

553.435 (937.67)

Príspevok k mineralógii a geochemii pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom

(8 tab., 15 obr. v texte)

JÁN HURNÝ*

**Сообщение к минералогии и геохимии пиритополиметаллического оруднения
стратиформного типа при Мнишку над Гнильцом (Спишко-гемерское-рудогорье)**

В сообщении приведены до сих пор известные результаты минералогическо-геохимического исследования пирито-полиметаллического оруднения стратиформного типа при Мнишку над Гнильцом в Спишко-гемерском-рудогории. Главное внимание уделялось изучению минералов и характеристике первичных и вторичных структурно-текстурных признаков оруднения. Геохимические исследования были направлены на изучение содержания редких элементов в минералах. В заключении сообщения предложен взгляд на происхождение и развитие оруднения.

On the mineralogy and geochemistry of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

The paper brings the to-date achieved results of a mineralogico-geochemical study of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.). Main attention was paid to the identification of minerals and to the characteristics of the primary and secondary structural-textural features of the mineralization. The geochemical study included the analysis of the content of trace elements in the minerals. In the conclusion the author presents his preliminary view on the origin and development of the mineralization.

Oblasť medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami leží vo východnej časti Spišsko-geemerského rudohoria. Je známa indíciami pyritovo-polymetalického zrudnenia stratiformného typu. Zrudnenie leží vo fylitoch gelnickej série. Celkove je tu známych niekoľko šošovkovitých polôh v smere V—Z. Najzápadnejšiu časť tohto pruhu tvorí mníšecká šošovka, lokalizovaná západne od Hutnej doliny pri Mníšku nad Hnilcom.

Geologickými a litologickými aspektmi zrudnenia sa zaoberal P. Grecula (1972) a jeho všeobecné závery možno zhrnúť takto: Zrudnenie sa viaže na komplex vulkanických hornín (diabázy a ich pyroklastiká), ktorý je v nadloží zelenkavých fylitov s polohami sivozelených kvarcitov. Nad komplexom sú mocné masы kyslých pyroklastik a kremitých porfýrov.

* RNDr. Ján Hurný, Geologický prieskum, n. p., 052 01 Spišská Nová Ves.

Rudy majú vtrúsený, pásikový a vrstvomitý charakter, miestami s masívnejšími polohami. Rudonosné horniny a nahromadené sulfidy boli následne metamorfované, o čom svedčia štruktúrno-textúrne znaky mineralizácie. Závislosť tvorby zrudnenia od vulkanickej činnosti je evidentná a exhalačno-sedimentárny pôvod zrudnenia sa pokladá za dostatočne dokumentovaný.

Stručnú geologickú charakteristiku mineralizácie podali L. Drnžíková — K. Mandáková (1968). Opisujú zrudnenie v chloritolitoch (impregnačný typ), chloritických kvarcitoch (prevládajú prúžkovité textúry nad impregnačnou textúrou) a v sericitických kvarcitoch kombinácia impregnačnej, prúžkovitej a žilkovitej textúry popretínanej sekrečným kremeňom). Z minerálov uvádzajú pyrit, chalkopyrit, sfalerit, galenit, arzenopyrit, markazit, tetraedrit, pyrotín, kobaltín (?), kremeň, chlorit, sericit a karbonáty. Vyčleňujú niekoľko generácií minerálov, uvádzajú štruktúry a textúry mineralizácie a stanovujú genézu zrudnenia ako polygénny, resp. exhalačno-sedimentárno-metamorfogénny typ. Geochemickú charakteristiku zrudnenia potvrdzujú orientačné spektrálne analýzy.

V rokoch 1973—1975 sme prieskumom zistili niektoré údaje, ktoré rozširujú poznatky o minerálnej asociácii, geochémii, štruktúrach a textúrach mineralizácie. Hlavnými rudnými minerálmi sú pyrit (zreteľne prevláda), sfalerit, chalkopyrit a galenit. Sú vtrúsené v horninách, prípadne sa hromadia do pásikov, vrstvičiek a ojedinele tvoria aj masívne textúry. Nepatrná časť minerálov sa vyskytuje v metamorfných žilách (konformne a priečne), ktoré vznikli remobilizáciou menej stabilných zložiek už existujúceho zrudnenia počas metamorfózy. Vypĺňa ich kremeň a pestrá paleta minerálov v akcesorických množstvách, ktoré nemajú praktický význam. Prehľad o kvantitatívnom zastúpení

Výsledky planimetrických analýz zrudnenia
Result of Planimetric Analyses of Mineralization

Tab. 1

Č.	Kvantitatívne zastúpenie minerálov v %						suma
	py	cp	sp	gn	ar	ho	
1.	27,2	0,3	0,4	—	—	72,1	100,0
2.	48,5	3,4	—	—	0,2	47,9	100,0
3.	35,9	1,4	0,1	0,2	1,5	60,9	100,0
4.	12,2	6,0	17,9	0,3	—	63,6	100,0
5.	19,3	2,9	17,6	7,5	0,3	52,4	100,0
6.	19,5	0,5	7,4	0,4	3,8	68,4	

Poznámka: py — pyrit ar — arzenopyrit gn — galenit
 sp — sfalerit cp — chalkopyrit ho — hornina

1 — chloriticko-sericitické fylity (pyritová asociácia), 2 — sericitické kvarcity (pyritovo-chalkopyritová asociácia), 3 — sericitické kvarcity (pyritovo-chalkopyritovo-arzenopyritová asociácia), 4 — chloritické fylity (sfaleritovo-pyritovo-chalkopyritová asociácia), 5 — chloritické fylity až chloriticko-sericitické fylity (pyritovo-sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritová asociácia), 6 — sericiticko-chloritické fylity (pyritovo-chalkopyritovo-arzenopyritová asociácia)

Kvantitatívne zastúpenie minerálov
Quantitative Representation of the Minerals

Tab. 2

	Rudonosné horniny	Metamorfne žily
Pyrit	++++	++
Sfalerit	++++	+++++
Chalkopyrit	++++	+++
Galenit	++++	+++
Arzenopyrit	+++	
Markazit	+++	
Tetraedrit	+++	+++
Bournonit*	++	++
Pyrotín	+	+
Ullmannit*		+
Kubanit*		+
Boulangerit*		+
Dyskrazit*		+
Rýdze Au (?)*		+
Bi-minerál*		+
Kremeň	++++	+++++
Chlorit	++++	++
Sericit	++++	++
Albit*	++++	++
Siderit		++
Fe-dolomit		++
Apatit*		++
Rutil*		+

Poznámka: ++++ hlavný minerál
 +++ vedľajší minerál
 ++ zriedkavý minerál
 + veľmi zriedkavý minerál
 * novozistený minerál

minerálov je v tab. 2. Treba podotknúť, že kvantitatívne zastúpenie minerálov v jednotlivých typoch hornín je variabilné, čo dokumentujú planimetrické analýzy (tab. 1). Aj keď v dôsledku premenlivosti možno vyčleniť niekoľko typov minerálnych asociácií, má zrudnenie ako celok pyritovo-polymetalický (Zn—Cu—Pb) charakter.

Opis minerálov

Pri výskume sme sa metodicky opierali o sledovanie nábrusov a výbrusov zamerané na identifikáciu minerálov a štúdium textúr a štruktúr. Pri stanovení makrochemizmu a mikrochemizmu sme použili kvantitatívne analýzy, semikvantitatívne spektrálne analýzy a lokálne elektrónové mikroanalýzy. Rtg. analýzy sme použili pri identifikácii neznámych minerálov.

Podmienky rtg. analýz: Mikrometa II s rtg. goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie Cu K α , filter Ni, štrbiny 5,10, rýchlosť otáčania 2°/1', napätie 30 kV, intenzita 10 mA, exponoval B. Zamiška, zhodnotila M. Kušnyerová, Geol. prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.

Celkove sme v zrudnení zistili 23 minerálov (z toho 10 minerálov odtiaľto

doteraz neznámych). Sú zoradené v tab. 2, a to s odlišením ich kvantitatívneho zastúpenia.

Pyrit je najrozšírenejším rudným minerálom. Býva vtrúsený alebo sa zhromažďuje do rudných vrstvičiek a vytvára až masívny pyrit. Zrná a agregáty pyritu sa vyznačujú premenlivosťou tvarov. Celkove možno vyčleniť:

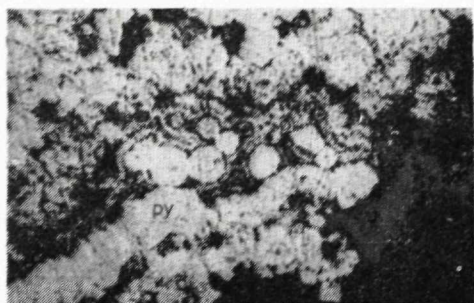
Pyrit v rudonosných horninách, ktorý má podľa štúdia textúr a štruktúr primárne znaky. Zachoval sa vo forme reliktov alebo ako uzavreniny uprostred idioblastických zŕn metamorfného pôvodu. Zaznamenali sme tieto typy:

- a) Globuly a globulárne agregáty. Sú to zrná v tvare guľičiek rozličnej veľkosti (obr. 1a, b).
- b) Sferolity. Sú charakteristické radiálne lúčovitou a koncentricky zonálnou štruktúrou. Medzeru medzi nimi vyplňa rudný alebo nerudný minerál. Tvoria tzv. atolky, v prípade neúplného vývinu prstence (obr. 1a, b, c).
- c) Kolomorfné štruktúry (s. s.). Predstavujú rozličné kôrkové, obličkové agregáty pyritu. Zvyčajne sú spolu s globulami a sferolitmi (obr. 1a, b).
- d) Idiomorfné zrná pyritu. Vyskytujú sa v samostatných polohách alebo bývajú vo forme uzavrenín v metamorfnom pyrite (obr. 1d, e).

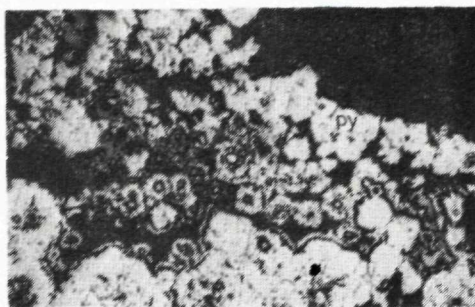
Metamorfný pyrit vytvára idioblasty, xenoblasty alebo poikiloblasty (obr. 1d). Častá je sitovitá stavba zŕn pyritu, tzv. idioblastické sito s uzavreninami chalkopyritu, sfaleritu a pod. (obr. 1f). Okrem toho sa vyskytujú drobné zrnká pyritu usporiadané v paralelných pruhoch (obr. 1g), ktoré možno interpretovať ako produkt premeny pyrotínu na pyrit. Malá časť pyritu sa vyskytuje aj v metamorfných žilách.

Obr. 1. a) — Kolomorfné štruktúry pyritu (py), ktoré tvoria globulárne agregáty, sferolity, kôrkové a nátekové agregáty. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, b) — Kolomorfné štruktúry pyritu (py). Sivé zrnko na okraji patrí sfaleritu (sp). Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, c) — Sferolit pyritu s radiálne lúčovitou a koncentricky zonálnou stavbou. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, d) — Poikiloblastická štruktúra tvorená porfyroblastom metamorfného pyritu, ktorý uzatvára jedinec staršieho pyritu. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, e) — Narastanie metamorfného pyritu na zrná staršieho pyritu. Nábrus, // N, zv. 160× foto J. Hurný, f) — Štruktúra idioblastického sita, kde porfyroblast pyritu (py) uzatvára chalkopyrit (cp). Nábrus, // N, zv. 100×, foto J. Hurný, g) — Agregát „pórovitého pyritu“, ktorý sa javí produktom hypogénnej premeny pyrotínu na pyrit. Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný, h) — Idiomorfný jedinec arsenopyritu (asp) s lemom drobných agregátov arsenopyritu vo forme „glorioly“. Na okraji je pyrit (py). Nábrus, // N, zv. 160×, foto J. Hurný.

Fig. 1. a. — Colloform pyrite (py) textures forming globular aggregates, spherulites, crustified, reniform and filmy aggregates. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, b. — Colloform pyrite (py) textures. Grey grain on rim is sphalerite (sp). Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, c. — Spherulite of pyrite with radial and concentric zonal structure. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, d. — Poikiloblastic texture formed of porphyroblast of metamorphic pyrite which encloses crystal of older pyrite. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, e. — Growth of metamorphic pyrite on older pyrite grains. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, f. — Texture of idioblastic net in which pyrite (py) porphyroblast encloses chalcopyrite (cp). Polished section, ordinary light, $\times 100$. Photo J. Hurný, g. — Aggregate of „porous pyrite“ which seems to be a product of hypogene alteration of pyrrhotite to pyrite. Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný, h. — Idiomorphic individual of arsenopyrite (asp) rimmed by fine aggregates of arsenopyrite in form of „aureolae“. On the rim is pyrite (py). Polished section, ordinary light, $\times 160$. Photo J. Hurný.



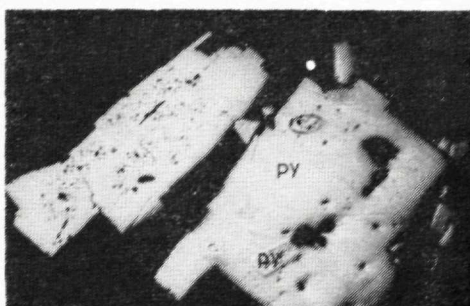
a



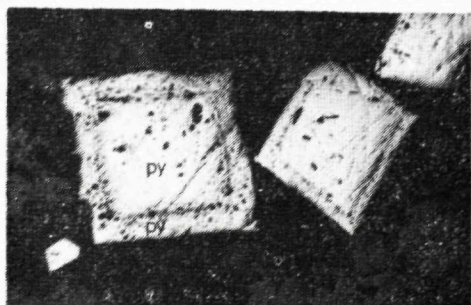
b



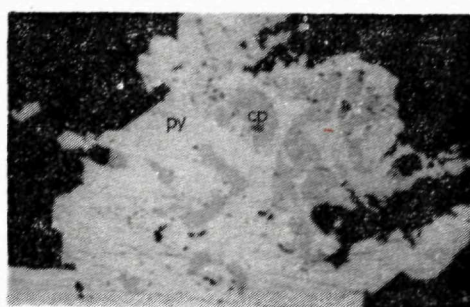
c



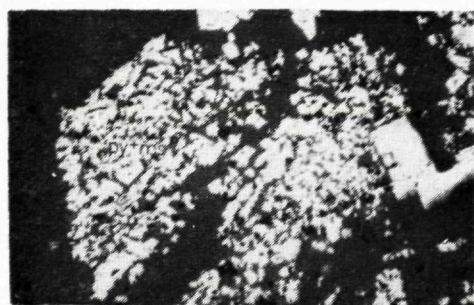
d



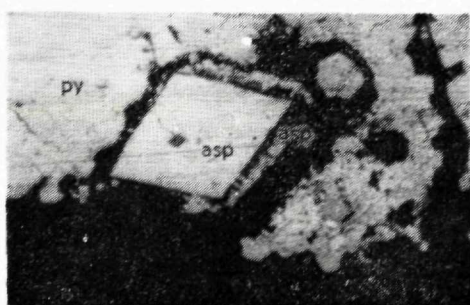
e



f



g



h

Sfalerit je po pyrite najrozšírenejším sulfidickým minerálom. V rudonosných horninách je rozptýlený, alebo sa zhromažďuje do pásikov. Sfalerit v metamorfných žilách býva hrubozrnný a vytvára aj 5 cm veľké agregáty. Je hnedej, tmavohnedej až čiernohnedej farby a je kataklazovaný. V ojedinelých prípadoch sme zistili aj medovožlté zrnká sfaleritu ako výplň mikrotrhliniek v priečných metamorfných žilách.

Zrná sú nepravidelné a vytvárajú alotriomorfné štruktúry. Hojné je dvojčatné lamelovanie. Sfalerit býva intenzívne zatláčaný chalkopyritom, galenitom, tetraeditom a bournonitom vo forme zálivkov, žiliek, aj frontálne. S chalkopyritom vytvára emulzivité štruktúry (opísané sú pri chalkopyrite). Časť inklúzií vznikla rozpadom roztokov a časť je nepochybne mladšia.

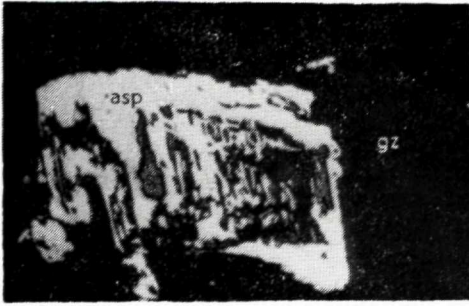
O zistených stopových prvkoch hovoríme v samostatnej časti, preto sa zmieňme len o železe, ktoré izomorfuje Zn v sfalerite a tvorí významné koncentrácie. Najviac zastúpený je sfalerit hnedej a hnedočiernej farby, ktorý obsahuje Fe v rozmedzí 4,99—6,34 ‰. Obsah Fe je v skutočnosti o niečo nižší a po odpočítaní Fe v chalkopyrite sa pohybuje v rozmedzí 4,60—5,70 ‰. V žltohnedom sfalerite dosahuje obsah Fe 1,34 ‰.

Chalkopyrit je jedným z hlavných rudných minerálov. Vyskytuje sa v rudonosných horninách a v menšej miere aj v metamorfných žilách. Tvorí alotriomorfné zrná a jeho štruktúry sa vyznačujú mnohotvárnosťou. Úzko asociuje so sfaleritom, s ktorým vytvára:

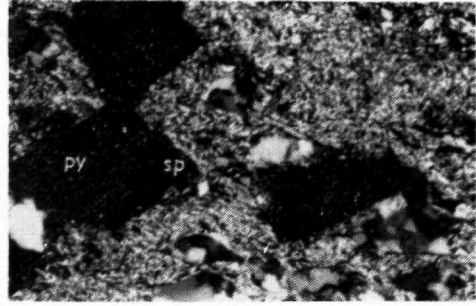
- a) emulzivité štruktúry s chaotickým usporiadaním inklúzií chalkopyritu (obr. 2g);
- b) emulzivité štruktúry s pravidelným usporiadaním inklúzií chalkopyritu,

Obr. 2. a) — Selektívna korózia arzenopyritového zrna kremeňom (gz) a sfaleritom (sp). Nábrus, // N, zv. 100×, foto J. Hurný. b) — Tlakové tieňe sfaleritu (sp) okolo zrna pyritu (py). Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. c) — Lem rekryštalizovaného kremeňa okolo metakryštálu pyritu. Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. d) — Ohyb lamiel rekryštalizovaného kremeňa okolo metakryštálu pyritu. Výbrus, X N, zv. 32×, foto J. Hurný. e) — Sfalerit (sp) s orientovanými inklúziami chalkopyritu s prechodom do celistvej masy chalkopyritu (cp). Nábrus, // N, zv. 200×, foto J. Hurný. f) — Časť mikrotrhlín, ktorú vyplňa rutil a karbonát v priečnej metamorfnéj žile. Nábrus, // N, zv. 250×, foto J. Hurný. g) — Sfalerit s chaotickými inklúziami chalkopyritu je popretínaný mikrožilkami chalkopyritu v metamorfnéj žile. Nábrus II N, zv. 320×, foto J. Hurný. h) — galenit (gn) zatláča sfalerit popretínaný žilkami chalkopyritu v priečnej metamorfnéj žile. Nábrus, // N, zv. 250×, foto J. Hurný.

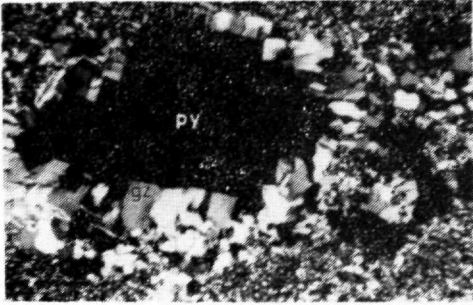
Fig. 2. a. — Selective corrosion of arsenopyrite grain by quartz (z) and sphalerite (sp). Polished section, ordinary light, $\times 100$. Photo J. Hurný. b. — Strain shadows of sphalerite (sp) around pyrite (py) grain. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. c. — Rim of recrystallized quartz around metacryst of pyrite. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. d. — Bend of lamellae of recrystallized quartz around pyrite metacryst. Thin section, crossed nicols, $\times 32$. Photo J. Hurný. e. — Sphalerite (sp) with oriented inclusions of chalcopyrite which pass into solid chalcopyrite mass (cp). Polished section, ordinary light, $\times 200$. Photo J. Hurný. f. — Part of microfissures infilled with rutile and carbonate in a metamorphic cross vein. Polished section, ordinary light, $\times 250$. Photo J. Hurný. g. — Sphalerite with chaotic inclusions of chalcopyrite is transected by microveinlets of chalcopyrite in metamorphic vein. Polished section, ordinary light, $\times 320$. Photo J. Hurný. h. — Galena (gn) replaces sphalerite transected by chalcopyrite veinlets in a metamorphic cross vein. Polished section, ordinary light, $\times 250$. Photo J. Hurný.



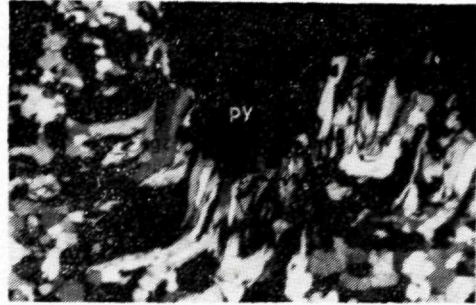
a



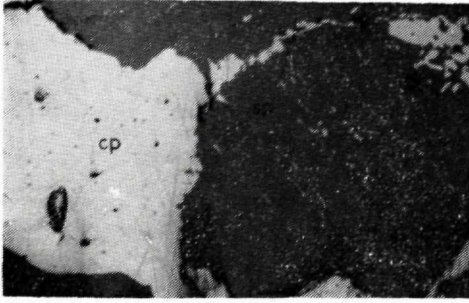
b



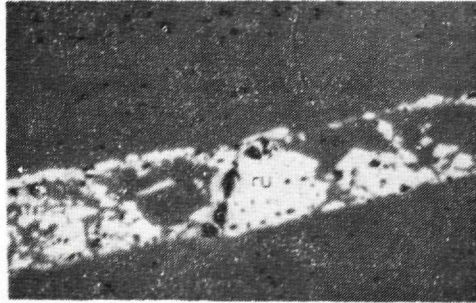
c



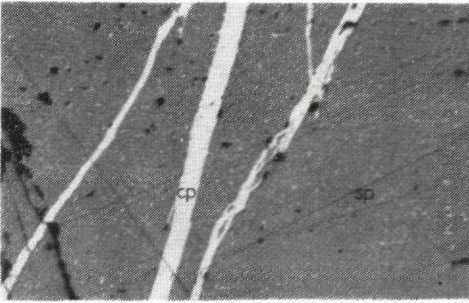
d



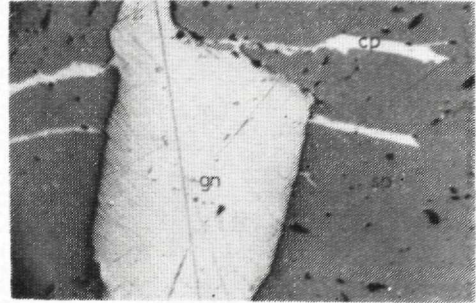
e



f



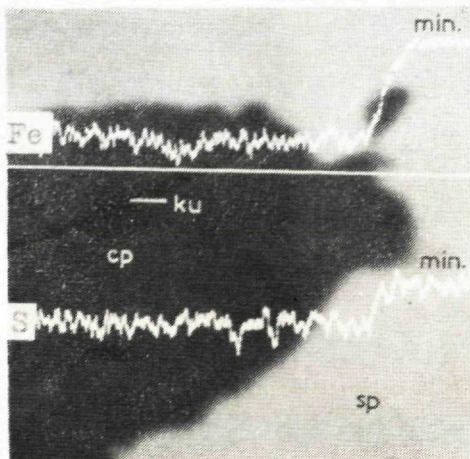
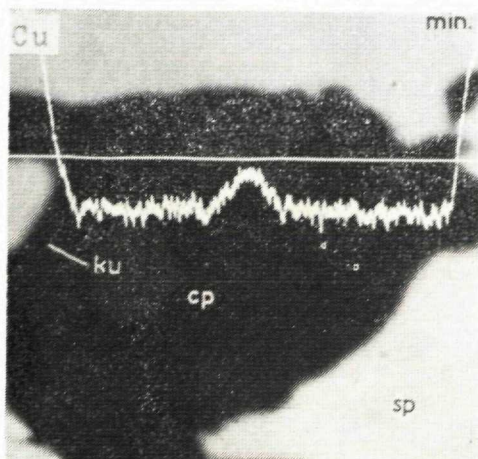
g



h

- ktoré sú usmernené paralelne so smerom štiepateľnosti a vytvárajú systémy ružencových, hviezdicových, kosých až žilkových tvarov (obr. 2e);
 c) korozívne štruktúry s reliktnými sfaleritmi v chalkopyrite;
 d) mikrožilky chalkopyritu v sfalerite, ktoré sú späté s javmi deformácie (obr. 2g, h).

S tetraedritom tvorí intímne zrazy, príp. tetraedrit zatláča alebo ním prenikajú žilky. Tento vzťah býva aj obrátený, keď chalkopyrit zatláča tetraedrit. Inklúzie chalkopyritu vo sfalerite niekedy obsahujú lamelovité odmiešania kubanitu (obr. 3) ako produkt rozpadu pevného roztoku. Zistili sme aj odmiešania pyrotínu.



Obr. 3. Lamela kubanitu v inklúzii chalkopyritu v sfalerite. Zv. 1200 $\times$, foto J. Krištín
 a) — Líniový profil Cu K α , b) — Líniový profil Fe K α a S K α .

Fig. 3. Lamella of cubanite in inclusion of chalcopyrite in sphalerite $\times 1200$. Photo J. Krištín
 a. — Line profile of Cu K α , b. — Line profile of Fe K α and S K α .

Galenit je v sledovanom zrudnení rozšírený minerál. V rudonosných horninách býva rozptýlený a drobnozrnný. V metamorfných žilách tvorí hrubozrnné agregáty v kremeň vo veľkosti až 5 cm. Je dosť kataklazovaný. Na styku s kremeňom možno pozorovať výraznú agresivitu galenitu na kremeň, a to tam, kde plochy kryštálov kremeňa rozbrázdzuje spleť drobných žiliek a prieniky galenitu do kremeňa.

Tvar zŕn galenitu je nepravidelný, niekedy tvorí lemy a drobné žilky. Zatláča sfalerit, chalkopyrit a tetraedrit vo forme zálivkov alebo frontálne. Býva obklopený bournonitom alebo ho sám obkolesuje a frontálne zatláča. Ojedinele možno pozorovať ohyb trojuholníkových vyštiepenín, čo je znakom tlakovej deformácie.

Arzenopyrit sme v rudonosných horninách zaznamenali ako vedľajší minerál. Vystupuje v jemných pásikoch v kremeň, kde sa striedajú pásiky arzenopyritu a pyritu. Je idiomorfne obmedzený a obklopujú ho sulfidy. Často je kataklazovaný, pričom vzniknuté priestory vyhojuje galenit, chalkopyrit, sfalerit a kremeň. Zistili sme aj prejavy korózie zŕn (obr. 2a). Korózia pre-

bieha od okrajov zrna do centra, pričom ostáva len kostra pôvodne idiomorf-ného zrna vo forme skeletových štruktúr. Obrastá a obkolesuje pyrit (kryštalický aj kolomorfny) s markazitom. Bežné sú prejavy blastézy a vznik porfyroblastov arzenopyritu. Zistili sme aj štruktúry, v ktorých zrno arzenopyritu uzatvára chalkopyrit a sfalerit. Bežné je aj narastanie porfyroblastov arzenopyritu na už existujúce idiomorfne jedince arzenopyritu. Inokedy možno pozorovať len zrníčka arzenopyritu okolo väčšieho porfyroblastu arzenopyritu v tvare „glorioly“ (obr. 1h).

Markazit sa vyskytuje spolu s pyritom v miestach, ktoré boli slabšie metamorfované a kde sa zachovali kolomorfne štruktúry. Možno ho opticky odlišiť v odrazenom svetle. Je o niečo belší ako pyrit a má zelenkavý odtieň. Dvojdráz je pozorovateľný a pri skrížených nikoloch je anizotropný. Vzhľadom na jeho prítomnosť spolu s kolomorfnými štruktúrami možno predpokladať, že bol v primárnych nahromadeninách sulfidov hojnejší. Neskoršie sa pod vplyvom metamorfných premien štruktúrne premenil na pyrit.

Tetraedrit netvorí v študovanej mineralizácii výrazné koncentrácie. Všeobecne možno povedať, že v rudonosných horninách je zastúpený slabšie, ale v metamorfných žilách býva hojnejší. Asociuje s chalkopyritom, tvorí lemy, žilky a zálivky. Ojedinele je táto pozícia opačná. Zatláča ho galenit a na styku s ním vzniká bournonit ako výsledok ich vzájomnej reakcie (obr. 4). V metamorfných žilách tvorí lemy na styku sfaleritu a galenitu. Žilky tetraedritu v chalkopyrite často obsahujú dyskrazit (obr. 5).

Základné chemické zloženie tetraedritu sme sledovali chemickými analýzami a bodovými analýzami na rtg. analyzátoch. Podľa nízkeho obsahu As (0,04 až 0,85 %) a vysokého obsahu Sb (23,85—28,78 %) ide o okrajový člen — tetraedrit. Z ďalších prvkov je výrazne zastúpené Fe (3,28—6,69 %) a Zn (2,87 až 4,45 %). Možno ho označiť ako železnato-zinčnatý tetraedrit. Zaujímavé je zistenie, že tetraedrit v rudonosných horninách má vyšší obsah Ag (1,95 %), kým tetraedrit v metamorfných žilách má obsah Ag nižší (0,65 %). Spôsobilá to metamorfna diferenciácia, pri ktorej nastáva „vyčistenie“ tetraedritu. O ostatných zistených prvkoch sa hovorí v samostatnej časti.

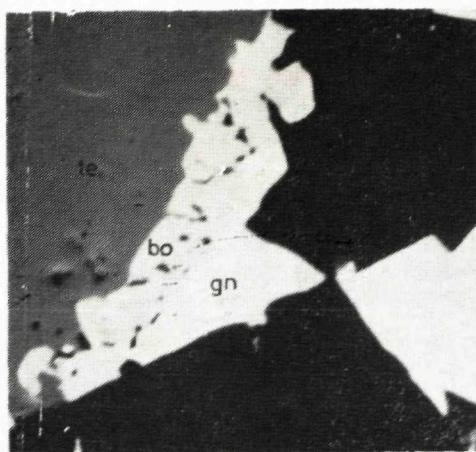
Bournonit je relatívne hojne zastúpený v zrudnených polohách aj v metamorfných žilách. Má oceľovosivú farbu a v porovnaní s tetraedritom vyšší lesk. V odrazenom svetle je biely so sivým odtieňom. Má vyššiu odrazivosť ako tetraedrit, ale nižšiu ako galenit. Slabý dvojdráz vidieť v imerzii a pri skrížených nikoloch je anizotropný. Dvojčatné lamelovanie sme nespozorovali. Vytvára lemy a nepravidelné zrná na okraji tetraedritu, ktorý zvyčajne aj zatláča. Bournonit vzniká často na styku galenitu a tetraedritu ako výsledok ich vzá-

Chemické zloženie bournonitu
Electron Probe Microanalyses of Bournonite

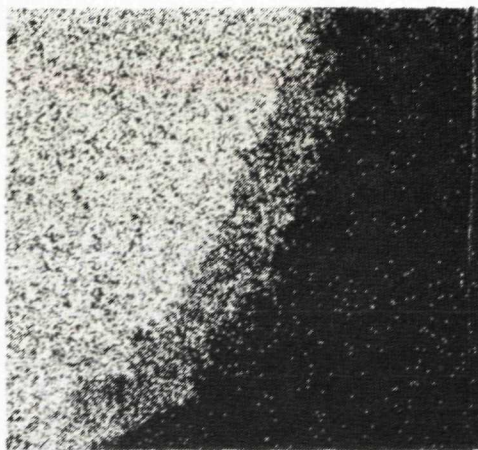
Tab. 3

	Váhové percentá				
	Pb	Sb	Cu	S	Suma
HP-1	42,7	25,6	15,7	17,8	101,8

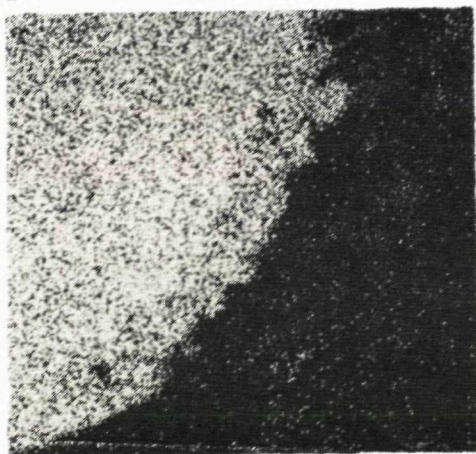
El. mikrosonda JXA 5A, Joel
Analyzoval J. Krištín



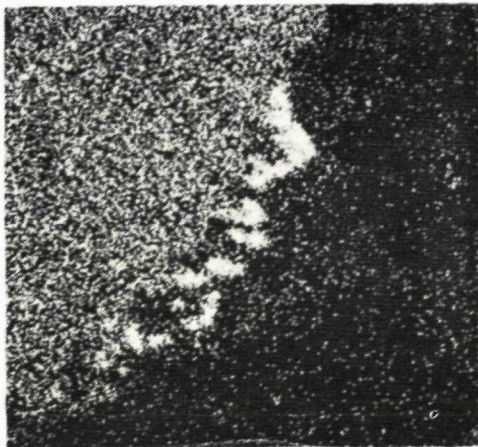
a



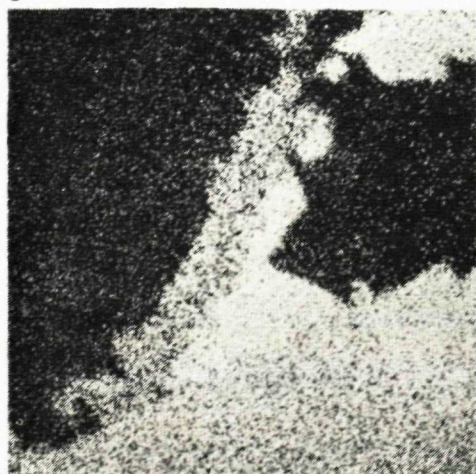
b



c



d



e

Obr. 4. Reakčný lem bournonitu s odmiešninami sfaleritu na styku galenitu a tetraedritu. Zv. 600 $\times$, foto J. Krištín
a) — Kompozícia, b) — Distribúcia Cu K α ,
c) — Distribúcia Sb L α , d) — Distribúcia Zn K α , e) Dvojexpozícia distribúcie Pb L α a As K α .

Fig. 4. Reaction rim of bournonite with segregations of sphalerite at contact with galena and tetrahedrite. $\times 600$. Photo J. Krištín

a. — Composition, $\times 600$, b. — Distribution of Cu K α , c. — Distribution of Sb L α , d. — Distribution of Zn K α , e. — Double exposure of distribution of Pb L α and As K α .

jomnej reakcie, pričom v ňom možno pozorovať jemné inklúzie sfaleritu (obr. 4). Na zistenie chemického zloženia sme použili bodové rtg. mikroanalýzy (tab. 3). Zo zisteného základného chemizmu sme vypočítali kryštalochemický vzorec bournonitu — $\text{Pb}_{1,01}\text{Cu}_{1,21}\text{Sb}_{1,04}\text{S}_{2,74}$. Bournonit bol identifikovaný aj rtg. analýzou. Namerané hodnoty a ich intenzity sú v zhode s tabuľkovými údajmi.

Pyrotín je v študovanom zrudnení zriedkavý. Ojedinelé zrnká pyrotínu sme zistili len mikroskopicky. Pôvodne však bol pravdepodobne dosť rozšírený. Svedčia o tom svojrázne agregáty pyritu a markazitu, ktoré vznikli premenou pyrotínu (obr. 1g).

Ullmannit (NiSbS) patrí v metamorfných žilách k veľmi zriedkavým minerálom. Tvorí samostatné nepravidelne obmedzené zrná alebo agregáty v asociácii s chalkopyritom, sfaleritom a galenitom (obr. 6). Makroskopicky je tmavosivej farby, ma nepravidelný lom a je veľmi krehký. V odrazenom svetle má výraznú bielu farbu, vysokú odrazivosť a je anizotropný. Zatláča ho chalkopyrit a galenit. Pri diagnostickom leptaní reagoval veľmi slabo s FeCl_3 a intenzívne s HNO_3 . Identifikovala ho aj rtg. analýza. Namerané hodnoty d a ich intenzity sú výrazne zhodné s tabuľkovými hodnotami. Základný chemizmus sme merali bodovými rtg. mikroanalýzami (tab. 4). Zo zisteného chemizmu sme vypočítali kryštalochemický vzorec: $(\text{Ni}_{0,95}\text{Co}_{0,07})_{1,02}(\text{Sb}_{0,96}\text{As}_{0,02})_{0,98}\text{S}$.

Chemické zloženie ullmannitu
Electron Probe Microanalyses of Ullmannite

Tab. 4

	Váhové percentá					
	Ni	Sb	S	Co	As	Suma
HP-1	26,3	55,4	15,1	2,1	0,8	99,7

El. mikrosonda JXA 5A, Joel
Analyzoval J. Krištín

Kubanit (CuFe_2S_3) sa vyskytuje sporadicky v odmiešaniach chalkopyritu uprostred sfaleritu v metamorfných žilách. Tvorí lamely, ojedinele aj nepravidelné zrná rozličnej veľkosti a hrúbky, ktoré sa končia na hranici zrna chalkopyritu. V odrazenom svetle je bronzový a ružovožltý a má podobnú odrazivosť ako chalkopyrit. V porovnaní s chalkopyritom má vystupujúci reliéf.

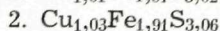
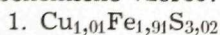
Chemické zloženie kubanitu
Electron Probe Microanalyses of Cubanite

Tab. 5

		Váhové percentá			
		Cu	Fe	S	Suma
1.	HP-1	23,2	38,4	35,6	97,2
2.	HP-1	23,9	39,0	35,9	98,8

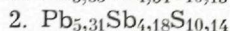
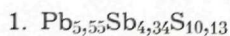
El. mikrosonda JXA 5A, Joel
Analyzoval J. Krištín

Základný chemizmus sme zistili bodovými rtg. mikroanalýzami (tab. 5). Z toho sme vypočítali kryštalochemické vzorce:



Sledovaním koncentrácie líniovými profilmi naprieč lamely kubanitu možno odlišiť koncentrácie jednotlivých prvkov (obr. 3). Lína Cu pri prechode cez lamelu kubanitu zaznamenáva v porovnaní s chalkopyritom zníženie koncentrácie. Lína Fe má pri prechode cez lamelu kubanitu málo výrazné zvýšenie. Lína S ukazuje zhodné koncentrácie v chalkopyrite i v kubanite.

Boulangerit ($\text{Pb}_5\text{Sb}_4\text{S}_{11}$) sa vyskytuje vo forme jemných ihličiek na styku kremeňa a tetraedritu v metamorfných žilách. Ihličky sú rozptýlené v kremeň, prenikajú však aj do tetraedritu. Dosahujú hrúbku 0,1 mm a dĺžku 1 mm. V odrazenom svetle je sivobiely a má vysokú odrazivosť. Má slabý dvojdráz a silné efekty anizotropie. Základné chemické zloženie zistili bodové rtg. mikroanalýzy (tab. 6). Z výsledkov sme vypočítali kryštalochemické vzorce:



Váhové množstvá jednotlivých prvkov v analýzach, ako aj vypočítané vzorce sú dosť variabilné, ale svojím zložením sa blížia najviac k boulangeritu.

Chemické zloženie boulangeritu
Electron Probe Microanalyses of Boulangerite

Tab. 6

		Váhové percenta			
		Pb	S	Sb	Suma
1.	HP-1	54,2	15,3	24,9	94,4
2.	HP-1	56,1	16,8	25,6	98,5

El. mikrosonda JXA 5A, Joel

Analyzoval J. Krištín

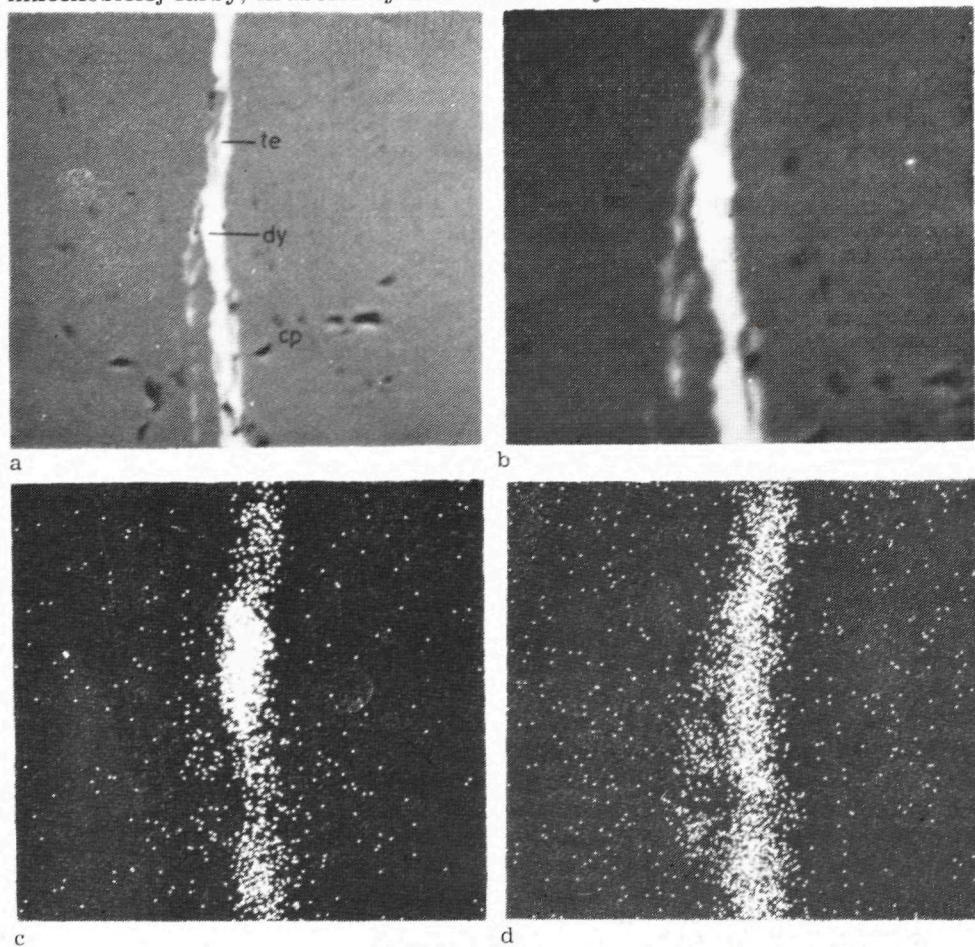
Dyskrazit (Ag_3Sb) tvorí ojedinelé zrnká v tetraedrite na styku s chalkopyritom v metamorfných žilách. Vznikol ako výsledok vzájomnej reakcie chalkopyritu a tetraedritu odmiešaním Ag a Sb. Rozmer zrn neprevyšuje 20 μm . V odrazenom svetle je biely, s krémovým odtieňom. Má veľmi vysokú odrazivosť. Dvojdráz nemožno pozorovať a pri skrížených nikoloch je slabó anizotropný. Kvalitatívnou plošnou analýzou na mikrosonde sme ako hlavné prvky zistili Ag a Sb (obr. 5). Na základe toho sme zrnká identifikovali ako dyskrazit.

Rýdze Au (?) sme zistili vo forme drobných uzavrenín žltej farby s veľmi vysokou odrazivosťou v tetraedrite (obr. 7). Rozmer zrn neprevyšuje 5 μm , preto sme ho nemohli bližšie identifikovať. Podľa optických vlastností a spektrálne zisteného zvýšeného obsahu Au v tetraedrite možno usudzovať, že ide pravdepodobne o rýdze Au. To sa v submikroskopickej forme pravdepodobne vyskytuje aj v pyrite. Poukazujú na to aj niektoré spektrálne analýzy.

Bi-minerál sme zistili mikroskopicky v galenite, v ktorom tvorí ihličkovité a lamelovité agregáty (obr. 8). Je biely a má odrazivosť podobnú ako

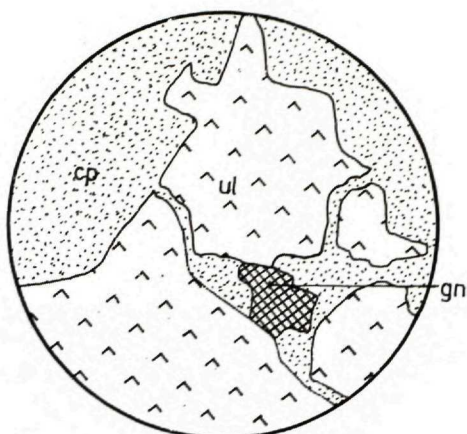
galenit. V porovnaní s galenitom má vystupujúci reliéf. Je slabo anizotropný. Narastá na tetraedrit, chalkopyrit ho pretína. Pomocou laserového mikroanalyzátoru sme zistili ako hlavný prvok Bi. Na základe toho usudzujeme, že ide o Bi-minerál, najskôr Bi-sulfosol (Pb, resp. Pb—Cu).

Kremeň je jedným z hlavných minerálov v zrudnení. Vyskytuje sa v rudonosných horninách a je hlavným minerálom metamorfných žíl. V rudonosných horninách je rozptýlený v základnej hmote spolu so sericitom a chloritom a tmelí zrná rudných minerálov. Býva vodovopriezačný, sivobiely a zriedkavo aj mliečnobiely. V metamorfných žilách (prične aj konformne) je výraznej mliečnobialej farby, hrubozrnitý a kataklazovaný.



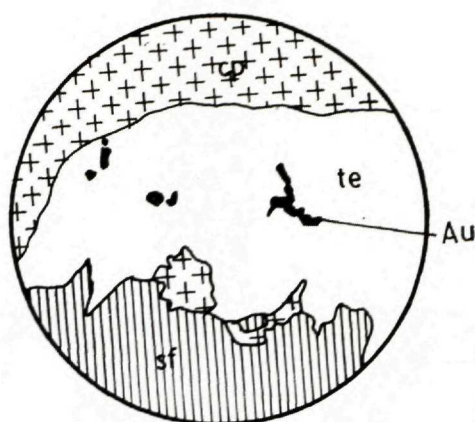
Obr. 5. Žilka tetraedritu s odmiešani-
nami dyskrazitu v chalkopyrite. Foto
J. Krištín
a) — Kompozícia, zv. 600×, b) — Kom-
pozícia, zv. 1200×, c) — Distribúcia Ag
Lα, zv. 1200×, d) Distribúcia Sb Lα, zv.
1200×.

Fig. 5. Veinlet of tetrahedrite with segre-
gations of dyscrasite in chalcopyrite. Pho-
to J. Krištín
a. — Composition, ×600, b. — Composi-
tion, ×1200, c. — Distribution of Ag Lα,
×1200, d. — Distribution of Sb Lα,
×1200.



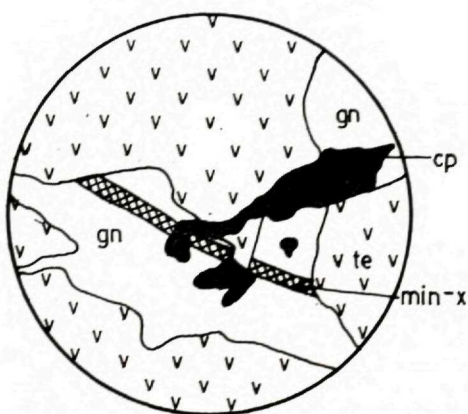
Obr. 6. Zrno ullmannitu (ul) korodované a zatlačované chalkopyritom (cp) a galenitom (gn). Zv. 250 $\times$.

Fig. 6. Grain of ullmannite (ul) corroded and replaced by chalcopyrite (cp) and galena (gn). $\times 250$.



Obr. 7. Nepravidelné zrno rýdzeho Au (?) v tetraedrite (te) na rozhraní sfaleritu (sp) a chalkopyritu (cp). Zv. 630 $\times$.

Fig. 7. Irregular grain of native Au (?) in tetrahedrite (te) on boundary between sphalerite (sp) and chalcopyrite (cp). $\times 630$.



Obr. 8. Lamela Bi-minerálu (min x) v galenite (gn) narastajúca na tetraedrit (te). Celú hmotu pretína žilka chalkopyritu (cp). Zv. 630 $\times$.

Fig. 8. Lamella of Bi mineral (min x) in galena (gn) growing on tetrahedrite (te). Veinlet of chalcopyrite (cp) transects the entire mass. $\times 630$.

Chlorit je horninotvorným minerálom zelených bridlic. Často sa vyskytuje spolu so sericitom. Okrem toho tvorí hniezda a závalky drobnošupinkovitého charakteru v metamorfných žilách.

Sericit je bežne rozptýlený v rudonosných horninách ako horninotvorný minerál. V niektorých miestach sa lokálne nahromadili šupinky sericitu vo forme silno deformovaných paralelných vrstvičiek. Často asociuje s chloritom. Ojedinele tvorí jemný povlak a film v kremeň metamorfných žíl.

Albit je bežný a vytvára aj kvázimonominerálne horniny (albitity), tvorí medzivrstvičky sulfidických polôh s mocnosťou niekoľkých deci-

Chemické zloženie sideritu a kryštalochemické vzorce
Chemical Composition of Siderite and Crystallochemical Formulae

Tab. 7

No	Lokalizácia	Obsah vo váhových percentách						Prepočet na 100 %				
		CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂	SiO ₂	CaO	MgO	FeO	MnO	CO ₂
1.	HP-1/133,0	0,78	8,55	42,70	5,03	39,14	0,82	0,81	8,88	44,38	5,24	40,69
2.	HP-1/S-1-V/15,0	2,58	14,67	32,00	4,67	40,00	4,67	2,74	15,54	34,08	4,97	42,67
3.	HP-1/S-1-V	1,50	14,55	34,24	5,50	41,15	0,85	1,54	15,01	35,33	5,67	42,50
4.	HP-1/S-1-V/11,0	2,90	12,20	32,80	2,07	36,97	6,90	3,34	14,03	37,73	2,38	42,52
5.	HP-1/ž	0,38	16,96	31,92	7,64	43,10	0,38	0,38	16,96	31,92	7,64	43,10
6.	HP-1/ž	0,34	16,74	32,32	7,55	43,00	0,18	0,34	16,75	32,34	7,55	43,02

Kryštalochemické vzorce: 1. $(\text{Ca}_{0,03}\text{Fe}_{0,67}\text{Mg}_{0,29}\text{Mn}_{0,07})_{1,00}\text{CO}_3$
 2. $(\text{Ca}_{0,08}\text{Fe}_{0,49}\text{Mg}_{0,40}\text{Mn}_{0,07})_{1,00}\text{CO}_3$
 3. $(\text{Ca}_{0,03}\text{Fe}_{0,51}\text{Mg}_{0,38}\text{Mn}_{0,08})_{1,00}\text{CO}_3$
 4. $(\text{Ca}_{0,06}\text{Fe}_{0,056}\text{Mg}_{0,37}\text{Mn}_{0,03})_{1,00}\text{CO}_3$
 5. $(\text{Ca}_{0,01}\text{Fe}_{0,45}\text{Mg}_{0,43}\text{Mn}_{0,11})_{1,00}\text{CO}_3$
 6. $(\text{Ca}_{0,01}\text{Fe}_{0,46}\text{Mg}_{0,42}\text{Mn}_{0,11})_{1,00}\text{CO}_3$

metrov. V malom množstve býva remobilizovaný v metamorfných žilách. Je celistvý, jemne a stredne zrnitý. Často ho znečisťujú drobné žilky kremeňa, jemne dispergovaný pyrit a šupinky sericitu a chloritu. Má sivobielu, ojedinele aj bielu farbu. V mikroskope má optické vlastnosti zodpovedajúce albitu. Dvojčatné lamelovanie sme nespozorovali.

Siderit sa viaže na priechne metamorfné žily. Kvantitatívne nepredstavuje veľké koncentrácie. Vyskytuje sa v asociácii s kremeňom, Fe-dolomitom, apatitom a i. Tvorí jemnozrnné, strednozrnné a hrubozrnné agregáty svetlohnedej a svetložltelhnedej farby. Vyskytuje sa vo forme závalkov, žiliiek a výplne dutiniek v kremeň. Chemizmus sme sledovali kvantitatívnymi chemickými analýzami (tab. 7). Z nich sme vypočítali kryštalochemické vzorce. Podľa klasifikácie A. N. Winchella — H. Winchella (1953) možno tieto siderity zaradiť medzi sideroplezity až pistomezity.

Fe-dolomit je v porovnaní so sideritom zastúpený v podstatne menšom množstve. Vyskytuje sa v priechných metamorfných žilách. Býva bielej a sivobielej farby, stredne zrnitý a tvorí závalky a výplň dutiniek v kremeň. Asociuje so sideritom a apatitom. Kvantitatívnymi chemickými analýzami (tab. 8) sme sledovali chemizmus, z čoho sme vypočítali aj kryštalochemické vzorce. Zo získaných výsledkov je jasná prevaha MgO nad FeO, preto ich označujeme ako Fe-dolomity.

Chemické zloženie Fe-dolomitu a kryštalochemické vzorce
Chemical Composition of Fe-dolomite and Crystallochemical Formulae

Tab. 8

No	Lokalizácia	Obsah vo váhových percentách						Prepočet na 100 ‰						
		CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	SiO ₂	Suma	CaO	MgO	MnO	FeO	CO ₂	Suma
1.	HP-1/S-1-V/15,0	27,80	14,10	1,58	7,80	43,60	3,90	98,78	29,30	14,86	1,66	8,22	45,96	100,00
2.	HP-1/S-1-V	28,33	14,00	st.	7,80	43,77	3,94	97,84	30,17	14,91	—	8,31	46,61	100,00
3.	HP-1/S-1-V/R-S	25,37	11,60	st.	6,10	36,80	19,78	99,65	31,76	14,52	—	7,64	46,08	100,00

Kryštalochemické vzorce: 1. $\text{Ca}_{1,01}(\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{0,71}\text{Mn}_{0,07})_{0,97}(\text{CO}_3)_2$
2. $\text{Ca}_{1,03}(\text{Fe}_{0,22}\text{Mg}_{0,71}\text{Mn}_{0,03})_{0,93}(\text{CO}_3)_2$
3. $\text{Ca}_{1,03}(\text{Fe}_{0,20}\text{Mg}_{0,69}\text{Mn}_{0,08})_{0,89}(\text{CO}_3)_2$

Apatit sme zistili v priečnych metamorfných žilách. Tvorí ojedinelé zhluky a agregáty veľké 1—2 cm v kremeň, niekedy spolu s karbonátmi. Agregáty sú hrubozrnné, kryštalické tvary sme nespozorovali. Je biely a bledoružový s modrofialovým odtieňom. Identifikovali sme ho rtg. analýzou ako minerál zo skupiny apatitu. Zvýšený obsah fluóru (2,45 %) a znížený obsah chlóru (0,70 %) zistené chemickou analýzou hovoria, že ide o fluórapatit. Pri osvetľovaní kremíkovou UV lampou s vlnovou dĺžkou 366 nm sme spozorovali luminescenciu ružovkastých odtieňov.

Rutil sa vyskytuje sporadicky v zrudnených polohách. V relatívne väčšom množstve sa zistil v metamorfných žilách ako výplň mikrotrhliniek (obr. 2f). Makroskopicky je tmavohnedý, hnedozelený až čierny. Agregáty sú ihličkovité, vzájomne poprastané a tmelené kremeňom, sideritom a Fe-dolomitom. Identifikácia sa opiera o údaje rtg. analýzy. Chemickou analýzou sme zistili TiO_2 (95,20 %), Fe_2O_3 (1,23 %) a FeO (0,20 %).

Stopové prvky v mineráloch

Distribúciu stopových prvkov v mineráloch sme sledovali za účelom geochemickej charakteristiky zrudnenia a na zistenie geochemických zvláštností. Na to sme použili kvantitatívne chemické analýzy, semikvantitatívne spektrálne analýzy a údaje bodových rtg. mikroanalýz. Použitými metódami sa nám podarilo získať údaje o koncentracii Au, Ag, Bi, As, Ni, Co, Cd, In, Ga,

Tl, Ge. Okrem spomenutých prvkov možno na základe analógie iných kýzových a kýzovo-polymetalických ložísk u nás (J. B a b ě a n — J. I l a v s k ý 1966) a s ohľadom na zvýšený obsah galenitu očakávať aj zvýšený obsah selénu, resp. telúru, čo bude predmetom ďalšieho výskumu.

Spôsob výskytu stopových prvkov v zrudnení je rozmanitý. Niektoré prvky sú prítomné vo forme drobných minerálnych inklúzií, iné tvoria izomorfnú prímies.

Zlato sme zistili vo forme ojedinelých zrníčok rýdzeho Au mikroskopickej veľkosti v tetraedrite. Okrem toho semikvantitatívne spektrálne analýzy zaznamenali Au v kolomorfnom pyrite, arzenopyrite a tetraedrite. Koncentrácie dosahujú rádovo $n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$. Analyticky zaznamenané Au predstavuje pravdepodobne jemne dispergované submikroskopické častice rozptýlené v mineráloch. Keď berieme do úvahy ťažkú buditeľnosť Au pri spektrálnej analýze, možno predpokladať, že koncentrácie budú ešte vyššie.

Striebro tvorí samostatný minerál dyskrazit. Ten je však zastúpený nepatrne a neviaže na seba hlavnú časť prítomného Ag. Najvýraznejšie akumulácie Ag sa viažu vo forme prímiesi v tetraedrite (0,003—2,115 ‰), galenite (0,052—0,200 ‰), chalkopyrite (0,023—0,083 ‰), sfalerite (0,01—0,032 ‰) a bournonite ($n \cdot 10^{-1} \text{ ‰}$). Časť striebra zistená v tetraedrite patrí zrnkám dyskrazitu a časť je prítomná vo forme izomorfných prímiesi. Podobne je to aj v bournonite. Striebro v galenite patrí sčasti mechanickým, ale väčšia časť je vo forme izomorfných prímiesi. Keďže galenit tvorí významné koncentrácie, je táto časť Ag najdôležitejšia.

Bizmut tvorí samostatný minerál Bi. Okrem toho sa zaznamenal v galenite (0,007—0,050 ‰), čo predstavuje najskôr mechanické prímiesi. Významné koncentrácie sú v ullmannite ($n \cdot 10^{-1} \text{ ‰}$) a tetraedrite ($n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$), kde Bi izomorfuje Sb. V malých množstvách ($n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$) sa zistil v pyrite, sfalerite, apatite a arzenopyrite, v ktorých je vo forme mechanických prímiesi.

Arzén tvorí v študovanom zrudnení významné koncentrácie a vstupuje do zloženia arzenopyritu ako hlavný prvok. Okrem toho je prítomný v tetraedrite (0,04—0,85 ‰), ullmannite (0,8 ‰), bournonite ($n \cdot 10^{-2} \text{ ‰}$), kde izomorfuje Sb. Bol zistený aj v pyrite (0,09—0,49 ‰) a chalkopyrite ($n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$), čo spôsobujú mechanické prímiesi.

Nikel tvorí samostatný sulfoantimonid — ullmannit. V zrudnení celkove netvorí väčšie koncentrácie. Zaznamenali sme ho v tisícinách percenta v arzenopyrite, chalkopyrite a siderite. V pyrite je prítomný v rozmedzí 0,02—0,046 ‰. Ojedinelé zvýšené koncentrácie (do $n \cdot 10^{-1} \text{ ‰}$) v pyrite, galenite a sfalerite spôsobuje prímies ullmannitu.

Kobalt sa vyskytuje vo forme prímiesi v rade minerálov. V ullmannite dosahuje až 2,1 ‰, kde izomorfuje Ni. Zistené koncentrácie v pyrite (0,002—0,010 ‰), chalkopyrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$) a sfalerite ($n \cdot 10^{-1} - n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$) sú heterogénneho pôvodu.

Kadmium tvorí významné koncentrácie vo sfalerite (0,10—0,195 ‰). Izomorfne v ňom zastupuje zinok. Malé množstvá sú v chalkopyrite (0,004 ‰), v tetraedrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$), galenite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$), pyrite ($n \cdot 10^{-2} \text{ ‰}$) a arzenopyrite ($n \cdot 10^{-3} \text{ ‰}$).

Indium je veľmi zriedkavý prvok. Bol zaznamenaný systematicky vo sfalerite, rádovo v stotínach a tisícinách percenta. Ojedinele je v pyrite a chalko-

pyrite ($n \cdot 10^{-3} \%$). Prítomnosť india súvisí s jeho geochemickou spätosťou s Cu, Zn, Fe.

Gálium sa vyskytuje systematicky v malých koncentráciách v pyrite, chalkopyrite, siderite a arzenopyrite ($n \cdot 10^{-3} \%$). Ojedinele bol aj v galenite, boullangerite, Fe-dolomite, apatite a albite ($n \cdot 10^{-3} \%$). Významnejšie koncentrácie sa zistili vo sfalerite (0,021—0,027 %).

Tálium sme zistili v pyrite priemerne v tisícinách percenta. Pyrit sa javí ako minerál-konzentrátor. Je zaujímavé, že sa koncentrácie viažu na kolo-morfný pyrit. To korešponduje so zistenými údajmi na iných kýzových lo-žiskách (N. D. Sindejeva — M. S. Vorobjeva 1966), pri ktorých sa spôsob väzby vysvetľuje sorpciou.

Germanium má v analyzovaných mineráloch nízky obsah vyznačujúci sa značnou variabilitou. Bolo zistené v galenite ($n \cdot 10^{-3} \%$) a v tetraedrite ($n \cdot 10^{-3} \%$). V pyrite, sfalerite a chalkopyrite je prítomné ako problematický prvok.

Štruktúrne a textúrne znaky mineralizácie

Pri štúdiu genézy pyritových a pyritovo-polymetalických ložísk sú popri tek-tonických, litologických, stratigrafických a morfológických kritériách dôležité štruktúrno-textúrne znaky zrudnenia. Odrážajú špecifické podmienky zložitej histórie tvorby a premeny zrudnenia, a preto sú predmetom detailného kore-lačného štúdia. Dešifrovanie procesu tvorby týchto rúd v nedávnom čase sfa-žovala skutočnosť, že neexistovala rovnaká predstava o ich metamorfóze (T. N. Šadlun 1950). Postupne sa náhľady na metamorfózu rúd stabilizovali a poukazovalo sa na to, že ak existuje metamorfóza rudonosných hornín, mu-selo sa to prejaví aj metamorfózou rúd (A. G. Betehtin et al. 1958, T. N. Šadlun 1959). V tom zmysle postihujú metamorfné premeny všetky zložky hornín, teda aj sulfidy, ba tie sú na faktory metamorfózy citlivejšie (A. A. Marakušev 1973). Základné kritériá pre štruktúrno-textúrne znaky rozpracoval nedávno A. A. Betehtin et al. (1964), R. L. Stanton (1964), N. L. Markham (1968), R. L. Stanton — H. Gorman (1969), F. M. Vo-kes (1969), A. Mookherjee (1970), J. Havelka (1972a, b), R. Sen — A. D. Mukherjee — A. K. Bannerjee (1973) a i. O ich závery sme sa pri štúdiu opierali aj my.

Študované zrudnenie má charakteristické štruktúrno-textúrne znaky, ktoré sú na ložiskách tejto formácie známe. Základný obraz sme získali makrosko-pickým a mikroskopickým štúdiom priestorových vzťahov minerálov a mine-rálnych asociácií. Zistené znaky sa v zmysle N. L. Markhama (1968) rozdelili na primárne a sekundárne.

Primárne textúrne a štruktúrne znaky

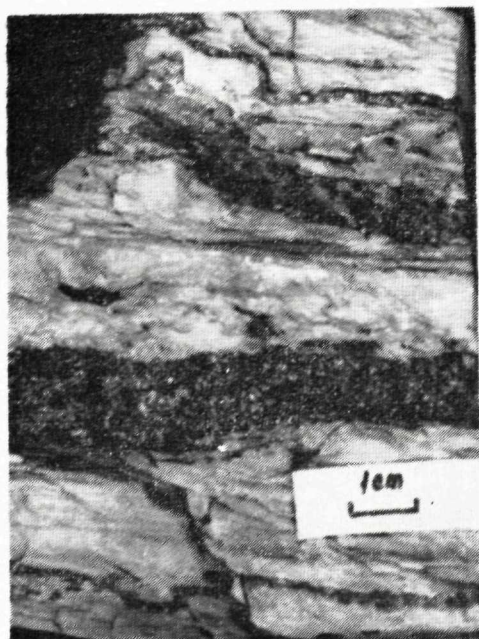
Sú to predmetamorfné znaky a predstavujú relikty primárnej stavby. Pri genetickej interpretácii sú najdôležitejšie, pretože odrážajú prvotné hroma-denie rudného materiálu. Na základe známych kritérií sa niektoré primárne znaky interpretujú jednoznačne (vrstvovité textúry, gradácia zvrstvenia a pod.). V iných prípadoch je v otázke ich pôvodu nejednotnosť, pretože môžu byť výsledkom činnosti rozličných geologických procesov.

1. Vrstvovité textúry sú v študovanom zrudnení dosť rozšírené. Charakterizuje ich striedanie vrstvičiek rúd s medzivrstvičkami rudonosných hornín (obr. 9). Rudné vrstvičky sa skladajú hlavne zo sulfidov a ich mocnosť sa pohybuje v rozmedzí 0,5—10 cm. Typická je vytrvalosť mocnosti a stabilita zloženia v horizontálnom smere. Vo vertikálnom smere možno pozorovať variabilitu minerálneho zloženia. Rudný materiál a rudonosné horniny majú syngenetický vzťah a sú to sedimentárne štruktúry.

2. Pásikové textúry možno zaznamenať mikroskopicky, ojedinele aj makroskopicky. Pozostávajú zo striedania minerálov usporiadaných do pásikov. Najvýraznejšie sa uplatnili pri striedaní pásikov pyritu a arzenopyritu. Ich genetická interpretácia nie je jednoznačná. Ich vznik je pravdepodobný pri sedimentárnych alebo pri metasomatických procesoch. V ojedinelých prípadoch sa uvádza aj vznik v dôsledku metamorfnej diferenciácie.

3. Vtrúsené textúry sú vcelku najbežnejšie. Typické je nepravidelné usporiadanie zŕn rudných minerálov (najviac pri pyrite) v hornine. Predpokladáme, že vznikli v procesoch primárnej akumulácie (sedimentárne alebo metasomatické), hoci otázka ich vzniku je otvorená.

4. Brekciovité textúry sú pozorovateľné makroskopicky a zistili sa ojedinele ako reliktové textúry. Skladajú sa z úlomkov hornín alebo kremeňa, kde sa v tmeliacej hmote najviac uplatnili sulfidy. Úlomky sú v centrálnej časti rudných vrstvičiek. Vzhľadom na ich pozíciu ide pravdepodobne o úlomky vulkanogénneho materiálu obalené sulfidmi. Vzťah rudného materiálu a rudonosných hornín môže byť syngenetický (pyroklastiká a rudný materiál sa hromadili v procesoch sedimentácie) alebo epigenetický (impregnovanie nespevnených pyroklastík plynohydrotermami, ktoré postupovali v širokom fronte do vhodných litologických horizontov).

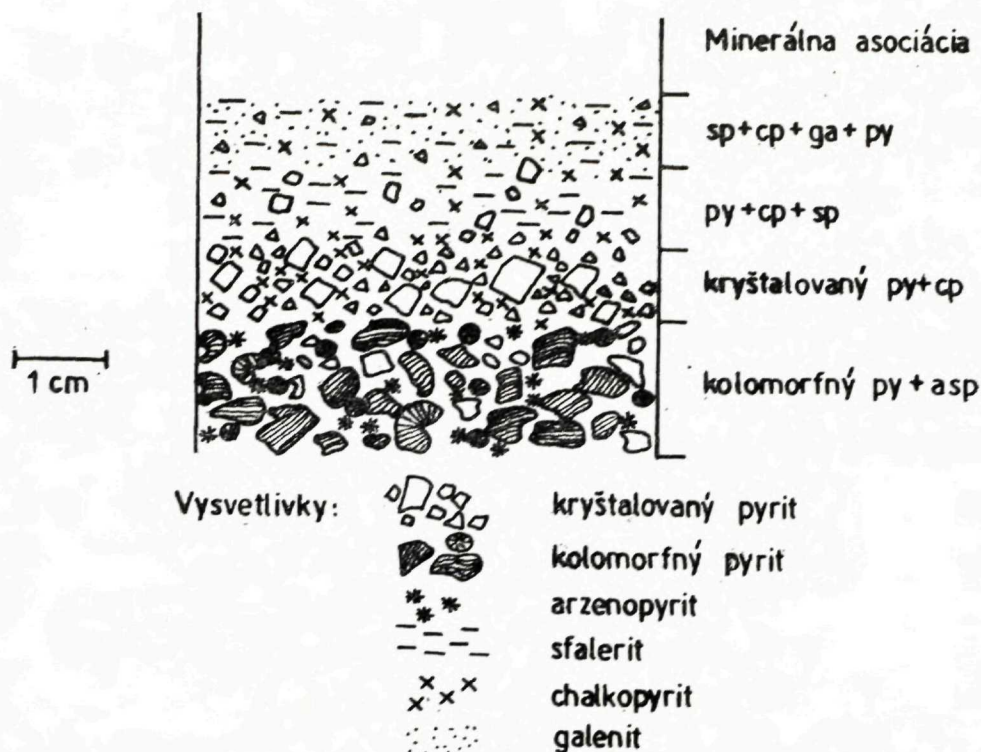


5. Gradácia zvrstvenia a rytmickosť sedimentácie sa prejavujú kvalitatívnou zmenou rudných minerálov vo vrstvičke a ubúdaním veľkých zŕn sulfidov vo vertikálnom smere (obr. 10). Vertikálna sekvencia minerálnych asociácií odráža postupnosť vylučovania v rámci rudného rytmu.

6. Kolomorfné štruktúry sú dosť rozšírené najmä pri pyrite. Podľa morfo-

Obr. 9. Vrstvovitá textúra tvorená striedaním rudných (pyritovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-galenitová asociácia) a nerudných vrstvičiek. Foto K. Hegenbart.

Fig. 9. Layered texture composed of alternation of ore layers (pyrite — sphalerite — chalcopyrite — galena association) with nonmetallic layers. Photo K. Hegenbart.



Obr. 10. Gradácia zvrstvenia a vertikálna sekvencia minerálnych asociácií v rámci rudného rytmu

Fig. 10. Graded bedding and vertical sequence of mineral associations within ore rhythm

logických odlišností (L. M. Lebedev 1965) možno vyčleniť globuly, globulity, sferolity, koncentricky zonálne a radiálne lúčovité agregáty, kôrkovité a obličkové agregáty, alebo ide o ich kombináciu, ktorá je najčastejšia (obr. 1a, b, c). Na ich pôvod sú dve skupiny náhľadov. Časť autorov spája ich vznik s koloidnými roztokmi (W. Lindgren 1935, A. G. Betechtin 1950, L. M. Lebedev 1965, N. S. Skripčenko 1967 a i.), ktorých koaguláciou vznikli kolomorfné štruktúry. Druhá názorová skupina nepokladá kolomorfné štruktúry za dôkaz ich koloidného pôvodu. Existujú príklady z ložísk, kde je prítomnosť koloidných roztokov vylúčená, a kolomorfné štruktúry sa vyskytujú (D. V. Rundkvist 1958, D. P. Grigorijev 1961). Rad experimentálnych údajov potvrdzuje vznik kolomorfných štruktúr z pravých roztokov. E. Roedder (1968) na základe mnohých príkladov dokazuje, že vznikajú z pravých roztokov vyznačujúcich sa vysokým stupňom presýtenia. Pri rapidnej zmene fyzikálno-chemických podmienok vzniká veľké množstvo kryštalizačných zárodkov a spontánna kryštalizácia rudného materiálu s kolomorfnými štruktúrami. Vhodným miestom na ich vznik je v našom prípade styk postupujúcich plynohydroteriem s morskou vodou na dne panvy alebo v blízkosti povrchových častí nespevnených pyroklastík, kde presakovala morská voda.

Zahŕňajú všetky zmeny textúr a štruktúr už existujúceho zrudnenia. Premeny sa začali procesmi diagenézy a litifikácie. Najevidentnejšia je regionálna metamorfóza (vo fácii zelených bridlíc). Eventuálny vplyv hydrotermálnych roztokov (sideritovo-kremeňovo-sulfidická formácia a i.) je pravdepodobný len v metamorfných žilách. Premeny neprebehli naraz, ale boli viacaktové a sú výsledkom niekoľkonásobne sa opakujúcich procesov. Sú zaznamenané fenomény deformácie, rekryštalizácie a remobilizácie.

1. Deformačné fenomény predstavujú všetky zmeny štruktúr a textúr zrudnenia v dôsledku pôsobenia jednosmerného tlaku. Pohybom jednotlivých častí sa pretvára vnútorná stavba a podľa povahy ich možno rozdeliť na **plastické** a **klastické**. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) **Vrásové textúry**. Sú späté s plastickou deformáciou za vzniku vrásových deformácií. Možno ich pozorovať najmä v častiach, kde sú vrstvitité a pási-kové textúry zrudnenia (obr. 11, 12, 13).

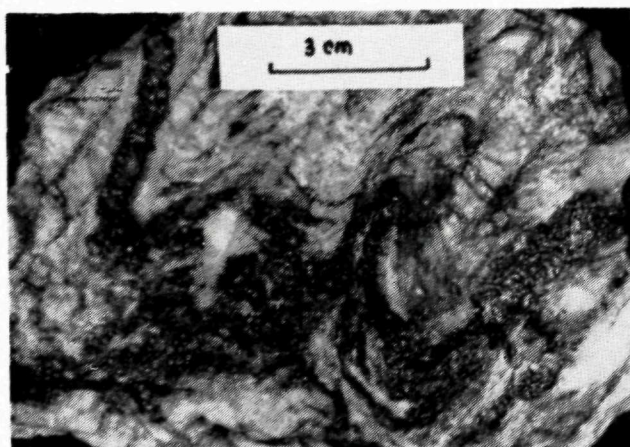
b) **Kataklastické štruktúry**. Prejavujú sa pri krehkých mineráloch (pyrit, arzenopyrit), a to najmä pri väčších jedincoch. Tektonické pohyby sa prejavujú drvením a šmykovou kataklázou. Vzniknuté priestory vyplňajú mobilnejšie sulfidy a kremeň.

c) **Vznik priečných trhlín**. Je spätý s doznievaním tektonických pohybov. Ich vyplnením vznikli metamorfné žily tzv. alpského typu.

d) **Vznik mikrotrhliniek**. Prebiehal až pri relatívnom tektonickom pokoji po vzniku metamorfných žíl. Mikrotrhlinky sú v kremeň, sfalerite, galenite a i. Vyhojuje ich rutil, chalkopyrit, tetraedrit a pod. (obr. 2f, g, h, 5).

2. **Rekryštalizačné fenomény** sú výsledkom metamorfných premien, pri ktorých sa mení veľkosť, orientácia a tvar zŕn, nastávajú polymorfné premeny, pričom sa pôvodné zloženie nemení. Prebiehajú na mieste a pohyb minerálov zapríčiňuje vzájomné pôsobenie minerálov počas rastu zŕn v pevnom stave. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) **Rekryštalizácia sulfidov a rast metakryštálov**. Je to najcharakteristickejší znak zrudnenia. Prejavuje sa rekryštalizáciou rudného materiálu (hlavne pyritu a markazitu), pričom sa ich pôvodný charakter stráca. Sú výsledkom



Obr. 11. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s pyritovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-galenitovou asociáciou. Foto K. Hegembart.

Fig. 11. Fold structures of stratiform mineralization with pyrite — sphalerite — chalcopyrite — galena association. Photo K. Hegembart.

kryštalizačnej sily minerálov pri ich synkinetickom raste. Evidentné sú najmä v prípade kolomorfných štruktúr, ktoré sa zachovali v centrálnych častiach porfyroblastov alebo glomeroblastov. Možno pozorovať idioblasty, hypidioblasty, xenoblasty alebo ich zárodoky. Hojne sú rozšírené štruktúry „idioblastické sito“ s inklúziami sfaleritu, chalkopyritu a tetraedritu v pyrite (obr. 1d, e). Ojedinele vidieť drobné zrnká pyritu uzavreté v porfyroblaste toho istého minerálu a vytvárajúce poikiloblastické štruktúry (obr. 1f).

b) Rekryštalizácia kremeňa okolo metakryštálov. Je pozorovateľná v prechádzajúcom svetle na styku novotvaru a okolitej horniny. Kremeň narastá kolmo na pyritové zrnko a tvorí steblá a lamelky (obr. 2c). Niekedy možno pozorovať ohýbanie lamiel (obr. 2d).

c) Prednostná orientácia a paralelný rast minerálov. Sú výsledkom pôsobenia čiastočnej rotácie zŕn (pyrit) a pohybu pozdĺž existujúcich plôch foliácie. Podobne došlo k paralelnému rastu sľudnatých minerálov.

d) Hypogénna premena pyrotínu na pyrit a markazit. Prejavuje sa v tvare jemných zrníek a chumáčikov usporiadaných paralelne a subparalelne v smere bazálnej odľučnosti pyrotínu (obr. 1g). Sú pravdepodobne výsledkom premeny počas metamorfných procesov.

3. Remobilizačné fenomény sú výsledkom pohybu minerálov počas tektonických a metamorfných procesov, ktoré viedli k ich redepozícii. Ide o proces mobilizačnej migrácie (A. M o o k h e r j e e 1970), pri ktorej nastáva premiestňovanie mobilnejších minerálov. V študovanom zrudnení sme zaznamenali:

a) Hromadenie minerálov v tlakových tieňoch. Prejavuje sa akumuláciou galenitu, sfaleritu a chalkopyritu na okrajoch pyritových zŕn (obr. 2b). Je podmienené tlakovými deformáciami, pri ktorých mobilizovaný materiál migruje a znovu sa ukladá na okrajoch veľkých zŕn (pyrit) v miestach odľahčenia.

b) Korozívne štruktúry. Prejavujú sa selektívnou koróziou zŕn (najmä arzenopyrit).

c) Konformné metamorfné žily a sekrečné šošovky. Sú späté s metamorfnými deformáciami a zodpovedajú raným tektonickým mobilizátorom (J. H a v e l k a 1974a, b). V procese ich vzniku sa premiestňujú menej stabilné



Obr. 12. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s rudnými vrstvičkami, ktoré tvorí pyritovo-chalkopyritová asociácia. Foto K. H e g e n b a r t.

Fig. 12. Fold structures of stratiform mineralization with thin ore layers composed of pyrite-chalcopyrite association. Photo K. H e g e n b a r t.

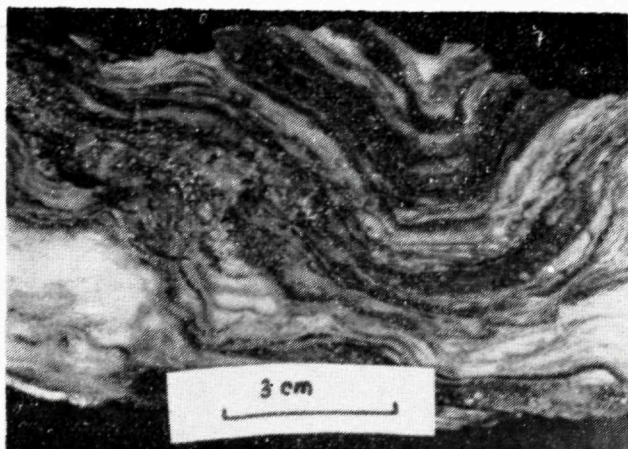
zložky. Tie sa ukladajú na odľahčených a priotvorených častiach vrás pozdĺž existujúcich plôch foliácie. Minerálnu výplň tvorí kremeň s hniezdami galenitu, sfaleritu a chalkopyritu.

d) Priečne metamorfné žily. Vznikajú v puklinách a trhlinách v štádiu doznievania tektonických pohybov a zodpovedajú neskorým tektonickým mobilizátorom (J. Havelka 1974a, b). Majú charakter ostro ohraničených žíl malej mocnosti (0,5—20 cm) a označujú sa aj ako žily alpského typu. Minerálnu výplň tvorí kremeň s hniezdami galenitu, sfaleritu, chalkopyritu, karbonátov, apatitu, rutilu a pod. (obr. 14, 15). Zloženie sulfidov v žilách je zhodné so zložením sulfidov v okolitých horninách. V prípade, že žila prebieha v nezrudnených častiach, sulfidy sa v žile nevyskytujú. Prítomnosť sideritu a Fe-dolomitu (ich chemizmus korešponduje s chemizmom týchto minerálov v hydrotermálnych žilách) a tiež ullmannitu, boulangeritu, Bi-minerálu a dyskrazitu poukazuje aj na možnú účasť juvenilných roztokov pri ich vzniku. Keďže medzi vznikom žíl alpského typu a hydrotermálnych žíl nie je ostrá hranica, je ich odlišenie založené len na prítomnosti alebo neprítomnosti zložiek, ktoré prinášajú juvenilné roztoky. Základné prvky spomenutých minerálov v metamorfných žilách sú okrem toho prítomné v rozptýlenej forme ako stopové prvky v mineráloch rudonosných hornín. Preto je pravdepodobnejšie, že vznikli metamorfným prepracovaním.

e) Vznik nových minerálov z prvkov dispergovaných v základných mineráloch je spätý s metamorfným prepracovaním zrudnenia. Výraznú migračnú schopnosť Au a Ag v procesoch metamorfózy udáva A. A. Marakušev (1973). Analyzovaný pyrit, arzenopyrit a tetraedrit vykazoval i Au v malých množstvách. V metamorfných žilách sme zaznamenali drobné zrnká rýdneho Au. Podobne tetraedrit v rudonosných horninách pri meraní bodovými rtg. mikroanalýzami obsahuje 1,95 ‰ Ag, zatiaľ čo tetraedrit v metamorfných žilách len 0,65 ‰ Ag, ale s drobnými inklúziami dyskrazitu.

Genetické aspekty zrudnenia

Otázke vzniku pyritovo-polymetalického zrudnenia v tejto oblasti sa už pozornosť venovala. Na základe charakteristickej spätosti zrudnenia s obzormi



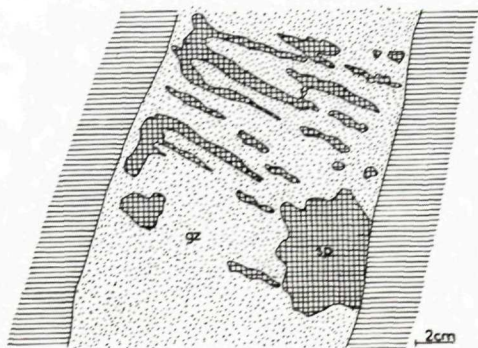
Obr. 13. Vrásové textúry stratiformného zrudnenia s pyritovo-sfaleritovo-galenitovo-chalkopyritovou asociáciou. Foto K. Hegenbart.

Fig. 13. Fold structures of stratiform mineralization with pyrite — sphalerite — galena — chalcopyrite association. Photo K. Hegenbart.

vulkanogénnych hornín sa závislosť tvorby od vulkanickej činnosti pokladá za dostatočne dokumentovanú (P. Grecula 1972). V súvislosti s tým sa vyslovil náhľad o ich exhalčno-sedimentárnom pôvode v zmysle Ch. Oftedahl (1958). Z opisu štruktúr a textúr stanovili L. Drnzíková — K. Mandáková (1968) polygénny, resp. exhalčno-sedimentárno-metamorfogénny typ zrudnenia. Za rozhodujúce pritom pokladajú prítomnosť kolomorfnych štruktúr, hoci ich genetická interpretácia nie je jednoznačná. Podobne problematické sa z časového hľadiska javí aj vymedzenie siedmich generácií pyritu.

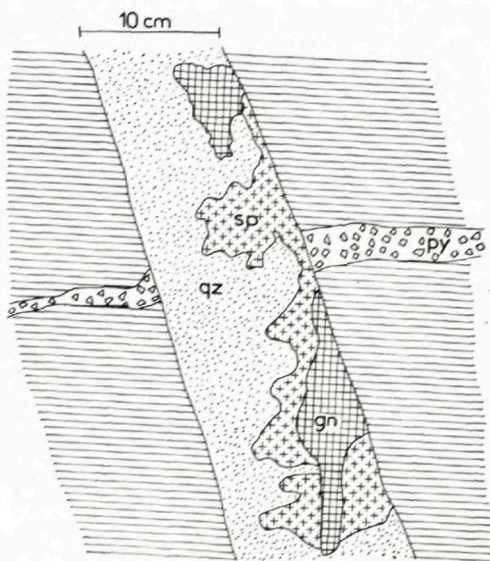
Pri štúdiu sme analýzou štruktúr a textúr mineralizácie vyčlenili primárne a sekundárne znaky. Na stanovenie genézy sú dôležité primárne znaky, lebo odrážajú proces prvotného hromadenia rudného materiálu. Niektoré primárne znaky majú jasne sedimentárny charakter a svedčia o exhalčno-sedimentárnom alebo o sedimentárnom pôvode. V prípadoch, kde nie je genetická interpretácia jednoznačná, môže byť ich vznik výsledkom rozličných geologických procesov.

Stratiformný charakter (väzba na litologicko-stratigrafický horizont bez ohľadu na genézu) a súvislosť zrudnenia s vulkanizmom poukazuje na jeho heterogénny charakter v zmysle V. I. Smirnova (1968), P. Greculu (1972) a J. Havelku (1974a). Ten možno v modifikovanej úprave zhrnúť takto: Vulkanická aktivita spôsobila vznik vulkanogénnych hornín a mineralizovaných plynohydroteriem, ktoré sú derivátmi spoločnej magmy. Časť postupujúcich plynohydroteriem môže na svojej ceste vytvoriť subvulkanické rudné telesá (žilný, žilníkový alebo impregnačný charakter s epigenetickým



Obr. 14. Rebríkovité textúry, ktoré tvorí sfalerit (sp) v kremeni (gz) v priečnej metamorfnej žile.

Fig. 14. Ladder structures composed of sphalerite (sp) in quartz (gz) in a metamorphic cross vein.



Obr. 15. Nepravidelné sfaleritovo (sp) — galenitové (gn) agregáty v kremeni (gz) priečnej metamorfnej žily. Žila pretína naprieč rudnú vrstvičku s masívnym pyritom (py).

Fig. 15. Irregular aggregates of sphalerite (sp) — galena (gn) in quartz (gz) of metamorphic cross vein. Vein transects an ore veinlet with massive pyrite (py).

vzťahom k okolitým horninám), časť sa mohla vyvráť v nespevnených súvrstviach pyroklastík, vytvoriac stratiformné polohy (masívne a vtrúsené rudy impregnačno-metasomatického charakteru s epigenetickým vzťahom k okolitým horninám) a časť, ktorá dosiahla dno bazénu, sa vyvráťala vo forme exhalačno-sedimentárnych polôh (masívny, vtrúsený a vrstvomitý charakter so syngenetickým vzťahom k okolitým horninám). Napokon časť materiálu mohlo odniesť podmorské prúdenie aj mimo centier výstupu plynohydroteriem a vytvorí sedimentárne polohy (masívny, vtrúsený a vrstvomitý charakter so syngenetickým vzťahom k okolitým horninám). Existencia vzájomného prekryvania štruktúr je zrejma, a to zväčšuje zložitost' riešenia týchto vzťahov.

Opísané sekundárne štruktúrno-textúrne znaky mineralizácie svedčia o tom, že akumulovaný rudný materiál bol metamorfne premenený. Minerálne zložky boli zmobilnené selektívne v dôsledku pôsobenia tlaku, teploty a za chemického spolupôsobenia roztokov. Menej pohyblivé zložky boli deformované klasticky, plasticky a rekryštalizované. Prítomné pohyblivejšie zložky sa v procese migrácie remobilizovali. Rozmanitosť sekundárnych znakov a ich vzájomné prekryvanie svedčí o dlhodobosti a viacfázovosti procesov premeny.

Otázka časového vývoja mineralizácie je komplikovaná. Proti platnosti niektorých zvyčajných textúrnych a štruktúrnych interpretácií stratiformných rúd sú vážne námietky (R. I. Stanton 1964). Sukcesia mineralizácie neodráža vzťahy kryštalizácie, ale je najpravdepodobnejšie odrazom metamorfného prepracovania. Keď neberieme do úvahy pyrit a arzenopyrit, ktoré majú sklon vytvárať metakryštály, možno stanoviť túto generálnu postupnosť rudných minerálov: sfalerit → chalkopyrit → tetraedrit → bournonit → galenit. Táto sukcesia platí tak pre stratiformné polohy, ako aj pre metamorfné žily. Primárne hromadenie však možno sledovať kvalitatívnou zmenou minerálnych asociácií a ich vertikálnou sekvenciou v rámci rudného rytmu. Zdá sa, že riešenie časového vývoja mineralizácie si v budúcnosti vyžiada ešte veľa bádateľského úsilia a použitie netradičných prístupov.

Z nártu niektorých problémov, ktoré vystupujú pri štúdiu genézy zrudnenia, je zrejme, že doterajšia predstava o exhalačno-sedimentárnom pôvode nevystihuje všetky možnosti a javí sa ako čiastková. Rovnako by bolo predčasné odvrhnúť jednu a prijímať druhú hypotézu, keď ešte nie sú rozpracované všetky detaily priamo na mieste. Treba brať do úvahy aj to, že sa študovala len časť teraz známeho zrudnenia, a preto sa zistené poznatky nemôžu v celom rozsahu vzťahovať na celok. Okrem toho svojráznosť podmienok a lokalizáciu stratiformných ložísk určuje súhrn regionálnych a lokálnych kritérií (R. Gräbe 1972, J. Ilavský 1973). Podľa nášho náhľadu si ako pracovná hypotéza zaslúži pozornosť koncepcia submarinného vulkanogénno-sedimentárneho vzniku s následným metamorfným prepracovaním existujúceho zrudnenia, resp. možno hovoriť o metamorfovanom submarinnom paleovulkanickom type zrudnenia.

Záverom treba podotknúť, že v podstate ide len o začiatok výskumu. Indície zrudnenia majú relatívne veľké priestorové rozšírenie. Rozpracovanie jeho ďalších častí z mineralogickej a geochemickej stránky, analýza štruktúr a textúr mineralizácie a ich korelačné štúdium, ktoré bude pokračovať, prinesú určite viac svetla do celkového riešenia. Stanovenie podmienok vzniku v priestore

za použitia týchto metód prispeje k operatívne mu orientovaniu metodiky prieskumu tohto potenciálne perspektívneho zrudnenia.

Doručené 5. 3. 1976
Odporučil C. Varček

LITERATÚRA

- Babčan, J. — Ilavský, J. 1966: Geochemie des Selens auf der stratiformen Kieslagerstätte der FeS_2 — Cu — Erze in Smolník. Zbor. geol. vied, rad ZK, 6, s. 85—106.
- Betechtin, A. G. 1950: Mineralogija. Moskva, Gos. izd. geol. literatury. Moskva, 956 s.
- Betechtin, A. G. — Genkin, A. D. — Filomonova, A. A. — Šadlun, T. N. 1958: Textury i struktury rud. Moskva, Gosudarst. naučno-techničeskoje izd. literatury po geol. i ochrane nedr., 436 s.
- Betechtin, A. G. — Genkin, A. D. — Filomonova, A. A. — Šadlun, T. N. 1964: Strukturno-tekturnyje osobennosti endogennyh rud. Moskva, Izd. Nedra, 599 s.
- Drnzíková, L. — Mandáková, K. 1968: Mineralogicko-petrografické štúdium kýzovej mineralizácie v priestore Jalovičieho vrchu. Manuskript — archív GP, Spiš, Nová Ves, 118 s.
- Gräbe, R. 1972: Analyse der metalogenetischen Faktoren stratiformer sulfidischer Geosynklinallagerstätten. Z. angew. Geol., Bd. 18, H 7, S. 289—300.
- Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. Mineralia slov., 4, č. 15, s. 117—133.
- Grigorjev, D. P. 1961: Ontogenija mineralov. Lvov, Izd. Lvov. universiteta. 284 s.
- Havelka, J. 1972a: Textury a struktury rud hornobenešovského stratiformního ložiska kyzové formace. Sbor. věd. práci Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. — geol., 18, č. 1, s. 145—174.
- Havelka, J. 1972b: Textury a struktury rud hornoměstského stratiformního ložiska kyzové formace. Sbor. věd. Práci Vys. Šk. báň. v Ostravě, Ř. horn. — geol., 18, č. 3, s. 1—34.
- Havelka, J. 1974a: Korelace polymetalických ložisek kyzové formace jeseníckého devónu (Zdaté Hory, Horní Město, Horní Benešov). Geol. průzk., 26, No 6, s. 166—169.
- Havelka, J. 1974b: K základním problémům ložisek kyzové formace v Jeseníkách. Geol. průzk., 26, No 10, s. 293—302.
- Ilavský, J. 1973: O metalotektech alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanogénno-sedimentárných ložísk. Geol. práce, Spr. 61 (Bratislava), s. 61—87.
- Lebedev, L. M. 1935: Metakoloidy v endogennyh mestoroždenijach. Moskva, Nauka.
- Lindgren, W. 1933: Mineral deposits. McGraw — Hill Book Comp., New York — London, 930 p.
- Marakušev, A. A. 1973: Petrologija metamorfičeskich gornych porod. Izd. Mosk. Universiteta, 322 s.
- Markham, N. L. 1968: Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralization. Mineralium Deposita, 3, pp. 199—221.
- Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Gos. nauč. — tech. izd. liter. po geol. i ochrane nedr. Moskva, 868 s.
- Mookherjee, A. 1970: „Metamorphic“ and „metamorphosed“ sulphide deposits. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 65, No 7, pp. 888—889.
- Oftedahl, Ch. 1958: On exhalative — sedimentary ores. Geol. Fören. Förh. (Stockholm), 81, No 1, pp. 1—19.
- Ramdohr, P. 1962: Rudnyje mineraly i ich srastanija. Izd. Inostr. literatury, Moskva, 1132 s.
- Roedder, E. 1968: The noncoloidal origin of „colloform“ textures in sphalerite ores. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 63, No 5, pp. 451—471.

- Rundkvist, D. V. 1958: O nekotorych osobenostijach morfologiji i vnutrennego strojenija mineralnyh agregatov olovorudnyh blizpoverchnostnyh mestoroždenij. Zap. Vsesojuz. mineral. Obsč., Ser 2 (Leningrad), č. 87, s. 423—437.
- Sen, R. — Mukherjee, A. D. — Bannerjee, A. K. 1973: Metamorphism and deformation of sulphides. I. General remarks. N. Jb. Miner. Abh. 119, No 2, pp. 155—162.
- Sindejeva, N. D. — Vorobjeva, M. S. 1966: Redkije elementy v serno- i med-nokolčedannyh mestoroždenijach, s. 391—413. V „Geochimija, mineralogija i gene-tičeskije typy mestoroždenij redkich elementov“. Tom III. Izd. Nauka, Moskva, 860 s.
- Skipčenko, N. S. 1937: Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 62, No 2, pp. 292—293.
- Smirnov, V. I. 1963: Kolčedannyje mestoroždenija. V knihe: Genezis endogennyh mestoroždenij. Izd. Nedra, Moskva, s. 586—647.
- Stanton, R. L. 1964: Mineral interface in statiform ores. Trans. Inst. Min. Metallurgy (London) v. 74, pp. 45—79.
- Stanton, R. L. — Gorman, H. 1968: A phenomenological study of grain boundary migration in some sulphides. Econ. Geol. (Lancaster, Pa.) 63, No 8, pp. 907—923.
- Šadlun, T. N. 1950: Osobennosti mineralogičeskogo sostava, struktur i tekstur rud nekotoryh kolčedannyh mestoroždenij Urala, s. 117—147. In: Kolčedannyje mestoroždenija Urala, Izd. AN SSSR, Moskva, 328 s.
- Šadlun, T. N. 1959: O prejavoch metamorfózy sulfidických kyzových ložísk. Acta geol. geogr. Univ. Comen. Geologica, No 2, s. 241—260.
- Vokes, F. M. 1969: A review of the metamorphism of sulphide deposits. Earth Sci. Rev. (Amsterdam) 5, pp. 99—143.
- Winchell, A. N. — Winchell, H. 1953: Optičeskaja mineralogija. Izd. inostr. literatury, Moskva, 561 s.

On the mineralogy and geochemistry of the polymetallic pyrite mineralization of stratiform type at Mníšek nad Hnilcom (Spišsko-gemerské rudohorie Mts.)

JÁN HURNÝ

The polymetallic pyrite mineralization at Mníšek nad Hnilcom occurs in the eastern part of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (eastern Slovakia). It forms the westernmost portion of a belt of such deposits in the area between Mníšek nad Hnilcom and Prakovce. The mineralization discussed lies in the volcanogenic complex of the Gelnica Group (Early Palaeozoic).

The geology, stratigraphy, and lithology of the wider region as well as the mineralization itself were lately studied by P. Grecula (1972). The results of that study may be summarized as follows: The mineralization is stratiform and it is associated with a complex of volcanogenic rocks (diabases and their pyroclasts) which are underlain by greenish phyllites with layers of grey-green quartzites. The complex is overlain by thick masses of acid pyroclasts and quartz porphyry. The ores are disseminated, banded and bedded, in places they are more massive.

The main ore minerals are pyrite (distinctly predominant), sphalerite, chalcopryrite, and galena. The non-metallic minerals include quartz, chlorite, sericite, and albite. Arsenopyrite, marcasite, and tetrahedrite are present as secondary

minerals. In accessory amounts occur bournonite, cubanite, boulangerite, dyscrasite, native Au (?), Bi-mineral, siderite, Fe-dolomite, apatite, and rutile. An inconsiderable part of the minerals occurs in metamorphic veins (concordant and cross veins) which originated by remobilization during metamorphism. The quantitative representation of the minerals is summarized in table 2. The general character of the mineralization is pyrite — polymetallic (Zn—Cu—Pb) though in the individual rock types a variability in the mineral composition is observable, which is documented by planimetric analyses in table 1.

The distribution of trace elements in the minerals was studied geochemically. Data on Au, Ag, Bi, As, Ni, Co, Cd, In, Ga, Tl and Ge were obtained by the methods applied. Some of the elements determined are present in more significant concentrations and they might play a part in a possible complex exploitation of the ores.

The structural-textural analysis of the mineralization features was an important part of the research. These features are important for the determination of the genesis of mineralization since they reflect specific conditions of a complicated history of the generation and alternation of the mineralization. In this sense they were divided into primary and secondary features of the mineralization. Our work was based on the principal criteria and conclusions worked out recently by A. G. Betehtin et al. (1964), R. L. Stanton (1964), N. L. Markham (1968), R. L. Stanton — H. Gorman (1968), F. M. Vokes (1969), A. Mookherjee (1970), J. Havelka (1972a, b), R. Sen — A. D. Mukherjee — A. K. Bannerjee (1973), and other authors.

The primary structural-textural features represent premetamorphic relics of the primary structure and they reflect the conditions of the accumulation of the ore material. The following were determined:

1. Layered textures
2. Banded textures
3. Disseminated textures
4. Brecciated textures
5. Gradation of stratification and rhythmic sedimentation
6. Colloform textures

The secondary structural-textural features are the result of processes which effected the alteration of the pre-existing mineralization, which again affected the alteration of structures and textures. Phenomena of deformation, recrystallization, and remobilization were recorded.

1. The deformation phenomena represent all changes of structures and textures effected by the influence of unidirectional stress. Movement of the individual particles brought about the transformation of the internal structure. The following were determined:

- a. Fold structures
- b. Cataclastic structures
- c. Origin of cross fissures
- d. Origin of micro-fissures

2. The recrystallization phenomena are the outcome of the effects of metamorphic alteration, during which the size, orientation as well as the shape of the minerals change, their initial composition remaining, at the same time, unaltered. These changes take place in situ and the movement of the minerals brings about a mutual interaction during their growth. The following

phenomena were observed in the mineralization studied:

- a. Recrystallization of sulphides and growth of metacrysts
- b. Recrystallization of quartz around metacrysts
- c. Preferred orientation and parallel growth of minerals
- d. Hypogene alteration of pyrrhotite to pyrite and marcasite

3. The remobilization phenomena are the result of the movement of the minerals during tectonic and metamorphic processes which led to their redeposition. It is a process of a reactivated migration (A. Mookherjee 1970), during which the more mobile minerals are transferred. The following phenomena were observed in the mineralization:

- a. Accumulation of minerals in strain shadows
- b. Corrosive textures
- c. Concordant metamorphic veins and secretion lenses
- d. Metamorphic cross veins
- e. Origin of new minerals from dispersed elements

The analysis of the structures and textures of the mineralization has not confirmed the unambiguity of their genetical interpretation. We have therefore adopted a broader view of its stratiform features and heterogeneous character in relation to volcanism (V. L. Smirnov 1968, P. Grecula 1972, J. Havelka 1974, and others). From this aspect the theory of the exhalative-sedimentary origin of the mineralization seems to be only partly valid. It must be emphasized that the research is in its beginnings and that the information obtained cannot be applied to the whole region. Of interest as a working hypothesis is the concept of a submarine volcanogenic-sedimentary origin with subsequent metamorphic reworking, or it is even possible to speak about a submarine metamorphic palaeovolcanic type of mineralization.

Preložila E. Česánková

Pokračovanie zo str. 92

a jejich hlavní cíle, značnou pozornost věnují problematice rozmístění pozorovacích vrtů kolem vrtů odčerpávaných, charakteru a stupni ovlivnění a délce čerpacích zkoušek.

V poslední části práce jsou uvedeny příklady průzkumu a stanovení využitelných zásob podzemních vod puklinové a krasově propustných hornin. Vhodně vybrané příklady konkrétních lokalit umožnily autorům ukázat specifičnosti metodiky průzkumu a vyhodnocení jeho výsledků v rozmanitých hydrogeologických podmínkách a dokumentovat principy různých metod výpočtů exploatačních zásob podzemních vod.

Kniha je doplněna poměrně rozsáhlým soupisem literatury, v němž jsou však uvedeny převážně práce sovětských autorů.

Práce B. V. Borevského, M. A. Chordikajna a L. S. Jazvina je určena především pro pracovníky, kteří se zabývají hydrogeologickým průzkumem a oceňováním využitelných zásob podzemních vod v puklinové a krasově propustných horninách, dále pak pro studenty vysokých škol příslušných specializací.

Recenzovaná publikace pracovníků VSEGINGEO v Moskvě je velmi zdařilé, hodnotné a potřebné dílo. Svým celkovým pojetím, rozsahem a způsobem zpracování základních otázek metodiky hydrogeologického průzkumu puklinové a krasově propustných zvodněných horizontů a metod ocenění využitelných zásob podzemních vod je vhodná pro nejširší okruh pracovníků, kteří se zabývají hydrogeologickou problematikou.

Josef Taraba