PARAGENETICKÁ STUDIE AG-MINERALIZACE LOŽISKA HORNÍ MĚSTO U RÝMAŘOVA

A PARAGENETIC STUDY OF Ag-MINERALIZATION FROM HORNÍ MĚSTO ORE DEPOSIT (NORTHERN MORAVIA)

BOHUSLAV FOJT, JANA HLADÍKOVÁ, ZDENĚK LOSOS, VLADIMÍR ŠREIN

Abstract

Fojt, B., Hladíková J., Losos, Z., Šrein, V., 1993: Paragenetická studie Ag-mineralizace ložiska Horní Město u Rýmařova. *Acta Mus. Moraviae, Sci. nat.*, 77(1992):3–27 (with English summary).

A paragenetic study of Ag-mineralization from Horní Město ore deposit (Northern Moravia).

Native silver, proustite, pyrargyrite, stephanite and kongsbergite accompanied by Ag-tennantite, jordanite, galena and light sphalerite occurs in veinlets penetrating the stratiform Fe–Zn–Pb ore body. The temperature of this association varies between 95 and 130 °C, the activity of sulphur (log a_{S_2}) between –20 to –30. The genesis is in the connection with metamorphic mobilisation and partial transport of components.

Key words: Ag-minerals, microprobe analyses, physical properties, stratiform ore body, genesis, Silesicum, Czechoslovakia.

Bohuslav Fojt, Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, Faculty of Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 61137 Brno, Czechoslovakia.
Jana Hladíková, Czech Geological Institute, Geologická 6, 15200 Praha, Czechoslovakia.
Zdeněk Losos, Department of Mineralogy, Petrography and Geochemistry, Faculty of Sciences, Masaryk University, Kotlářská 2, 61137 Brno, Czechoslovakia.
Vladimír Šrein, Institute of Geology, Czechoslovak Academy of Sciences, V Holešovičkách 41, 18200 Praha 8, Czechoslovakia.

Úvod

Těžební práce v šedesátých letech v centrální části ložiska Horní Město u Rýmařova ověřily, že zmíněné partie se vyznačují, ve srovnání s dalšími stratiformními jesenickými ložisky – Zlatými Horami a Horním Benešovem, relativně zvýšenými obsahy stříbra. Mineralogickými a geochemickými rozbory bylo zjištěno, že stříbro je vázáno nejen na galenit a tetraedrit, ale že se zde vyskytují i vlastní minerály stříbra – tj. ryzí stříbro, proustit a pyrargyrit (Fojt 1966, 1977, Kurendová et al. 1983, Fojt et al. 1988, Fojt et al. v tisku).

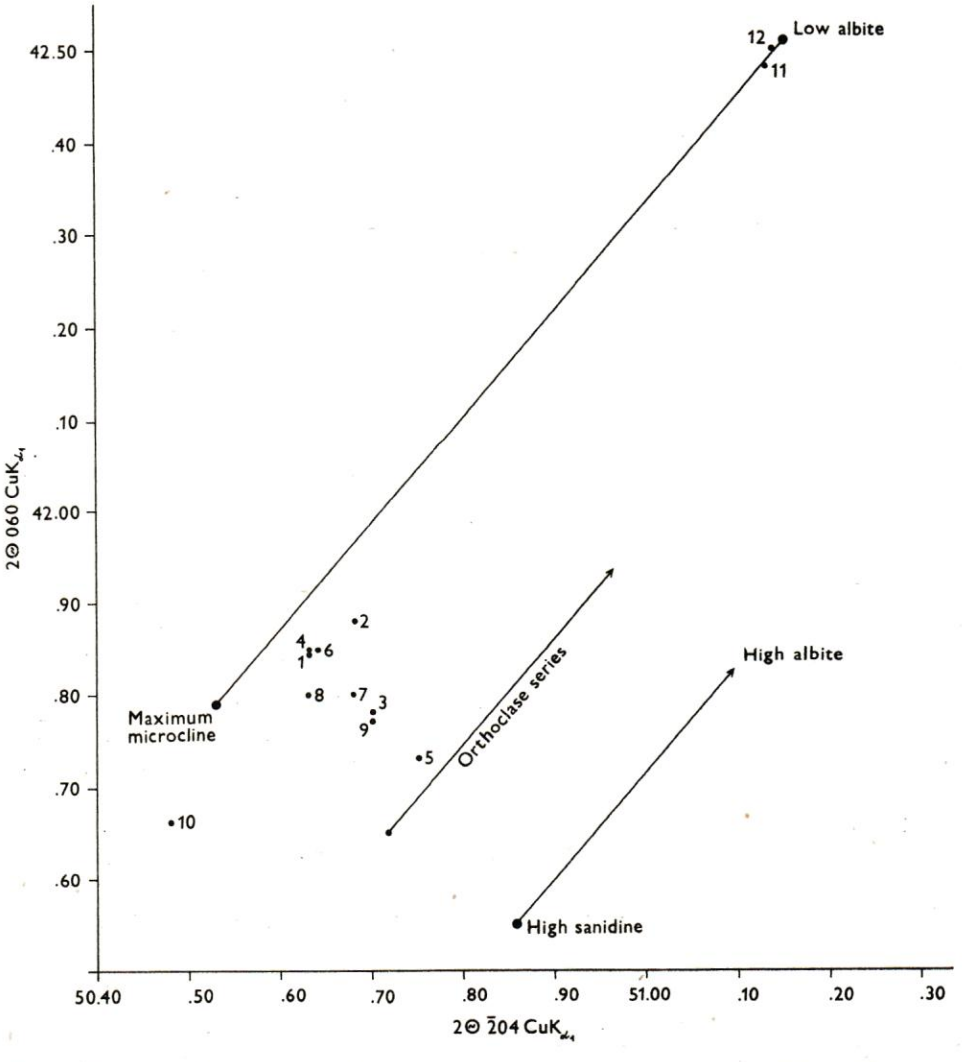
Během průzkumu a těžby ložiska byly shromážděny vzorky s žilečkami a malými, avšak makroskopicky patrnými, shluky Ag-rud a dalších doprovodných minerálů. Jde hlavně o materiál z komínu K-9 na II. patře a z těžebních bloků R-207, 208 A a 305. V předložené práci je podán komplexní obraz zmíněného minerálního společenství.

Přehled dosavadních poznatků

První nález proustitu a ryzího stříbra v rudnině I. patra jámy Jaromír a ve vrtu HM-1 zaznamenal Kruťa (1958). Důkladněji se minerály stříbra zabýval Fojt (1966). Ověřil rentgenometricky proustit, ryzí stříbro a akantit, charakterizoval trojí typ výskytu

ryzího stříbra (drobné kostrovité krystalky v puklinách, ojedinělé drátkovité stříbro a zcela výjimečně se vyskytující plíškovité stříbro v hrubozrnném galenitu) a jako typickou formu vývinu proustitu označil jeho myrmekitické srůsty s galenitem. Kvantitativní analýzy 2 tetraedritů v práci Kurendové et al. (1983) prokázaly relativně vysoké (17,5 % hmotn.) i nízké (1,7 % hmotn.) zastoupení stříbra a příslušnost zmíněného minerálu k Zn-varietě. Uvedená studie obsahuje také analýzy 2 vzorků nově identifikované Ag-sulfosoli–pyrargyritu a 2 analýzy ryzího stříbra.

Dosavadní poznatky o chemismu hornoměstských sulfidických ložisek (viz dříve citované publikace i široký soubor provozních analýz z průzkumu a těžby) ukazují na to, že průběžný nízký obsah stříbra je vázán přednostně na galenit, zvýšené zastoupení je vždy spojeno s výskytem vlastních Ag-minerálů.



Obr. 1: Pozice živců z žilek a shluků s Ag-mineralizací v diagramu podle Wrighta (1968).

Prostředí a forma výskytu minerálů Ag-asociace

Stratiformní dílčí ložiskové polohy sulfidických rud mezi Janovicemi a Rudou s centrem u Horního Města jsou soustředěny ve „vulkanosedimentárním komplexu dobřečovském" a hlavně ve „vulkanickém komplexu hornoměstském" (Tomšík, Urbánek, Valenta 1985). Výskyty studované Ag-asociace jsou vázány na centrální hornoměstský blok, který je tvořen poměrně málo metamorfovanými vulkanity – bezkřemennými keratofyry s trachytickou strukturou základní hmoty a albitizovanými fenokrysty K/Na-živců (typ B a C podle Fojta 1962) a keratofyrovými tufy, převážně popelovými nebo krystaloklastickými, metamorfovanými na různé variety sericitických břidlic. Podle Aichlera (1979) jsou K-živce keratofyrů (na základě RTG dat) tvořeny nízkoteplotním sanidinem. Typickým znakem, zvláště rozměrově menších, čočkovitě zaškrcených těles keratofyrů, a jejich vulkanických bomb a bloků jsou proniky živcových žilek, které mají místy charakteristickou žebříčkovitou stavbu s vláknitým vývinem jednotlivých individuí. Rajlich, Synek a Šmejkal (1986) je označili za syntektonické a živec na základě RTG analýz určili jako adular. V některých úsecích způsobují pronikající žilky brekciovitou texturu určitých keratofyrových partií. Na složení těchto žilek se místy podílí vedle K-živců i albit, křemen, karbonáty (kalcit a dolomitický karbonát) a v malé míře také sulfidy. Rentgenometricky zjištěné hodnoty strukturních rovin 060, $\bar{2}04$ a $\bar{2}01$, z nichž lze podle Wrighta (1968) určit strukturní stav a bližší zařazení alkalických živců, jsou nejblíže „střednímu mikroklínu" (viz obr. 1). Fojt (1966) uvádí vedle těchto žilek (s převahou alkalických živců) ještě postdeformační výplně puklin, mnohdy se škvírovitými dutinami se sulfidy (hlavně sfaleritem a galenitem), chloritem, albitem, křemenem, kalcitem, hematitem, rutilem a světlou slídou. Jde o typ blízký „alpským žilám".

Minerály Ag-asociace se objevují zcela sporadicky jako drobné vtroušeniny ve výše zmíněných metatufech a keratofyrech. Naopak relativně nejhojnější formou výskytu jsou rozvětvené žilky a malé agregáty (maximálně 1,5×2 cm) zmíněných minerálů jednak ve vulkanitech, jednak v živcových shlucích obou popsaných typů. Velmi často tvoří i samostatný mikroskopický žilník nepatrných rozměrů, který proniká jako nejmladší krystalizační produkt všechna výše uvedená minerální sestavení. Kromě keratofyrů a jejich metatufů byly zjištěny popisované žilečky minerálů Ag-asociace také ve velmi jemnozrnné křemenné matrici nápadně podobné hornobenešovským „křemitým horninám", které jsou na zmíněném ložisku jedny z hlavních hostitelských hornin Pb–Zn-zrudnění. Jde o ojedinělé vzorky z porubu R-305. Z makroskopických i mikroskopických pozorování vyplývá, že asociace Ag-minerálů tvoří zvláštní skupinu, avšak velmi pravděpodobně závislou na vlastním stratiformním zrudnění (viz diskusi v závěru).

Minerály Ag-asociace a jejich chemismus

Zatímco nejrozšířenějším minerálem ve stratiformních rudních polohách je *pyrit*, v našem případě je to nerost velmi sporadický. Pokud se v daném společenství vyskytne, jde většinou buď o relikty původního sulfidického sestavení Pb–Zn rudnin nebo o ojedinělá, izolovaná a rekrystalovaná individua, případně o velmi jemné krystalky pokrývající jako jedna z nejmladších složek krystalově vyvinuté agregáty křemene, kalcitu a chomáčky chloritu.

Obdobnou pozici zaujímá i *arzenopyrit*, který tvoří automorfní, někdy korodované, krystalky zarostlé v živcové matrici a křemeni. Sporadickým minerálem je též *chalkopyrit*.

Relativně hojným a poměrně častým sulfidem v žilkách a žilkovitých shlucích je *sfalerit*, a to většinou ve varietě kleofanu, s nízkým zastoupením železa. Fojt (1977) udává průměrný obsah 0,81 % hmotn. Fe. Některé vzorky s krystalově omezenými individui jsou zonální, s tmavším středem a světlými okraji. Dvojí zbarvení se objevuje i v některých

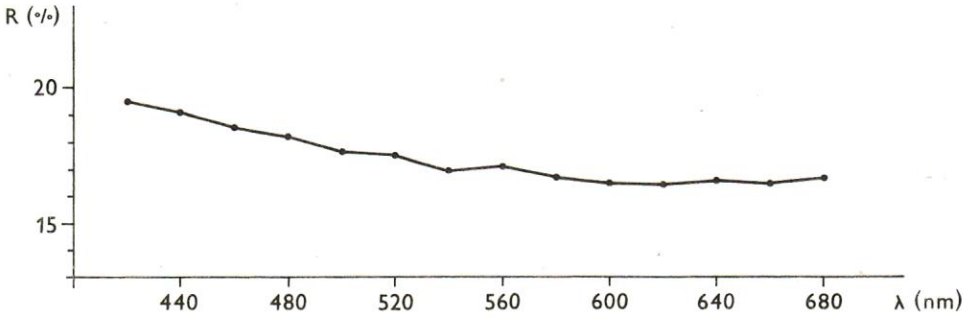
agregátech sfaleritu poměrně chaoticky – část shluku je světlá, část poněkud tmavší. 7 nových parciálních kvantitativních analýz prokázalo, že železo ve světlých odrůdách kolísá od 0,19 do 0,82 % hmotn., zastoupení mědi je stopové; tmavší mají 3,14–3,96 % hmotn. Fe a kolem 0,05 % hmotn. Cu. Variace obsahu kadmia (0,29–0,51 % hmotn.) není závislá na tom, zdali jde o kleofan nebo tmavší sfalerit. Manganu je ve sledovaných sfaleritech nepatrně (stopy až 0,02 % hmotn.). Starší analýza světlého sfaleritu (Fojt 1977) vykázala dále ještě nepatrné zastoupení india (0,0012 % hmotn.) a rtuti (0,03 % hmotn.).

Rozměr základního strukturního hranolu (a_0) zjištěný rentgenometricky z d-hodnot strukturních rovin 111, 200, 220 a 311 dobře odpovídá hodnotám vypočítaným podle Skinnerova vzorce (Skinner 1961).

Vzorek	Fe (%)	Cd (%)	Mn (%)	$a_0$exp. (nm)	$a_0$vyp. (nm)
HM-K9 (tm)	3,14	0,40	0,01	0,54139±0,00007	0,54139
HM-K9 (sv)	0,23	0,39	0,01	0,54118±0,00009	0,54116

(Chemické analýzy ing. J. Faimon a P. Kadlec, RTG analýzy J. Osičková, MU Brno)

Křivka odraznosti měřená v oblasti 420–680 nm kolísá v rozmezí hodnot R = 16,6 % až 19,5 % a svým průběhem odpovídá sfaleritům s nízkým obsahem železa i kadmia (Čvileva et al. 1988) – viz obr. 2.



Obr. 2: Disperze odraznosti sfaleritu.

Přímý kontakt mezi sfaleritem a vlastními stříbrnými minerály není tak častý jako jeho srůsty s galenitem, minerály tetraedritové skupiny a s jordanitem.

Významnou pozici v asociaci minerálů se stříbrem zaujímá *galenit*. Sám je jedním z hlavních, stříbro obsahujících nerostů. Obsahy Ag jsou však v galenitu samotném nízké. Fojt (1977) sice udává z centrálních partií ložiska po přepočtu celkových obsahů stříbra v rudnině na galenit 0,15 až 0,50 % hmotn., ale podle Kurendové et al. (1983) a Fojta et al. (v tisku) kolísá koncentrace Ag v separovaných galenitech v celém ložiskovém území Janovice-Ruda jen v rozmezí 130–1480 ppm. Z analýz v práci Fojta et al. (v tisku) vyplývá, že průběžným prvkem galenitu je antimon, který vykazuje pozitivní korelaci se stříbrem. Také v našem vzorku HM-4 byl rentgenovým mikroanalyzátorem zjištěn obsah Sb v rozsahu 0,03–0,05 % hmotn. Nepřekvapuje proto, že galenit je na rozdíl od sfaleritu stálým doprovodným minerálem stříbrných rud, s nimiž intímně srůstá – a to jak v žilkovitých formách, tak také v agregátech minerálů Ag-asociace přímo v keratofyrech. Jen v jednom vzorku byly pozorovány drobné krystalky automorfních krychliček galenitu, narostlé v otevřené puklině na kalcit. Na relativně zvýšený obsah Bi v galenitu žilkovité asociace stříbrných rud poukázala již Kurendová et al. (1983). V našem vzorku HM-4 jsou obsahy nižší, ale řádově shodné (0,18–0,25 % hmotn. Bi).

S touto skutečností pravděpodobně souvisí i zastoupení telluru v galenitu vzorku HM-4 (0,02–0,09 % hmotn.).

Běžným nerostem ve studované asociaci je *jordanit*. Vyskytuje se ve shlucích i v žilkách, nejčastěji spolu se sfaleritem a minerály tetraedritové skupiny. Spolu s ním se však téměř vždy nacházejí i Ag-sulfosoli a ryzí stříbro.

Makroskopicky se projevuje stříbřitě šedou barvou, ojediněle je patrná jeho odlučnost (obr. 6). Díky velmi zřetelné optické anizotropii lze v nábrusech pozorovat polysyntetické dvojčatění, místy s jemnými mimetickými lamelami. Ve výše zmíněném minerálním společenství je, s výjimkou sfaleritu, zřetelně krystalizačně nejstarší složkou, sám uzavírá pouze izolované automorfní krystalky pyritu a křemene. Naopak je žilkovitě nebo zálivovitě pronikán galenitem a vlastními Ag-minerály, včetně minerálů tetraedritové skupiny. Po jeho puklinách proniká nejmladší ryzí stříbro. Vztah jordanitu ke sfaleritu je místy problematický, většinou však lze podle vzájemných hranic soudit, že jordanit je o něco mladší komponentou než sfalerit.

Velmi typickým a často se vyskytujícím případem je to, že na jordanit směrem do drobných odžilků a na okraji jeho agregátů narůstají myrmekitické formy proustitu (pyrargyritu) s galenitem, případně Ag-tennantitem (obr. 6). Hranice jordanitu s těmito intimními srůsty zmíněných minerálů je vždy poměrně ostrá. Se vzdáleností od hranic s jordanitem se velikost myrmekitických asociací zvětšuje (obr. 6).

Identifikace jordanitu byla provedena rentgenometricky a chemicky. Výsledky analýz z rentgenového mikroanalyzátoru GÚ ČSAV v Praze (JEOL JXA – 50A) uvádí následující tabulka (obsahy v hmotnostních %):

	HM-4-1	HM-4-2	HM-4-3	HM-2
Ag	0,00	0,00	0,00	0,07
Cu	0,00	0,00	0,00	0,14
Pb	69,22	70,03	70,67	70,39
Bi	0,81	0,83	0,74	n.d.
Fe	0,00	0,00	0,00	0,12
Zn	0,09	0,23	0,14	0,19
As	8,45	8,53	8,38	8,05
Sb	3,66	3,78	3,72	3,69
Te	0,06	0,01	0,02	n.d.
S	17,80	17,83	17,69	17,84
$\sum$	100,17	101,24	101,36	100,39

Tyto a všechny další chemické rozbory na rentgenovém mikroanalyzátoru GÚ ČSAV Praha provedli analytici: M. Kozumplíková, RNDr. O. Navrátil a ing. A. Langrová. Lokalizaci bodů v analyzovaných minerálech zajistil RNDr. V. Šrein.

Z analýz byly vypočítány podle Ito a Novackiho (1974) empirické vzorce:

HM-4-1: $Pb_{27,56}(Bi_{0,32}Zn_{0,12}As_{9,30}Sb_{2,48}Te_{0,04})_{12,26}S_{46,00}$
HM-4-2: $Pb_{27,96}(Bi_{0,33}Zn_{0,29}As_{9,42}Sb_{2,57}Te_{0,04})_{12,65}S_{46,00}$
HM-4-3: $Pb_{28,44}(Bi_{0,29}Zn_{0,18}As_{9,32}Sb_{2,55}Te_{0,01})_{12,35}S_{46,00}$
HM-2-4: $Pb_{28,09}(Fe_{0,18}Zn_{0,24}As_{8,88}Sb_{2,51}Cu_{0,18}Ag_{0,05})_{12,04}S_{46,00}$

Chemismem i parageneticko pozicí se hornoměstský jordanit nápadně podobá výskytu tohoto minerálu z dalšího jesenického stratiformního ložiska Horní Benešov (Hoffman, Trdlička 1979).

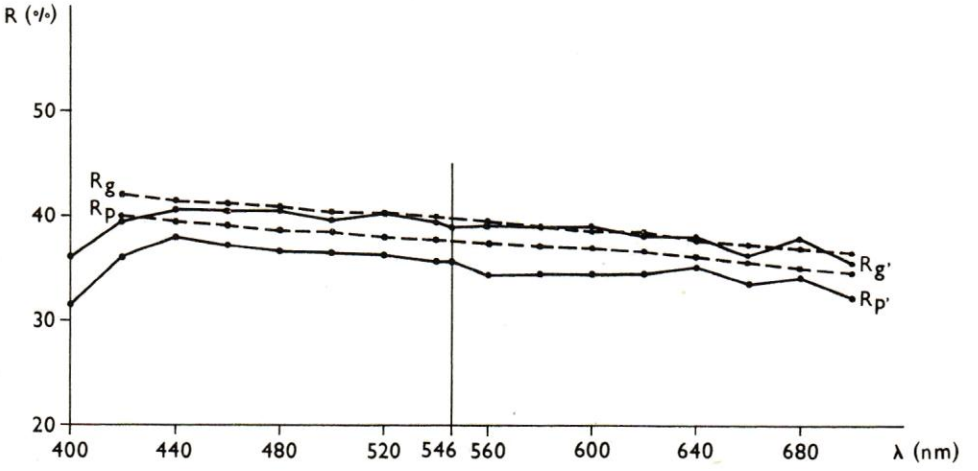
Výsledky RTG analýz 3 vzorků jordanitu jsou shrnuty souborně do tab. 1, v níž jsou pro srovnání začleněna i data hornobenešovského jordanitu.

Tab. 1. RTG analýza jordanitu
Tab. 1. RTG analysis of jordanite

Horní město HM-2*		Horní Benešov (Hoffman, Trdlička 1979)		ASTM 21-466	
d (nm)	I	d (nm)	I	d(nm)	I
0,67	7	—	—	0,675	5
0,54	11	—	—	0,546	5
0,445	36	—	—	0,445	10
0,370	85	—	—	0,370	60
0,353	100	—	—	0,353	70
0,319	85	0,311	2	0,318	100
0,305	90	—	—	0,305	60
0,2981	80	—	—	0,2983	40
0,2883	77	0,286	1	0,2880	50
0,2727	30	0,270	<1	0,2726	20
0,2492	13	—	—	0,2497	<5
0,2242	50	—	—	0,2242	10
0,228	48	0,222	1	0,2228	30
0,2117	34	—	—	0,2113	40
0,2089	13	—	—	0,2083	10
0,2050	12	0,202	1	0,2052	20
0,1887	25	0,1905	2	—	—
0,1826	30	0,1827	1	—	—
0,1788	20	—	—	—	—
0,1763	36	—	—	—	—
—	—	0,1749	1	—	—
0,1673	7	—	—	—	—
—	—	0,1660	<1	—	—
—	—	0,1629	2	—	—
0,1553	8	—	—	—	—

* Analytik: J. Osičková, MU Brno (DRON 3, Co-antikatoda).

Hodnoty odraznosti (R) měřené v oblasti 400–700 nm uvádí obr. 3. Jsou o něco málo nižší než udává Čvileva et al. (1988), tvar a průběh křivek R_g i R_p je však shodný.



Obr. 3: Disperze odraznosti jordanitu.

ΔR_{abs} = 2,9–4,5 % (průměr 3,3 %), ΔR_{relat} = 0,07–0,12 % (průměr 0,09 %) souhlasí s malým, okem téměř nepostřehnutelným, dvojodrazem.

Výskyt jordanitu je podle literárních údajů (viz např. citace v práci Hoffmana a Trdličky 1979 a Čvilevy et al. 1988) omezen na nízkoteplotní společenství minerálů s převahou As, Sb a Pb. Popsaný jordanit představuje druhý nález v ČSFR.

Významnou skupinu sulfosolí, jejichž výskyt není omezen jen na asociaci stříbrných minerálů, ale které se nacházejí sporadicky téměř v celém území od Janovic na severu, po Rudu na jihu, tvoří variety z řady *tetraedrit-tennantit*.

Makroskopicky lze minerály tetraedritové skupiny lehce zaměnit s podobným jordanitem. Vyskytují se často vedle sebe ve společnosti galenitu, chalkopyritu, Ag-sulfosolí a světlého sfaleritu. Mikroskopicky byla pozorována i izolovaná zrna nebo ostrůvkovité drobné agregáty tetraedrit-tennantitu v jordanitu. Podél jemných puklin jsou zmíněné shluky pronikány ryzím stříbrem, sporadicky i chalkopyritem. V některých částech nábrusů vytváří Ag-tennantit s galenitem obdobné myrmekitické srůsty jako dvojice galenit-proustit (obr. 8).

Tab. 2. Chemické analýzy tennantitu (EMA)
Tab. 2. Chemical analyses of tennantite

HM–2	Ag	Cu	Pb	Fe
1	12,70–13,95	31,95–34,14	0,00–0,04	2,46–2,96
2	13,29	33,03	0,01	2,78
3	1,92	8,11	—	0,78
	Zn	As	Sb	S
	4,61–5,04	18,20–18,59	1,26–2,02	26,49–26,83
	4,80	18,35	1,51	26,72
	1,15	3,82	0,19	13,00

$[(Cu_{8,11}Ag_{1,92})_{10,03}(Zn_{1,15}Fe_{0,78})_{1,93}]_{11,96}(As_{3,82}Sb_{0,19})_{4,01}S_{13,00}$

HM–4–1	Ag	Cu	Pb	Bi
1	9,99–10,37	35,35–35,94	0,00–0,14	0,11–0,20
2	10,19	35,69	0,09	0,15
3	1,46	8,71	0,01	0,01
Fe	Zn	As	Sb	S
2,53–2,66	4,37–4,75	18,02–18,82	1,78–1,88	26,53–27,06
2,61	4,53	18,40	1,82	26,88
0,73	1,07	3,81	0,23	13,00

$[(Cu_{8,71}Ag_{1,46})_{10,17}(Zn_{1,07}Fe_{0,79}Bi_{0,01}Pb_{0,01})_{1,88}]_{12,05}(As_{3,81}Sb_{0,23})_{4,04}S_{13,00}$

HM–4–2	Ag	Cu	Pb	Bi
1	9,62–10,13	36,01–36,54	0,07–0,13	0,10–0,25
2	9,84	36,25	0,11	0,17
3	1,41	8,78	0,01	0,01
Fe	Zn	As	Sb	S
2,37–2,43	4,91–5,09	18,39–18,92	1,65–1,82	26,90–27,23
2,39	4,99	18,71	1,75	27,10
0,66	1,17	3,84	0,22	13,00

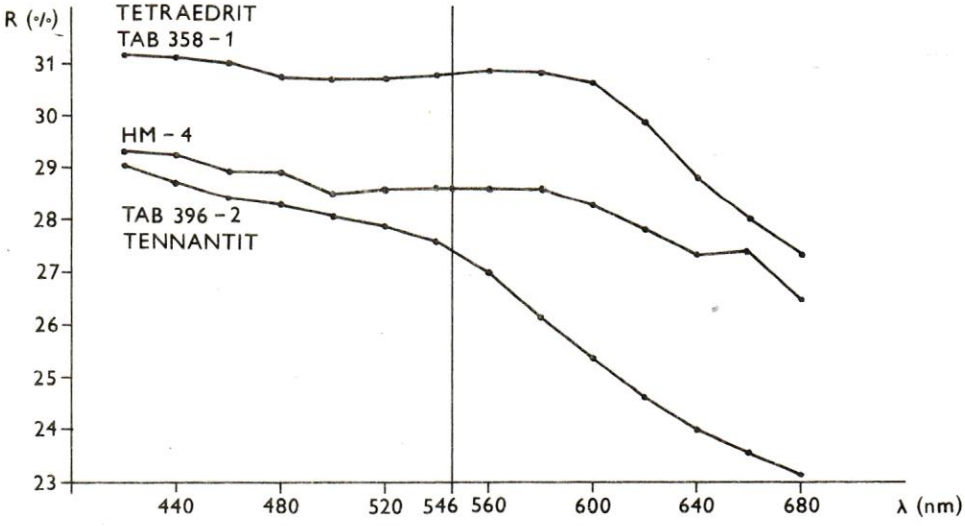
$[(Cu_{8,78}Ag_{1,41})_{10,19}(Zn_{1,71}Fe_{0,66}Bi_{0,01}Pb_{0,01})_{1,85}]_{12,04}(As_{3,84}Sb_{0,22})_{4,06}S_{13,00}$

Vzorek HM–2 : analyzováno 5 bodů 1 – rozpětí obsahů v hmotnostních %
HM–4–1 : analyzováno 5 bodů 2 – aritmetický průměr
HM–4–2 : analyzováno 5 bodů 3 – atomové kvocienty přepočítané na bázi S = 13,00

Dříve popsané výskyty (Kurendová et al. 1983, Fojt et al. v tisku) je možné na základě chemismu přiřadit podle nomenklatury Lazarenka (1956) k tetraedritům, případně „smíšeným tetraedritům". Dva dosud analyzované vzorky obsahovaly totiž 14,6 a 20,5 % hmotn. Sb vedle 9,5 a 3,6 % hmotn. As. Nerosty této skupiny v nově studovaných materiálech, v nichž je zastoupeno poměrně větší množství Ag-sulfosolí (s převládajícím proustitem) a jordanitem, jsou tennantity. Oba typy jsou charakterizovány stálým zastoupením zinku, stříbra a železa.

Výsledky analýz (EMA) získaných ze dvou nejbohatších vzorků souboru a z nich odvozené krystalochemické vzorce jsou uvedeny v tab. 2. Analyzované tennantity je možné označit jako Ag variety. Také dva dříve analyzované tetraedrity (Kurendová et al. 1983) obsahují stříbro. Jeden z nich lze na základě 17,47 % hmotn. Ag charakterizovat jako Ag-tetraedrit, druhý je však stříbrem relativně chudý (1,7 % hmotn. Ag). Tato polarita obsahů stříbra v minerálech tetraedrit-tennantitové skupiny je známa i z nedalekého žilného ložiska Nová Ves u Rýmařova (Fojt et al. 1982) i z obdobného stratiformního ložiska Horní Benešov (Gottwald, Hoffman, Trdlička 1985).

Průměr ze 4 měřených křivek odraznosti pro vlnové délky v oblasti 420–680 nm je znázorněn na obr. 4, na němž jsou zaznamenány i křivky disperze odraznosti tetraedritu a tennantitu z tabelárních dat (Čvileva et al. 1988). Náš vzorek HM-4 zaujímá pozici uprostřed zmíněných křivek odraznosti, což je pravděpodobně způsobeno zvýšeným zastoupením Ag.



Obr. 4: Disperze odraznosti Ag-tennantitu ve srovnání s literárními údaji (Čvileva 1988).

Hlavními nositeli stříbra ve studované asociaci jsou jednoduché sulfosoli arzénu a antimonu – *proustit a pyrargyrit*. I když se oba minerály navzájem ztěží dají odlišit makroskopicky i v nábrusech, lze podle chemismu rudnin usuzovat na to, že relativně převládá v ložiskovém území spíše arzénový člen než pyrargyrit. V konkrétních případech studovaných vzorků z centrálního hornoměstského bloku se oba nacházejí jak v minerální výplni otevřených puklin, tak také v hnízdovitých nebo žilkovitých kumulacích alkalických živců s křemenem a karbonátem. Průvodcem obou je ve většině případů galenit (s nímž tvoří často myrmekitické srůsty – viz obr. 7 až 14), světlý sfalerit, ryzí stříbro, Ag-tennantit

a jordanit. Ojediněle byl pozorován pyrargyrit osamoceně v podobě izolovaných ostrůvků či větších zrn (maximální velikost 10×5 mm) v kalcitu. Také v tenkých žilkách se někdy objevují jeho myrmekitické srůsty s galenitem (obr. 15). Při okrajích žilek byly nalezeny zcela výjimečně úzké mikroskopické lemy *stefanitu*.

Tab. 3. Chemické analýzy proustitu (EMA)
Tab. 3. Chemical analyses of proustite

HM–2	Ag	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S
1	64,54–65,71	0,04–0,17	0,00–0,28	0,00–0,16	12,88–15,11	0,77–3,48	19,34–19,71
2	65,16	0,12	0,11	0,06	13,83	2,16	19,54
3	2,98	0,01	0,01	—	0,91	0,09	3,00

$(Ag_{2,98}Cu_{0,01})_{2,99}(As_{0,91}Sb_{0,09})_{1,00}S_{3,00}$

HM–2–2	Ag	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S
1	64,65–65,06	0,02–0,10	0,00–0,10	0,00–0,15	12,78–13,95	1,07–2,55	18,95–19,31
2	64,87	0,08	0,02	0,08	13,52	1,62	19,10
3	3,05	0,01	—	0,01	0,91	0,07	3,00

$(Ag_{3,05}Cu_{0,01})_{3,06}(As_{0,91}Sb_{0,07})_{0,98}S_{3,00}$

HM–1–1	Ag	Cu	Fe	Zn	As	Sb	S
1	65,17–65,67	0,00–0,09	0,00–0,03	0,00	11,88–13,88	2,54–4,71	19,09–19,53
2	65,43	0,05	0,01	—	12,96.	3,45	19,31
3	3,02	—	—	—	0,86	0,14	3,00

$Ag_{3,02}(As_{0,86}Sb_{0,14})_{1,00}S_{3,00}$

Vzorek HM–2–1 : analyzováno 8 bodů 1 – rozpětí obsahů v hmotnostních %
HM–2–2 : analyzováno 6 bodů 2 – aritmetický průměr
HM–1–1 : analyzovány 4 bodů 3 – atomové kvocienty přepočítané na bázi S = 3,00

Tab. 4. Chemické analýzy pyrargyritu (EMA)
Tab. 4. Chemical analyses of pyrargyrite

HM–1–1	Ag	Cu	Pb	Fe
1	61,28–61,85	0,00–0,05	0,00–0,04	0,00–0,03
2	61,68	0,03	0,02	0,02
3	3,01	—	—	—

Zn	Hg	As	Sb	S
0,00–0,03	n. d.	0,07–0,26	21,50–22,25	18,18–18,39
0,01	—	0,17	21,80	18,26
—	—	0,01	0,94	3,00

$Ag_{3,01}(Sb_{0,94}As_{0,01})_{0,95}S_{3,00}$

HM–1–2	Ag	Cu	Pb	Fe
1	59,21–60,78	0,00	0,00	0,00
2	59,98	—	—	—
3	3,03	—	—	—

Zn	Hg	As	Sb	S
0,00	n. d.	0,00–0,11	21,61–22,29	17,36–17,85
—	—	0,07	21,96	17,64
—	—	—	0,98	3,00

$(Ag_{3,03}Sb_{0,98})S_{3,00}$

HM–2	Ag	Cu	Pb	Fe
1	59,67–60,18	0,09–0,20	0,00	0,00
2	59,92	0,13	—	—
3	2,98	0,02	—	—
Zn	Hg	As	Sb	S
0,00–0,22	0,00	0,00–0,20	21,79–22,06	17,76–18,05
0,07	—	0,09	21,90	17,90
—	—	—	0,97	3,00

$(Ag_{2,98}Cu_{0,02})_{3,00}Sb_{0,97}S_{3,00}$

Vzorek HM–1–1 : analyzováno 6 bodů 1 – rozpětí obsahů v hmotnostních %
HM–1–2 : analyzovány 3 body 2 – aritmetický průměr
HM–2 : analyzováno 5 bodů 3 – atomové kvocienty přepočítané na bázi S = 3,00

Podle výsledků chemických kvantitativních analýz (tab. 3 a 4) jde v případě Ag-sulfosolí o velmi čisté členy arzénové i antimonové řady se stechiometricky vyrovnaným poměrem kationtové i aniontové části. Vzájemné zastupování As a Sb je značně omezené, relativně širší je u proustitu než u pyrargyritu. Úloha ostatních prvků (Zn, Fe, Pb, Hg) je zcela nepatrná nebo v rámci citlivosti použité instrumentální metody zcela nezjistitelná. Zmíněné konstatování platí i pro analyzovaný stefanit (tab. 5).

Tab. 5. Chemická analýza stefanitu (EMA) – vz. HM–1
Tab. 5. Chemical analyses of stephanite

	Ag	Cu	Pb	Fe	Zn	As	Sb	S
1.	68,23	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	15,66	16,29
2.	4,98	—	—	—	—	0,03	1,01	4,00

$Ag_{4,98}(Sb_{1,01}As_{0,03})_{1,04}S_{4,00}$

1. – průměr dvou analyzovaných bodů v hmotnostních %
2. – atomové kvocienty přepočítané na bázi S = 4,00

Nejméně zastoupenou sulfosolí ve studované asociaci je *boulangerit*. Vytváří nejčastěji izolované, dlouze sloupcovité až stébelnaté krystalky s kosočtverečným průřezem o maximální velikosti 0,12–0,8 mm, zarostlé v křemeni a živcích, bez bezprostředního kontaktu s dalšími rudními minerály. Ve zcela obdobné pozici se vyskytuje boulangerit

Tab. 6. Chemická analýza boulangeritu (EMA) – vz. HM–2
Tab. 6. Chemical analyses of boulangerite

	Ag	Cu	Pb	Fe
1	0,05–0,20	0,07–0,18	55,55–56,82	0,09–0,15
2	0,12	0,12	56,13	0,11
3	0,02	0,03	4,96	0,04
	Zn	As	Sb	S
	0,24–0,39	1,47–1,66	22,46–23,38	19,15–19,38
	0,33	1,55	23,06	19,26
	0,09	0,38	3,47	11,00

$(Pb_{4,96}Ag_{0,02}Cu_{0,03}Fe_{0,04}Zn_{0,09})_{5,14}(Sb_{3,47}As_{0,38})_{3,85}S_{11,00}$

1. – rozptyl pěti bodových analýz v hmotnostních %
2. – aritmetický průměr
3. – atomové kvocienty přepočítané na bázi S = 11,00

na nedaleké lokalitě Nová Ves u Rýmařova (Fojt et al. 1982). Chemismus je opět velmi jednoduchý (tab. 6) a odpovídá nerostné asociaci (viz omezené zastupování prvků Pb-Cu-Ag-Fe-Zn i poněkud širší variace As-Sb).

Nejmladší rudní složkou studované asociace je *stříbro*. Nachází se v různém množství ve všech vzorcích s popisovanou vzácnější mineralizací. Formy výskytu se rámcově shodují s dřívějšími údaji Fojta (1966) i Kurendové et al. (1983). Nejčastěji tvoří drátkovité stříbro výplně trhlinek v rudních shlucích, chomáčky drobného mechového stříbra bývají narostlé na stěnách otevřených puklin a mikroskopicky byly pozorovány lemy stříbra kolem proustitu či pyrargyritu při hranici s hlušinou (obr. 16).

Fojt et al. (v tisku) uvádějí 2 chemické analýzy ryzího stříbra s malým zastoupením zlata (0,98 a 0,19 % hmotn.), rtuti (0,41 a 1,19 % hmotn.), zinku (0,27 a 0,16 % hmotn.), arzénu (0,47 % hmotn.) a mědi (0,05 % hmotn.).

Nové analýzy provedené na energiově disperzním analyzátoru Ústavu nerostných surovin v Kutné Hoře (tab. 7, analýzy č. 1–7) a další analýza z elektronové mikrosondy (tab. 7, č. 8) vykazují přibližně shodné výsledky a charakterizují stříbro jako velmi čisté, s malými příměsemi. Výjimku tvoří analýza č. 7, v níž relativně vysoký obsah rtuti (12,9 %) dovoluje zařadit tuto fázi k varietě rtuťnatého stříbra, označovaného jako *kongsbergit* (Fleischer 1987).

Tab. 7. Chemické analýzy ryzího stříbra (hmot. %)
Tab. 7. Chemical analyses of native silver

	Cu	Ag	Zn	Au	Hg	As	Sb
1.	0,35	98,89	0,24	0,53	0,00	n. d.	n. d.
2.	0,00	99,57	0,18	0,28	0,00	n. d.	n. d.
3.	0,14	99,86	0,00	0,00	0,00	n. d.	n. d.
4.	0,11	99,77	0,00	0,16	0,00	n. d.	n. d.
5.	0,00	99,38	0,21	0,45	0,00	n. d.	n. d.
6.	0,00	100,00	0,00	0,00	0,00	n. d.	n. d.
7.	0,13	86,97	0,00	0,00	12,93	n. d.	n. d.
8.	0,11	99,71	0,00	n. d.	n. d.	0,02	0,02

1. – „Mechové stříbro" HM–1
2. – „Mechové stříbro" HM–2
3. – „Mechové stříbro" HM–3
4. – „Drátkové stříbro" HM–C
5. – „Drátkové stříbro" HM–B
6. – „Drátkové stříbro" HM–A
7. – „Kongsbergit" HM–X
8. – Ostrůvek stříbra v proustitu HM–1

1.–7. – analýzy EDAX, ÚNS K. Hora
8. – analýza EMA, ČÚ ČSAV Praha (průměr dvou bodových analýz)
n. d. – nebylo stanovováno

Empirické vzorce vypočítané z analýz:

$$Ag_{0,987}\ Cu_{0,006}\ Zn_{0,004}\ Au_{0,003\ 1,000} \quad (1)$$
$$Ag_{0,995}\ Zn_{0,003}\ Au_{0,002\ 1,000} \quad (2)$$
$$Ag_{0,998}\ Cu_{0,002\ 1,000} \quad (3)$$
$$Ag_{0,997}\ Cu_{0,002}\ Au_{0,001\ 1,000} \quad (4)$$
$$Ag_{0,994}\ Zn_{0,003}\ Au_{0,003\ 1,000} \quad (5)$$
$$Ag_{1,000} \quad (6)$$
$$Ag_{0,924}\ Cu_{0,002}\ Hg_{0,074\ 1,000} \quad (7)$$
$$Ag_{0,998}\ Cu_{0,002\ 1,000} \quad (8)$$

U dvou vzorků stříbra byly orientačně změřeny hodnoty odraznosti (v %):

	520 nm	560 nm	600 nm
S_1	91,1	95,8	98,7
S_2	90,8	93,5	95,2
R_{tab}	93,4	94,5	95,2

R_{tab} = data z karty č. 1.7960 in Henry ed. (1977)
S_1 = „drátkové" stříbro
S_2 = „mechové" stříbro

Určitý stálý rozdíl v měřených hodnotách vzorku S_1 a S_2 může být vysvětlen jednak agregací, jednak příměsemi jiných prvků. Zvláště obsah rtuti snižuje odraznost až o 20 % (Čvileva et al. 1988).

Dendritické agregáty ryzího stříbra bývají někdy pokryty černými povlaky, které byly již dříve (Fojt 1966) identifikovány jako *akantit*. Tento sirník vytváří ojediněle také samostatné, velmi drobné a jemné agregáty. Morfologie jednotlivých individuí v nepatrných drúzách, jak je zřejmé z mikrofotografií z elektronového mikroskopu, je pro akantit typická.

Sulfidy a sulfosoli studované asociace jsou provázeny hlušinovými komponentami, z nichž nejběžnější jsou karbonáty, křemen a alkalické živce. Posledně jmenované složky byly popsány v úvodní kapitole. Karbonáty jsou po živcích nejčastěji zastoupenými hlušinovými minerály. Hojněji se ve studované asociaci nachází *kalcit* než *dolomit*, není však výjimkou, když se oba vyskytují společně. V takových případech je dolomit krystalizačně starší, kalcit výrazně mladší, mnohdy v podobě tabulkovitých až lístkovitých krystalků hexagonálního typu. Chemické analýzy kalcitu a dolomitu, včetně jejich empirických vzorců, uvádí tab. 8. Karbonáty asociují kromě sulfidů a sulfosolí úzce také s křemenem. Často uzavírají jeho automorfní individua a v jeho drúzách narůstají na jednotlivé prizmaticky vyvinuté krystalky křišťálů. Automorfní křemen bývá běžně zarostlý také v Ag-minerálech. Nejmladším hlušinovým minerálem této asociace je jemně krystalický *chlorit*. Z RTG charakteristiky vztažené na Melkovu klasifikaci (Melka, Vybíral 1977) – Si = 2.74 a F/FM = 0,86 jde o člen na rozhraní *thuringit-chamositu*. Málo hojnými, ale typickými součástkami vyskytujícími se spolu s hlušinovými komponentami jsou jehličkovité krystalky a jejich chomáčkovité droboučké drúzy *rutilu* a lupenité shluky *hematitu*. Obojí mají úzký vztah zvláště k chloritu a kalcitu.

Tab. 8. Chemické analýzy karbonátů
Tab. 8. Chemical analyses of carbonates

		H_2O	SiO_2	FeO	MnO	CaO	MgO	CO_2	$\sum$
HM–1	1.	0.02	0.19	0.62	0.39	54.68	0.50	43.50	99.90
	2.	—	—	0.009	0.006	0.986	0.012	1.000	—
HM–3–1	1.	0.07	0.05	0.48	0.49	54.68	0.56	43.67	100.00
	2.	—	—	0.007	0.007	0.977	0.014	1.000	—
HM–3–2	1.	0.05	0.66	3.14	0.64	32.27	17.58	45.30	99.64
	2.	—	—	0.085	0.017	1.119	0.848	2.000	—

1. – hmotnostní %
2. – molekulové kvocienty

Analytici: ing. J Fajmon a P. Kadlec, kat. mineralogie, petrografie a geochemie MU Brno.

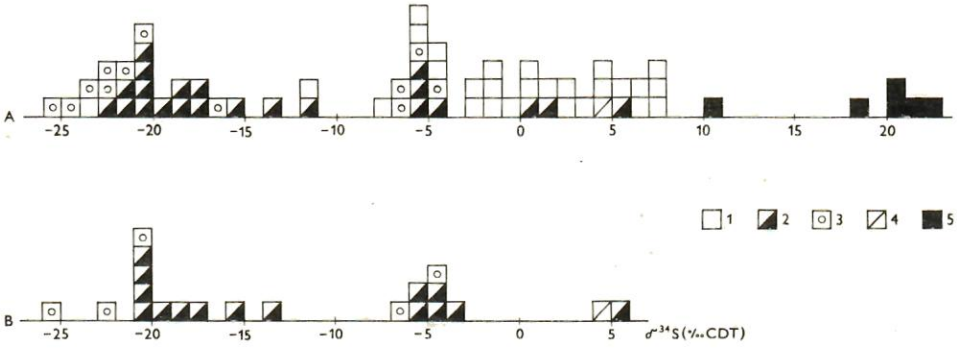
HM–1 : $(Ca_{0.986}Mg_{0.012}Fe_{0.009}Mn_{0.006})_{1.013}CO_3$
HM–3–1 : $(Ca_{0.985}Mg_{0.014}Fe_{0.007}Mn_{0.007})_{1.013}CO_3$
HM–3–2 : $(Ca_{1.119}Mg_{0.848}Fe_{0.085}Mn_{0.017})_{0.952}(CO_3)_{2.000}$

Poznámky ke krystalizační posloupnosti

V zásadě lze konstatovat shodu sukcese jednotlivých minerálních fází podle schématu publikovaného Fojtem (1966). Mezi nejstarší složky patří alkalické živce a křemen I, ze sulfidů pyrit a arzenopyrit. Následuje krystalizačně mladší skupina, v níž jako hlušina figuruje dolomitický karbonát a kalcit I s hlavní skupinou sulfidů a sulfosolí. V ní je zřetelně nejstarší sfalerit a po něm následuje jordanit. Galenit, proustit, pyrargyrit, Ag-tennantit a stefanit se navzájem provázejí v intimních srůstech, takže nelze odpovědně charakterizovat posloupnost jejich krystalizace. Z rudních komponent je zřetelně nejmladším minerálem ryzí stříbro. Poslední skupinu tvoří chlorit, kalcit II a křemen II. Tyto minerály jsou výjimečně provázeny rutilem a hematitem, jen na jednom místě byl ve stejné pozici nalezen i bertrandit (Fojt 1964). Zařazení sporadického boulangeritu je nesnadné. Vzhledem k tomu, že byl nalezen pouze jako vrostlice v alkalických živcích a křemeni, patří pravděpodobně mezi relativně starší krystalizační produkty popsané Ag-asociace.

Izotopické složení síry sulfidů

Izotopické analýzy síry sfaleritů a galenitů jsou znázorněny na obr. 5, kde je uvedeno rovněž izotopické složení síry sulfidů stratiformních poloh. U tří zonálních sfaleritů bylo určeno izotopické složení síry světlých a tmavších částí a výsledky jsou shrnuty v tabulce.



Obr. 5: Izotopické složení síry sulfidů. A–stratiformní zrudnění, B–žilky s minerály Ag-asociace.

K lepšímu pochopení diskuse o izotopickém složení síry obecných sulfidů Ag asociace je vhodné uvést izotopické charakteristiky síry sulfidů stratiformních poloh. Hodnoty δ^{34}S těchto sulfidů (obr. 5A) jsou od − 26 do + 8 ‰, jejich rozptyl přesahuje 30 %, což je největší variabilita hodnot δ^{34}S sulfidů Zn a Pb zjištěná na jesenických stratiformních ložiskách (Hladíková et al. 1990). Diskuse geneze sulfidů stratiformních ložisek není předmětem této studie.

Z žilkovité asociace byly sledovány sfalerity, galenity a jeden chalkopyrit. Hodnoty δ^{34}S sfaleritů jsou od −20,6 ‰ do +6 ‰. Zajímavé je i izotopické složení síry zonálních sfaleritů.

Izotopické složení síry a obsahy železa sfaleritů z žilek:

δ^{34}S (‰ CDT)

	světlý	přech. zóna	tmavý
HM 1/8	−20,4	n. d.	−15,9
HM–K–9	−6,0(−6,1)	−5,1(−4,3)	−5,8
HM–19	−20,0	n. d.	−18,9

Fe (% hmotn.)

světlý	tmavý
0,21	3,1
0,29	3,9
n. d.	n. d.

n. d. – nebylo stanoveno

Z přehledu je zřejmé, že ve všech případech má světlý sfalerit nižší hodnoty $\delta^{34}S$ než tmavý. Podle všech mineralogických a chemických údajů lze usuzovat na krystalizaci sfaleritů z roztoku. Vezmeme-li v úvahu zjištěné izotopické složení síry tmavých a světlých sfaleritů, lze předpokládat, že izotopické složení síry sulfanu roztoku, z nějž vznikaly rozdílně zbarvené sfalerity, nebylo ve všech fázích vývoje stejné. Tato skutečnost není překvapující, když si uvědomíme, že roztok mohl reagovat s okolním prostředím stratiformního zrudnění, v němž jsou sulfidy s hodnotami $\delta^{34}S$ v tak širokém rozmezí.

Galenity jsou krystalizačně mladší než sfalerity a jejich hodnoty $\delta^{34}S$ jsou v rozmezí od −25,6 ‰ do −5,0 ‰, což je rozmezí srovnatelné s rozmezím hodnot $\delta^{34}S$ sfaleritů. Rozdílů v izotopickém složení síry sfaleritů a galenitů lze použít k výpočtu teploty, při níž se ustavila izotopická rovnováha mezi sírou H_2S v roztoku a sírou sulfidů vznikajících z tohoto roztoku (Ohmoto, Rye 1979). Pro pět dvojic galenitu a sfaleritu, jichž bylo použito k výpočtu, byly získány teploty 250, 230, 120 °C a dvakrát 50 °C. Pouze teplota 120 °C odpovídá teplotě homogenizace plynokapalných uzavřenin ve sfaleritu i teplotě vypočítané podle tzv. Kullerudova geotermometru. Nereálné „izotopické teploty" lze nejlépe vysvětlit rozdílným izotopickým složením síry sulfanu hydrotermálního roztoku v období vzniku sfaleritu a galenitu. Toto vysvětlení podporuje i rozdílnost hodnot $\delta^{34}S$ tmavých a světlých sfaleritů. Je nutné podotknout, že změna izotopického složení síry H_2S v hydrotermálním roztoku o 0,1 % stačí k tomu, aby získané „izotopické" teploty byly nereálné.

Z histogramů na obr. 5A a B je zřejmé, že není rozdíl mezi izotopickým složením síry sulfidů stratiformních poloh a sulfidů mobilizovaných při metamorfóze. Lze předpokládat, že zdrojem síry metamorfně mobilizovaných sulfidů byla sulfidická síra stratiformních poloh.

Závěr

Hodnocená minerální asociace má mezi jesenickými stratiformními ložisky zdánlivě výjimečné postavení. Výjimečnost by to však byla jen tenkrát, kdyby se vznik popsaného společenství rudních komponent spojoval s nejmladšími hydrotermálními projevy sensu strictō, které na ostatních lokalitách chybějí. Ve skutečnosti však můžeme řadu znaků popsaných z lokality Horní Město konstatovat v určité pozměněné formě i v dílčích ložiskových tělesech v Horním Benešově i ve Zlatých Horách.

Věnujme se však nejdříve hypotéze o možném vzniku popsaných minerálních sestavení v podobě žilek a hnízdovitých agregátů nerudních i rudních komponent hornoměstských. Řada z nich má znaky syntektonických agregací. Jde o žilky alkalických, převážně draselných živců s vláknitou texturou a dále o shluky s K-živci, křemenem, karbonáty i rudami, které vykrystalovaly v „tlakovém stínu". Daleko hojnější jsou však formy, které nejeví žádné znaky metamorfního postižení a jde tedy o postmetamorfní krystalizáty. Vztah obou typů k horninovému a preexistujícímu rudnímu prostředí je však přesto zřetelný: v podstatě je geneze popsaných mladších forem výsledkem procesů různého metamorfního přepracování a s ním souvisejícího zmobilnění a částečného přemístění řady komponent původní hostitelské matrice. Je obecně známou skutečností, že různé složky jsou také různě intenzívně mobilizovány. Běžné je například metamorfní přepracování sfaleritu, který se v důsledku těchto akcí „vyčisťuje" od příměsí železa a chalkopyritových inkluzí. Že jde v našem případě o produkty blízké tzv. „alpské paragenezi", tomu nasvědčuje i koexistence chloritu, rutilu, hematitu a křišťálu v daném minerálním společenství. „Repetiční zrcadlení" v oblasti obecných sulfidů je patrné i ze studia izotopického složení síry. Není totiž žádných zásadních rozdílů mezi sírou sulfidů stratiformních hornoměstských ložisek a sírou jejich mladších žilkovitých derivátů. Dokonce i náznak bimodálního rozdělení je z histogramů na obr. 5 zřetelný.

Vyjdeme-li z minerální asociace a ze zjištění, že sfalerity studovaného společenství (tj. světlé s obsahem kolem 0,3 % hmotn. Fe i tmavší s maximálním zastoupením železa 3,9 % hmotn.) krystalovaly podle analýz plynokapalných uzavřenin v oblasti 95–130 °C (Kühn 1966), lze výpočtem odhadnout i aktivitu síry v systému: $-\log a_{S_2} = -20$ až -25 (Vaughan, Craig 1978). Také podle poměru Fe/Zn v tennantitech lze dojít k podobnému údaji teploty krystalizace t.j. 155 °C (Prokofjev, Borotnikov, Ignatenko 1988). V těchto podmínkách lze z mineralogicko-geochemického pohledu konstatovat ve studované žilkovité a shlukovité asociaci tři druhy mineralizací, které se prolínají:

1) minerální fáze přemístěné ze stratiformních poloh do nových morfologických forem jen s malými změnami ve svém chemickém složení. Typickými nerosty jsou v tomto případě již zmíněný sfalerit a dále i galenit;
2) minerály, které doznaly významných chemických změn. Mezi ně patří tetraedrit, který v rámci metamorfních událostí přibírá do své struktury As a Ag, ztrácí Sb a mění se na Ag-tennantit;
3) v důsledku metamorfních výměnných reakcí vzniklé nové minerální fáze. Jde v první řadě o sulfoarzenidy – jordanit a proustit a méně hojné sulfoantimonidy – pyrargyrit, boulangerit a stefanit.

Zbývá podat hypotetický výklad zmíněného procesu uvedeného sub 2) a 3). K tomuto problému nejprve přirovnání z geologicky mladšího terénu: lokalita Lengenbach v Binnathalu poblíž města Valais ve Švýcarsku je známa výskytem značného množství sulfidů a sulfosolí. Jejich geneze je v poslední době vysvětlována reakcí obecných sulfidů ze stratiformních poloh s metamorfně vzniklými hydrotermami (Graeser 1991). Autor této hypotézy dále uvádí, že v důsledku intenzívnější mobility arzénu vznikají v první řadě sulfosoli s obsahem tohoto prvku – a to nejdříve s jeho menším zastoupením (hlavním minerálem v této fázi je jordanit a proustit) a později čisté sirníky As. Úloha antimonu je v těchto vzájemných reakcích potlačena.

Uvedený příklad může sloužit jako prototyp pro vysvětlení „mladé“ žilkovité hornoměstské asociace – i když jde v našem případě o jiné horninové prostředí a výrazně starší zrudnění i metamorfózu (v Lengenbachu jsou zrudněny triasové dolomity a metamorfóza je alpinotypní). Metamorfní zmobilnění určité malé části stratiformních rudnin v centrálním bloku hornoměstských ložisek a přítomná metamorfní fluida způsobila velmi pravděpodobně již částečně výše popsané procesy: vznik sfaleritů kleofánového typu bez chalkopyritových inkluzí, vzájemnou reakci hlavních obecných sulfidů s hydrotermami a v důsledku toho přeměnu tetraedritu v Ag-tennantit, vznik nových minerálních druhů (jordanitu, proustitu, stefanitu, pyrargyritu, boulangeritu, ryzího stříbra a snad i arzenopyritu).

Je možné, že v historických obdobích těžby byly starými horníky sledovány v podpovrchových částech ložiska přednostně právě tyto zóny. Ztěží by se totiž daly vysvětlit údaje o relativně vysokých obsazích stříbra v těžené rudnině (Bílek 1953).

Žilkovitý, brekciovitý a žilkovitě hnízdovitý typ zrudnění je ve své většině, jak bylo již výše podotknuto, výrazně pometamorfní, avšak na metamorfních událostech stejně výrazně závislý. Při studiu morfologie dílčích hornoměstských rudních těles došel Valenta (1987) k závěru, že část z nich, např. úsek „Šibenice“ s velmi nepravidelnými konturami, je právě výsledkem oněch dílčích metamorfních procesů, které sice předcházely tvorbě námi sledovaných žilkovitých asociací, ale i ony, zdá se, vytvořily předpoklad a cestu k posledním hypogenním procesům, které se zobrazily na hornoměstských ložiskách.

Nakonec ještě poznámka k tomu, zdali se podobné případy mineralizace dají vysledovat i na dalších kyzových ložiskách Jeseníků:

1) V Horním Benešově (ve srovnání s Horním Městem s relativně nižší intenzitou metamorfního postižení) byla zjištěna asociace s jordanitem a geokronitem (Hoffman, Trdlička 1979). Je možné, že právě s uvedenými minerálními procesy souvisejí i zcela ojedinělé nálezy ryzího zlata (Hoffman, Trdlička 1985), ryzího stříbra (Moravec, v tisku) a pyrargyritu (Hoffman, Trdlička 1983). Na této lokalitě existuje i Hornímu Městu podobná polarita obsahů stříbra v tetraedritech (Hoffman, Gottwald, Trdlička 1985). Nápadně shodné s žilkovitou hornoměstskou mineralizací jsou i žilné mobilizáty obecných sulfidů (bez pyritu), hlavně na 11. patře v centrálním hornobenešovském bloku.
2) Ve zlatohorských dílčích ložiskových tělesech (ve srovnání s Horním Městem i Horním Benešovem s nejvyšší intenzitou metamorfního postižení, nicméně stále ve facii zelených břidlic) se s obdobnými jevy setkáváme ještě častěji. Nejtypičtějším případem je nejbohatší, dnes již vytěžená, část úseku Zlaté Hory-jih, zvaná „Katanga". Jde o metamorfní mobilizát pyrhotinu a chalkopyritu v křemenné žilovině se zvýšenými obsahy stříbra (Ag-tetraedrit – Hoffman, Kropáček, Trdlička 1974), s ryzím vizmutem (Fojt 1968) a cosalitem (Hoffman, Kropáček, Trdlička 1974). Také přítomnost freislebenitu ložiska Zlaté Hory-Hornické skály (Šrein, Kalenda 1984) souvisí pravděpodobně s výše popsanými jevy. Relativně výše metamorfovaný úsek – Zlaté Hory-západ a zvláště jeho centrální, tzv. „zlatý sloup" je dalším obdobným případem. Již Fojt a Hauk (1984) upozornili na to, že vlivem metamorfního přepracování a vzájemných reací dochází k variabilitě ryzosti zlata: při vzájemném působení zlata s minerály-nositeli Ag – (s galenitem a chalkopyritem) se v důsledku metamorfních událostí výsledná ryzost snižuje až na elektrum (Halas 1982) nebo dokonce na zlatnaté stříbro (Trdlička, Hoffman 1988), zatímco maximální ryzosti dosahuje zlato v křemeni a v pyritu. V poměrně nejméně metamorfovaném úseku Zlaté Hory-východ bylo nalezeno ryzí zlato jen ve spojitosti s hypogenním postdeformačním bornitem a chalkozínem (Fojt, Vodová – Staňková 1987), které se zde vyskytují zcela výjimečně jako produkty metamorfního přepracování v příčných „alpských žilkách".

Z těchto příkladů je patrné, že na vznik a typ všech zmíněných jevů má zásadní význam intenzita a charakter metamorfního přepracování, samozřejmě vedle důležitého horninového prostředí a původního minerálního společenství stratiformních ložiskových poloh.

Foto: 6–13 V. Šrein, 14–16 Z. Losos, 17 F. Odehnal.

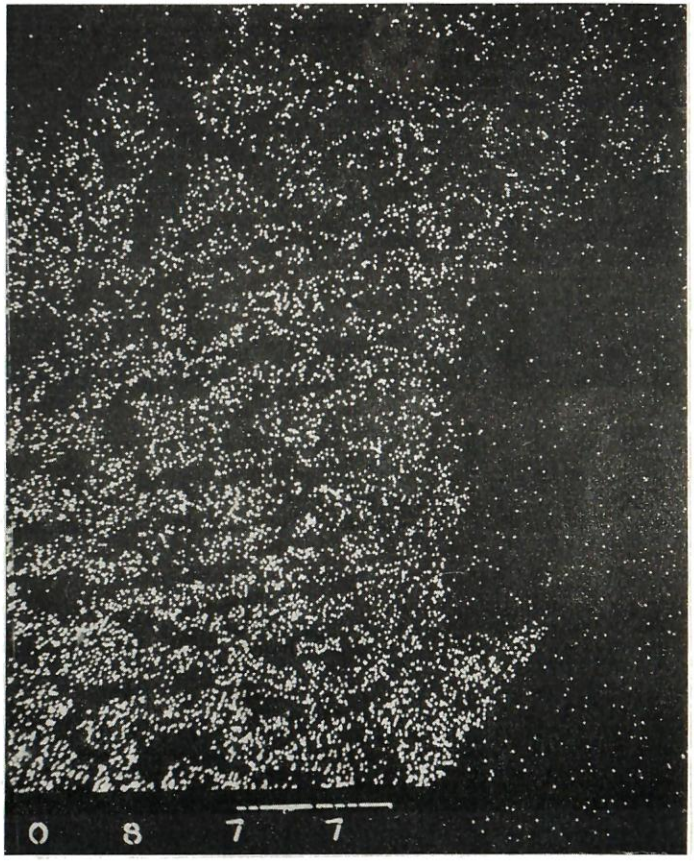
Obr. 6: Jordanit s typickou odlučností. Myrmekitické srůsty galenitu s proustitem. Nábrus, odražené elektrony, zvětš. 100×.

Obr. 7: Myrmekitické srůsty pyrargyritu s galenitem. Nábrus, odražené elektrony, zvětš. 100×.

Obr. 8: Srůsty Ag-tennantitu (tmavý) s proustitem (šedý) a galenitem (bílý). Nábrus, odražené elektrony, zvětš. 500×.

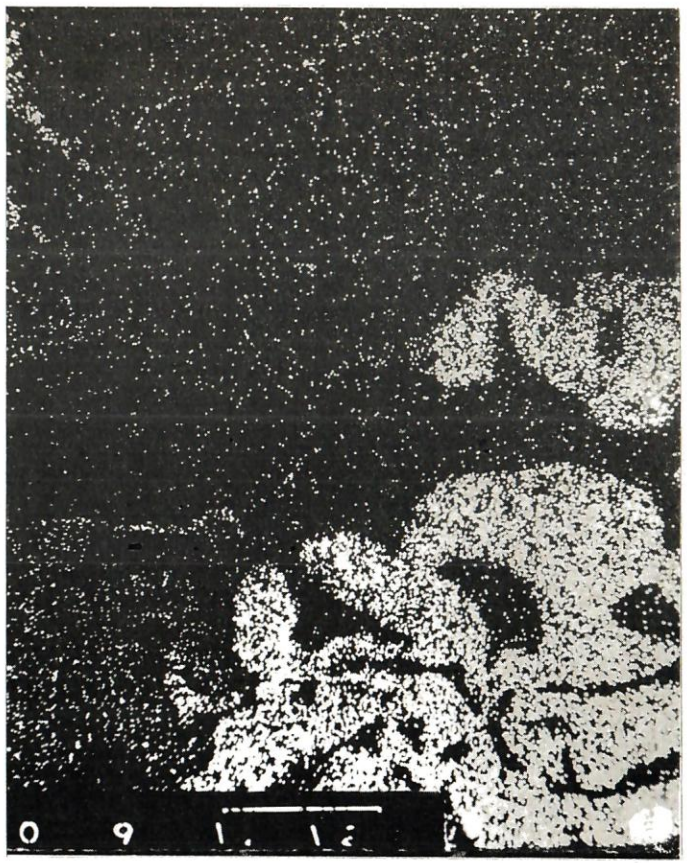
Obr. 9: Plošný obraz rozmístění Ag ve vzorku z fot. 8.

Obr. 10: Myrmekitické srůsty galenitu (bílý) s proustitem (tmavý). Nábrus, odražené elektrony, zvětš. 250×.



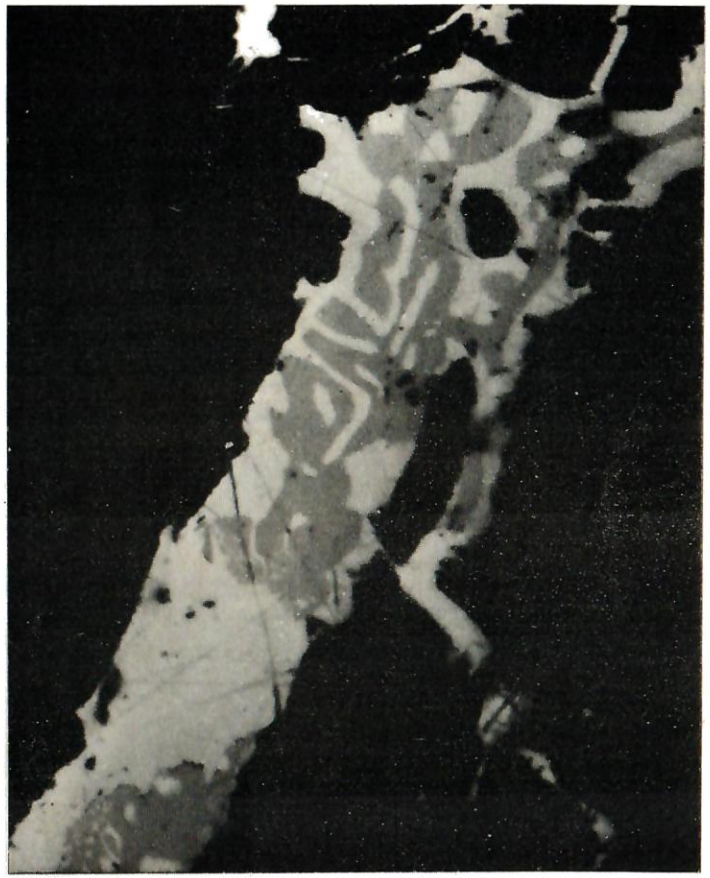
Obr. 11: Plošný obraz rozmístění Ag ve vzorku fot. 10.

Obr. 12: Myrmekitické srůsty galenitu (bílý) s proustitem (tmavý). Nábrus, odražené elektrony, zvětš. 300×.



Obr. 13: Plošný obraz rozmístění Ag ve vzorku fot. 12.

Obr. 14: Vzájemná pozice sfaleritu (tmavošedý ve spodní části obr.), tennantitu (šedý, ve stejné části snímku), galenitu (bílý) a proustitu (šedý, v horní části obr.). Nábrus, zvětš. 25×.



Obr. 15: Žilka galenitu (světlý) s proustitem (šedý) v keratofyru (černé okolí žilky). Nábrus, zvětš. 25×.

Obr. 16: Ryzí stříbro (bílé) s proustitem (šedý) v křemennokarbonátové žilce. Nábrus, zvětš. 10×.

Obr. 17: Krystalky akanthitu. Snímek z elektronového mikroskopu. Zvětš. 720×.

SUMMARY

In the central part of the stratiform Fe–Zn–Pb ore deposit at Horní Město near Rýmařov were found in addition to low silver bearing galena also veined and schlieren associations of proper Ag-minerals as: native silver and proustite, less frequently pyrargyrite, exceptionally also stephanite and kongsbergite. They are accompanied by Ag-bearing tennantite, jordanite, prevailingly light sphalerite, galena and boulangerite. According to the results of gas liquid inclusions analyses, to the contents of iron in sphalerites and also according to the sulphur isotopic analyses the temperature of the ore formation varied between 95 and 130 °C, and the activity of sulphur (log a_{S_2}) in the system was estimated as –20 to –30. The coexistence of chlorite, rutile, hematite and rock crystal, besides the main non ore components: K-feldspar, albite, calcite and siliquartz in the given mineral association support the idea that they are products very similar to the so-called "alpine paragenesis". This idea is also supported by the results of isotopic analyses of common sulphides. There are no major differences between the sulphur of sulphides of stratiform deposits and the sulphur of sulphides of younger veins. From the performed analyses and mineralogical and geochemical observations it can be judged with certain probability that the genesis of the above mentioned veins and patch associations is a result of different metamorphic deformation and connected mobilisation and partial transport number of components of the original host environment. There are the three following cases:

1) the mineral phases displaced from stratiform positions into new morphological forms with only small changes in their chemical compositions. Typical minerals in this respect are sphalerite and galena;
2) minerals subjected to conspicuous chemical changes. They include tetrahedrite which takes into its structure As and Ag, loses Sb and changes into Ag-tennantite;
3) due to metamorphic exchange reactions new minerals phases were formed. First of all there are sulpharsenides jordanite and proustite and less frequent pyrargyrite, boulangerite and stephanite.

These facts are partly similar to those recently explaining the genesis of the mineral association at Binnathal in Switzerland (Graeser 1991). The phenomena observed in the Horní Město ore deposit have also their counterparts in another two deposits of the Jeseníky Mts. – in the Horní Benešov and Zlaté Hory.

Legend to the drawings:

Fig. 1: The feldspars position from veins and burk associations with Ag-mineralization in the diagram according to Wright (1968).
Fig. 2: Dispersion curve of sphalerite reflectivity.
Fig. 3: Dispersion curve of jordanite reflectivity.
Fig. 4: Dispersion curves of Ag-tennantite reflectivity compared with data from literature (Čvileva 1988).
Fig. 5: Isotopic composition of the sulphur of sulphides A–stratiform ore mineralization, B–veins with minerals of Ag-association.

Legend to the photographs:

Fig. 6: Jordanite with typical jointing. Myrmekitic intergrows of galena and proustite. Polished section, back scattered electrons, magnification 100×.
Fig. 7: Myrmekitic intergrows of pyrargyrite and galena. Polished section, back scattered electrons, magnification 100×.
Fig. 8: Intergrows of Ag-tennantite (dark), proustite (grey) and galena (white). Polished section, back scattered electrons, magnification 500×.
Fig. 9: Areal scane of Ag lay-out in sample from Photo 8.
Fig. 10: Myrmekitic intergrows of galena (white) with proustite (dark). Polished section, reflected electrons. Magnification 250×.
Fig. 11: Distribution of Ag in sample from Photo 10.
Fig. 12: Myrmekitic intergrows of galena (white) and proustite (dark). Polished section, back scattered electrons, magnification 300×.
Fig. 13: Distribution of Ag in sample from Photo 12.

Fig. 14: Mutual position of sphalerite (dark grey in the lower part of Fig.), tennantite (grey, in the same part of Fig.), galena (white) and proustite (grey, in the upper part of Fig.). Polished section, magnification 25×.

Fig. 15: Galena veinlet (light) with proustite (grey) in keratophyre (black surroundings of veinlet). Polished section, magnification 25×.

Fig. 16: Native silver (white) with proustite (grey) in quartzcarbonate vein. Polished section, magnification 10×.

Fig. 17: Crystals of acanthite. Electron microscope photo. Magnification 720×.

Photos: 6–13 V. Šrein, 14–16 Z. Losos, 17 F. Odehnal.

LITERATURA

AICHLER J., 1979: Rentgenografie živců křemičitých hornin jesenických polymetalických ložisek. – MS, dipl. pr. VŠB Ostrava.

BÍLEK J., 1953: Zpráva o výsledcích studia archívního materiálu pro lokalitu Horní Město u Rýmařova. – MS GP Rýmařov.

ČVILEVA T. N., BEZSMERTNAJA E. M., SPIRIDONOV A. S. et al., 1988: Spravočnik – opredělitěl rudnych mineralov v otražennom svetě. – Nědra. Moskva.

FLEISCHER M., 1987: Glossary of mineral species. – Tuscon.

FOJT B., 1962: Petrografická charakteristika oblasti hornoměstských ložisek kyzů a rud barevných kovů. – *Práce Brn. zákl. ČSAV*, 34, 9:385–444. Brno.

FOJT B., 1964: Bertrandit z Horního Města u Rýmařova. – *Čas. Mor. muz.*, 49:39–43. Brno.

FOJT B., 1966: Mineralogická charakteristika ložisek kyzů a rud barevných kovů v okolí Horního Města u Rýmařova (severní Morava). – *Folia přír. fak. UJEP, geologie* 11, VII, 6:1–61. Brno.

FOJT B., 1968: Chalkografická charakteristika sulfidických ložisek rudní oblasti u Zlatých Hor ve Slezsku. – *Folia Fac. Sci. Nat. UJEP, geol.* 13, 3:5–50. Brno.

FOJT B., 1977: Poznámky k chemismu sulfidických rud v oblasti Horního Města v Nízkém Jeseníku. – *Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brun., geol.*, 1, 7:1–14. Brno.

FOJT B., ČERMÁK F., ZEMAN J., HOFFMAN V., TRDLIČKA Z., 1982: Mineralogicko-geochemický výzkum rudních nerostů na ložisku Nová Ves u Rýmařova. – MS ÚNS K. Hora.

FOJT B., HAUK J., 1984: Parageneze zlata ze Zlatých Hor a Zlatého Chlumu u města Jeseníku. – Komplexní výzkum a využití Ag–Au surovin. Sbor. ref.:56–60. Jeseník.

FOJT B., TRDLIČKA Z., HOFFMAN V., KURENDOVÁ J., VALENTA J., ZEMAN J., v tisku: Nové poznatky k mineralogii a geochemii rud barevných kovů hornoměstského revíru. – *Sbor. geol. věd, ř. technol.-geoch.*, 26. Praha.

FOJT B., VODOVÁ-STAŇKOVÁ E., 1987: Studium distribuce olova, zinku, mědi, stříbra a zlata na ložisku Zlaté Hory-východ. – *Scripta Fac. Sci. Nat. UJEP Brun.*, 17:3–10. Brno.

FOJT B., ZEMAN J., TRDLIČKA Z., HOFFMAN V., VALENTA J., 1988: Mineralogicko-geochemický výzkum rudního materiálu z úseku Janovice–Ruda. – MS, ÚNS K. Hora.

GOTTWALD B., HOFFMAN V., TRDLIČKA Z., 1985: Geochemický charakter ložiska Pb – Zn rud v Horním Benešově. – *Sbor. geol. věd, technol.-geoch.*, 20:61–108. Praha.

GRAESER S., 1991: Sulphosalt minerals from Lengenbach Switzerland: A mobilization process during Alpine metamorphism. – Abstrakta konf. „Metamorfní fluida". Zurich.

HALAS V., 1982: Mineralogie ložiska Zlaté Hory-západ. – MS, dipl. práce PF UJEP. Brno.

HENRY N. F. M. ed., 1977: IMA/COM Quantitative data file, First issue. – London.

HLADÍKOVÁ J., ŠMEJKAL V., FOJT B., PERTOLD Z., AICHLER J., 1990: Izotopické složení síry, uhlíku a kyslíku vybraných lokalit Jeseníků. – *Sbor. geol. věd, ložisk. geol., mineral.*, 29:141–165. Praha.

HOFFMAN V., KROPÁČEK J., TRDLIČKA Z., 1974: Silberreicher Tetraedrit von Zlaté Hory (Schlesien). – *Čas. Mor. muz.*, 59: 5–8. Brno.

HOFFMAN V., TRDLIČKA Z., 1979: Jordanite and geocronite from Horní Benešov. – *Acta Mus. Mor. Sci. nat.*, 64:17–23. Brno.

HOFFMAN V., TRDLIČKA Z., 1983: Mineralogický výzkum rudního materiálu z 11.–13. patra ložiska Horní Benešov. – MS ÚNS K. Hora.

HOFFMAN V., TRDLIČKA Z., 1985: Ryzí zlato z Horního Benešova. – *Čas. Mineral. Geol.*, 30:226. Praha.

ITO T., NOWACKI W., 1974: The crystal structure of jordanite, Pb_{28} As_{12} S_{46}. – *Z. Krystalogr.* 139:161–185.

KRUŤA T., 1958: Příspěvky k moravské topografické mineralogii VII. – *Acta Mus. Mor., sci. nat.*, 43:39–54. Brno.

KURENDOVÁ J., FOJT B., ČERMÁK F., GOTTWALD B., 1983: Mineralogicko-geochemický výzkum minerálů ložiska Horní Město u Rýmařova. – MS, ÚNS K. Hora.

KÜHN P., 1966: Zur Entstehungstemperatur der Zinkblende. – *Geol. zb.*, 17:219–222. Bratislava.

LAZARENKO E. K., 1956: O bleklych rudach. – *Min. Sb. Lvov. Geol. obšč.*, 10:171–211. Lvov.

MELKA K., VYBÍRAL J., 1977: Geologická stavba ložisek železných rud v hornomoravském úvalu a mineralogie jejich Fe-fylosilikátů. – *Sbor. geol. věd, ložisk. geol. mineral.* 18:7–88. Praha.

MORAVEC J., v tisku: Nález ryzího stříbra na ložisku Horní Benešov. – *Čas. min. geol.* Praha.

OHMOTO H., RYE R. O., 1979: Isotopes of sulphur and carbon. – In: H. L. Barnes (ed.): Geochemistry of hydrothermal ore deposits. J. Wiley and Sons. New York.

PROKOFJEV V., BOROTNIKOV J., IGNATENKO F., 1988: Zonalnost kolčedannopolimetaličeskogo mestoroždenija po dannym issledovanijam minĕralov peremennogo sostava i fluidnych vključenij. – *Geol. rud. mest.* 30, 6:91–99. Moskva.

RAJLICH P., SYNEK J., ŠMEJKAL V., 1986: Syntektonické žíly s vláknitou výplní z východní části Hrubého Jeseníku. – *Čas. Miner. Geol.*, 31:67–76. Praha.

SKINNER B. J., 1961: Unit-cell edges of natural an syntetic sphalerites. – *Am. Min.*, 46:1399–1401. Wisconsin.

ŠREIN V., KALENDA F., 1984: Freislebenit ze Zlatých Hor. – Komplexní výzkum a využití Ag–Au surovin. Sbor. ref., dodatek:13. Jeseník.

TOMŠÍK J., URBÁNEK J., VALENTA J., 1985: Hornoměstský rudní revír, současný stav a perspektivy. – *Geol. průzk.* 27, 11:305–308. Praha.

TRDLIČKA Z., HOFFMAN V., 1988: Geochemický výzkum rudního materiálu ze Zlatých Hor-Kosova. – Sb. *Geol. věd, ř. tech.-geol.*, 23:171–199. Praha.

TRDLIČKA Z., KROPÁČEK J., HOFFMAN V., 1973: Cosalite from Zlaté Hory (Silesia). – *Acta Univ. Carol., geol.*, Rost Vol.:47–50. Praha.

VALENTA J., 1987: Informace o geologickém průzkumu na lokalitě Ruda-sever a Šibenice. – Sbor. referátů z jednání KRB pro rozvoj rud. geofyz. průzk. v Jeseníkách:110–122. Brno.

VAUGHAN B. J., CRAIG J. R., 1978: Mineral chemistry of metal sulfides. Cambridge.

WRIGHT T. L., 1968: X-ray and optical study of Alkali Feldspar: II. An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2Θ values for three reflections. – *Am. Min.* 53:88–104. Wisconsin.