ZI 1/5	ZI 1/5	Priemer
Ag	0,89	0,90	0,92	0,92	0,93	0,94	0,92	0,92	0,92	0,85	0,85	0,85	0,86	0,85
Cu	0,10	0,10	0,10	0,07	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09	0,29	0,28	0,28	0,29	0,28
M^{+}	0,99	1,00	1,02	0,99	1,01	1,01	1,00	1,00	1,01	1,14	1,13	1,13	1,15	1,14
Pb	0,97	0,96	0,99	0,98	0,99	0,97	0,95	0,98	0,97	0,86	0,85	0,85	0,87	0,86
Fe	0,02	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04
Hg	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cd	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
Zn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
M^{2+}	0,99	1,01	1,02	1,00	1,01	1,00	0,97	1,00	1,00	0,93	0,92	0,92	0,93	0,92
Sb	3,00	2,98	2,96	2,98	2,96	2,99	3,02	2,99	2,98	2,93	2,95	2,95	2,91	2,93
Bi	0,01	0,01	0,00	0,02	0,02	0,00	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
M^{3+}	3,01	2,99	2,96	3,00	2,97	2,99	3,03	3,00	2,99	2,93	2,96	2,95	2,92	2,94
S	5,73	5,78	5,95	5,82	5,89	5,94	5,81	5,83	5,84	5,79	5,72	5,73	5,79	5,76
Cl	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
A^{-}	5,74	5,79	5,96	5,82	5,90	5,95	5,82	5,84	5,85	5,80	5,73	5,74	5,80	5,77

v Hlbokej dolke a až 2,13 – 2,25 hm. % v Zlatej Idke) a nízky obsah prímesí Cd, Fe a Bi (tab. 1). Substitúcia medi spôsobuje nižší obsah Ag v kryštalochemickom vzorci (tab. 2) oproti teoretickému zloženiu. Vstupovanie Cu do štruktúry andoritu potvrdzujú aj kryštalochemické vzorce andoritu, kde hodnota Ag + Cu sa blíži k teoretickej hodnote pre andorit VI. Tento predpoklad potvrdilo aj porovnanie obsahu Cu a Ag (obr. 4) najmä pri vzorkách z Hlbokej dolky, ktoré ležia na línii spájajúcej členy $AgPbSb_3S_6$ a $CuPbSb_3S_6$. Analýzy zo Zlatej Idky sa od ideálneho trendu odkláňajú. Z toho možno predpokladať heterogénny pôvod časti medi v analýzach. Spôsobuje to pozícia malých inklúzií andoritu v tetraedrite. Tento predpoklad potvrdzuje aj obsah Fe vo vzorke zo Zlatej Idky a v neposlednom rade aj hodnoty Ag + Cu okolo 1,14. Tento výsledok prevyšuje teoretickú hodnotu 1 pre andorit VI. Obsah ostatných meraných prvkov (Hg, As, Zn a sčasti Fe) je zanedbateľný. Kadmium dosahuje priemernú hodnotu 0,24 hm. %, bizmut 0,11 hm. %, maximálne 0,57 hm. %. Nízky obsah Cl (v rozmedzí 0,03 až 0,05 hm. %) je pochybný, keďže štandardná odchýlka pri meraní Cl dosahuje 0,08 hm. %.

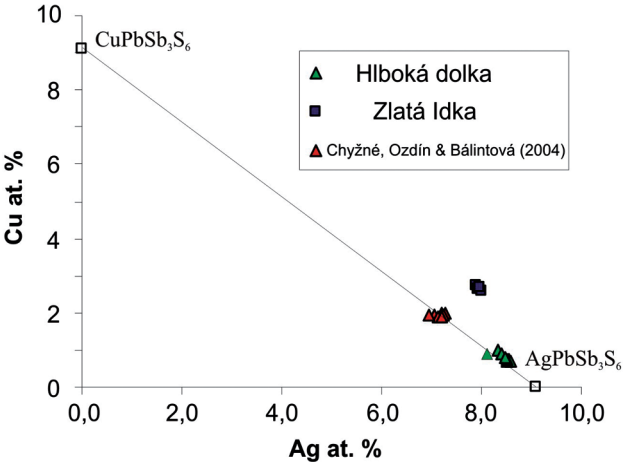
Vypočítané číslo lillianitového homológu N sa pohybuje v rozmedzí od 3,78 do 4,13 v prípade vzoriek z Hlbokej dolky a od 4,46 do 4,62 v prípade vzorky zo Zlatej Idky (tab. 1). Hodnoty korelujú s teoretickou hodnotou 4, typickou pre Sb členy lillianitovej homologickej série – séria andorit – fizélyit. Hodnoty N zo Zlatej Idky sú oproti teoretickej hodnote mierne zvýšené. Spôsobuje to vysoká hodnota Cu, pričom časť Cu v analýzach pochádza z tetraedritu a ovplyvňuje vypočítané hodnoty N. Na základe všeobecného vzorca pre lillianitovú homologickú sériu publikovaného Makovickym a Karupom-Møllerom (1977) sme odvodili mol. % andoritovej substitúcie. Vypočítané hodnoty od 97,81 do 104,18 v prípade Hlbokej dolky a od 98,53 do 100,23 v prípade Zlatej Idky dovoľujú priradiť analýzy k najhojnejšie sa vyskytujúcemu andoritu VI, „senandoritu", a nie k iným známym členom (87,5 až 93,75 andorit IV, od 106,25 „nakaséit" do 112,5 presubstituovaný andorit). Kryštalochemické vzorce andoritu sú uvedené v tab. 2.

Diskusia

Minerály andoritovej skupiny sú v prírode zriedkavé a tvoria široký rozptyl substitúcie Ag + Sb ↔ 2Pb. Poväčšine ide o drobné inklúzie alebo zrnká uzatvorené v rozličných sulfidických mineráloch. To vylučuje použitie iných analytických metód na odlíšenie konkrétnych členov andoritovo-fizélyitovej série. Preto sa dajú analýzy andoritov porovnať iba z hľadiska ich chemického zloženia.

Pri porovnávaní chemického zloženia natrafíme na množstvo problémov. Najväčší problém predstavujú analýzy z archívnych údajov z 50. až 60. rokov minulého storočia. Boli vyhotovené prevažne chemickou, mokrou cestou, pričom sa nevylúčili heterogénne prímesi iných minerálov, prípadne autori stanovili malý počet prvkov a obmedzili sa iba na hlavné prvky. V neposlednom rade problémy vystupujú aj pri mineralogickom opise študovaných fáz. Niekedy nie je možné zistiť, či ide o homogénne zrná, či o komplikované prerastania viacerých fáz. Problémom je aj malé množstvo publikovaných údajov.

Charakteristickou črtou analýz andoritu je obsah Cu. Obsah Cu (od 2,13 do 2,25 hm. %) zistený v Zlatej Idke je najvyšší obsah Cu nameraný v prírode. Štúdium substitúcie Ag vs. Cu (obr. 4) však spochybňuje pravdivosť týchto hodnôt, pretože analýzy sa odkláňajú od ideálnej línie substitúcie. Vysoký obsah Cu zistený mikrosondovými analýzami uvádzajú Ozdín a Bálintová (2004) z Chyžného (od 1,26 do 1,62 hm. %), Kovalenker et al. (1988) zo Zlatej Bane (1,26 hm. %) a Moëlo et al. (1989) z viacerých francúzskych lokalít (od 0,93 do 1,11 hm. %) a z lokality Colquechaca z Bolívie (1,06 hm. %). Hodnoty, ktoré uvádza Warren (1947) z lokality Omineka v Kanade (1,45 hm. %) a Stelzner (1894) z lokality Oruro v Bolívii (1,35 hm. %), sú získané chemickou cestou. Preto im neprikladáme väčšiu váhu. Na druhej strane, obsah Cu (0,5 až 0,73 hm. %) z lokality Hlboká dolka sa výrazne nelíši od iných publikovaných mikrosondových analýz andoritov zo sveta. Podobné hodnoty publikovali Moëlo et al. (1989) z viacerých lokalít v Bolívii (Oruro, San José, Potosí, prov. Inca – od



Obr. 4. Graf závislosti Cu verzus Ag v andorite VI.

Fig. 4. Correlation of Cu versus Ag content in andorite VI.

0,5 do 0,7 hm. %) a z Baia Sprie v Rumunsku (od 0,4 do 0,55 hm. %), Mozgova et al. (1983) z lokality Nikolaevskoe v Rusku (0,50 hm. %) a Čemernicy v bývalej Juhoslávii (0,72 hm. %) a Sejkora et al. (2002) z lokality Poličany v Čechách (0,50 hm. %). Porovnanie obsahu Cu v andoritoch z Karpát a Českého masívu je v tab. 3.

Andority z gemerika majú v analýzach zvýšenú koncentráciu Cd (od 0,16 do 0,27 hm. %). V literatúre sa udáva zvýšený obsah Cd v andorite VI z Chyžného (od 0,31 do 0,48 hm. %; Ozdín a Bálintová, 2004), v andorite IV z Orura v Bolívii (0,31 hm. %) a v andorite VI z Chazelles – Le Ceyroux vo Francúzsku (0,64 hm. %; Moëlo et al., 1989). Moëlo et al. (1989) uvádzajú vysoké hodnoty Cd (1,6 hm. %) aj z minerálov fizélyitovej subsérie z lokality Oruro v Bolívii. Väčšina autorov kadmium vo svojich vzorkách nemeria vzhľadom na problémy s prekryvom čiar Ag a Cd v analýze. To môže viesť k chybným hodnotám obsahu Cd v analýze. Obsah chlóru (0,02 až 0,04 hm. %) v andorite z Chyžného (Ozdín a Bálintová, 2004) je veľmi podobný obsahu nameranému v Zlatej Idke a Hlbokej dolke. Autori poukazujú na hodnoty vyššie ako štandardná odchýlka (0,008 hm. %) v ich prípade. Analýzy uvedené v tejto práci so štandardnou odchýlkou 0,08 hm. % vyhotovené na tom istom prístroji poukazujú na malú dôveryhodnosť nameraných hodnôt obsahu chlóru. Chlór veľmi ľahko vstupuje do štruktúr paličkových Pb-Sb sulfosolí. To sa dokázalo pri dadsonite (Makovicky et al., 2006) či pellouxite (Palvadeau et al., 2004). Obsah Cl maximálne 0,06 hm. % v lillianite z Vulcana uvádzajú Borodayev et al. (2001), pričom obsah Cl vysvetľujú vysokou aktivitou chlóru vo fumarolách. Pinto et al. (2006) štúdiom kryštálovej štruktúry lillianitu z tej istej lokality obsah Cl neuvádzajú. Nie je však vylúčené, že pri špecifických podmienkach pri vysokej aktivite chlóru môže chlór vstupovať do štruktúr lillianitovej homologickej série, i keď v obmedzenom množstve.

Andorit z gemerických výskytov antimonitovej mineralizácie možno na základe vypočítaného mol. % andoritovej molekuly priradiť k rombickému andoritu VI – „senandoritu". Presné hranice medzi jednotlivými, štruktúrne odlišnými členmi andoritovej série nie sú doteraz známe. Podobná situácia je aj v homológu N = 4 lillianitovej homologickej série, dominantnom z hľadiska obsahu bizmutu. Hranica medzi rombickým lillianitom (0 %) a monoklinickým gustavitom (100 %) (Makovicky a Karup-Møller, 1977) nie je známa. Analýzy gustavitu sa však koncentrujú pri vysokom % substitúcie, obvykle viac ako 80 % (Makovicky

Tab. 3
Vybrané mikrosondové analýzy andoritu VI
Selected electron microprobe analyses of andorite VI

	Hlboká dolka	Zlatá Idka	Chyžné	Zlatá Baňa	Třebsko	Poličany	Baia Sprie	Teor. zlož.
Priemer	8	4	8	1	2	7	8	
Pb	23,24	21,39	23,29	24,00	24,28	23,10	23,21	23,74
Fe			0,12		0,16	0,72	0,32	
Zn		0,07	0,02			0,06		
Cd	0,21	0,24	0,38					
Ag	11,42	11,09	9,78	10,26	11,14	11,87	11,36	12,36
Cu	0,64	2,18	1,57	1,26	0,35	0,50	0,49	
Sb	41,89	43,14	41,92	41,50	41,18	41,90	42,44	41,86
Bi	0,23	0,11	0,11			0,15		
As	0,16		0,12			0,22		
Sn								
S	21,68	22,29	22,11	22,20	22,14	22,87	22,45	22,04
Cl	0,03	0,04	0,04					
Spolu	99,66	100,85	99,46	99,22	99,24	101,39	100,06	100,00
% and. mol.	100,22	99,39	98,69	98,77	97,65	96,15	99,27	100,00
	A	A	B	C	D	E	F	J

A – táto práca, B – Ozdín a Bálintová (2004), C – Kovalenker et al. (1988), D – Kašpar et al. (1983), E – Sejkora et al. (2002), F – Moëlo et al. (1989), J – teoretické zloženie počítané zo vzorca $AgPbBi_3S_6$

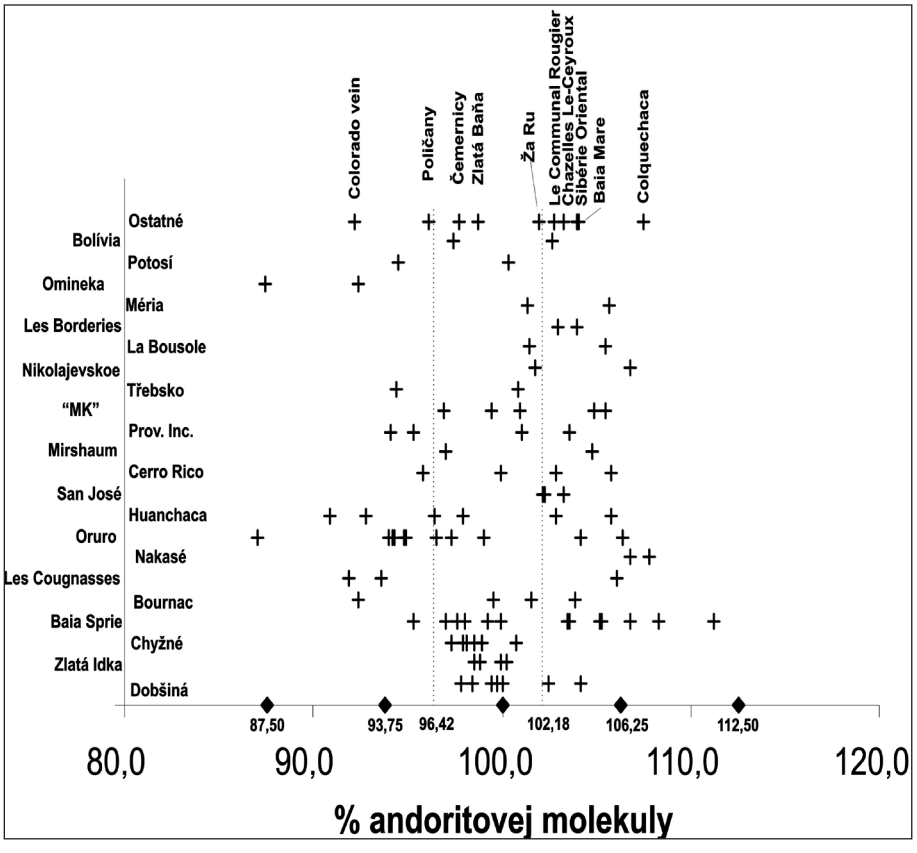
A – this work, B – Ozdín and Bálintová (2004), C – Kovalenker et al. (1988), D – Kašpar et al. (1983), E – Sejkora et al. (2002), F – Moëlo et al. (1989), J – theoretical composition calculated from the $AgPbBi_3S_6$

a Karup-Møller, 1977; Moëlo et al., 1987). Pršek (2008) a Pršek a Chovan (2001) uvádzajú lillianit zo sideritovej mineralizácie z Bacúcha (Západné Karpaty) v rozpätí od 10 do 60 mol. % člena AgBi a gustavit v rozpätí 90 – 98 mol. % člena AgBi. Moëlo et al. (2008) uvádzajú veľmi blízke chemické zloženie oboch andoritov (andoritu IV a andoritu VI), ale zreteľne definované, bez prítomnosti tuhých roztokov, ktoré často pozorujeme v podobných epitaxických prerastaniach. Predpokladajú dva homeotypické členy so zreteľnými superštruktúrami (4c a 6c) a vylučujú dve polymorfné modifikácie toho istého minerálu. Ozdín a Bálintová (2004) sa na základe chemického zloženia pokúsili vyčleniť hranice jednotlivých členov andoritovej série za predpokladu, že analýzy z jednej lokality, ktoré ležia v blízkosti seba, považujú za jeden člen. Vyčlenili tieto hranice: $And_{87,5}$ od ? do 90,85 mol. %, $And_{93,75}$ od 91,93 do 95,68 mol. %, And_{100} od 96,42 do 102,18 mol. %, $And_{106,25}$ od 102,63 do 108,34 mol. % a $And_{112,5}$ od 108,34 do ? mol. %. V medzerách medzi jednotlivými členmi sa neuvádzajú žiadne analýzy. Naproti tomu, Moëlo et al. (1984, 1989) navrhujú hranice pre And_{100} od 102 do 110 mol. % a pre $And_{93,75}$ hranice od 94 do 99 mol. %, pričom podľa Ozdína a Bálintovej (2004) zhrnuli tri členy do dvoch. Hranice vyčlenené Ozdínom a Bálintovou (2004) sa zhodujú s analýzami syntetických členov, s výnimkou $And_{96,1}$ (Mozgova et al., 1983). Analýzy andoritov, ktoré sme skúmali my, spadajú do intervalu pre And_{100} (obr. 5). Ležia v intervale, ktorý preň stanovili Ozdín a Bálintová (2004). Na základe difrakčných údajov možno povedať, že definované parametre základnej bunky v prírodných aj syntetických andoritoch majú približne rovnaké parametre a_0 a b_0, ale líšia sa parametrom c_0 (Nuffield, 1945; Donnay a Donnay, 1954; Mozgova et al., 1983; Moëlo et al., 2008). Pri rozhodovaní a určovaní hraníc všetkých členov andoritovej série je potrebné preveriť všetky jednotlivé členy pomocou monokryštálových rtg. údajov alebo údajov z EBSD.

Záver

Na lokalitách antimonitovej mineralizácie v gemeriku sa nám podarilo identifikovať Pb-Sb sulfosoľ so striebrom – andorit. Táto sulfosoľ je na mineralizáciách v Západných Karpatoch vzácna. Andorit vystupuje v asociácii s inými Pb-Sb sulfosoľami (jamesonitom, zinkenitom), antimonitom a tetraedritom v kremeni. Je chemicky homogénny a má zvýšený obsah Cu (2,15 hm. % v Zlatej Idke a 0,63 hm. % v Hlbokej dolke) a Cd (0,24 hm. % v Zlatej Idke a 0,20 hm. % v Hlbokej dolke). Priemerná hodnota vypočítaného čísla lillianitového homológu N je 4,54 na Zlatej Idke a 4,00 v Hlbokej dolke. Andorit v Zlatej Idke obsahuje priemerne 99,39 mol. % a v Hlbokej dolke 100,22 mol. % koncového člena AgSb. Obidva andority to zaraďuje k členu série And_{100}, ktorý je opísaný ako andorit VI (senandorit).

Poďakovanie. Autori sú vďační za pomoc v teréne prof. Martinovi Chovanovi. Práca sa financovala z grantu MŠ SR VEGA 1/4048/07 *P-T-X podmienky vzniku a vek hydrotermálnych antimónových mineralizácií tatrika Západných Karpát*. Za vyhotovenie elektrónových mikroanalýz a podnetné pripomienky, ktoré pomohli skvalitniť rukopis, autori ďakujú D. Ozdínovi.



Obr. 5. Grafická projekcia % substitúcie x andoritov zo svetových lokalít: Zlatá Idka, Hlboká dolka – táto práca, Chyžné (Ozdín a Bálintová, 2004), Zlatá Baňa (Kovalenker et al., 1988), Poličany (Sejkora et al., 2002), Třebsko (Kašpar et al., 1983), Baia Sprie (Svešnikov in Moëlo et al., 1989; Krenner, 1982; Mozgova et al., 1983; Moëlo et al., 1989), Oruro (Stelzner, 1984; Mozgova et al., 1983; Moëlo et al., 1989), Omineka (Warren in Moëlo et al., 1989), Potosí (Borodayev in Moëlo et al., 1989), Mirschaum (Birch in Moëlo et al., 1989), Cemernicy, Nikolaevskoe, Bolívia (Mozgova et al., 1983), Sibérie Oriental, Bournac, Ža Ru, Chazelles Le Ceyroux, La Bousole, Le Communal-Rougiér, Les Cougnasses, Les Bordéries, Méria, Nakasé, Huanchaca, Colorado Vein, San José, Cerro Rico, Colquechaca, Provincia Inca, „MK" (Moëlo et al., 1989).

Fig. 5. Graphic projection of the value x (% of substitution) of andorites from various world localities. Names of localities and referencies are stated in Slovak explanation.

Literatúra

Andrusovová-Vlčeková, G. & Chovan, M., 1991: Izoštruktúrne fázy Cu-Sb-Bi sulfosolí (chalkostibit-emplektit). *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 23, s. 369.*

Bartalský, B., ed., 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra.*

Borodayev, Yu. S., Garavelli, A., Garbarino, C., Grillo, S. M., Mozgova, N. N., Uspenskaya, Yu., T. & Vurro, F., 2001: Rare sulfosalts from Vulcano, Aeolian Islands, Italy. IV. Lillianite. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), 39, pp. 1 383 – 1 396.*

Cambel, B., 1960: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralizácia a geochémia rúd. *In: Acta geol. geogr. Univ. Comen. (Bratislava), 3, 234 s.*

Cambel, B. & Krištín, J., 1977: Contribution to mineralogy of Malé Karpaty ores. *In: Geol. Zbor. Geol. carpath. (Bratislava), Vol. 28, No. 1, pp. 121 – 135.*

Dianiška, I., 1983: Endo- a exo- kontaktné pomagmatické premeny granitoidov východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív GP, 231 s.*

Donnay, J. D. H. & Donnay, G., 1954: Synthetic intergrowth in the andorite series. *In: Amer. Mineralogist (Washington), Vol. 39, No. 1, pp. 161 – 171.*

Grecula, P., ed., 1995: Ložiská nerastných surovín Slovenského rudohoria. Zv. 1. *Miner. Slov. – Monogr., Bratislava, Geocomplex, 829 s.*

Halahyjová, G., 1961: Mineralogické a paragenetické pomery rudných ložísk v okolí Dobšinej. *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 330 s.*

Jeleň, S., Háber, M. & Rojkovičová, Ľ., 1999: Mineralogická charakteristika zlata drahokovových asociácií v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne. *In: Miner. Slov. (Bratislava), roč. 31, s. 253 – 256.*

Kašpar, P., Mrázek, Z. & Řídkošil, T., 1983: Andorite, fizelyite and miargyrite: a decomposition of a natural solid solution? *In: Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart), roč. 147, č. 1, s. 47 – 57.*

Koděra, M., ed., 1990: Topografická mineralógia Slovenska. III. *Bratislava, Slov. Akad. Vied, s. 1 105 – 1 590.*

Kovalenker, V. A., Jeleň, S., Genkin, A. D., Ďuďa, R., Sandomirskaja, S., Malov, V. S. & Kotulák, P., 1988: Metallic minerals of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia); specialities of the chemical composition. *In: Miner. Slov. (Bratislava), Vol. 20, No. 6, pp. 481 – 498.*

Krenner, J. A., 1893: Andorit új hazai eziistérc. *In: Math Termés. Tud. Ért., 11, pp. 119 – 122.*

Lauko, L., 2006: Rudné mineralizácie v okolí Zlatej Idky. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP, PriF UK, 95 s.*

Luptáková, J., 2007: Hydrotermálna Pb-Zn mineralizácia v tatrickej tektonickej jednotke Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP PriF UK, 201 s.*

Makovicky, E. & Karup-Møller, S., 1977: Chemistry and crystallography of the lillianite homologous series. Part I. General properties and definitions. *In: Neu. Jb. Mineral., Abh. (Stuttgart), 130, pp. 264 – 287.*

Makovicky, E., Topa, D. & Mumme, W. G., 2006: The crystal structure of dadsonite. *Canad. Mineralogist (Ottawa), 44, pp. 1 499 – 1 512.*

Moëlo, Y., Makovicky, E. & Karup-Møller, S., 1984: New data on the minerals of the andorite series. *In: Neu. Jb. Mineral., Mh. (Stuttgart), 4, pp. 175 – 182.*

Moëlo, Y., Marcoux, E., Makovicky, E., Karup-Møller, S. & Legendre, O., 1987: Homologues de la lillianite (gustavite, vikingite, heyrovskyite riche en Ag et Bi) de l'indice a W-As-(Pb, Bi, Ag) de La Roche-Balue (Loire Atlantique, France). *In: Bull. Minéral. (Paris), 110, pp. 43 – 64.*

Moëlo, Y., Makovicky, E. & Karup-Møller, S., 1989: Sulfures complexes plombo-argentiferes: minéralogie et cristallochimie de la série andorite-fizélyite. *Documents du BRGM, 167, pp. 1 – 107.*

Moëlo, Y., Makovický, E., Mozgova, N. N., Jambor, J. L., Cook, N., Pring, A., Paar, W., Nickel, E., Graeser, S., Karup-Møller, S., Balič-Žunič, T., Vurro, F., Topa, D., Bindi, L., Bente, K. & Shimizu, M., 2008: Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy. *In: Eur. J. Mineral., 20, pp. 7 – 46.*

Mozgova, N. N., Bortnikov, N. S., Organova, N. I., Cepin, A. I., Kuzmina, O. V. & Nekrasov, I. J., 1983: Novyje dannyje o gomologičeskoj serii andorita. *In: Miner. Ž. (Kijev), 5, s. 17 – 33.*

Nuffield, E. W., 1945: Studies of mineral sulfosalts: X-Andorite, ramdohrite, fizelyite. *In: Trans. Roy. Soc. Canada, Sec. IV. (Ottawa), Vol. 34, No. 1, pp. 41 – 51.*

Ozdín, D. & Bálintová, T., 2004: Nový nález andoritu ($PbAgSb_3S_6$) na lokalite Chyžné (Slovensko). *In: Bull. Mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz., 12, s. 147 – 152.*

Palvadeau, P., Meerschaut, A., Orlandi, P. & Moëlo, Y., 2004: Lead-antimony sulfosalts from Tuscany (Italy). VII. Crystal structure of pellouxite, ~ $(Cu,Ag)_2Pb_{21}Sb_{23}S_{55}ClO$, an expanded monoclinic derivative of $Ba_{12}Bi_{24}S_{48}$ hexagonal sub-type (zinkenite group). *In: Eur. J. Mineral., 16, pp. 845 – 855.*

Peterec, D., 1988: Väzba Ag na zlatoidských žilách. *Manuskript. Spišská Nová Ves, archív Geol. priesk.*

Pinto, D., Balić-Zunić, T., Garavelli, A., Makovicky, E. & Vurro, F., 2006: Comparative crystal-study of Ag-free lillianite and galenobismutite from Vulcano, Aeolian Islands, Italy. *In: Canad. Mineralogist (Ottawa), Vol. 44, No. 1, pp. 159 – 175.*

Pršek, J., 2008: Chemické zloženie a kryštalochémia Bi sulfosolí z hydrotermálnych mineralizácií kryštalinika Západných Karpát. *Bratislava, Št. Geol. Úst. D. Štúra, 108 s.*

Pršek, J. & Chovan, M., 2001: Hydrothermal Carbonate and Sulphide Mineralization in the Late Paleozoic Phyllites (Bacúch, Nízke Tatry Mts.). *In: Geolines, 13, pp. 27 – 34.*

Rozlozsnik, P., 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. *In: Mitt. Jb. Ung. geol. Anst. (Budapest), Vol. 19, No. 6, pp. 263 – 402.*

Rozložník, L., 1972: Tektonika zlatoidského rudného revíru. *In: Zbor. Banícka ved. konferencia, geol., Košice, s. 29 – 45.*

Rozložník, L. & Slavkovský, J., 1980: Niektoré štruktúrne vlastnosti ložísk antimonitových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Ilavský, J. (ed.): Antimónové rudy Československa, s. 115 – 126.*

Rozložník, O., 1959: Geologické a paragenetické pomery rudných ložísk v južnom okolí Dobšinej. [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív Št. Geol. Úst. D. Štúra, 83 s.*

Rozložník, O., 1978: Perspektívy overenia zásob Sb-rúd v oblasti rudného rajónu Zlatá Idka-Poproč. *In: Zbor. Referátov z konferencie Antimónové rudy Československa, 1980, s. 141 – 147.*

Rozložník, O., 1979: Mineralogicko-paragenetická charakteristika ložísk širšej oblasti Zlatej Idky a ich perspektíva. *In: Banícko-geologické sympózium Zlatá Idka. Dom techniky, s. 30 – 42.*

Sejkora, J., Litochleb, J. & Zemek, V., 2002: Příspěvek k chemickému složení rudních minerálů jižní části kutnohorského rudního revíru. *In: Bull. Mineral.-petrolog. Odd. Nár. Muz., 10, s. 283 – 289.*

Stelzner, A. W., 1894: Bemerkungen über Zinckenite von Oruro in Bolivia. *In: Zeitsch. Kristallogr., Min., Vol. 24, No. 1, pp. 125 – 127.*

Szakáll, S., ed., 2002: Minerals of the Carpathians. *Praha, Granit, pp. 479.*

Valášková, M., 2007: Sb mineralizácia Spišsko-gemerského rudohoria (Dobšiná-Tiefengründel, Čučma). [Diplomová práca.] *Manuskript. Bratislava, archív KMaP, PriF UK, 102 s.*

Varček, C., 1973: Paragenetické a geochemické pomery hydrotermálnych ložísk v Spišsko-gemerskom rudohorí. *In: Bartalský, J. et al. (eds.): Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. Kniha VII. Bratislava, archív PriF UK, 122 s.*

Varček, C., 1979: Metodický prístup k mineralogickému výskumu opustených ložísk a rudných rajónov (s aplikáciou na oblasť Zlatej Idky). *In: Banícko-geologické sympózium, sek. Geol., Zlatá Idka. Košice, s. 125 – 134.*

Warren, H. V., 1947: New occurrence of antimony and tellurium minerals in Western Canada. *In: Univ. Toronto Studies, Geol. Ser., Vol. 51, No. 1, pp. 71 – 78.*

Rukopis doručený 27. 3. 2009
Rukopis akceptovaný r. r. 30. 6. 2009
Revidovaná verzia doručená 1. 4. 2009

GeoVestník

Informačný spravodajca pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Príloha časopisu Mineralia Slovaca, roč. 41, č. 2

II. workshop projektu CO_2 NET EAST Bratislava 2009

2nd CO_2NET EAST workshop Bratislava 2009

Ľudovít Kucharič

Štátny geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

V rámci projektu CO_2 NET EAST, koordinačnej akcie (*CO_2 capture and storage networking extension to new member states*) spolufinancovanej zo 6. rámcového programu EÚ, sa na pôde Štátneho geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave v dňoch 3. a 4. marca 2009 uskutočnil v poradí druhý workshop s názvom *CO_2 Capture and Storage – Response to Climate Change*. ŠGÚDŠ poskytol všetko potrebné materiálno-technické a kádrové zabezpečenie.

Projektové konzorcium tvoria Inštitút geológie Technologickej univerzity Tallinn, Przedsembiorstvo Badań Geofizycznych Varšava, Štátny geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava, Geofyzikálny inštitút Lóranda Eötvösa Budapešť, Národný inštitút pre morskú geológiu a ekológiu Bukurešť, Fakulta baníctva, geológie a naftového inžinierstva Univerzity Záhreb (asociovaný partner Univerzita Klimenta Ochridského Sofia) a HydroStatoil Trondheim (Nórsko) ako zástupca priemyselnej sféry. Koordinátorom projektu je Česká geologická služba. Samotný projekt má za úlohu zvyšovať vedomostnú úroveň a výmenu poznatkov na poli technológie CCS (Carbon Capture & Storage – zachytávanie, preprava a trvalé uskladňovanie oxidu uhličitého v podzemných priestoroch). Uvedená metodika je jedným zo spôsobov, ktoré majú byť prostriedkom na znižovanie nepriaznivých účinkov klimatickej zmeny. Má už svoje zakotvenie aj v oficiálnej klimatickej politike EÚ na najbližšie obdobie ako súčasť tzv. klimatického balíčka.

Na bohatej účasti sa zrejme odrazila aj skutočnosť, že v decembri minulého roka Európsky parlament schválil *Smernicu Európskeho parlamentu a Rady o geologickom ukladaní oxidu uhličitého a o zmene a doplnení smernice Rady 85/337/EHS, smerníc 2000/60/ES, 2001/80/ES, 2004/35/ES, 2006/12/ES, 2008/1/ES a nariadenia (ES) č. 1013/2006*. Jej priamy dosah na legislatívu členských štátov sa premietne do vytvorenia nového zákona upravujúceho túto problematiku. Podujatie, ktoré bolo bezplatné, sústredilo 126 účastníkov z 22 krajín

The second event organized within the CO_2NET EAST coordination action (the 6th FP of EU) was represented by "Carbon Capture and Storage – Response to Climate Change" Regional Workshop for CE (the Central European) and EE (the East European) countries, taking place on 3rd and 4th March 2009 in Bratislava, Slovakia. It was organized in the premises of the State Geological Institute of Dionýz Štúr – ŠGÚDŠ (Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava, Slovakia), hosting the event by giving facilities and all needed technical support.

The subject of the workshop is recently very actual and therefore altogether 123 participants took part from 22 countries (22 European + USA + Russia) in following numbers: Belgium 1, Bulgaria 1, Croatia 1, Czech Republic 21, Denmark 2, Estonia 3, France 3, Germany 3, Greece 2, Hungary 9, Italy 2, Latvia 1, Lithuania 1, Norway 7, Poland 14, Romania 4, Russia 1, Slovak Republic 43, Slovenia 1, Sweden 1, The Netherlands 1, Turkey 1, USA 1, United Kingdom 2.

A special invitation was accepted by Her Excellency Mrs. Brit Lovseth, the Ambassador of Norway in Slovak Republic, as the deputy of country possessing the richest CCS knowledge in carbon dioxide storage into regional aquifers. The Ministry of Environment of Slovak Republic was represented by Mr. Miroslav Zachar, Director General of the Section of Geology and Natural Resources. ŠGÚDŠ was represented by its director Mr. Ľubomír Hraško.

The structure of represented stakeholders was as follows: 19 power companies and other CO_2 producing industries (45 participants), 46 research institutes and research departments, mainly geological and related companies (66 participants), 6 ministries or intergovernmental and governmental agencies, including EU (14 participants) and 1 non-governmental organizations (1 participants). Relatively small contribution from the last category was caused by the

(EÚ, USA, Rusko). Zastupovali vedeckú komunitu zaoberajúcu sa zachytávaním a ukladaním CO_2, zásadných producentov tohto skleníkového plynu, ako aj zástupcov najvyššej štátnej exekutívy a Európskej komisie. Rokovacím jazykom bola angličtina. Podujatie otvoril Ing. Miroslav Zachar, generálny riaditeľ sekcie geológie a prírodných zdrojov Ministerstva životného prostredia SR. Špeciálne pozvanie prijala a účastníkom sa prihovorila nórska veľvyslankyňa na Slovensku p. Brit Lovsethová. Zúčastnila sa ako reprezentantka krajiny disponujúcej najväčším arzenálom praktických skúseností a poznatkov z ukladania oxidu uhličitého do regionálnych akviferov, ktorá túto problematiku aj aktívne sleduje.

Odbornú náplň workshopu tvorilo 32 prednášok a 15 posterov, ktoré dokumentovali skúsenosti s problematikou CO_2, od sekvestrácie cez transport a uloženie až po legislatívne záležitosti. Okrem pozvaných prednášateľov zo zakladajúcich štátov EÚ takmer tretinu ústnych prezentácií a skoro všetky postery predstavili nové a asociované krajina EÚ. Je to jedna z hlavných úloh tohto projektu, ktorá svedčí o tom, že v týchto krajinách sa vyvíja úsilie vyrovnať sa západnej časti EÚ. Prednášky mali rôzny charakter – od sumarizujúcich tém (definovanie problému globálneho otepľovania, stratégie EÚ a niektorých členských štátov pri riešení problému zmeny klímy) až po prehľad sekvestračných technológií. Prezentovali sa aj výsledky projektu GEOCAPACITY podávajúce celkovú informáciu o kvantitatívnej kapacite EÚ uskladniť CO_2 cez praktické demonštrácie z existujúcich úložísk (Sleipner – offshore, Nórsko, Ketzin – onshore, Nemecko) až po prípadové štúdie. Okrem toho bola predstavená nová *Európska smernica*, a to priamo jej hlavným autorom.

Slovenský vklad, ktorý predstavili špecialisti ŠGÚDŠ, sa premietol do troch prezentácií a jedného postera (pozri odkaz na webovú stránku). Zvláštnosťou našich dvoch príspevkov bolo sústredenie na problémy minerálnej karbonatizácie. Tejto problematike exekutívne orgány EÚ momentálne nie celkom prejavujú priazeň, hoci predstavuje jednu z možností uskladnenia. Jej štúdium je v súlade s rozvojom vedeckých poznatkov, ktoré možno využiť aj v širšom geologickom kontexte. Súčasťou aktivity bolo vydanie špeciálneho čísla *Slovak Geological Magazine*, ktorého obsahom boli príspevky venované problematike CCS. Magazín dostal každý prihlásený účastník podujatia ako súčasť „delegate pack".

Za určitý nedostatok možno považovať to, že napriek snahe organizátorov sa nepodarilo zabezpečiť účasť relevantných zástupcov tretieho sektora, ktorí by boli schopní formulovať problém CCS z hľadiska „zeleného videnia" verejnosti.

Pretože úlohou projektu je informovať o problematike nielen odbornú sféru, ale aj verejnosť, v spolupráci s tlačovým odborom MŽP bola v rámci podujatia zorganizovaná tlačová beseda. Predstavitelia MŽP, EK, HydroStatoil a koordinátor projektu informovali o tejto akcii novinársku obec. Krátke vstupy uviedli STV 1 a TA3.

Z konzultácií vedených pred workshopom vyplynula naliehavá potreba zorganizovať čiastkovú slovenskú sekciu (rokovací jazyk slovenčina), pretože viac ako 30 zástupcov z industriálnej sféry požadovalo vysvetlenie postupu a budúcich povinností producentov CO_2 najmä v súvislosti s novo sa

fact that time schedule of relevant invited speakers from this sector did not allow them to be present in the workshop. Broader presentation from EE countries was negatively affected by actual economic crisis.

Altogether 32 oral presentations and 15 posters represented the main scientific program of the workshop. Anyway, contributions from the new member states appeared, as overall and partial results of the GEOCAPACITY project (the EU capacity assessment for the possibility to store CO_2), from the new national CCS projects as well (12 oral presentations from project consortium members and 11 posters). Besides of this, sample of obtained results from EE and CE countries was published in the Slovak Geological Magazine (9 contributions) which issuing was conjugated with the workshop opening and the magazine represented the undivided part of the delegate pack.

Discussions, or comments occurring just after presentations, or after session ending, were in many cases too extended, what indicates that CCS problem is a living issue, which will influence in the course of the next years very significantly common activities of both, research institutes in this field and CO_2 producers. Especially from the round table discussion it was clear that problems accompanying CCS were taken seriously to consideration by many research and industrial subjects and they are able to formulate clearly their genesis and solution manner.

This fact was incorporated to the Agenda, because many Slovakian stakeholders from energy sector requested before workshop opening to prepare a separate section regarding Slovakian involvement into CCS process from regulatory affairs point of view. This session was held in Slovak language and participants obtained from the deputy of Ministry of Environment the first outline of expected activities regarding new EC Directive for CO_2 storage and following activities connected with a national law for CCS composition. Extended discussion was the clear proof that CCS gradually takes place in the industrial sector and this issue is a subject of their plans for the close future. The necessity to put together all subjects acting in this field, from the state authorities through research to CO_2 producers, including public perception, was formulated.

In the frame of the workshop a press conference has been organized. Deputies of Ministry of Environment of Slovak Republic, ŠGÚDŠ, EC DG environment, CO_2NET EAST project coordinator and StatoilHydro held short introductions for journalists. Write-up from the press conference was presented in Slovak televisions STV–1 and TA–3 as well as in Slovak radio "Slovenský rozhlas".

It is possible to conclude that in comparison with the first workshop, organized in Zagreb, despite not so long time passed between these two occasions, a remarkable progress has been achieved not only in the number of active contributions resulting in the knowledge extension concerning all stages of CCS methodology, but also in contacts and dissemination activities reinforcement. Extraordinary valuable is the fact that new national projects with the CCS subject were opened in

tvoriacou legislatívou. Svoje požiadavky predniesli príslušným pracovníkom MŽP. Nielen diskusia v tejto časti, ale aj diskusie po jednotlivých prednáškových blokoch a záverečný „okrúhly stôl“ poukázali na značné kvantum teoretických, ale aj praktických problémov, ktoré ostávajú otvorené. Na bezpečné zvládnutie technológie CCS bude ich riešenie nevyhnutné.

V tejto problematike je potrebné predovšetkým stále zdôrazňovať dominujúcu úlohu geológie, pretože je to priestor na uplatnenie takmer všetkých geologických špecializácií. Keďže ide o politiku EÚ, otvára sa šanca na opätovné získanie spoločenského významu a postavenia geológie ako celku. Tá je nezastupiteľná vo všetkých etapách – od úvodných štúdií pri výbere úložiska až po takmer nekonečne trvajúci monitoring už naplneného a uzatvoreného úložiska. Stretávame sa s faktorom, že v Európe sa vypracúvajú 4D rizikové analýzy z komplikovaných rezervoárových podmienok a súvislostí, pričom základný geologický model príslušného objektu (napr. vyťaženého ropného ložiska) nie je k dispozícii. Tým sa so závermi analýzy rizika dostávame do veľmi vratkých a odborne nezdôvodnených pozícií.

Podľa nášho názoru toto podcenenie sa odráža aj v scenári 12 pilotných projektov na uskladňovanie CO_2 v Európe (skončenie do r. 2015). Ani tu geologické podmienky (finálne prostredie v procese uskladnenia) neboli rozhodujúcim faktorom na určenie variability výberu skladovacích miest.

Podobne sa podceňuje a zatiaľ stojí v úzadí postoj verejnosti, ktorá môže rozhodujúcim spôsobom ovplyvniť proces CCS. Výchova populácie neodmysliteľne patrí k progresu v danej problematike. Ak chceme túto aktivitu realizovať v praxi, musíme počítať s tým, že uskladnený oxid uhličitý predstavuje nebezpečný odpad, ktorý v prípade možných únikov z úložiska podmieňuje oprávnené vytváranie katastrofických scenárov. Postoj verejnosti ku skládkam akéhokoľvek typu je dostatočne známy.

V horizonte najbližších dvoch rokov bude nutné vytvoriť a predložiť národný zákon o ukladaní CO_2 vychádzajúci zo smernice EÚ a domácich špecifických podmienok. Už dnes je zrejmé, že táto činnosť podmieni modifikáciu rámcovej smernice o vodách, ako aj zákona o odpade.

Tento workshop v porovnaní s prvým podobným podujatím v rámci projektu (Záhreb 2007) potvrdil, že napriek krátkemu časovému odstupu sa zvýšila úroveň a rozšírili sa poznatky nových členských a asociovaných krajín EÚ, a to nielen vďaka projektom z rámcových programov, ale aj otvoreniu domácich projektov v niektorých členských štátoch, Slovensko nevynímajúc.

Do budúcnosti ostáva otvorená otázka udržania výmennej bázy získaných poznatkov a ich uplatnenia vo forme prieskumných prác na konkrétnych vybraných lokalitách, ktoré by mali spĺňať kritériá požadované smernicou. V každom prípade ide o šancu pre geológiu ako celok vážne prehovoriť do problematiky riešenia globálnych problémov spoločnosti. Je to šanca, ktorú musíme rozhodným spôsobom využiť. Musíme sa v spoločenskej hierarchii postaviť tam, kde sa rozhoduje o základných otázkach budúcnosti a existencie ľudstva.

Poznámka: Podrobnosti o podujatí – príspevky, postery a fotogalériu – môžete nájsť na webovej stránke ŠGÚDŠ http://www.geology.sk/co2neteast/co2_novinky.htm

some countries (Slovakia, Poland, Hungary), what is possibly considered as a product of activities developed in the frame of project CO_2NET EAST.

Finally we can conclude, that Carbon Capture and Storage (CCS) methodology within the EE and CE countries is accepted by executive and scientific communities, and its practical use offers new possibilities for tangible development of geological sciences. Equally, the significance of obtained results moves geological sciences into high taves of society – into position, where geology as a practical science de jure belongs.

Note: Details about workshop – contributions, posters and photogallery are available in web site http://www.geology.sk/co2neteast/co2_novinky.htm

Obr. 1. Riaditeľ ŠGÚDŠ pri otvorení workshopu. Zľava: Ľ. Kucharič, organizačný výbor, L. Zachar, generálny riaditeľ sekcie GaPZ MŽP, Ľ. Hraško, riaditeľ ŠGÚDŠ, B. Lovsethová, veľvyslankyňa Nórskeho kráľovstva v SR, V. Hladík, koordinátor projektu, Česká geologická služba. Foto L. Martinský.

Fig. 1. Director of ŠGÚDŠ during opening ceremony. From the left: Ľ. Kucharič, organizing committee, L. Zachar, general director of GaPZ department in Ministry of Environment of Slovak Republic, Ľ. Hraško, director of ŠGÚDŠ, B. Lovseth, the ambasador of Norway in Slovak Republic, V. Hladík, the project coordinator from Czech Geological Survey. Photo L. Martinský.

Obr. 2. Spoločná fotografia účastníkov. Foto L. Martinský.

Fig. 2. Workshop participants. Photo L. Martinský.

SEMINÁR – SEMINARY
Slovenskej geologickej spoločnosti – Slovak Geological Society
Bratislava 26. 3. 2009

Alkalický masív Ditrau (Rumunsko): poznatky z terénu

Alkaline massif Ditrau (Romania): Field correlation

P. Uher, J. Pršek, P. Chudík a I. Schmiedt

Alkalický masív Ditrau predstavuje jediný väčší výskyt syenitických hornín v rámci celého karpatského oblúka. Masív Ditrau sa nachádza v rumunských Východných Karpatoch neďaleko mesta Gheorgheni. Má tvar intrúzie oválneho tvaru (priemer asi 18 km) s nepravidelnou koncentrickou stavbou, ktorý intruduje do predalpínskych metamorfovaných hornín bukovinského príkrovu. Hoci masív už od svojho objavenia v polovici 19. storočia pútal pozornosť geológov a petrológov svojím špecifickým horninovým zložením a jeho základné petrografické a geochemické črty, ako aj výsledky geochronologických datovaní boli opísané vo viacerých základných prácach (z novších prác najmä Streckeisen a Hunziker, 1974; Kräutner a Bindea, 1998; Morogan et al., 2000), výskum najmä jeho akcesorických minerálov – nositeľov REE a Nb-Ta – ešte len čaká na moderné spracovanie. Na túto úlohu sa podujal náš tím. V lete 2008 sme podnikli prvú terénnu exkurziu do masívu Ditrau s cieľom oboznámiť sa s jeho geologickou stavbou a odobrať vzorky.

Na základe uvedených publikovaných údajov a vlastných poznatkov možno v alkalickom masíve Ditrau rozlíšiť nasledujúce základné typy intruzívnych hornín (Kräutner a Bindea, 1998): 1. plášťové gabrodioritické horniny (vek okolo 230 Ma), ktoré budujú najmä západný a sz. okraj masívu a v podobe megaxenolitov aj jeho centrálnu a sv. časť (obr. 1); 2. kôrové syenity a alkalické granity (asi 215 Ma) na s. a j. okraji masívu; 3. plášťové nefelínové syenity a ich deriváty (asi 160 Ma), zaberajúce centrálnu a v. časť masívu Ditrau. Okrem týchto základných typov hornín sa v masíve Ditrau vyskytujú rozličné typy žilných hornín vrátane pegmatitov nefelínových syenitov s hojným sodalitom a kankrinitom, žilných bázických hornín (obr. 2), ako aj hydrotermálne mineralizácie s Mo aj REE fázami (napr. oblasť Jolotca).

Obr. 1. Prieniky syenitov do amfibolických gabier-dioritov. Cesta medzi Ditrau a Hagota, masív Ditrau. Foto P. Uher.

Fig. 1. Syenites penetrating into amphibole gabbros-diorites. Road between localities Ditrau and Hagota, Ditrau massif. Photo P. Uher.

Obr. 2. Žilná bázická hornina presekávajúca alkalické granity, dolina Jolotca, masív Ditrau. Foto P. Uher.

Fig. 2. Alkaline granites penetrated by the vein basic rock, Jolotca valley, Ditrau massif. Photo P. Uher.

Eurogranity 2008, Korzika: poznatky slovenských účastníkov

Eurogranites 2008, Corsica: Report of Slovak participants

M. Kohút, P. Siman a P. Uher

V septembri 2008 organizovala Európska sieť granitových pracovísk (Eurogranites) pod vedením profesora Bernarda Bonina z Univerzity Paris-Sud 38. výročný terénny korelačný míting v permsko-triasovom vulkanicko-plutonickom komplexe typu A na Korzike. Aj keď do tejto oblasti smerovala už 5. exkurzia pod hlavičkou Eurogranitov, kvôli diskusii o nových výsledkoch a kvôli generačnej výmene bol o túto typovú oblasť stále dostatočný záujem širokej odbornej verejnosti z 15 krajín 3 kontinentov. Sám prof. Bonin, ktorý prvýkrát prezentoval svoje poznatky z tohto územia ako mladý elév už v roku 1974 na 4. mítingu, dnes ako nestor a koordinátor celej siete Eurogranitov podal výklad na väčšine odkryvov. Na príprave exkurzného sprievodcu sa okrem Bernarda Bonina podieľali aj Bernard Platevoet, Franck Poitrasson a Maria Rosaria Renna z University Pavia, ktorá na 3 odkryvoch priamo demonštrovala niektoré mineralogicko-petrologické aspekty zmiešavania magiem.

Terénny míting bol zameraný na štúdium prepojenia plutonických a vulkanických produktov suity magmatických hornín typu A spojených s vývojom vulkanickej kaldery v nadloží zvrstveného mafického magmatického rezervoáru spolu s kompletným súborom asociujúcich felzitických horninových typov od monzonitov a syenitov po alkalické živcové granity sprevádzané hypersolvnými až subsolvnými živcovými produktmi s metaluminóznym, peraluminóznym a peralkalickým chemickým zložením. Korzika predstavuje významný „produkt“ geologického vývoja mediteránnej oblasti počas oligocénno-pliocénneho obdobia. Teší nás, že do pochopenia tohto vývoja výrazne prispel aj náš mladý kolega Dr. Martin Danišík svojou doktorandskou (PhD.) prácou na Univerzite v Tübingene (Danišík, 2005; Danišík et al., 2008).

V rámci exkurzie sme mali možnosť vidieť:

a) komplex Monte Peloso – budovaný zvrstvenými mafickými komplexmi, do ktorých intrudovali monzonity, syenity, ako aj subsolvné alkalicko-živcové granity;

b) kruhový komplex Cauro-Bastelica – reprezentuje hypersolvné až subsolvné granity s množstvom ryolitových xenolitov;

c) kruhový komplex Porto – zložený z gabrovo-granitického žilného systému spojeného s „mimoringovými“ transsolvnými granitmi;

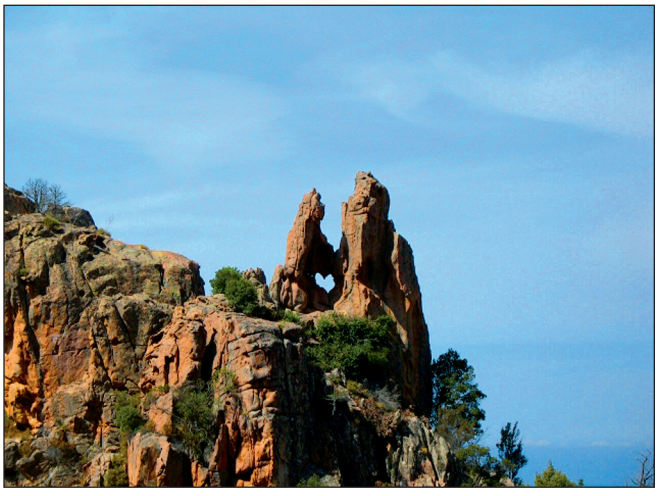
d) polostrov Scandola – prírodný výtvor chránený UNESCO – predstavuje vulkanickú výplň kaldery s bazalticko-ryolitovými horninami na styku s karbónskymi granitmi;

e) peralkalický komplex Evisa – známy od čias Lacroixa (1899) s „evisitickými“ typmi magmy.

Na záver mítingu účastníci hlasovaním rozhodli o tom, že nasledujúca terénna korelačná exkurzia Eurogranites 2009 bude v syenitovom komplexe na Kole. Organizovať ju bude fínska a ruská pracovná skupina. Profesor Bonin poďakoval zúčastneným za užitočnú diskusiu na odkryvoch a vyzval členov Európskej granitovej siete, aby uvažovali o novom koordinátorovi tejto neformálnej pracovnej skupiny, pretože po 28 rokoch by rád odovzdal žezlo niekomu inému.

Obr. 1. Účastníci mítingu Eurogranites 2008 na Korzike.

Fig. 1. Participants of the Eurogranites 2008 meeting in Corsica.



Obr. 2. Zvetrávanie granitov v dôsledku slaných vetrov.

Fig. 2. Weathering of granites as a consequence of saline winds.

Terénny seminár SGS – Ružínsky kras

SGS field seminary: Ružín karst (Eastern Slovakia)

R. Farkašovský a Z. Németh

Košická pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti (SGS) uskutočnila 4. júla 2009 celodenný terénny seminár zameraný na prehliadku endokrasových javov vo východnej časti pohoria Čierna hora sz. od Košíc.

Toto územie patrí orograficky do Slovenského rudohoria a do podcelku Pokryvy. Vývoj krasových javov v tejto oblasti je limitovaný jej geologickou stavbou, morfológiou, klimatickými pomermi, pôdnou pokrývkou a vegetáciou.

Výskyt jaskýň v oblasti Pokryv sa viaže na pruh karbonátových hornín medzi vodnou nádržou Ružín (riekou Hornád) na severozápade (obr. 1) a obcou Kavečany na juhovýchode, ktoré patria k mezozoickému obalu veporika Čiernej hory. Ide predovšetkým o jurské ružové doskovité krinoidové vápence, sivé krinoidové vápence, rohovcové vápence a doskovité vápence s rohovcami (Jacko et al., 1996).

Územie Ružínskeho krasu má výrazne modelovaný reliéf s vertikálnou členitosťou podmienenou tektonicky, ako aj erozívnou činnosťou vodných tokov. Najväčšiu výšku na území dosahujú vrcholy Sivec (780 m n. m.), Pokryvy (888 m n. m.), Vysoký vrch (851 m n. m.), Biela skala (807 m n. m.) a Kozie rohy (795 m n. m.). Tieto kóty zároveň tvoria hlavný, sz.-jv. orientovaný hrebeň územia, z ktorého vybiehajú do údolia Hornádu (približne 300 m n. m.) bočné hrebene oddelené výraznými dolinami. Vzhľadom na juhozápadný smer sklonu vrstiev karbonátov vo vrcholových častiach hlavného hrebeňa sú jeho severné a severovýchodné svahy strmé, prípadne až bralnaté. Práve v týchto svahoch je situovaná väčšina endokrasových foriem oblasti. Juhozápadné a južné svahy majú miernejší sklon.

Relatívne malá hrúbka karbonátových komplexov a dobre vyvinutá pôdna pokrývka s bohatou stromovitou vegetáciou umožnili formovanie len menších jaskýň, skalných dier a niekoľkých krasových prameňov (Droppa, 1974). Z hľadiska krasovej typológie ide o horský kras so štvrtým stupňom skrasovatenia, teda čiastočne vyvinutým exo- a endokrasom s nedokonale vytvorenými formami krasu (Jakál, 1993). Podľa zoznamu jaskýň Slovenskej republiky je v horskom podcelku Pokryvy v Čiernej hore evidovaných 35 jaskýň (Bella et al., 2007).

Oblasť je v rámci sústavy chránených území členských krajín Európskej únie NATURA 2000 chránená na základe smernice o biotopoch ako Územie európskeho významu Stredné Pohornádie. V rámci štátnej legislatívy ochrany prírody boli v horskom podcelku Pokryvy vyhlásené osobitne chránené časti prírody: národné prírodné rezervácie (NPR) Sivec a Vozárska a prírodná rezervácia (PR) Vysoký vrch.

Úvodná časť trasy viedla územím NPR Sivec, ktorá je chránená od roku 1954. Extrémne polohy na bralách nad dolinou Hornádu tvorených jurskými krinoidovými vápencami a na svahoch sú osídlené vzácnymi teplomilnými a svetlomilnými rastlinnými spoločenstvami. Sivec je významné hniezdisko chráneného vtáctva.

Na území rezervácie sa nachádza prvá z navštívených jaskýň, Antonova jaskyňa (600 m n. m.). Jaskyňa má korozívny pôvod. Vznikla na priečnej tektonickej poruche a jej priestory sa zväčšovali postupným drobením a rútením. Má impozantný bránový vstupný portál so šírkou 9,5 m a výškou 5 m (obr. 2). Za ním sa nachádza okno v strope jaskyne so šírkou 6 m (Droppa, 1974). Pod oknom možno pozorovať osyp horninového materiálu, ktorý sa uvoľnil z oslabeného stropu jaskyne pozdĺž plôch vrstvovitosti vápencov. Vďaka tomu je v jaskyni dostatok svetla. Jaskyňa bola osídlená v neolite.

Ďalšou jaskyňou na trase terénneho seminára bola Veľká ružínska jaskyňa (614 m n. m.), ktorá sa nachádza na území NPR Vozárska. Vchod jaskyne má šírku 16 m a výšku 6 m. Jaskyňa dosahuje celkovú dĺžku 111 m. Zaujímavosťou je výskyt vápencových obliakov v spodných vrstvách jaskynnej výplne. Na rozdiel od ostatných jaskýň v oblasti to svedčí o prítomnosti prúdiacich vôd pri formovaní jej podzemných priestorov (Droppa, 1974). Archeologický výskum zaznamenal neolitické osídlenie. V roku 1979 bola Veľká ružínska jaskyňa vyhlásená za prírodnú pamiatku.

Územie NPR Vozárska je chránené od roku 1966. Chránené sú jedinečné bukové lesné spoločenstvá na vápencovom podklade západného úbočia Spáleného vrchu (obr. 3). Ide o samorastúci a rôznoveký les s približne pôvodným zastúpením drevín (buk, jaseň, javor, lipa a jedľa).

Trasa terénneho seminára ďalej viedla cez vrch Pokryvy na územie PR Vysoký vrch. Rezervácia bola vyhlásená v roku 1993 na ochranu vrcholových pralesných spoločenstiev na Vysokom vrchu a Bielej skale s pestrým zastúpením drevín (buk, jaseň, javor, lipa, brest, dub a jedľa). Chránená je aj teplomilná vegetácia na vápencovom podklade Bielej skaly.

Pod Bielou skalou je situovaná Veľká sokolská jaskyňa (776 m n. m.). Je dlhá 22 m a má korozívny pôvod (Droppa, 1974).

Poslednou zastávkou na trase boli Krížová jaskyňa (774 m n. m.) a Previsová jaskyňa (784 m n. m.), ktoré sa nachádzajú na území PR Vysoký vrch v severnej stene bralnatého vrchu Kozie rohy. Krížová jaskyňa je svojou celkovou dĺžkou 221 m najdlhšia jaskyňa Ružínskeho krasu. Ide o jaskyňu s niekoľkými komínmi, ktoré prepájajú štyri

horizontálne úrovne jaskyne. Jaskyňa vznikla na dislokáciách a puklinových systémoch. Presakujúce vody korodovali horninové prostredie a zapríčinili krasovatenie vápencov. Jaskynné priestory sa ďalej rozširovali odpadávaním a rúcaním úlomkov. Jaskyňa má peknú sintrovú výzdobu (Kladiva, 1988). Zaujímavosťou jaskyne je umelá štôlňa, ktorá pravdepodobne slúžila na prieskum jaskynných priestorov. Previsová jaskyňa sa nachádza len niekoľko desiatok metrov južne od Krížovej jaskyne. Ide o korozívnu jaskyňu s celkovou dĺžkou 50 m (Kladiva, 1988).

Terénny seminár sa zakončil na chate Hrešná (597 m) nad obcou Kavečany pri Košiciach.

Napriek fyzicky náročnej celodennej trase bol o terénny seminár veľký záujem predovšetkým zo strany študentov geovedných disciplín. Príspevkom k rozširovaniu geovedných poznatkov odbornej aj laickej verejnosti budú podobné terénne semináre v regióne Spišsko-gemerského rudohoria a východoslovenských terciérnych vulkanických pohorí, ktoré plánuje zorganizovať košická pobočka SGS v budúcnosti.

Literatúra

Bella, P., Hlaváčová, I. & Holúbek, P., 2007: Zoznam jaskýň Slovenskej republiky. *Liptovský Mikuláš, Slovenské múzeum ochrany prírody a jaskyniarstva, 364 s.*

Droppa, A., 1974: Ružínsky kras v Slovenskom rudohorí. *In: Čs. Kras, roč. 25, s. 61 – 72.*

Jacko, S., Polák, M., Vozár, J., Vozárová, A., Gross, P., Harčár, J., Sasvári, T., Zacharov, M., Baláž, B., Kaličiak, M., Karoli, S., Nagy, A., Buček, S., Maglay, J., Spišák, Z., Žec, B., Filo, I. & Janočko, J., 1996: Geologická mapa Braniska a Čiernej hory. *Bratislava, GS SR – Ministerstvo životného prostredia SR.*

Jakál, J., 1993: Geomorfológia krasu Slovenska. Štúdie a vedecké správy. *In: Slov. Kras, roč. 31, s. 13 – 28.*

Kladiva, E., 1988: Krížová a previsová jaskyňa. *In: Spravodaj Slovenskej speleologickej spoločnosti, roč. XIX, č. 1 – 2, s. 15 – 20.*

Obr. 1. Pohľad z vrcholu kóty Sivec (780 m n. m.) na Ružínsku priehradu a tok rieky Hornád. Veporikum Čiernej hory. Foto Z. Németh.

Fig. 1. View from altitude point Sivec (780 m a.s.l.) on Ružín dam and Hornád river. Veporicum of the Čierna hora Mts. Photo Z. Németh.

Obr. 2. Vstupný portál do Antonovej jaskyne. Foto Z. Németh.

Fig. 2. Entrance portal of the Antonova jaskyňa cave. Photo Z. Németh.

Obr. 3. Prirodzený vývoj lesa a spontánna obnova lesných porastov v NPR Vozárska. Foto Z. Németh.

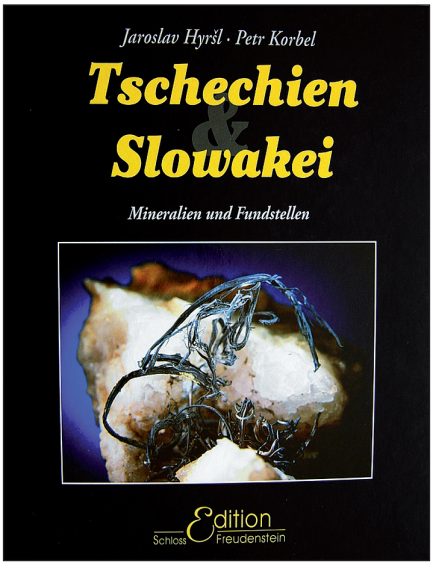
Fig. 3. Unharmed natural growth of forest and spontaneous renewal of trees in National nature park Vozárska. Photo Z. Németh.

J. HYRŠL & P. KORBEL, eds.: **Tschechien & Slowakei**. Mineralien und Fundstellen. Bode Verlag GmbH, Haltern, 576 s.

Táto kniha vznikla ako 3. časť edície Schloß Freudenstein v spolupráci medzi Technickou Univerzitou Bergakademie Freiberg a vydavateľstvom Bode Verlag v Halterne v Nemecku. Prvé dve knihy, *Zarenschätze* (= Cárske poklady; 2006) a *Namíbia* (2007), dosiahli vo svete mimoriadny ohlas. Tretia časť tejto edície vyšla práve v čase 30. výročia vydavateľstva Bode Verlag. Toto vydavateľstvo vydáva aj jeden z najprestížnejších nevedeckých mineralogických časopisov na svete *Mineralien Welt*. Z toho vyplýva, aký význam a dosah môže mať posledná vydaná publikácia.

Kniha je jednoducho, zreteľne a dobre rozčlenená na jednotlivé kapitoly. Nosnou časťou je opis minerálov na jednotlivých lokalitách, ktoré sú zoradené od západu na východ, pre každú republiku samostatne. V publikácii sú zaujímavé, väčšinou podstatné a dôležité údaje o baníctve, histórii klasických a významných lokalít, geológii a o mineráloch. Kniha je veľmi pekne ilustrovaná a doplnená súčasnými aj historickými fotografiami lokalít (baní, lomov, odkryvov), ale aj dobovými fotografiami, pohľadnicami významných ložísk či historických štítkov minerálov. Nechýba ani prestížny štítok zo zbierky arcivojvodu Štefana Viktora Habsburga Lotrinského (str. 430). Je na škodu, že medzi citovanou literatúrou chýba množstvo publikovaných prác z Mineralie Slovaca či iných ľahko dostupných vedeckých a zberateľských časopisov. Kniha pravdepodobne mala ambíciu ukázať aj viacero unikátnych vzoriek. Najmä v slovenskej časti je však veľmi citeľné, že v nej chýba väčšie množstvo výnimočných vzoriek. Pomer obrázkov zobrazujúcich históriu, baníctvo, štítky minerálov a pod. k minerálom je stanovený veľmi rozumne a citlivo a všetky fotografie a text spolu dokonale harmonizujú. Toto vyváženie môže byť vzorom pre všetky populárno-vedecké publikácie aj v iných odboroch.

Najväčším nedostatkom knihy je nevyváženosť medzi spracovanou problematikou v Českej republike a na Slovensku. Počet strán venovaných minerálom a ložiskám a výskytom v Českej republike je 382, kým Slovensku sa kniha venuje len na 161 stranách. Nevyváženosť je snáď najlepšie vidieť pri striebre. Pri ložisku Příbram sú uvedené fotografie tohto minerálu na šiestich



stranách, ale pri najväčšom ložisku Ag v Karpatoch – Banskej Štiavnici – nie je ani jedna fotografia. V publikácii je viacero chýb a preklepov. Napríklad: str. 403 – Banská Stiavnika; na obr. 3 na str. 435 nie je ferierit, ale voltait; na str. 553 je fotografia 5 cm veľkého agregátu friedrichitu, pritom ide o jeden z členov izotypovej série aikinitu s vyšším obsahom bizmutu (bizmutinit, gladit, pekoit) alebo ich zmes; na str. 524 na mapke Slovenska je opačne opísaná lokalizácia Dúbravy a Vyšnej Boce; na str. 527 na obr. 1 je namiesto št. Dúbrava v Jelšave št. Jelšava v Dúbrave; na str. 533 je mylne uvedený obrázok 2 pod lokalitou Hnúšťa (má byť Jelšava). Významným nedostatkom medzi uvedenými lokalitami zo Slovenska je absencia lokality Jasenie (opísaných ~ 110 minerálov) s najväčším polymetalickým ložiskom v kryštaliniku na Slovensku a najvýznamnejším W ložiskom v Karpatoch. Zároveň chýba uvedenie najvýznamnejších slovenských pegmatitových lokalít – Moravany nad Váhom a Bratislava. Publikácia mala ambíciu predstaviť všetky klasické lokality ČR a SR, pozabudlo sa však na Gemerskú Polomu s klasickou lokalitou axinitu v Karpatoch a ložiskom Cu rúd. Chryzokol alebo malachit odtiaľ sú zastúpené takmer vo všetkých významných stredoeurópskych múzeách a zbierkach. Vhodné bolo uviesť aj kryštalochemické vzorce, pretože v publikácii sú uvedené a často aj odfotografované veľmi vzácne a zriedkavé minerály. Viaceré z nich bez ďalšej pomocnej literatúry by mal problém zaradiť aj odborník. Cenné je, že pri každom minerály je údaj o veľkosti či už obrázka, alebo kryštálu minerálov a o pôvode vzorky. Tento údaj by bolo snáď vhodnejšie uviesť na konci knihy, podobne, ako je to pri autoroch fotografií. Je dobré, že pri obidvoch štátoch na konci mineralogicko-ložiskovej časti je zoznam typových minerálov aj s citáciami. Popri uvedených nedostatkoch k úplnosti a dokonalosti tejto odbornej publikácie ešte chýba zmienka o meteoritoch, ktoré síce nie sú minerálmi, ale vo všetkých podobných publikáciách sa uvádzajú. Je to škoda, pretože meteority ako napríklad Oravská Magura, Stonařov, Tábor či Morávka sú svetoznáme.

Kniha je určená najmä pre verejnosť, ale mala by byť aj súčasťou knižníc mineralógov, a najmä muzeálnych pracovníkov. Napriek tomu, že publikácia je v nemeckom jazyku a stojí takmer 70,– €, určite si nájde mnoho čitateľov medzi pracovníkmi geologických a muzeálnych inštitúcií, ako aj medzi zberateľmi a priaznivcami minerálov.

D. Ozdín

L. TURANOVÁ a M. BIZUBOVÁ: **Geovedné exkurzie na Slovensku. Inovácia didaktických kompetencií Geoscientific excursions in Slovakia. Innovation of didactic competences**

Ak nechceme, aby geológia ako veda na Slovensku zanikla, vzdelávanie mladej generácie v oblasti geovied je naša prioritná úloha. Jeho súčasťou musí byť aj modernizácia a efektivizácia výučby na základných a stredných školách. Prvým výraznejším krokom bolo vydanie novej učebnice *Prírodopis 8*. Na tento krok by mali nadväzovať ďalšie, ktoré by lepšie zoznamovali našu mládež s pestrým a veľmi živým svetom neživej prírody. Jedným z nich má byť aj vydanie publikácie L. Turanovej a M. Bizubovej: *Geovedné exkurzie na Slovensku. Inovácia didaktických kompetencií* (Bratislava, IRIS, 286 s.).

Prvá kapitola **Exkurzie a vychádzky vo výučbe geológie** je zameraná didakticky a je logicky rozčlenená. Druhá kapitola **Stručne o geologickom vývoji Západných Karpát** prináša charakteristiku geologickej stavby Západných Karpát. Autorky používajú členenie Západných Karpát na vonkajšie a vnútorné, hoci väčšinovo sa prijíma práve členenie na tri pásma. To je však vec výberu autoriek. Otázkou však je, prečo sa za najjužnejšiu jednotku vnútorných Západných Karpát označuje gemerikum, keď na juh od neho (či geograficky alebo paleogeograficky) sa nachádzajú ďalšie jednotky ako silicikum, turnaikum či bükkikum, ktoré sú tiež súčasťou Západných Karpát. Správne by bolo, keby gemerikum bolo označené ako najjužnejšia jednotka centrálnych Západných Karpát.

Tretia kapitola prináša charakteristiku vybraných hornín a minerálov. Podkapitola venovaná horninám je charakteristická veľmi nízkou úrovňou fotografií hornín. Ako mineralóg

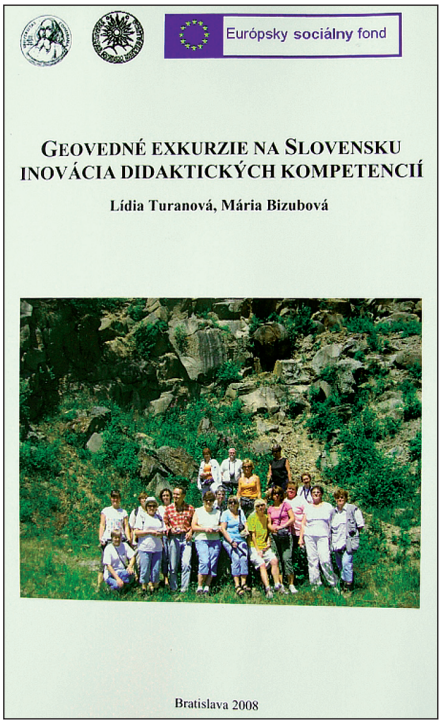
som sa osobitne zameral na podkapitolu **3.2. Charakteristika minerálov.** Už prvá definícia je pozoruhodná vzhľadom na obsah kapitoly. Ak má byť minerál fyzikálne a chemicky rovnorodá prírodnina, potom hneď prvé dva „minerály“ v kapitole nielenže nespĺňajú podmienky uvedenej definície, ale dokonca to ani minerály nie sú. Achát je jemnokryštalická prúžkovaná varieta chalcedónu, teda kremeňa, a amfibol je názov celej skupiny minerálov, ktoré svojou kryštalochemickou zložitosťou popierajú akúkoľvek rovnorodosť. To, že okrem uvedených monoklinických poznáme celkom významnú skupinu rombických amfibolov, sa naši učitelia už nedozvedia. Našťastie, pri pyroxénoch, živcoch a sľudách je uvedené správne, že ide o skupiny minerálov. Takýchto „neminerálov“ by sa v spomenutej kapitole našlo viac, napríklad chlorit (skupina minerálov), jantár (organický mineraloid) či limonit (zmes minerálov).

Záhadou je čiastočne aj výber charakterizovaných minerálov, ktorý autorky vraj prebrali z učebnice *Prírodopis 8*. Aby mala kapitola v exkurznom sprievodcovi zmysel, bolo by vhodnejšie charakterizovať len tie minerály, ktoré sa vyskytujú na Slovensku, resp. na lokalitách uvedených v sprievodcovi. Prečo teda spomínať diamant, ktorý na Slovensku zatiaľ nebol opísaný, a teda uvádzať ho v publikácii tohto typu je zbytočné? Rovnako sa na Slovensku nevyskytuje smaragd, ale beryl, ktorého je smaragd odrodou, sa dá nájsť na viacerých pegmatitových telesách v Malých Karpatoch a Považskom Inovci. Neviem však, prečo sa nespomínajú významnejšie a na Slovensku hojnejšie minerály a minerálne skupiny ako napríklad anhydrit, barit, pyrotit, tetraedrit, smektity, turmalíny, zeolity... Ak aj má ísť o všeobecný výber najvýznamnejších minerálov, tak spomenuté minerály by sa mali dostať aj doň.

V texte sa používajú mierne archaické názvy kryštálových sústav. Keďže ide o slovenské preklady gréckych pojmov, dá sa to prehliadnuť. Prečo však ďalej v texte autorky používajú termíny ako „habitus“ (slovenský ekvivalent je vzhľad kryštálu) a „oktaédrický“ (osemstenný)? Aj druhá časť samotného názvu publikácie znie cudzokrajne a pomerne nezrozumiteľne. Podstatnejšie ako terminologické nezrovnalosti je značné množstvo elementárnych chýb. Napríklad halit (to je platný názov minerálu, nie názov kamenná soľ, ktorý mal byť v zátvorke) podľa autoriek kryštalizuje v jednoklonnej (rozumej monoklinickej) a chlorit v kockovej sústave. Rovnako aj hexagonálny apatit a grafit sú podľa autoriek trojuholníkové a dillnit pre istotu nekryštalizuje vôbec. Je to možno tým, že to nie je minerál, ale len varieta zunyitu. Keďže ide o sorosilikát, na ílové minerály sa naozaj len podobá. O to zaujímavejší je jeho vzorec: $Al_{12}[AlO_4\ I\ (OH,F)_{18}Cl\ I\ Si_5O_{16}]$. Ak „I“ má byť jód, tak je to objav – prvý silikát s jódom na svete! Ak je to zvislá čiara oddeľujúca jednotlivé aniónové skupiny, potom tá sa nesmie písať ako značka prvku „I“, ale má vyzerať takto: „|“.

Kryštalochemické vzorce minerálov a všeobecné vzorce skupín minerálov sú samostatná kapitola. Veľká časť z nich vôbec nezodpovedá platným vzorcom uznaným Medzinárodnou mineralogickou asociáciou IMA a schváleným Komisiou pre nomenklatúru a terminológiu v mineralógii pri Slovenskej geologickej spoločnosti. Pri pyroxénoch a sľudách sú použité všeobecné kryštalochemické vzorce, to však nie je vysvetlené. Pri amfiboloch si autorky vystačili so vzorcom hornblendu (v skutočnosti je to vzorec zmesi magnezio- a ferohornblendu) a pri granátoch s almandínom. Pri olivíne sú už pre istotu uvedené vzorce oboch koncových členov.

Zvláštny je aj výber výskytov jednotlivých minerálov. Pri niektorých sa neuvádza žiaden, hoci sú u nás známe výskyty fluoritu,



kasiteritu (pozn.: autorky uvádzajú opäť archaický, neplatný názov, resp. synonymum cínovec), o granátoch ani nehovoriac. Pri ďalších mineráloch zas nie sú uvedené najvýznamnejšie lokality, hoci iné, oveľa menej významné, sú spomenuté. Napríklad pri grafite by sa patrilo uviesť Kokavu nad Rimavicou, pri dolomite Malé Kršteňany a pokiaľ ide o korund, na Slovensku máme dokonca výskyt klenotnícky využiteľného zafíru v Hajnáčke. Najväčšia chyba je vynechanie významných ložísk kaolinitu vo Vyšnom Petrovci a Hornej Prievrane a sideritu v Nižnej Slanej.

V nasledujúcej časti, ktorou je Geologický slovník, by sa tiež našlo viacero zvláštností. Niektoré termíny nie sú geologické, ale pravdepodobne geomorfologické, keďže sa s nimi dokonca aj niektorí profesori geológie stretli prvý raz (epigenetický odľahlík, sopečný exot), niektoré sú popletené (stalagmit rastie zdola nahor a stalaktit zhora nadol, teda naopak, ako je uvedené) a niektoré zbytočné, keďže sú už uvedené a dostatočne vysvetlené v predchádzajúcich kapitolách (horniny a minerály). Často sú zlé a zbytočné ešte aj definície. Napríklad definícia opálu je vlastne definíciou drahého opálu, navyše, so zlým vzorcom. Aragonit určite nevzniká z vody, ako uvádza publikácia, lebo jediný minerál vznikajúci z vody je ľad. Rovnako aragonit netvorí výplň mandlí v bazaltoch (presnejšie permských paleobazaltoch), ale výplň dutín terciérnych bazaltov. Pri libethenite radiálno-lúčovitý v preklade znamená lúčovito-lúčovitý, nehovoriac o tom, že libethenit nebýva vláknitý ani celistvý. Definovanie jaskyne v tejto publikácii vôbec nezodpovedá skutočnej definícii jaskyne. Jaskyne nemusia byť iba krasové formy a charakteristika jaskyne ako „...priestoru, do ktorého sa zmestí človek, alebo ktorého dĺžka je väčšia ako veľkosť jeho vchodu“ je vysoko neexaktná.

Nosnou časťou publikácie je samotný exkurzný sprievodca. Najväčším a možno aj jedným z mála pozitív je vysoký počet spracovaných lokalít. Negatív by sa našlo viac, ale hlavným menovateľom väčšiny z nich, teda okrem absencie číslovania strán, je zdrojová literatúra. Väčšina z opisov lokalít je vlastne kompilátom ďalších exkurzných sprievodcov, v ktorých sa nenachádzajú výsledky najnovších výskumov, a naopak, nachádza sa v nich pomerne veľa nepresností a chýb. Nemá význam zaoberať sa jednotlivými lokalitami. Na väčšinu z nich by bola potrebná samostatná recenzia, aby sa postihli všetky nedostatky. Pritom by stačilo spraviť rešerš z ľahko dostupných domácich periodík. Príkladom môže byť Banská Štiavnica. Nespomenúť si pri tejto lokalite na práce významných geológov a mineralógov, ako boli či stále sú Miroslav Koděra, Vlastimil Konečný alebo Jaroslav Lexa, hraničí s neúctou k týmto zaslúžilým vedeckým pracovníkom. V celej práci je zvláštne aj ignorovanie najvýznamnejšej rešeršnej mineralogickej práce *Koděra et al. 1986 – 1990: Topografická mineralógia* a aj tej najnovšej, *Szakall et al., 2002: Minerals of Carpathians*. Nespomenúť niektoré významné geologické lokality ako Dúbravu – najväčšie antimónové ložisko na našom území, alebo Magurku – historické ložisko zlata, je veľkým ochudobnením potenciálnych exkurzií vedených podľa tohto sprievodcu.

Pomerne výrazný nedostatok publikácie je často veľmi neprehľadná editácia textu. Príkladom môže byť neujasnenosť používania nadpisov v kapitole 2.1.2.1. Sopečné pohoria. Poľana a Vihorlatské vrchy sú bez nadpisu, Kremnické vrchy majú nadpis pod veršíkmi približujúcimi pohorie a Slanské vrchy, naopak, nad veršíkmi. Ešte neprehľadnejšia je exkurzná časť, kde bolo väčšinou použité delenie textu na dva stĺpce vedľa seba v ležatom formáte A4, no pri viacerých lokalitách sú tri alebo štyri stĺpce. Pri niektorých „štvorstĺpcových“ lokalitách (napríklad Prielom Dunajca či Rudňany) bola použitá veľmi netypická následnosť stĺpcov – text po prvom stĺpci pokračuje v treťom, potom v druhom a nakoniec vo štvrtom. Podivné je aj to, že v prvej, všeobecnej časti publikácie sa neobjavila ani jedna citácia a dokonca ani zoznam použitej literatúry, hoci jednoznačne nejde o pôvodný text a originálne poznatky autoriek. Problematické z hľadiska autorského zákona je dokonca aj použitie fotografií z internetu, ku ktorému sa autorky dokonca priznávajú, ale pri žiadnej z takých, ktoré sú pravdepodobne stiahnuté z internetu, nie je uvedený ani len zdroj.

Množstvo faktických, terminologických a formálnych nedostatkov a chýb v publikácii má veľmi závažný charakter. Je to čiastočne spôsobené aj absenciou recenzenta s geologickým vzdelaním. Preto je na mieste otázka, či takáto práca s množstvom chýb je vhodná ako pomôcka pre učiteľov základných a stredných škôl, ktorým je určená.

P. Bačík

GEOCHÉMIA 2008

Bratislava 4. decembra 2008

Geochemistry 2008

Už sa stalo tradíciou, že koncom roka Katedra geochémie Prírodovedeckej fakulty UK, oddelenie geochémie životného prostredia ŠGÚDŠ a Slovenská asociácia geochemikov v spolupráci s ďalšími organizáciami a odborníkmi usporadúvajú seminár GEOCHÉMIA, ktorý sa tohto roku konal pri príležitosti osemdesiatin prof. Ing. J. Babčana, DrSc.

Seminár GEOCHÉMIA, ktorý v roku 2008 bol organizovaný už jedenásty raz, sa v posledných rokoch stal miestom, kde sa prezentujú najnovšie poznatky z geochemickej problematiky riešenej v súčasnosti na Slovensku i v blízkom okolí.

Hlavným cieľom seminára bolo dať možnosť širokému okruhu odborníkov v rôznych oblastiach geochémie, najmä mladým pracovníkom, prezentovať najnovšie výsledky svojej práce a naznačiť hlavné smery vývoja geochémie a jej aplikácií vo svete aj u nás. Zúčastnilo sa na ňom 60 odborníkov zo Slovenska a Čiech.

Seminár otvoril riaditeľ ŠGÚDŠ Bratislava RNDr. Ľ. Hraško, PhD. Vo svojom príhovore poukázal na širokú škálu geologickej a environmentálnej problematiky, ktorú v súčasnosti geochemické vedy pomáhajú riešiť. S cieľom zabezpečiť vysokú odbornú úroveň seminára vyžiadal organizačný výbor od popredných českých a slovenských odborníkov prednášky postihujúce väčšinu spektra geochemickej problematiky riešenej v súčasnosti na Slovensku, no taktiež niektoré globálne geochemicko-teoretické svetové poznatky.

Na seminári odznelo celkovo 30 prednášok a bolo prezentovaných 16 posterov. Prednášky sú publikované v zborníku z konferencie (*Geochémia 2008*, Konferencie, Sympóziá, Semináre, Štátny geologický ústav D. Štúra, ed. Ľ. Jurkovič, O. Ďurža a I. Slaninka).

Veľmi nás teší, že aktívna účasť mladých vedeckých pracovníkov na seminári bola v tomto roku opäť vysoká (6 prednášok a 13 posterov). Opäť bola vypísaná súťaž o najlepšiu prednášku (Cena B. Cambela) a najlepší poster (Cena S. Gazdu) pre pracovníkov do 35 rokov. Cenu B. Cambela získala L. Zemanová z Katedry geochémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave a Cenu S. Gazdu P. Török z Katedry analytickej chémie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave:

Obr. 1. Gratulácia k osemdesiatinam prof. Babčana. Foto Ľ. Jurkovič.

Fig. 1. Congratulation to eighty birthday of Prof. Babčan. Photo Ľ. Jurkovič.

L. ZEMANOVÁ: *Porovnanie sorpčného správania herbicídov MCPA a acetonchlóru pomocou štatistických metód.*

P. TÖRÖK: *Priame stanovenie As, Sb a Se v pôdach metódou ETAAS (elektrotermickej atómovej absorpčnej spektrometrie).*

Prednesené prednášky a prezentované postery priniesli informácie zo širokého spektra problematiky, ktorou sa v súčasnosti zaoberá geochémia, a to od geochemických informácií o atmosfére planét cez modernú endogénnu a exogénnu geochémiu až po izotopovú a environmentálnu geochémiu.

Poďakovanie organizačného výboru patrí predovšetkým autorom jednotlivých referátov a posterov, ako aj všetkým vrátane sponzorov (ŠGÚDŠ Bratislava; EL, spol. s r. o., Spišská Nová Ves; GEOPRODUKT Banská Bystrica), ktorí prispeli k úspešnému priebehu seminára.

V mene organizačného výboru si dovoľujeme geochemickú pospolitosť upozorniť na to, že aj v roku 2009 dodržíme tradíciu. V dňoch 2. a 3. decembra sa opäť uskutoční seminár GEOCHÉMIA 2009 (už XII. ročník), ktorý bude pri príležitosti 40. výročia vzniku Katedry geochémie Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Dúfame, že tento termín okolo Mikuláša je už napevno v povedomí všetkých pracovníkov, ktorí sa zaoberajú geochemickou problematikou. Všetkých vás srdečne pozývame.

Organizačný výbor vyzýva najmä mladých odborníkov pracujúcich v problematike geochémie o čo najširšiu účasť a prednesenie príspevkov. Keďže súťaž mladých má veľký ohlas, organizačný výbor opäť vypíše súťaž o najlepšiu prednášku (Cena B. Cambela) a najlepší poster (Cena S. Gazdu) pre pracovníkov do 35 rokov. Víťazov odmeníme hodnotnými cenami.

Ľ. Jurkovič, O. Ďurža a *I. Slaninka*

Inštrukcie autorom

Všeobecné inštrukcie

1. Rukopis v dvoch exemplároch a originály obrázkov musia byť zhotovené podľa inštrukcií pre autorov časopisu *Mineralia Slovaca.* V opačnom prípade redakcia článok vráti autorovi pred jeho zaslaním recenzentovi.
2. Rozsah článku je najviac 30 rukopisných strán včítane literatúry, obrázkov a vysvetliviek. Uverejnenie rozsiahlejších článkov musí schváliť redakčná rada a ich zaradenie do tlače bude zdĺhavejšie.
3. Články sa publikujú v slovenčine, češtine alebo v angličtine. Uprednostňuje sa angličtina. Abstrakt a skrátené znenie článku napísaného v slovenčine alebo češtine (resumé) musia byť v angličtine.
4. Text článku spracovaný v editore MS Word PC zašlite redakcii v dvoch vytlačených exemplároch s riadkovaním 2 a tiež na CD. Obrázky a tabuľky musia byť vytlačené samostatne vo formáte nepresahujúcom formát A4 a na CD uložené v samostatných súboroch.
5. Súčasne s článkom treba redakcii poslať autorské vyhlásenie, že nijaká časť rukopisu ešte nebola publikovaná a originálne sú aj obrázky. Kópie obrázkov z iných publikácií musia byť legalizované získaním práva na publikovanie. Vyhlásenie musí obsahovať meno autora (autorov), akademický titul a trvalé bydlisko.

Text

1. Úpravu textu aj zoznamu literatúry treba prispôsobiť súčasnej úprave článkov v časopise.
2. Text sa má písať s dvojitou linkovou medzerou (riadkovačom 2), na strane má byť približne 30 riadkov, šírka riadka je asi 60 znakov.
3. Abstrakt stručne sumarizujúci hlavné výsledky článku môže mať najviac 200 slov a nemá obsahovať citácie.
4. Text má mať úvod, charakteristiku (stav) skúmaného problému, použitú metodiku práce, zistené údaje a poznatky, diskusiu, záver a zoznam literatúry.
5. V článku treba zreteľne odlíšiť východiskové údaje od interpretácií.
6. Údaje z tabuliek a obrázkov v texte neopakovať, iba ich komentovať a odvolať sa na príslušnú tabuľku, resp. obrázok.
7. Text treba členiť nadpismi – hlavné písať do stredu a vedľajšie na ľavý okraj strany. Použiť možno najviac tri druhy hierarchických nadpisov a podľa dôležitosti ich vyznačiť ceruzkou na ľavom okraji strany: 1 – najvyšší, 2 – nižší, 3 – najnižší.
8. V texte sa uprednostňuje citácia v zátvorke, napr. (Dubčák, 1987; Hrubý et al., 1988), pred formou ... podľa Dubčáka (1987). Krstné (rodné) mená sa ani v jednom prípade neuvádzajú.
9. Umiestnenie obrázkov a tabuliek sa označí ceruzkou na ľavom okraji rukopisu. Nie je vhodné, aby text v editore MS Word obsahoval vložené obrázky.
10. Grécke písmená použité v texte treba identifikovať na ľavom okraji slovom (napr. sigma).
11. Pri písaní treba dôsledne odlišovať pomlčku od spojovníka.
12. Symboly, matematické značky, názvy skamenelín, slová a pod., ktoré sa majú vysádzať kurzívou, autor v rukopise podčiarkne vlnovkou.
13. Články napísané v slovenčine alebo češtine musia obsahovať anglický preklad názvu, abstraktu, kľúčových slov, resumé a popisov k obrázkom a tabuľkám.

Ilustrácie

1. Ilustrácie musia byť vysokej kvality, majú dokumentovať a vysvetľovať text. **Musia sa pripravovať s vedomím, že budú zmenšené na šírku stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm).** Tomu treba prispôsobiť ich veľkosť a formu, resp. zoskupenie. Vhodne upravený obrázok (veľkosť písmen, hrúbka čiar) možno reprodukovať aj v pomere 1 : 1, ale kresby (perovky) odporúčame urobiť väčšie, ako budú vytlačené. Perovky majú byť zhotovené sýtym čiernym tušom. Úmerne k predpokladanému zmenšeniu treba zvoliť hrúbku čiar, veľkosť písma, čísiel, hustotu šrafovania a pod. Obrázky treba popisovať šablónou, nie voľnou rukou. Optimálna veľkosť písma v časopise po zmenšení je pri veľkých písmenách a číslach 2 mm. Ak je článok v slovenčine, popisy v obrázkoch musia byť v slovenčine, ak je v angličtine, aj ilustrácie musia byť v angličtine. Originál (pred zmenšením) môže mať najviac 340 x 210 mm. **Maximálny rozmer ilustrácie vytlačený v časopise je 170 x 230 mm.** Skladacie ilustrácie treba podľa možnosti úplne vylúčiť.

Obrázky urobené na počítači musia byť vytlačené laserovou tlačiarňou v kamerálnej podobe pri vysokom rozlíšení (min. 300 DPI) a musia sa poslať spolu s textom na CD. **Pri počítačovej tvorbe obrázkov redakcia odporúča pracovať s programami vo vektorovom zobrazení (napr. Corel Draw).** Veľmi tenké čiary (tzv. vlasovej hrúbky) sa nesmú používať ani na obrysy, ani vo výplni. Vylučuje sa používanie softvérovej výplne (napr. v Corel Draw). Výplne v obrázkoch sa musia skladať zo samostatne vysádzaných objektov. Vhodné nie sú ani rastrové výplne.
2. Všetky ilustrácie včítane fotografií musia obsahovať grafickú (metrickú) mierku.
3. Zoskupené obrázky, napr. fotografie a diagramy, musia byť pripravené (nalepené) ako jeden obrázok a jeho časti treba označiť písmenami (a, b, c atď.). Takto zoskupené obrázky sa citujú ako jeden obrázok.
4. Fotografie musia byť ostré, čiernobiele, kontrastné a vyhotovené na lesklom papieri. Je vhodné, aby sa pre tlač zmenšovali najmenej o 50 %. **Pri zasielaní fotografií vo forme počítačových súborov (vo formáte JPG alebo TIF) sa požaduje vysoké rozlíšenie – minimálne 600 DPI.**
5. Na všetkých obrázkoch sa na okraji (na fotografiách na zadnej strane) ceruzkou uvedie číslo obrázka a meno autora a na fotografiách sa šípkou označí aj orientácia obrázka.
6. Na mapách a profiloch treba voliť jednotné vysvetlivky, ktoré sa uvedú pri prvom obrázku.
7. Názvy obrázkov s vysvetlivkami treba priložiť k textu na osobitnom liste v slovenčine a v angličtine.
8. Všetky ilustrácie sa musia citovať v texte.
9. Ilustrácie sa zasielajú redakcii už imprimované. Pri korektúre ich už nemožno opravovať a dopĺňať.
10. Farebné ilustrácie vysokej kvality možno publikovať po dohode s vydavateľstvom.
11. Redakcia si vyhradzuje právo vrátiť autorovi grafické prílohy na opravu po jazykovej úprave, resp. požiadať o ich nahradenie za prílohy v požadovanej kvalite.

Tabuľky

1. Tabuľky treba písať na osobitný list. Ich rozsah a vnútornú úpravu limituje maximálna šírka tlačového stĺpca (81 mm) alebo strany (170 mm). **Rozsiahlejšie tabuľky sa neprijímajú.**
2. Údaje sa zaraďujú do tabuľky, iba ak sa nedajú uviesť v texte.
3. Vertikálne čiary sa v tabuľkách nepoužívajú.
4. Tabuľky sa číslujú priebežne a uverejňujú sa v číselnom poradí.

Literatúra

1. V zozname literatúry sa v abecednom poradí uvádza iba literatúra citovaná v danom článku. Citácia označená „v tlači“ sa môže uviesť v zozname, len ak je z citovaného článku aspoň stĺpcová korektúra. „Osobná informácia“ sa cituje iba v texte (Zajac, os. informácia, 1988).
2. Spôsob uvádzania literatúry
Knižná publikácia
Gazda, L. & Čech, M., 1988: Paleozoikum medzevského príkrovu. *Bratislava, Alfa, 155.*
Časopis
Vrba, P., 1989: Strižné zóny v komplexoch metapelitov. *Mineralia Slov., 21, 135 – 142.*
Zborník
Návesný, D., 1987: Vysokodraselné ryolity. *In: V. Romanov (red.): Stratiformné ložiská gemerika. Špec. publ. Slov. geol. spol., Košice, 203 – 215.*
Manuskript
Radvanský, F., Slivka, B., Viktor, J. & Srnka, T., 1985: Žilné ložiská jedľoveckého príkrovu gemerika. Záverečná správa z úlohy SGR-geofyzika. *Manuskript – archív ŠGÚDŠ Spišská Nová Ves, 28.*
3. Pri článku viac ako dvoch autorov sa v texte cituje iba prvý autor s dodatkom et al., ale v zozname literatúry sa uvádzajú všetci.
4. Ak sa v článku (v knižnej publikácii) cituje názov, údaje a pod. iného autora, ktorý nie je spoluautorom publikácie, v texte sa cituje vo forme (Gerda in Kubka, 1975), ale v zozname literatúry sa uvádza iba Kubka, J., 1975.

V prípade nejasností si možno vyžiadať podrobnosti e-mailom na adrese mineralia.slovaca@geology.sk, alena.wolfova@geology.sk, zoltan.nemeth@geology.sk

Bakos, F., Ferenc, Š. & Žitňan, P.
Hydrotermálna polymetalická mineralizácia na lokalite Velčice-Horné štôlne v Tribeči
Hydrothermal base-metal mineralization at Velčice-Horné štôlne locality in Tribeč Mts. 103

Klimko, T., Chovan, M. & Huraiová, M.
Hydrotermálna mineralizácia na antimonitových žilách Spišsko-gemerského rudohoria
Hydrothermal mineralization of stibnite veins in the Spiš-Gemer Ore Mts. 115

Pršek, J. & Lauko, Ľ.
Hydrotermálna žilná mineralizácia v Zlatej Idke (Spišsko-gemerské rudohorie)
Hydrothermal vein mineralization at Zlatá Idka (Spiš-Gemer Ore Mts.) 133

Števko, M., Pršek, J., Smirnov, A. & Ozdín, D.
Chemické zloženie sulfidov a sulfosolí z ložiska Mária-Margita pri Ochtinej
Chemical composition of sulphides and sulphosalts from Mária-Margita deposit near Ochtiná 151

Chudík, P. & Uher, P.
Minerály skupiny pyrochlóru z granitových pegmatitov Západných Karpát:
variácie chemického zloženia a substitučné mechanizmy
Pyrochlore group minerals from the granitic pegmatites of the Western Carpathians:
Compositional variations and substitution mechanisms 159

Koděra, P., Uher, P., Ozdín, D., Kollárová, V. & Lexa, J.
Monticellit, clintonit a hydroxylellestadit-fluorellestadit: vzácne skarnové minerály na Cu-Au porfýrovo-skarnovom ložisku Vysoká – Zlatno (štiavnický stratovulkán)
Monticellite, clintonite and hydroxylellestadite to fluorellestadite: Rare skarn minerals of the Vysoká – Zlatno
Cu-Au porphyry-skarn deposit (Štiavnica stratovolcano, Slovakia) 169

Ferenc, Š., Šály, J. & Lepeň, I.
Výskyt alabanditu v Banskej Hodruši (Štiavnické vrchy, Slovenská republika)
Occurrence of alabandite in Banská Hodruša (Štiavnické vrchy Mts., Slovak Republic) 179

Pršek, J., Lauko, Ľ. & Valášková, M.
Andorit VI z antimonitovej mineralizácie v Spišsko-gemerskom rudohorí
(Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel)
Andorite VI from stibnite mineralization in the Spiš-Gemer Ore Mts.
(Zlatá Idka, Dobšiná-Tiefengründel localities) 183

GeoVestník

Kucharič, Ľ.
II. workshop projektu CO_2 NET EAST – Bratislava 2009
2nd CO_2NET EAST workshop, Bratislava 2009 191

SEMINÁR – SEMINARY (Slovenská geologická spoločnosť – Slovak Geological Society)

Uher, P., Pršek, J., Chudík, P. & Schmiedt, I.
Alkalický masív Ditrau (Rumunsko): poznatky z terénu
Alkaline massif Ditrau (Romania): Field correlation 194

Kohút, M., Siman, P. & Uher, P.
Eurogranity 2008, Korzika: poznatky slovenských účastníkov
Eurogranites 2008, Corsica: of Slovak participants Report 195

Obsah pokračuje na strane „iv“ v úvode čísla/for continuation see p. “iv” at the beginning of the number.