

CHALKOGRAFICKÉ POZOROVANIA NA SULFIDICKOM LOŽISKU „ALŽBETA“ V BYSTROM POTOKU

(Tab. V—XXIII, ruské a nemecké resumé)

O pyritových alebo pyrit-pyrhotínových ložiskách na Slovensku sa všeobecne predpokladá, že sú typickými predstaviteľmi paragenetický veľmi monotónnej rudnej formácie. Tento predpoklad sa opiera o makroskopické pozorovania, pretože detailný chalkografický rozbor pyritových ložísk u nás dosiaľ postrádame.

V uplynulom roku sme v rámci výskumných prác Slovenského ústredného ústavu geologického v Bratislave vykonali štúdiu pyrito-pyrhotínového ložiska „Alžbeta“ v Bystrom potoku, juhozápadne od Švedlára. I keď toto ložisko nie je toho času natoľko prístupné, aby bolo možné dosiahnuť úplný obraz o rudných pomeroch na ňom, určité naše pozorovania sú predsa také zaujímavé, že si zaslúžia bližšiu zmienku.

Na jednej strane sme zistili prítomnosť minerálov dosiaľ v Spišskogemerskom rudohorí nepozorovaných, na druhej strane neobyčajne zaujímavé formy obvyklejších minerálov u nás dodnes neopísaných.

Najmä posledné boli v svetovej ložiskovej literatúre predmetom mnohých pojednaní, často s protichodnými dedukciami na ich genézu.

Celkový počet ložísk javiacich do určitej miery analogické paragenetické pomery, ako aj vývoj minerálov s ložiskom v Bystrom potoku, je však aj tak podľa prístupnej literatúry celkom nepatrný.

Popis chalkografických pomerov sulfidických rúd z Bystrého potoka má prispieť k objasneniu niektorých otázok týkajúcich sa genézy tohto zaujímavého typu metalizácie a upozorniť na problémy, ktorým treba pri štúdiu niektorých našich sulfidických rúd venovať zvýšenú pozornosť.

V ďalšom podávame prehľad geologických pomerov podľa výskumu O. F u s á n a a vlastnú rudnú časť v spracovaní J. K a n t o r a.

Ložisko „Alžbeta“ v doline Bystrého potoka sa nachádza v jeho hornej časti, na pravej strane bočného údolia Hüttgründl medzi kopcom Baniska a Zlatým stólom. Táto oblasť patrí strednej časti Spišsko-gemerského rudohoria a je budovaná predmoskovskými útvarmi, najmä starším paleozoikom — drnavskou sériou, kremitými porfýrmi, porfyroidmi a ich tufmi. Na severnej strane Zlatého stôla sú menšie výskyty fylit-diabázovej série a menšie pretiahnuté telesá diabázov, ktoré prerážajú kremité porfýry a ich tuфы, ako aj drnavskú sériu. Na kopci Dargó preráža drnavskú sériu asi 500 m dlhé a 50—100 m široké teleso gabrodioritu.

Drnavská séria v tomto území sa skladá najmä z tmavých, piesčitých fylitov, grafitických fylitov a bridlic, sericitických a chloritických fylitov. Kvarcity tu netvoria väčšie komplexy ale len slabšie polohy vo fylitoch.

V grafitických fylitoch a bridliciach sa lokálne vyskytujú lydity. Väčší pruh lyditov sa tiahne zo Starovodskej doliny na Zlatý stôl.

Šošovky kryštalických vápencov v drnavskej sérii sa v širšom okolí ložiska vyskytujú na viacerých miestach. Najbližší výskyt vápencov smerom na juh je pod vrškom Schnellenseifen-Höhe. Ďalej sa vyskytujú v Starovodskej doline a na vrchu Stoffgrund.

Drnavská séria je v tomto území mohutne vyvinutá a má úplnú prevahu nad ostatnými útvarmi.

Kremité porfýry a ich tuфы sa vyskytujú spolu s drnavskou sériou a tvoria obyčajne menšie alebo väčšie pruhy. Väčšie komplexy kremitých porfýrov a ich tufov budujú severné svahy Zlatého stôla.

Fylit-diabázová séria, vyskytujúca sa v podobe malých útržkov na severnej strane Zlatého stôla, sa skladá z chloritických fylitov zelenej farby a menších polôh fialových fylitov. Ďalej sem patria diabázové tuфы a diabázy, ktoré sú celistvé a zelenej farby. Ako hlbinná forma diabázov vystupuje hrubozrnný gabrodiorit.

Najmladším útvarom sú štvrtohorné svahové sutiny, hliny a aluviálne náplavy.

Tektonika územia je podľa mapy zdanlivo jednoduchá, čo je spôsobené monotónnym složením a veľkým rozšírením drnavskej série. Smer vrstiev a bridličnatosti je vcelku Z—V so sklonom k juhu, alebo SV—JZ so sklonom k juhovýchodu. Kremité porfýry a najmä ich tuфы sú väčšinou v tektonickom styku s drnavskou sériou, do ktorej sú zavrásnené, alebo s ktorou tvoria rad kryhových prešmykov.

Fylit-diabázová séria na severnom svahu Zlatého stôla je zavrásnená buď do tufov kremitých porfýrov, alebo na rozhranie drnavskej série a pyroklastika a predstavuje tak úzky synklinálny pruh.

V širšom okolí hornej časti doliny Bystrého potoka vystupujú tri typy zrudnenia. Sú to:

1. Pyritové ložisko „Alžbeta“ v údolí Hüttgründl.
2. Antimonitové zrudnenie v oblasti Baniska.
3. Mangánové zrudnenie na severnom svahu vrchu Schnellenseifen-Höhe.

1. Sulfidické ložisko „Alžbeta“ leží v horninách drnavskej série, najmä v grafitických fylitoch. V bezprostrednom okolí ložiska smer vrstiev je SV—JZ so strednými sklonmi k juhovýchodu, čo podmieňuje tiež smer a úklon vlastného pyritového ložiska. Toto je tvorené krátkou, po úklone silne pretiahnutou šošovkou. Počiatky baníctva sa na tunajšom ložisku datujú od r. 1877, keď boli naň udelené 4 jednoduché banské miery tvoriace banské pole „Alžbeta“. Na ložisku sa striedavo pracovalo do r. 1936, avšak rozsah prác nikdy nedosiahol pozoruhodnejšie rozmery.

Toho času sú štôlne neprístupné a o ložiskových pomeroch môžeme súdiť iba podľa veľmi skromných starých záznamov a materiálu háld. Aj vzorky mikroskopicky spracované pochádzajú zo starých odvalov. Štúdiu sme nemohli z uvedených dôvodov doplniť podzemným mapovaním ani detailným popisom vlastných ložiskových pomerov, ako by si to táto zaujímavá metalizácia vyžadovala.

2. Antimonitové zrudnenie na južnom svahu vrchu Baniska je tvorené kremíto-antimonitovou žilou približne východo-západného smeru. Vedľa SiO_2 býva prítomné niečo ankeritu a lokálne tiež slabé impregnácie pyritu. Charakter zrudnenia veľmi pripomína povahu žilnej výplne na hlavnej antimonitovej žile v Spišskej bani. V minulosti sa na tomto ložisku intenzívne pracovalo.

3. Mangánové zrudnenie na severnom svahu Schnellenseifen-Höhe je viazané na šošovku kryštallického vápenca drnavskej série. Rudnými minerálmi sú silikáty, karbonáty a v dosahu oxydačného pásma aj oxydy Mn. K nim pristupujú malé množstvá rôznych sulfidov.

LOŽISKO „ALŽBETA“

Rudné typy

Rudný materiál háld môžeme aj čisto makroskopicky odlišiť na dva, svojím vzhľadom veľmi výrazné a od seba celkom odchylné rudné typy. Sú to: jemnozrnné až „celistvé“ kompaktné pyrity zpravidla veľmi kvalitné s nepatrnou prímесou iných minerálov, a na druhej strane sulfidické rudy polymetalického typu.

Kompaktné pyrity

Tieto pozostávajú takmer výlučne z pomerne drobných až na pohľad celistvých pyritov typu „liatych kyzov“. K pyritu sa zo sulfidov pridružujú malinké množstvá chalkopyritu a sfaleritu. Jalovinným minerálom býva svetlosivý až biely kremeň.

Rovnaký obraz nám poskytuje tento typ rudy aj pod chalkografickým mikroskopom. Pyrit býva často kataklastický a tak kataklázou, ako aj svojim idiomorfizmom naznačuje skorý vznik v sukcesii. Chalkopyrit so sfaleritom sú obvykle zreteľne mladšie. Zaiste sa však vylučovali určitý čas spolu s pyritom, čo možno povedať aj o kremeň.

V úzkom genetickom vzťahu s týmito liatymi kyzmi stoja pyritové impregnácie vo fylitických horninách v okolí ložiska. Tieto boli pozorované jednak v grafitických fylitoch nadobúdajúcich lokálne až lyditový ráz, jednak v piesčitých a sericitických fylitoch.

Prvé z nich pyrit buď jemne impregnuje v rozptýlenej forme, alebo tvorí v nich slabé, zriedka vyše 1 cm mocné pretiahnuté šošovky, ložné žilky a nepravidelné shluky. Svojím vzhľadom niekedy pripomínajú syn-genetické srážanie súčasne s okolitými bituminóznymi sedimentami. Pod mikroskopom majú však zreteľne epigenetický ráz. Vedľa jemnozrnného pyritu boli v nich pozorované aj nepravidelné zrná markazitu.

Inokedy vznikly v grafitických fylitoch idiomorfne kryštáliky pyritu alebo aj shrky takýchto kryštálikov, dosahujúce veľkosť 1—2 cm. V nich sa vedľa pyritu niekedy lokálne objavuje tiež markazit v podobe nepravidelných zŕn alebo kopijovitých kryštálikov.

Impregnácie v sericitických a piesčitých fylitoch sú obdobného rázu. Chýbajú v nich však neobyčajne jemné ložné žilky a pretiahnuté šošovky typické pre isté partie grafitických fylitov.

Polymetalické sulfidické rudy

Rudy tohto typu sa už aj svojou farbou veľmi odlišujú od kompaktných pyritov. Tiež podstatne ľahšie podliehajú oxydácii, pri ktorej sa v krátkej dobe potiahnu tmavým hrdzavým povlakom, kým pyritické rudy ostávajú za rovnakú dobu takmer intaktné. Menšia odolnosť voči atmosférikám je tu zrejme spôsobená prítomnosťou hojného pyrrhotínu.

I v celkom čerstvých kusoch pozorovať nápadný rozdiel medzi oboma druhmi rúd. Polymetalické sulfidické rudy sú vždy oveľa tmavšie ako liate pyrity, a to pre svoj obsah pyrrhotínu, ako aj tmavého sfaleritu.

Pyrit patrí tiež k bežným minerálom polymetalických rúd. Je ho tu

však podstatne menej ako v prv spomínaných kompaktných pyritoch. Makroskopicky možno odlíšiť tri variety:

a) celistvý pyrit veľmi jemnozrnný, svojim zafarbením však tmavší ako prv opísané celistvé pyrity,

b) idiomorfne vyvinutý pyrit — dosahujúci niekedy veľkosť až niekoľko milimetrov,

c) viac-menej drobnozrnný pyrit vytvárajúci často drobné žilky pretínajúce sulfidické rudy.

Pomerne rozšírené sú v polymetalických rudách: sfalerit, chalkopyrit a galenit. Vytvárajú buď rozptýlené impregnácie alebo aj väčšie shluky, prípadne žilky. K ich maximálnej koncentrácii — nakoľko je to možné usudzovať podľa materiálu hald — dochádzalo najmä v okrajových partiách ložiska.

V ojedinelých prípadoch vystupuje markazit vytvárajúci jemné kryštalické povlaky alebo drobné žilôčky. Je sekundárnou splodinou rozkladu pyrhotínov. Sporadicky možno nájsť aj drobné zrná arzenopyritu.

Kremeň je čo do množstva málo zastúpený. Býva buď veľmi jemnozrnný, cukrovitého vzhľadu alebo hrubozrnejší svetlosivý až mliečne biely s polomastným leskom. Karbonáty tvoria len zriedka súvislé viac cm mocné shluky a polohy. Boly pozorované v dvoch varietách. Hrubokryštalický karbonát hnedastej farby rozdrvený a preniknutý mladšími sulfidmi — sfaleritom, pyrhotínom, pyritom a galenitom. Podľa analýzy vykonanej V. Dvoňom karbonát obsahuje: Fe^{++} — 5,65 %, Al_2O_3 , MnO — 4,97 %, MgO — 14,96 %, CaO — 33,46 % a SrO — 0,51 %.

Druhý typ je jemnozrnejší, tmavosivej farby, často obsahuje slúdu a ako predchádzajúci býva impregnovaný a popretekávaný spleťou drobných sulfidických žiliek. Karbonát tohto typu nemožno od hydrotermálnych pochodov odvodiť a treba ho považovať za pôvodný sediment dodatočne zrudnený. Jeho vzťah k normálnemu typu polymetalických rúd je zatiaľ nevyjasnený.

V niektorých partiách ložiskovej výplne, ako aj v okolných horninách bezprostredne pri ložisku, pozorujeme miestami zvýšenú koncentráciu svetlej slúdy.

Usmernenie sulfidických rúd polymetalického typu býva niekedy značné. Vznikajú až striedajúce sa polohy s rôznou koncentráciou určitých sulfidov. Okrem vyvalcovania sa tlaková deformácia miestami prejavuje brekciovitým slohom, pričom útržky makroskopicky celistvého alebo veľmi jemnozrnného pyritu sú stmelované hrubozrnejšie vyvinutými sulfidmi, najmä pyrhotínom, sfaleritom, chalkopyritom a galenitom.

Minerály polymetalických rúd

Nielen makroskopický vzhľad, ale aj detailný chalkografický výskum plne potvrdily relatívnu pestrosť minerálnych komponentov a štruktúr polymetalického typu rúd oproti kvalitným „liatym“ pyritom. Preto som tento typ zvlášť podrobne chalkograficky spracoval.

V ďalšom podávam prehľad jednotlivých mikroskopicky zistených minerálov a ich štruktúr, kým detailným rozborom sulfidických sféroidov a ich genézou sa zaoberám až v ďalších statiach.

Na ložisku „Alžbeta“ v Bystrom potoku boli v sulfidických rudách polymetalického typu mikroskopicky zistené tieto komponenty:

Pyrit

Podľa vzhľadu a spôsobu vystupovania vytvára viac odrôd. Sú to:

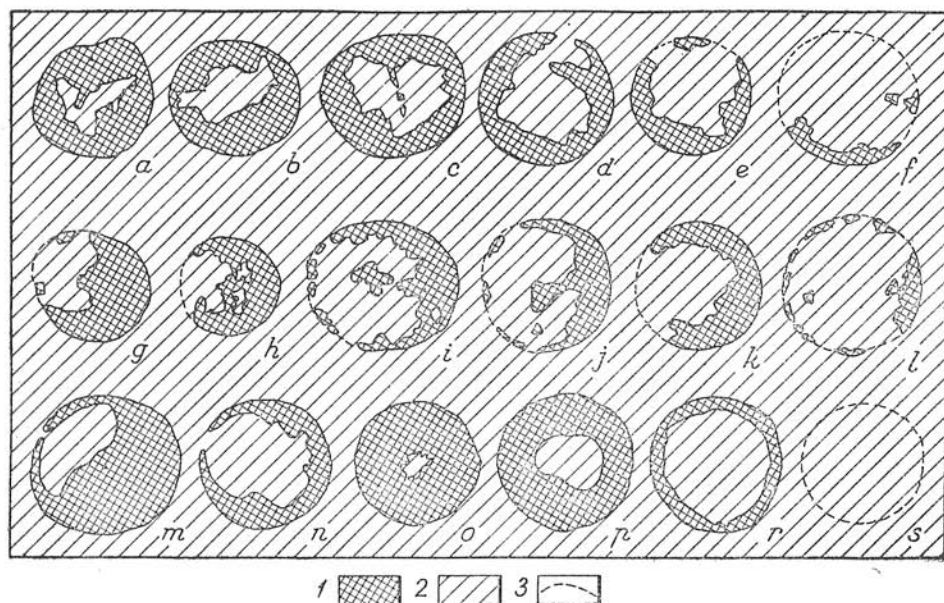
a) **Pyritové sféroidy**, ktorých priemer sa pohybuje medzi 0,006 až 0,070 mm. Najhojnejšie sú priemery okolo 0,016 mm. Ich tvar býva obvykle pomerne pravidelný, guľovitý; častejšie tiež elipsoidický alebo menej pravidelný. Z uvedeného dôvodu budú v ďalšom označované spoločným názvom sféroidy. Výplňou týchto útvarov je kompaktný pyrit, neprejavujúci obvykle pod mikroskopom nejakú detailnejšiu štruktúrnu stavbu. Len niekedy pozorovať v menej kompaktných partiách určitých sféroidov ojedinelé idiomorfne vyvinuté hexaédry pyritu (tab. VI, obr. 1).

Jednotlivé sféroidy obvykle bývajú od seba oddelené sfaleritom alebo pyrhotínom, zriedka inými sulfidmi (pozri tab. V, obr. 1, 2; tab. VI, obr. 1). Ak sa však sféroidy za rastu dotýkali, vznikly srasty rôzneho tvaru sférickými časťami pôvodných guľôčiek čnejúcimi do okolia. Obdobne pyritové sféroidy neboly doteraz na našich pyritových ložiskách nájdené. Javia však nápadnú podobu s pyritovými sféroidmi opísanými prvýkrát Schneiderhöhnem (1923) z mansfeldských mednatých bridlíc a ním interpretovanými ako zrudnené sírne baktérie. Od tej doby byly zistené aj na viacerých iných sulfidických ložiskách, a to najmä v Nemecku, Austrálii a inde. O tom sa neskôr zmienim podrobnejšie.

b) **Pyritové prstencovité a atolovité útvary** (na priereze). Vystupujú vždy v tesnej asociácii s predchádzajúcim typom pyritu. Veľkosťou svojho vonkajšieho priemeru sa dokonale shodujú s okolnými pyritovými sféroidmi. Ich vnútorný priemer je však značne menlivý. Môže mať celkom nepatrné rozmery, takže prstence sú potom hrubé a jadrá vyplnené inými minerálmi relatívne malé (pozri napr. tab. VI, obr. 2). Naopak, bývajú tiež časté prstence neobyčajne úzke, miestami až úplne prerušené, okolo veľkého jadra. Prstence sa vyznačujú obvykle pra-

videlným tvarom. Niekedy je však poloha jadra excentrická, takže vznikajú mesiačkovité alebo atolovité útvary (pozri napr. tab. V, obr. 2; tab. VI, obr. 1; tab. VII, obr. 1, 2 atď.).

Relatívne často sa vyskytujú ojedinelé, viac alebo menej idiomorfne obmedzené kryštáliky alebo aj nepravidelné útvary pyritu, ktoré sú v nábrusoch veľmi zreteľne rozmiestené pozdĺž obvodu kruhu. Pritom jednotlivé kryštáliky a zrná sú od seba vzdialené v rôznych obvykle nepravidel-



Obr. 1. Zatiačovanie pyritových sféroidov sfaleritom. 1. pyrit, 2. sfalerit, 3. pórovitá partia.

ných intervaloch. I v takýchto prípadoch býva však celý kruh dobre viditeľný tým, že voľný priestor pozdĺž neho medzi dvoma susednými polohami FeS_2 je tvorený pórovitejšou varietou príslušného sulfidu, ktorá sa pri brúsení ľahko vydrobuje. Súvis medzi jednotlivými pyritmi naznačuje potom príslušný pórovitý úsek kruhu (viditeľné miestami na tab. V, obr. 2, a na uvedenom obrázku).

Jadro týchto prstencovitých alebo atolovitých útvarov pozostáva z iných sulfidov, a to predovšetkým sfaleritu, pyrhotínu, zriedkavejšie tiež galeinitu atď.

Nebývajú zriedkavé ani sféroidy s nukleom pozostávajúcim z viac sulfidov, najčastejšie dvoch súčasne (pozri napr. tab. VI, obr. 1 a obr. 3, str. 633; obr. 4, str. 634; obr. 5, str. 636).

Vzájomným pomerom týchto sulfidov sa budeme bližšie zaoberať v genetickej časti.

Z uvedeného je zrejmé, že prstencovité a atolovité útvary sú rezmi pyritovo-sulfidických sféroidov, ktorých stredná časť zhruba gulovitého tvaru je obklopená aspoň v rovine rezu pravidelnou pyritovou škrupinou. Naproti tomu mesiačkovité tvary svedčia o prítomnosti sulfidických sféroidov, kde v nie celkom súvislej a rovnako mocnej pyritovej škrupine je excentricky umiestené jadro z iných sulfidov.

c) Pyrit nepravidelného tvaru býva v okolí pyritových sféroidov, ako aj v rudách polymetalického typu vôbec tiež častý. Vyznačuje sa obvyčajne menšími rozmermi klesajúcimi niekedy až k submikroskopickým veľkostiam.

d) Kostrovitý pyrit vystupuje v tunajších rudách sporadicky v podobe jednotlivých kryštálikov alebo celých agregátov. Voľné priestory medzi jednotlivými rebrami zaujímajú iné sulfidy, predovšetkým sfalerit a galenit (pozri tab. XIII, obr. 2; tab. XX, obr. 1). Zriedkavejšie ako výplň bol pozorovaný aj pyrhotín (tab. XIII, obr. 1). Kostrovitý vývoj bol zapríčinený meniacim sa chemizmom rudonosného roztoku a v nemalej miere tiež zatlačovaním pyritu mladšími sulfidmi.

e) Idiomorfný pyrit sprevádza miestami sulfidické sféroidy v podobe drobných kociek, najčastejšie okolo 0,002–0,010 mm veľkých. Táto varieta vystupuje do popredia v tých častiach rúd, ktoré obsahujú pomerne málo sféroidov, alebo sú aj celkom bez nich.

Sem treba zaradiť tiež ojedinelé hexaédry pyritu pozorované vo vnútri niektorých, nie celkom pyritom vyplnených sféroidov, ako sme sa už o tom zmienili (tab. VI, obr. 1). Rôzne vývoje idiomorfného FeS_2 zachycujú mikrofotografie tab. V, obr. 2; tab. VI, obr. 1, 2; tab. XI, obr. 1. Leptanie ukázalo, že kryštalograficky obmedzený pyrit hral dominantnú úlohu aj pri vzniku vlastných sulfidických sféroidov.

Hexaédry pyritu značnejších rozmerov sa vyskytujú v rudách polymetalického typu, a to v brekciovitých, ako aj mimo nich. Často bývajú vyvinuté tiež na žilkách pretínajúcich uvedené rudy. Kryštalograficky obmedzený pyrit teda geneticky patrí rôznym typom.

f) Melnikovitická varieta pyritu. Vzhľadom na neobvyčajne malé rozmery, obvykle pod 0,001 mm, túto varietu pri bežnom mikroskopovaní nebadáť. Bola zistená iba po naleptaní, pri použití najsilnejších imerzných systémov (pozri tab. XII, obr. 1, 2; tab. XXI, obr. 1, 2). Voči leptaniu je omnoho menej odolná ako obvyčajný pyrit. Často sa vyznačuje rytmickým striedaním vrstvičiek odlišného charakteru a vlastností.

Sfalerit

Je vedľa pyritu najobvyklejším komponentom, a to v útržkoch brekciovitých typov rúd, ako aj v ich tmele a v polymetalickom type rúd vôbec. Vytvára:

a) Sfaleritové sféroidy. Tieto patria k najobvyklejším sprievodcom pyritových sféroidov (pozri tab. VI, obr. 1). Podobne ako pyrit sú najčastejšie obklopené sfaleritovou „bázou“. Napriek tomu, že sféroid, ako aj jeho okolie, pozostávajú z rovnakého minerálu, predsa hranica medzi nimi na nábrusoch býva zpravidla dobre patrná a prejavuje sa úzkym pórovitým kruhom.

Inokedy je hranica tvorená pyritovým prstencom. Podľa jeho šírky ostáva uprostred viac alebo menej veľké sfaleritové jadro (pozri tab. VI, obr. 1; tab. VII, obr. 2, obr. 1, str. 629 atď.).

V sféroidoch s tromi sulfidmi je vývoj sfaleritu výlučne nepravidelný (obr. 3, str. 633).

Veľmi vzácné bol pozorovaný sfaleritový nukleus obalený galenitovou obrubou, ktorý vytvára spolu sféroid obvyklej veľkosti (obr. 3a, str. 633).

Sfaleritové sféroidy boli pozorované najmä v útržkoch brekciovitých rúd. Okrem nich sme našli viac-menej guľovité shluky z jemnozrnných, silne zdvojitých zŕn sfaleritu. Najčastejšie sa vyskytovaly uprostred pyritu, zriedkavejšie tiež v obklopení mladším hrubokryštalickým sfaleritom.

b) Zrnný sfalerit. V podobe pravidelných zdvojitých zŕn obvyklých na iných ložiskách je sfalerit tohto druhu veľmi častý aj na ložisku Alžbeta.

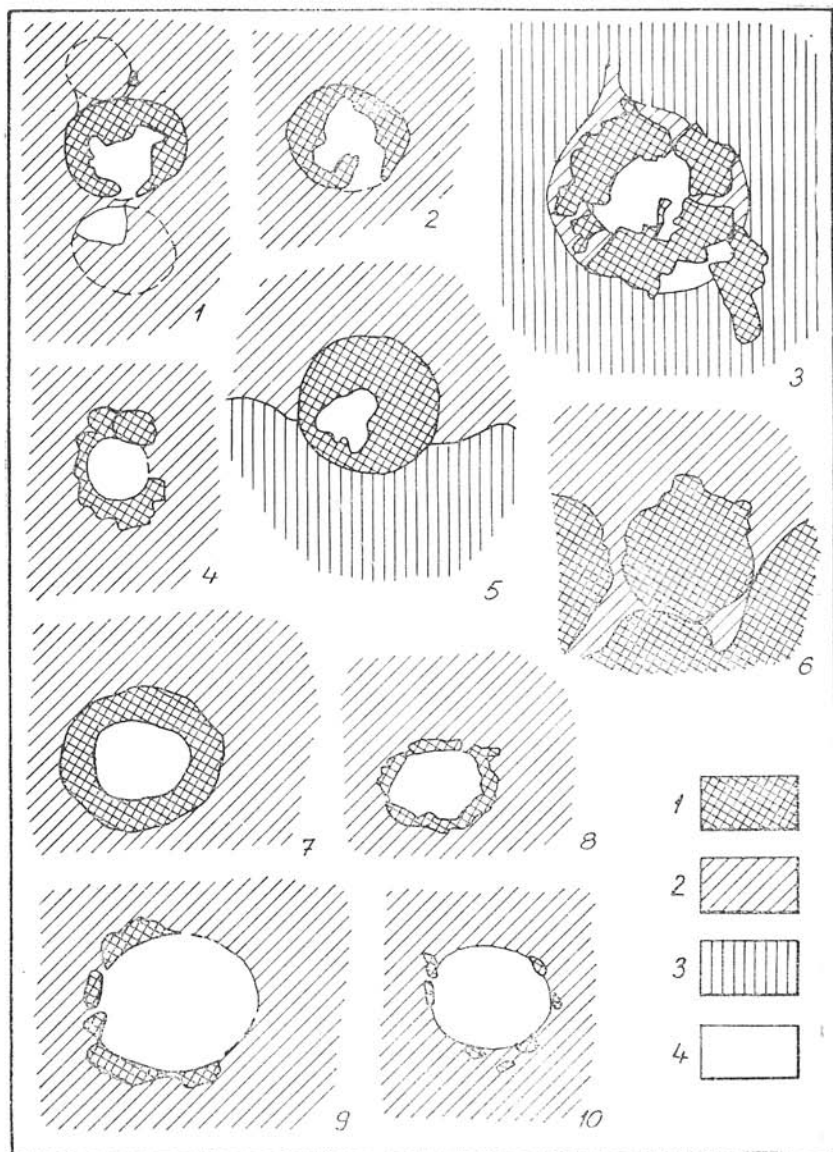
Veľkosť zŕn je veľmi menlivá. V útržkoch brekciovitých rúd vedľa sféroidov pyritu a sfaleritu je veľmi jemnozrnný, obyčajne okolo 0,01 až 0,02 mm veľký, kým v tmele brekcií a v nebrekciovitých rudách polymetalického typu jednotlivé zrná dosahujú ďaleko väčšie rozmery.

Galenit

Patrí k menej hojným minerálom útržkov v brekciách. Je však častý v obvyklých polymetalických rudách. Vytvára viac variet:

a) Sféroidy kompaktného galenitu. Tieto sú svojím tvarom a veľkosťou shodné s obdobnými útvarmi pyritu a sfaleritu. Nedosahujú však nikdy také rozšírenie a patria skôr k zjavom sporadickým. Najčastejšie boli pozorované čisté galenitové sféroidy menších priemerov 0,007—0,020 mm. Ich tvar a vystupovanie sú patrné z obr. 3, str. 633.

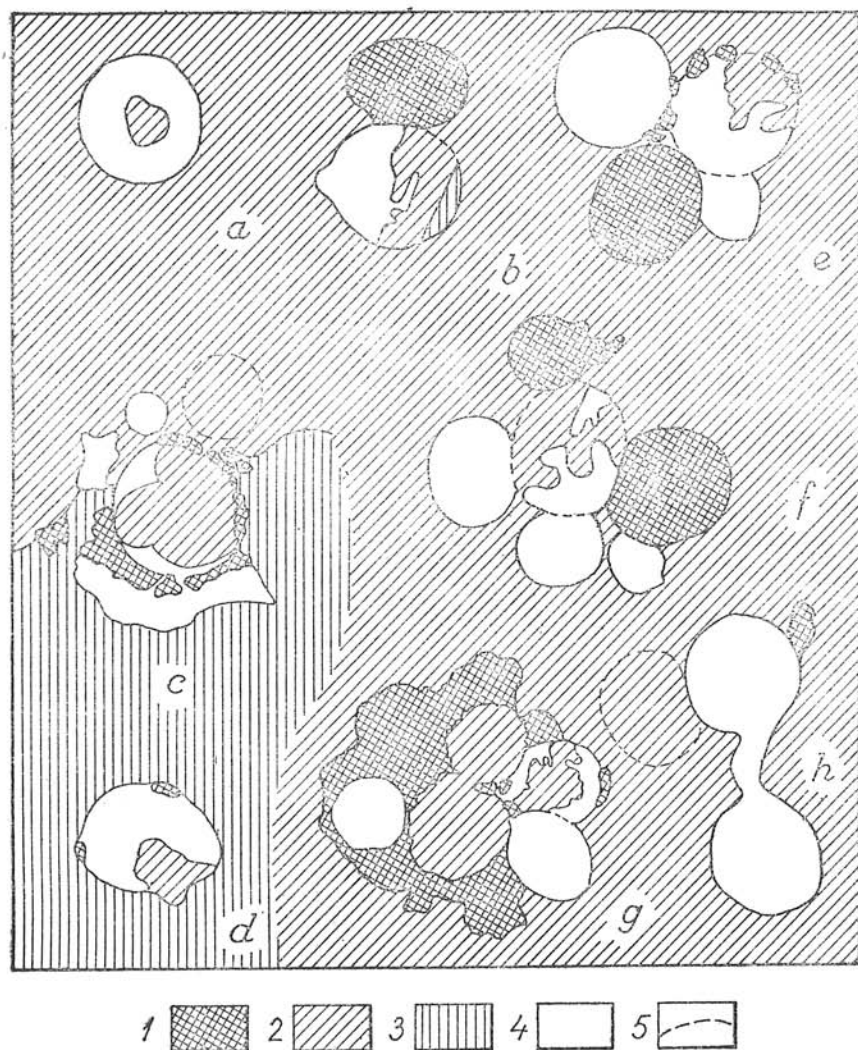
Pomerne rozšírené sú aj galenitové guľôčky s pyritovou obrubou. Táto je buď celkom súvislá alebo viac-menej prerušená (pozri tab. VII, obr. 1). Vedľa galenitu sa na stavbe vnútornej časti sféroidov môžu zúčastňovať aj iné sulfidy, najmä sfalerit a pyrhotín. Pritom tieto siričky spolu nevytvárajú žiadne pravidelné štruktúry.



Obr. 2. 1. pyrit, 2. sfalerit, 3. pyrhotín, 4. galenit.

Len veľmi zriedkavo boli nájdené dosť pravidelné sfaleritové jadrá s galenitovou obruťou (obr. 3a, str. 633).

K rovnako vzácnym patria aj galenitové sféroidy s veľmi pravidelným pyrrhotínovým obalom, zistené iba v jedinom prípade uprostred pyrrhotínu.



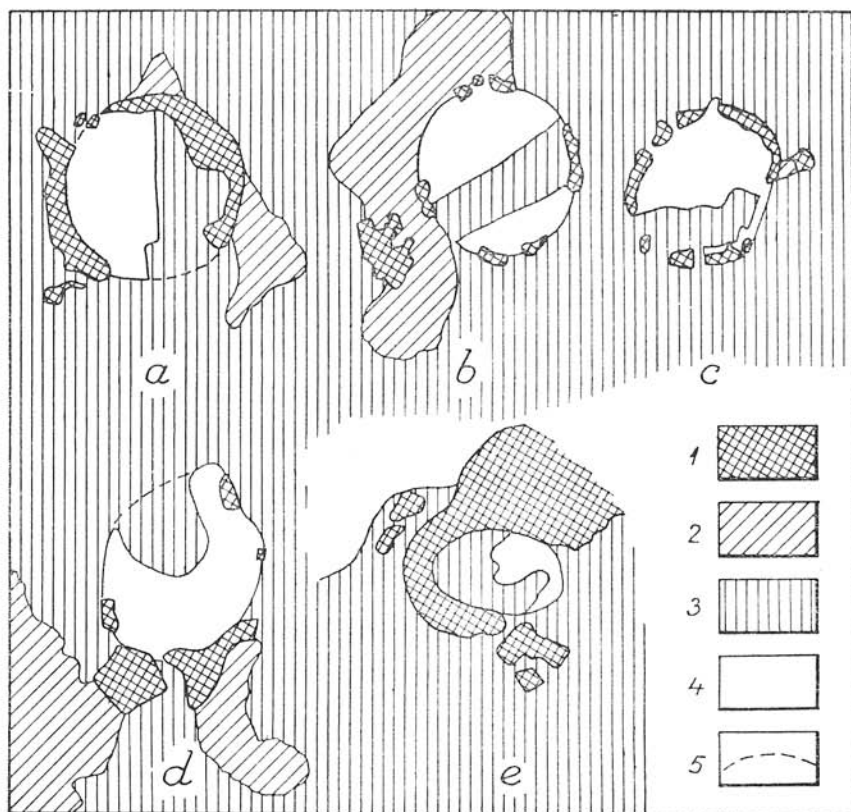
Obr. 3. 1. pyrit, 2. sfalerit, 3. pyrrhotín, 4. galenit, 5. pórovitá partia.

Hranica medzi pyrrhotínom sféroidu a pyrrhotínom tento obklopujúcim bola tvorená na jednej strane prevažne obvyklým výrazným pórovitým kruhom a malou mierou tiež sfaleritom (pozri obr. 5a, str. 636).

Rôzne sféroidy s galenitom samotným, ako aj v sdružení s ostatnými sulfidmi, podávajú obr. 2, str. 632; obr. 3, str. 633, a obr. 4, str. 634.

Z nich je tiež patrné, že prostredím, ktorým bývajú najčastejšie obklopené, je sfalerit, pyrhotín a pyrit. V jedinom prípade som mohol zistiť galenitový sféroid tiež uprostred kasiteritu (obr. 6a, str. 640).

Vo všetkých doteraz spomenutých prípadoch bol galenit masívnou



Obr. 4. 1. pyrit, 2. sfalerit, 3. pyrhotín, 4. galenit, 5. pórovitá hmota.

kompaktnou súčasťou sféroidov. Nebolo tomu tak pri ďalšom type galenitových sféroidov, ktorým sú:

b) Sféroïdy galenitu z idiomorfných kryštálikov. Tieto sme doteraz zistili iba v polymetalickom nebrekciovitom type s prevládajúcim sfaleritom a galenitom. V ich bezprostrednom okolí nevystupoval žiaden z prv opísaných typov sulfidických sféroidov.

Na rozdiel od predchádzajúcich typov tieto sú vytvárané sústavou drobných idiomorfne vyvinutých kryštálikov galenitu. Ich spojenie môže byť

takmer bez medzier, takže veľmi pripomínajú kompaktné sféroidy. Často však existujú pomerne voľné shrky kryštálov od seba oddelených iným sulfidom. Doteraz bol ako taký pozorovaný iba sfalerit (pozri tab. VIII, obr. 2; tab. IX, obr. 1, 2).

Priemer tohto druhu sféroidov činí 0,005—0,020 mm, hoci nie je vylúčené, že by sa pri bohatšom materiáli našli aj väčšie. Veľkosť príslušných galenitových hexaédrov sa pohybuje medzi 0,0003—0,002 mm. Rozmery hexaédrov značnejšie kolíšu medzi jednotlivými sféroidmi, kým u jedného a toho istého sféroidu možno pozorovať výkyvy iba v nepatrných medziach.

Na prierezoch galenitové kryštáliky majú rôzny tvar: štvorcov, kosoštvorcov, kosodiel'nikov, obdial'nikov, deltoidov, trojuholníkov, päťuholníkov a šesťuholníkov.

c) Voľné idiomorfné kryštáliky PbS. V najtesnejšom spätí so spomenutými sféroidmi boli zistené aj voľne celkom nepravidelne rozptýlené idiomorfné kryštáliky galenitu, svojim vzhľadom a veľkosťou často dokonale shodné s hexaédrami vytvárajúcimi sféroidy (pozri tab. IX, obr. 1, 2). Najčastejšie vystupujú v sfalerite.

d) Zrnitý galenit. Tento nie je charakterizovaný ani idiomorfizmom, ani nevytvára žiadne pozoruhodné štrukturálne útvary. Veľkosť zŕn je veľmi menlivá. Najčastejšie vystupuje v intímnom prerastaní so sfaleritom, často tiež s chalkopyritom, zriedkavejšie s pyritom a pyrhotínom. Niekedy vytvára drobné žilky a šošovky dosahujúce mocnosť 2—3 cm. Je najobvyklejším typom galenitu.

Pyrrhotín

Vytvára na ložisku „Alžbeta“ 4 odchylné vývoje:

a) Zrnitý pyrrhotín sa vyznačuje formami obvyklými na žilných ložiskách. Je veľmi hojný. Veľkosť zŕn dosahuje niekedy cez 1 mm, obvykle však bývajú menšie.

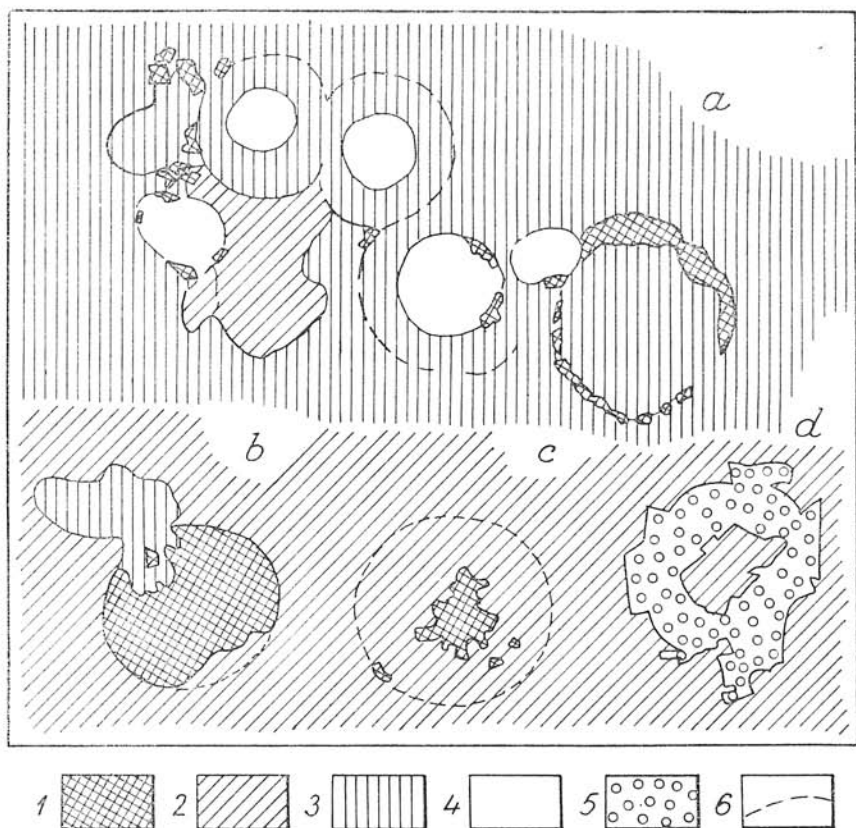
Pod chalkografickým mikroskopom sa vyznačuje svojou typickou farbou, anizotropiou a reflexným pleochroizmom. Odmešovacie lamely druhej variety pyrrhotínu neboly v ňom pozorované. Translačné zdvojčatenie sa vyskytuje len celkom ojedinele v tlakove postihnutých partiách ložiska. Obyčajne však chýba, čo pri celkovom silne tlakove usmernenom charaktere rúd svedčí o ich prekryštalizácii.

b) Sféroidy kompaktného pyrrhotínu. Svojou veľkosťou a tvarom sa shodujú najmä so sféroidmi ZnS.

Sféroidy vytvárané výlučne pyrrhotínom a uzatvárané inými sulfidmi sú

celkom zriedkavé. V nábrusoch boli pozorované vždy v tesnom susedstve pyrhotínových zŕn a shlukov.

Oveľa rozšírenejšie sú sféroidy pyrhotínu obklopené viac alebo menej súvislou pyritovou obrubou. Najčastejšie sa vyskytujú uprostred nesféroidických pyrhotínov (tab. V, obr. 2). Podobne ako pri sfalerite bývajú v takýchto polohách časté tiež pyrhotínové sféroidy oddelené od okolného Fe_7S_8 iba úzkym pórovitým kruhom.



Obr. 5. 1. pyrit, 2. sfalerit, 3. pyrhotín, 4. galenit, 5. arzenopyrit, 6. pórovitá partia.

Okrem uvedených typov boli pozorované sféroidy, na ktorých vnútornej výplni sa zúčastňujú vedľa pyrhotínu aj iné sulfidy. Sú to najmä kombinácie: pyrhotín so sfaleritom a pyrhotín s galenitom. Najčastejšie sa tieto dvojice sulfidov nepravidelne prerastajú (obr. 4, str. 634, obr. 5, str. 636).

Veľmi vzácnym vývojom pyrhotínových sféroidov sú pravidelné guľôčky pozostávajúce z vonkajšieho pyrhotínového obalu obklopujúceho centrálne umiestené guľovité jadro galenitu. Pozdĺž hranice galenit-pyr-

hotín miestami vystupujú ojedinelé nepravidelné zrná pyritu. Tieto bývajú niekedy zachované aj pozdĺž pórovitého kruhu tvoriaceho vonkajšie obmedzenie sféroidov (obr. 5a, str. 636).

c) Sféroidy z voľných hexaédrov pyrhotínu. Tento druh sféroidov svojím vzhľadom a rozmermi úplne pripomína sféroidy s voľnou väzbou pyritových a galenitových hexaédrov. Priestor medzi jednotlivými kryštálkami býva vyplnený sfaleritom. Sféroidy vystupujú uprostred sfaleritu spolu s galenitom, chalkopyritom, pyrhotínom a arzenopyritom, kým pyrit je v ich okolí zriedkavý. Nápadný je hexaédrický vývoj pyrhotínu, ktorý dokazuje metasomatický charakter sféroidov.

d) Idiomorfný pyrhotín vytvára drobné tabuľkovité kryštálky najčastejšie v sfalerite. Rezy viac-menej kolmé na bázu sa vyznačujú pretiahnutým pozdĺžnikovitým tvarom zaobleným medzi prizmatickými plochami a bázou. Omnoho zriedkavejšie bývajú v nábrusoch šesťuholníkovité prierezy podľa 001. Kryštalograficky obmedzený pyrhotín z celého množstva Fe_7S_8 tvorí len nepatrný zlomok.

Arzenopyrit

Je takmer výlučne zastúpený idiomorfnými kryštálkami najčastejšie niže 0,1 mm veľkými. Vystupuje v útržkoch brekcií, ako aj mimo nich v rozmanitých sulfidoch a SiO_2 (pozri tab. XVI, obr. 1). Býva veľmi často zonárne zatlačovaný mladším sfaleritom (tab. XIV, obr. 2). Bol pozorovaný aj v konkréciovitých shlukoch o veľkosti až 0,4 mm. Tieto sa tvarove a rozmermi od sféroidických útvarov líšia (tab. X, obr. 1).

Iba v jednom prípade sme našli v sfalerite zhruba prstencovitý útvar FeAsS so sfaleritovým jadrom, ktorý dosť pripomínal sféroidy prv opísaných sulfidov. Na rozdiel od týchto však vyčnievaly z pravidelného prstenca časti idiomorfných kryštálikov arzenopyritu tak do vnútornej, ako aj do vonkajšej časti „sféroidu“. Vonkajší priemer tohto útvaru činil 0,016 mm, čo sa úplne shoduje s najviac rozšírenou veľkosťou ostatných sféroidov (obr. 5d, str. 636).

Chalkopyrit

Vytvára drobné zrnká a shluky v tesnom prerastaní s ostatnými sulfidmi, predovšetkým sfaleritom, galenitom a pyrhotínom. Kryštálky bývajú zdvojiténé, obvykle pod 0,05 mm veľké. V útržkoch s pyritovými sféroidmi doteraz nebol pozorovaný; v jednom prípade však obklopoval galenitový sféroid z idiomorfných kryštálikov PbS .

Tiež častý je v niektorých kremitejších partiách polymetalických rúd s apatitom, cinvalditom, kasiteritom ap. (pozri napr. tab. XVIII, obr. 1, XX, obr. 2). Vždy je mladší ako cinvaldit a apatit, často ako kasiterit. Kasiterit však v mnohých prípadoch vznikol až po chalkopyrite, takže v ňom pozorujeme nepravidelné pohltené zrnká CuFeS_2 .

Chalkopyritové sféroidy doteraz neboly najdené, hoci by sa tu daly očakávať. Iba v jednom prípade vytvára CuFeS_2 nepravidelné zrno v galenitovom sféroide.

Kasiterit

Je veľmi zaujímavým minerálom tunajšej paragenézy. Jeho výskyt je tým pozoruhodnejší, že doteraz nebol zo Spišsko-gemerského rudohoria popísaný. Tiež paragenetická asociácia, v ktorej vystupuje, patrí k veľmi neobvyklému typu.

Kasiterit tvoríeva uprostred sulfidov najmä pyrhotínu, sfaleritu, chalkopyritu, galenitu a kremeňa idiomorfne kryštáliky až 0,4 mm veľké, (tab. XVI, obr. 2). Často sám uzatvára drobné nepravidelné zrná uvedených minerálov.

V kompaktných sulfidických rudách vystupuje sporadicky. K jeho zvýšenej koncentrácii dochádza v partiách, ktoré sa vyznačujú prevládajúcim chalkopyritom zo sulfidov v jemnozrnnom svetlosivom kremeň cukrovitého vzhľadu.

Ak je v nich kasiterit kryštalograficky obmedzený, potom sú to najmä dlhoprizmatické kryštáliky. Priečny prierez je štvorcový (110) s menšími plôškami 100 a 210 (?) zaobľujúcimi tento prierez. Niekedy tvorí dvojčatné srasty podľa 011.

Pozoruhodné sú tiež vzájomné prerastenia kasiteritu so sulfidmi, a to najmä tie, kde kasiterit sa vylučoval neskoršie a vytvára na pyrite alebo chalkopyrite povlaky (tab. XVIII, obr. 2).

O relatívne neskorom vylúčení kasiteritu v paragenéze svedčí napr. aj to, že bol pozorovaný ako spolu s chalkopyritom preniká pozdĺž štiepných trhlín karbonát a odtiaľ ho zatlačuje (obr. 6b, str. 640).

Vystupovanie kasiteritu v kremito-chalkopyritovej partii ložiska „Alžbeta“ v Bystrom potoku nasvedčuje tomu, že SnO_2 mal vystupovať aj na niektorých žilách kremito-mednatej formácie. Skutočne jeho prítomnosť som mohol zistiť na vyššie temperovanej žile tohto typu v oblasti Starej vody (Sonntagsberg-Mühlhübel) spolu s inými sulfidmi a turmalínom. Habitus kryštálov bol tu na rozdiel od ložiska „Alžbeta“ krátko prizmatický s mocne vyvinutými pyramidami.

V smysle Ahlfeldovej (1932) klasifikácie kasiteritov podľa ter-

málnych podmienok vzniku a habitu kryštálov môžeme prizmatický cínovec z Bystrého potoka pričleniť A h l f e l d o v m u typu III, t. j. ku katatermálnemu typu. Časť SnO_2 patrí tiež typu II, čiže pneumatolitickému.

Kasiterit vytvárajúci lebnikovité povlaky na sulfidoch vzniká bezpochyby za relatívne nízkych teplôt. Na rozdiel od typu IV nie je vytváraný sústavou radiálno-lúčovitých ihličkovitých kryštálikov, ani nejaví reliktné štruktúry po gélovitom V. type.

V nábruse sa kasiterit vyznačuje vysokým reliéfom, zlou politúrou a vnútornými reflexami žltej a žltohnedej farby. Anizotropia medzi skríženými nikolmi je pomerne vysoká, čiastočne však zastieraná vnútornými reflexami. Vo výbrusoch je takmer číry alebo slabohnedastý s neobyčajne vysokým lomom a dvojlomom.

Cinvaldit

Kasiterit býva niekedy sprevádzaný šupinkami svetlej, silne pleochroickej sľudy, pričom kolmo na predĺženie je číra alebo žltkastá až hnedastá farba, paralelne s predĺžením je ružovohnedá. Rezy podľa 001 sa vyznačujú ružovohnedým zafarbením a veľmi nízkym dvojlomom. Optické vlastnosti, ako aj sdruženie s kasiteritom nasvedčujú, že sa jedná o cinvaldit.

Cinvaldit je nepomerne vzácnejší ako ináč v žilovine bežný muskovit a doteraz bol zistený iba v bezprostrednom okolí kasiteritu. S muskovitom vytvára niekedy paralelné srasty, ako je to patrné z obr. 1 na tab. XVIII.

V preštudovanom materiáli bol vždy starší ako sulfidy, chalkopyrit, pyrhotín, galenit a sfalerit, ktorými býva obklopený a nie zriedka prenikaný paralelne so štiepatelnosťou podľa 001.

Apatit

Je viazaný najmä na bezprostredné okolie kasiteritu a cinvalditu. Tvoria nepravidelné zrná alebo silne zaoblené kryštáliky dosahujúce veľkosť 0,1 mm. V sukcesii sa objavuje skoro, oniečo neskôr ako cinvaldit. V dôsledku toho patrí k najstarším minerálom. Pred ním vznikala iba časť cinvalditu, muskovitu a azda aj kasiteritu.

Zatlačovanie muskovitu apatitom je zachytené na tab. XVII, obr. 2. Z tohto obrázku, ako aj z ďalšieho (tab. XVIII, obr. 1) je tiež zrejmé, že apatit je starší ako chalkopyrit a sfalerit.

Muskovit

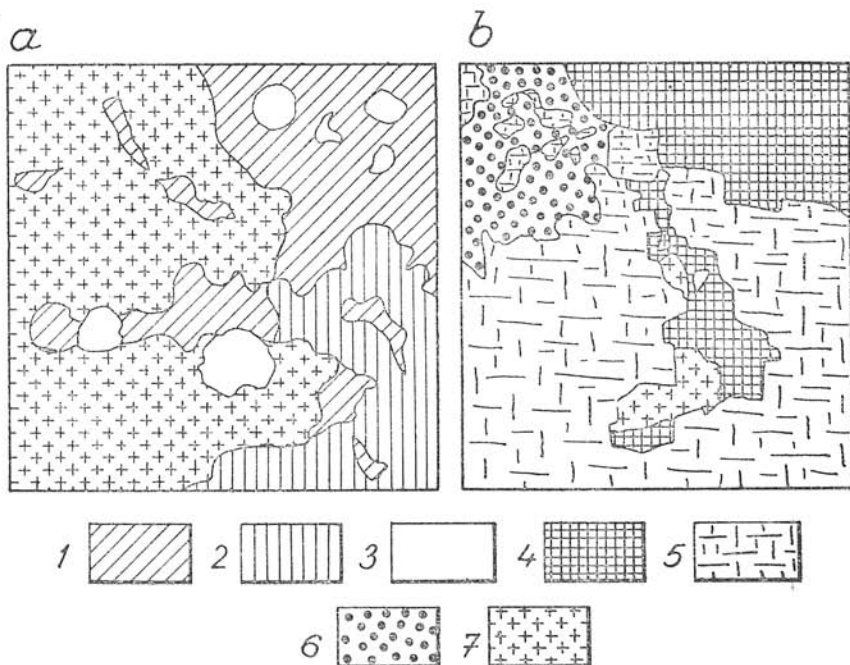
V podobe drobných šupiniek býva často rozptýlený po žilovine. Je zrejme veľmi starý minerál, pretože ho zatlačuje apatit (tab. XVII, obr. 2), ako aj sulfidy. Pri jeho nahradzovaní poslednými je jeho korózia veľmi markantná, ako je tomu v prípade tab. XVI, obr. 1, kde korodujúcim sulfidom je galenit.

Zvýšenou mierou a vo väčších šupinkách vznikol muskovit miestami pozdĺž styku sulfidického telesa s okolnými horninami.

Okrem muskovitu geneticky spätého s vlastnou metalizáciou, jeho časť pochádza tiež z okolných hornín, ktoré boli metasomaticky zatlačené.

Markazit

Patrí geneticky dvom odchylným vývojom. V primárnom slede minerálov bol nájdený celkom ojedinele uprostred pyritových sféroidov. Vytvára tu hviezdicovitý shluk kryštálov okolo drobného pyritového sféroidu obvyklého typu (tab. XI, obr. 1).



Obr. 6. Pomer kasiteritu k ostatným minerálom: a. nábrus, b. výbrus, 1. sfalerit, 2. pyrit, 3. galenit, 4. chalkopyrit, 5. karbonát, 6. kremeň, 7. kasiterit.

Iným vývojom sa vyznačuje markazit geneticky viazaný na rozklad pyritu, kyslými roztokmi zčasti descendentného, zčasti azda aj ascendentného pôvodu. Je neporovnateľne jemnozrnnejší. Pri slabších zväčšeniach takmer celistvý. Často obsahuje shluky a žilky niečo hrubozrnnejšieho markazitu.

Celistvý markazit vznikol bezpochyby z gélov, ktoré prešli neskôr do metakoloidného štádia, ako o tom svedčia neobyčajne drobné idiomorfne kryštálky vyčnievajúce z mikroskopicky „celistej“ masy do okolia.

Ďalej vystupuje markazit v podobe kopijovitých kryštálov čiastočne tiež nepravidelných zrn spolu s pyritom v okolných grafitických bridliciach. Pôvod tohto markazitu nie je celkom jasný. Môže byť spätý s primárnou mineralizáciou práve tak ako s rozkladom pyritu. Ďaleko pravdepodobnejšou je však prvá eventualita.

Rýdze zlato

Vyskytuje sa sporadicky v podobe drobných nepravidelných zrníek, najčastejšie 0,001—0,002 mm veľkých v tesnom spätí s pyritom. Bolo pozorované v kryštalickom pyrite, ako aj na pyritovom sféroide a raz aj v chalkopyrite tmeliacom útržok v brekciovitej rude. Najväčšie zistené zrno bolo 0,010 mm dlhé a 0,005 mm široké.

Tetraedrit

Patrí k relatívne zriedkavým rudným minerálom. Vo väčších zrnách alebo shlukoch nebol makroskopicky vôbec pozorovaný. I pod chalkografickým mikroskopom ho nájdeme len celkom sporadicky, najmä v pre-rastaní s chalkopyritom, niekedy tiež sfaleritom a galenitom. Tvorieva nepravidelné zrnká, niekoľko tisícín až stotín mm veľké. Neobyčajne vzácne sa vyskytujú aj drobné sféroidy kompaktného tetraedritu.

Sulfominerál

Silne anizotropný, dlhoprizmatický sulfominerál tvoríva niekedy vrastlice v chalkopyrite. Vystupuje celkom ojedinele a pre nepatrné rozmery a podobnosť s inými sulfominerálmi nebol presne identifikovaný. Pravdepodobne je tu zastúpený najmä jamesonit, hoci mnohé okolnosti nasvedčujú tomu, že by tu mohol byť prítomný aj niektorý z Sb—Bi sulfominerálov.

Chemizmus rúd

Pre objasnenie chemickej povahy sulfidických rúd z ložiska v Bystrom potoku je k dispozícii jednak rad starších chemických analýz z prv prístupných banských diel, jednak nové chemické a spektrálne analýzy z haldového materiálu Dedičnej štôlne „Alžbeta“.

Podľa starších analýz sa obsah jednotlivých prvkov pohybuje v týchto medziach:

S	28,15—45,72 %
Fe	26,74—46,96 %
Se	0,00— 1,76 %
As	0,02— 0,38 %
Cu	0,20— 1,42 %
Pb	0,03— 3,75 %
Zn	0,16—12,37 %
SiO ₂	3,80—35,00 %
Sb	0,05— 0,08 %
Bi	0,22— 2,34 %
Au	1,00— 3,00 gr/t
Ag	10,00—35,00 gr/t

V. D v o n ě zo Slovenského ústredného ústavu geologického v Bratislave vykonal analýzu rudy polymetalického typu s týmto výsledkom:

S	28,76 %
Fe	33,98 %
Se	stopy
As	0,24 %
Bi	0,09 %
Cu	0,36 %
Pb	1,82 %
Zn	4,31 %
Co	0,08 %
Sn	1,06 %
Ag	0,01 %
SiO ₂	8,75 %
MnO	0,01 %
TiO ₂	stopy
P ₂ O ₅	stopy
K ₂ O	0,30 %
Na ₂ O	1,06 %

CaO		0,50 %
MgO		0,74 %
Al ₂ O ₃		6,80 %

Staršie analýzy vykazujú privysoké obsahy Se a Bi, pravdepodobne v dôsledku nepresnosti. V novej analýze obsah Sn nezodpovedá priemer-nému množstvu kasiteritu podľa mikroskopických rozborov. Analyzovaný, materiál obsahoval pravdepodobne bohatšie impregnácie SnO₂ ako obvykle.

Pomerné klesanie obsahu S so súčasným zvyšovaním Fe je spôsobované pribúdaním pyrrhotínu na úkor pyritu.

Jednotlivé kovy pochádzajú z týchto minerálov:

Cu		chalkopyrit, nepatrne tetraedrit
Pb		galenit
Zn		sfalerit
Co		arzenopyrit, čiastočne pyrit
Au		rýdze, (v mriežkach FeS ₂ a FeAsS?)
Ag		galenit
Sn		kasiterit
Sb		sulfominerál, tetraedrit
Bi		sulfominerál?

Prehľad stopových elementov s príslušnými kvantitatívnymi odhadmi podávajú uvedené spektrálne analýzy prevedené G. Ku p ě o m :

Vzorka	100 — 1,0 %	1,0 — 10 ⁻² %	< 10 ⁻² %
1	Si, Fe	Al, Ba, As, Pb, Ca, Na, Ti, Sn	Mg, Sr, Co, Mn, Ag, Cr,
2	Fe, Si	Co, Zn, Bi, Al, Sn, Pb, Ag,	Tl, Mo, Ni, Ba, Sr, Mn, Sb,
3	Fe, Si	Cd, Al, Mg, Ca, Co	Na
4	Pb, Fe, Si, Ca, As	Sn, Cu, Zn, Al, Bi, Ca, Pb,	Mg, Mn, Ag, Ni
5	Zn, Si, Fe	Co	
6	Fe, Si, Zn	Sn, Ag, Cu, Zn, Bi, In, Sb,	Ga, Ni, Mg, V, Mo, Cd
7	Fe, Si, Al, Pb, Zn	Sr, Ba, Mn, Cr, Co, Al, Ti,	
8	Fe, Si, Sn, Pb, Zn	Na	
		Pb, Hg, Cd, In, As, Ag, Sn,	Mg, Co, Bi, Ti, Ga, Sb, Na,
		Cu, Mn, Ca, Al	Ba
		Pb, As, Cu, Cd, Hg, Ag, Co,	In, Ga, Sb, Ni, Mg, Cr, Au
		Bi, Sn, Mn, Al, Ca	
		Mg, Sn, Bi, As, Ag, Ca, Ba,	Mn, Cd, Ni, In, Sb
		Ti, Cu	
		As, Al, Cu, Mg, Ca, Bi, Ag,	Mn, Cd, Ba, Ni, Sb
		Ti	

Jednotlivé vzorky predstavujú:

- 1 — hrubokryštalický pyrit z „glimovitej“ impregnácie v grafitickej bridlici,
- 2 — kvalitný jemnozrnný pyrit,
- 3 — jemnozrnný pyrit s chalkopyritom,
- 4 — prevažne galenit s podradnými prímiesami ostatných minerálov,
- 5 — prevažne drobnokryštalický sfalerit, podradne ostatné minerály,
- 6 — brekciovitá ruda s makroskopicky celistvými sulfidmi,
- 7 — jemnozrnné sulfidy s prevládajúcim pyrhotínom,
- 8 — ako 7.

Z menej obvyklých elementov, o ktorých pri chemických analýzach nebola zmienka, preukázal spektrálny rozbor prítomnosť: Cd, In, Tl, Mo, Ni, Ba, Sr, Cr, B, Ga, V, Hg.

Väčšinou sa jedná len o skutočne stopové elementy. Pozoruhodnejšia je iba koncentrácia india v najvýraznejších typoch polymetalických rúd s hojne zastúpeným sfaleritom, galenitom a chalkopyritom. Naproti tomu klesá u rúd s prevládajúcim pyritom a niektoré čiste pyritické rudy (vzorky 1 a 3) ho vôbec neobsahujú. Obsah In, podobne ako Cd, pochádza zrejme zo sfaleritu.

Vzorku vykazujúcu silnú koncentráciu In pri spektrálnom rozbere kvantitatívne zanalyzoval V. D v o n ě a zistil v nej 0,03 % In.

Povaha pyritových sféroidov

Pyrit tvoriaci výplň sféroidov, a to buď samotný alebo s inými sulfidmi, pod chalkografickým mikroskopom sa javí celkom jednoliaty. Len veľmi zriedka bolo možné zistiť ojedinelé hexaédry FeS_2 v sféroidoch.

Ináč je tomu, ak ho podrobíme leptaniu niektorým z bežných leptadiel na FeS_2 , čím v plnej miere a v značnej rozmanitosti vyniknú neobyčajne zaujímavé štruktúry týchto sféroidických útvarov (pozri tab. X, obr. 2; tab. XI, obr. 1, 2, a tab. XII, obr. 1, 2).

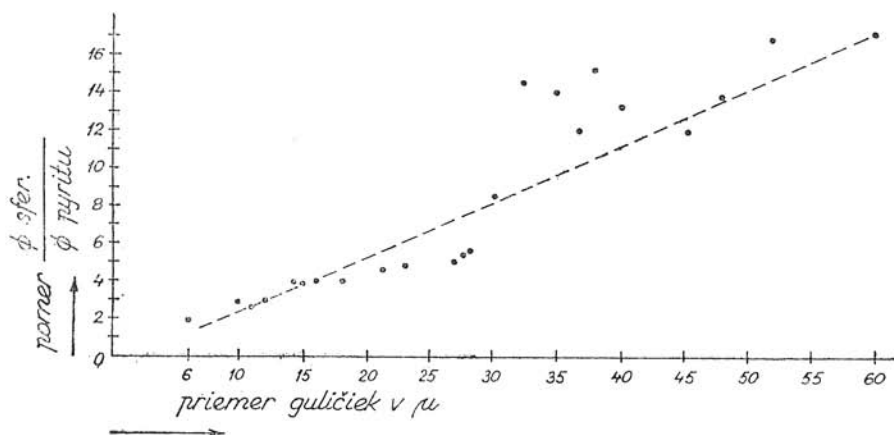
Obvyklý vzhľad čiste pyritových sféroidov po naleptaní je zachytený na tab. X, obr. 2. Z neho je zrejmé, že sféroidy sú vytvárané nahromadením idiomorfných pyritových kryštálikov. Svojím celkovým charakterom sa tieto útvary úplne shodujú s galenitovými sféroidmi vytváranými hexaédrami galenitu.

Jednotlivé kryštáliky zo sféroidov majú v nábrusoch menlivý obrys podľa toho, ako vzhľadom na ne prebieha rovina nábrusu. Možno pozorovať: trojuholníky, štvorce, obdĺžniky, kosodĺžniky, kosoštvorce, päť

a šesťuholníky, ako aj menej pravidelné polygonálne indivíduá, najmä v kompaktnějších sféroidoch.

Veľkosť pyritových kryštálikov vo vnútri jedného a toho istého sféroidu je takmer konštantná a zpravidla sa mení len nepatrnou mierou. Rôzne sféroidy rovnakej veľkosti môžu však obsahovať pyritové hexaédry rôznych veľkostí, ktoré však opäť v rámci príslušného sféroidu si prakticky zachovávajú svoje rozmery.

So zmenou priemeru sa v nich zpravidla mení aj veľkosť pyritových hexaédrov. Malé sféroidy obsahujú najčastejšie menšie kryštáliky. U väč-



Graf 1. Sféroidy s maximálnymi hexaédrami FeS_2 . Závislosť veľkosti sféroidu na veľkosti kryštálov.

ších sa zväčšujú aj rozmery pyritu. Avšak nemožno vôbec povedať, že by veľkosť kryštálikov bola vždy priamo úmerná priemeru sféroidov. To je patrné tiež z tab. VI, obr. 2, kde malé sféroidy sú vytvárané nepomerne väčšími hexaédrami ako okolné väčšie sféroidy.

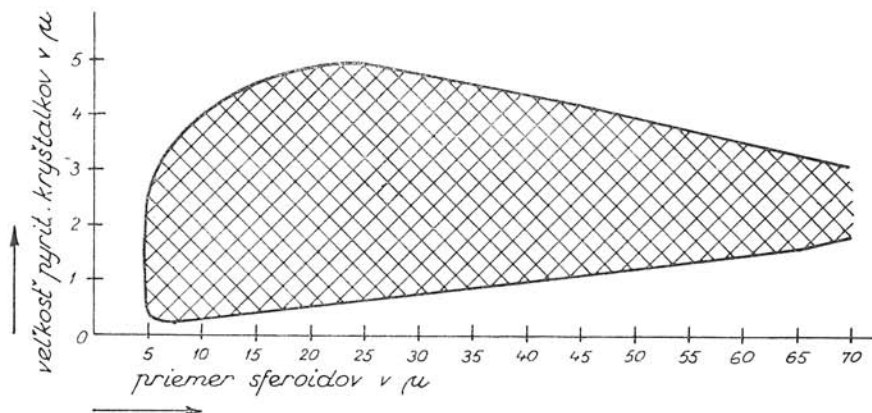
Vzájomný pomer medzi priemerom sféroidov a veľkosťou príslušných pyritových kryštálikov bol sledovaný a je zachytený na grafe č. 1, str. 645. Pre vyhodnotenie boli vždy vybrané z rovnako veľkých sféroidov tie, čo sa vyznačovali najväčšími kryštálikmi FeS_2 .

V grafe je znázornený pomer $\frac{\text{priemer sféroidu}}{\text{veľkosť hexaédru}}$ v závislosti od veľkosti priemeru príslušného sféroidu. Tento pomer je najnižší u malých sféroidov a ako sa zdá, stúpa veľmi zhruba lineárne so zväčšovaním sa ich priemeru. U najmenších sféroidov sa tento najnižší pomer často pohyboval okolo 3, kým u najväčších 60–70 μ veľkých neklesal pod ca 17.

Uvedený graf, pravda, nevystihuje celkove vzájomnú závislosť medzi

veľkosťou pyritových hexaédrov a príslušným sféroidom, ale len krajný prípad s maximálnymi kryštálkami.

Kolísanie veľkosti pyritových kryštálikov so zmenou priemeru sféroidov je znázornené na ďalšom grafe (graf 2, str. 646), kde šrafovaná oblasť predstavuje schematicky existenčné pole doteraz premeraných sféroidov. Pritom pozorovať určitú lineárnu zákonitosť najmä u spodnej hranice veľkosti pyritových hexaédrov, ktorá má od hodnôt ca 0,3, u sféroidov s priemerom 6—10 μ mierne stúpajúcu tendenciu až po najväčšie sféroidy, kde rozmery najmenších hexaédrov sa pohybujú okolo 2 μ .



Graf 2. Závislosť veľkosti pyritových hexaédrov na priemere sféroidov.

O maximálnej relatívnej veľkosti kryštálikov sme sa už čiastočne zmienili. Najväčšiu absolútnu hodnotu okolo 5 μ dosahuje u sféroidov s priemerom 15—30 μ , odkiaľ na obe strany pozvoľna klesá. Od veľkých sféroidov k malým prevláda v tomto prípade stúpajúci ráz absolútnej veľkosti kryštálikov.

Sféroidy roznych priemerov sa však často vyznačujú rovnako veľkými hexaédrami pyritu. Kvantitatívne prevládajú veľkosti kryštálikov 1—2 μ .

Relatívna hojnosť sféroidov rôznych veľkostí je schematicky vyjadrená na grafe 3, str. 647.

Priemer ca 16 μ je najrozšírenejší, veľmi často sa pohybuje medzi 7—30 μ . Rozmery pod 7 a nad 30 μ bývajú menej časté.

Povrch jednotlivých idiomorfných kryštálikov je po naleptaní rovný alebo vznikne v strede pologuľovitá, prípadne krížovitá priehlbeň naznačujúca kostrovitý rast. Tento je patrný najmä na tab. XXI, obr. 1.

Kryštáliky pyritu na seba buď veľmi tesne priliehajú, alebo pri menej pevnej väzbe bývajú oddelené základnou hmotou. Táto je voči leptaniu menej rezistentná a väčšinou tvorená melnikovitickou varietou pyritu.

V nej badať niekedy tiež štruktúry pozostávajúce z lemovania pyritových hexaédrov v podobe pravidelného, všade rovnako silného povlaku. Tento vývoj „melnikovitu“ je dobre viditeľný na tab. XXI, obr. 1 a 2.

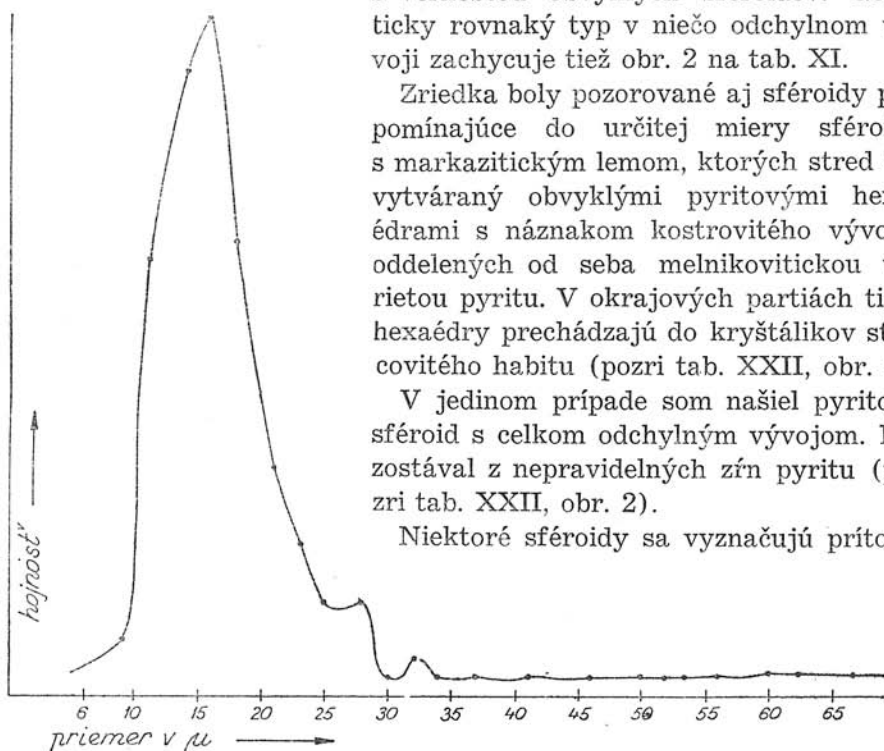
Vzácné boli tiež leptaním zistené drobné sféroidy obvyklého typu obrastané radiálne lúčovitými paramorfózami pyritu po markazite. Na priereze majú hviezdicovitý tvar (tab. XI, obr. 1). Ich veľkosť je shodná

s veľkosťou obvyklých sféroidov. Geneticky rovnaký typ v niečo odchylnom vývoji zachycuje tiež obr. 2 na tab. XI.

Zriedka boli pozorované aj sféroidy pripomínajúce do určitej miery sféroidy s markazitickým lemom, ktorých stred bol vytváraný obvyklými pyritovými hexaédrami s náznakom kostrovitého vývoja, oddelených od seba melnikovitickou varietou pyritu. V okrajových partiách tieto hexaédry prechádzajú do kryštálikov stĺpcovitého habitu (pozri tab. XXII, obr. 1).

V jedinom prípade som našiel pyritový sféroid s celkom odchylným vývojom. Pozostával z nepravidelných zŕn pyritu (pozri tab. XXII, obr. 2).

Niektoré sféroidy sa vyznačujú prítom-



Graf 3. Hojnostné zastúpenie sféroidov rôznych priemerov.

nosťou obalu z melnikovitického pyritu (tab. XII, obr. 1). Obvykle obal nebýva celkom pravidelný a všade rovnako mocný. Melnikovitická varieta pyritu vykazuje rytmické striedanie slabých, viac a menej rezistentných polôh. Vzhľadom na nepatrné rozmery nebolo možné tieto podrobiť detailnejšiemu výskumu.

Jednotlivé sféroidy bývajú voľne rozptýlené v rôznych sulfidoch. Bolo však nájdených aj niekoľko shlukov, kde pyritové a sfaleritové sféroidy obalené melnikovitickým pyritom vytvárajú guľovitý útvar ca 0,1 mm veľký, ktorý do určitej miery pripomína zoogloovitú kolóniu baktérií (tab. XII, obr. 2).

Obdobné útvary sulfidov z iných ložísk

Sulfidické guľôčky svojim vzhľadom pripomínajúce útvary z Bystrého potoka prvýkrát opísal H. Schneiderhöhn (1923) z mansfeldských mednatých bridlíc. Schneiderhöhn ich považoval za zrudnené sírne baktérie. Odlíšil niekoľko druhov sulfidizovaných mikroorganizmov..

1. Guľôčky o priemere 4—8 μ a tyčinkovité útvary priemerne 2—4 μ široké a až 20 μ dlhé, pozostávajúce z husto nakopených zrníčok chalkopyritu.

2. Rovnako veľké útvary ako pod 1. z bornitu alebo chalkozínu, avšak bez nejakej vnútornej štruktúry.

3. Guličkovité útvary až 15 μ veľké vnútri z chalkopyritu a chalkozínu, pozdĺž obvodu s rozptýlenými zrníčkami CuFeS_2 . V niektorých guličkách tohto druhu môže byť CuFeS_2 väčšie a na priereze zreteľne trojuholníkovitého tvaru. Ojedinelé guľôčky FeS_2 obdobných rozmerov, avšak bez vnútornej štruktúry.

4. Celkom nepatrné zrníčka CuFeS_2 rozptýlené v bituminóznej bridlici. Útvary uvedené pod 1 a 3 považuje za sírne baktérie, v ktorých jednotlivé zrnká sulfidov zodpovedajú niekdajším kvapôčkam síry. Porovnáva ich s recentnými druhmi *Thiophysa volutans* (7—18 μ) a *Monas Mülleri* (5,6—15 μ).

Naproti tomu tyčinkovité útvary predstavujú asi zrudnené vláknité sírne baktérie podobné dnešným rodom *Beggiatoa*, *Thiotrix* a purpurnej baktérie *Monas Okenii*.

V guličkovitých bezštruktúrnych útvaroch pod 2 sa domnieva vidieť fosilné desulfurujúce baktérie a v neobyčajne jemne rozptýlených zrnkách CuFeS_2 (pod 4) jednotlivé zrudnené kvapôčky síry odumretých sírnych baktérií.

Teda počet a veľkosť sulfidických zrníek v guľovitých útvaroch zodpovedá počtu a veľkosti príslušných kvapôčok síry niekdajších baktérií. Celkový tvar baktérií ostal tiež zachovaný.

Neskôr boli nájdené pyritové guľôčky aj na ložiskách v Meggene a Rammelsbergu.

Na prvom z nich sa priemer guľôčok pohybuje medzi 0,010—0,030 mm, v Rammelsbergu bývajú okolo 0,015 mm veľké.

Iný typ pyritových sféroidov opísali Grondijs a Schouten (1937) z ložiska Mount Isa v Austrálii. Vyznačujú sa však na rozdiel od predchádzajúcich koncentricko-zonárnou štruktúrou okolo masívneho jadra s priemerom 0,005—0,025 mm. Vedľa nich vystupujú aj väčšie guľovité pyritové konkrécie priemeru 0,05—0,25 mm.

Autori ich vznik vysvetľujú hydrotermálnou metasomatózou a o mož-

nostiach syngenetického srážania aj malých častí FeS_2 súčasne s okolnými sedimentami sa vyslovujú veľmi pochybovačne.

Schouten (1946) vo svojej neskoršej práci sa znovu vrátil k problému genézy sedimentárnych mednatých a pyritových ložísk bakteriálnou činnosťou. Na základe rozsiahleho chalkografického výskumu tzv. „zrudnených baktérií“ takmer zo všetkých doteraz známych výskytov dochádza k uzáveru, že ich existovanie vo fosilnej zrudnenej forme je veľmi nepravdepodobné.

Zástupcom Schneiderhöhnovho názoru bol najmä Neuhaus (1939), od ktorého pochádza detailná štúdia mednatých slieňov zo zechsteinu Haaselskej a Gröditzkej panvy v Sliezsku. Z tejto oblasti opísal:

a) Pyritové guľôčky priemeru $5\text{--}20\ \mu$, prevažne však $7\text{--}12\ \mu$ pozostávajúce z množstva drobných zrníčok FeS_2 $1\text{--}3\ \mu$ veľkých.

b) Pyritové shluky obdobnej štruktúry, avšak podstatne väčšie. Priemer $20\text{--}40\ \mu$ s $3\text{--}8\ \mu$ veľkými jednotlivými kryštálkami pyritu. Ich väzba je často voľnejšia ako v type pod a).

Neuhaus zdôrazňuje úplnú shodu pyritových guľôčok so sírnou recentnou baktériou *Thiophysa volutans* ($7\text{--}8\ \mu$), kým vo väčších pyritových shlukoch vidí fosilizovanie baktérií *Thiophysa macrophysa* (priemer $21\text{--}40\ \mu$).

Mnohé bituminózne bridlice, ako aj uhoľné sloje, vyznačujú sa tiež prítomnosťou pyritu v obdobnom vývoji. Boly z nich napr. opísané Potoniéom (1932), Stachom (1941), Horstom (1952) a inými.

Názory na vznik všetkých týchto útvarov sú dosiaľ nejednotné. U jedných je tendencia pripisovať im čisto organický pôvod, a to úplným pseudomorfovaním vlastných sírnych baktérií (t. j. tých, čo čerpajú životnú energiu zo spaľovania amorfnej síry, nashromaždenej v protoplazme v dobách, keď ich životné prostredie obsahuje dostatok H_2S), alebo desulfurujúcich baktérií živiacich sa rozkladom sulfátov.

Hlavným odporcom tejto teórie je najmä Schouten (1944), Stach (1941) a v minulosti to bol aj Schlossmacher (1922), ktorý však neskôr prijal Schneiderhöhnov názor (1926). Podľa nich sulfidické guľôčky nemožno vôbec považovať za rudné pseudomorfózy baktérií. Vznikaly cestou čisto anorganickou. Z baktérií mohly mať na niektorých ložiskách určitý podiel aj organizmy (desulfurujúce a hnilobné baktérie), a to tým, že svojou činnosťou uvoľňovali H_2S , ktorý potom reagoval s prítomnými roztokmi solí ťažkých kovov, najmä Fe. Z takto vyvločovaných gélov FeS_2 vznikly potom známe sféroidické útvary.

Genéza sulfidických sféroidov

Mnohotvárnosť štruktúr najrozmanitejších sulfidických sféroidov naznačuje, že tu treba očakávať najsložitějšíe genetické podmienky a problémy, ktorých objasnenie môže nemalou mierou prispieť k správne mu nazeraniu na jednotlivé etapy minerogénnych pochodov a ich charakter. Preto práve tieto útvary si zasluhujú najväčšiu pozornosť, najmä ak znovu zdôrazníme, že na vznik analogických útvarov boli vyslovené dva celkom protichodné názory: syngenetický a epigenetický.

Na ložisku v Bystrom potoku vystupujú monominerálne sféroidy pyritové, sfaleritové, galenitové, pyrhotínové a vzácné tetredritové, ako aj celý rad najrozmanitejších kombinácií uvedených sulfidov.

Syngenetická teória by v tomto prípade predpokladala viac-menej súčasné srážanie, najmä sulfidov Fe, Zn a Pb v podobe gélov, asi v takom smysle, ako to pri mansfeldskom mednatom ložisku vysvetľuje S c h n e i d e r h ö h n (1923, 1926), kde taktiež v hojnej miere vystupujú sféroidy pyritu, chalkopyritu, bornitu, chalkozínu a ich rôzne kombinácie v jedinom sféroide.

V odchylných štruktúrach jednotlivých sulfidov by sa potom odrážali odchylné vlastnosti príslušných gélov už za srážania spolu s rôznym cho vaním sa pri prechode do metakoloidného štádia, prípadne za metamorfných dejov.

Aplikácia súčasného srážania sulfidov v podobe tzv. smiešaných gélov na ložisku v Bystrom potoku však naráža aj pri zbežnejšom chalkografickom výskume na značné ťažkosti. Tieto sú u polysulfidických sféroidov najväčšie.

Všimnime si napr. pyrit-pyrhotínové sféroidy. Najčastejšie pozorujeme pyrhotínové jadro obalené pyritovou obrubou. Pyrit-pyrhotínové sféroidy bývajú takmer výlučne rozptýlené opäť v pyrhotíne. Pri syngenetickom srážaní z gélov, a to buď za súčinnosti sírnych baktérií, alebo bez nej, by sme museli predpokladať:

a) shluknutie častíc sírnika Fe zodpovedajúcich svojím chemizmom pyrhotínu do guľovitého útvaru,

b) postupné obrastanie tejto guľôčky sulfidickým gélom zodpovedajúcim pyritu,

c) opätovné srážanie pyrhotínu, v ktorom prv spomínané pyrit-pyrhotínové sféroidy bývajú rozptýlené.

Táto zmena v srážaní príslušných gélov by musela byť náhla, pretože aj hranica medzi pyritom a pyrhotínom je vždy ostrá. Náhle zmeny sú však v tomto prípade málo pravdepodobné.

Za takéhoto predpokladu by k bežnej kombinácii musely patriť sféroidy

s pyritovým jadrom, obklopené pravidelnou vrstvičkou pyrhotínu. Nič podobného však dosiaľ nebolo pozorované.

Pyrhotínové sféroidy s jadrom z iného sulfidu (galenitu) som našiel iba jediný raz. Ich vznik však vysvetľujem celkom ináč a objasním ho na inom mieste.

S rovnakými ťažkosťami by sme sa stretli aj pri podobnej interpretácii iných sféroidov kombinovaných z dvoch sulfidov.

Celkom proti takejto koncepcii je aj štruktúra sféroidov vytváraných aspoň troma sulfidmi. U takýchto vonkajší obal býva z pyritu, jadro z iných sulfidov. Všetky tieto sulfidy si však nikdy nezachovávajú koncentricko-vrstevnatú štruktúru, t. j. hranica medzi oboma vnútornými sulfidmi je obyčajne celkom nepravidelná a netvorí ju guľová plocha (pozri obr. 3, str. 633, a obr. 4, str. 634).

Všetky štruktúry kombinovaných, viacminerálnych sféroidov môžeme bez ťažkosti vysvetliť ako výsledok ďalekosiahleho metasomatického zatlačovania.

Za najstaršie alebo pôvodné treba považovať iba pyritové sféroidy a teda za najstarší minerál týchto útvarov pyrit, ak odhliadneme od malého množstva melnikovitickej variety pyritu a sporadického markazitu. Všetky ostatné sulfidy vnikly do sféroidov až neskôr a potrebný priestor si získaly najčastejšie priamo metasomatickým nahradzovaním pyritu. Mladšia časť sulfidov mohla, pravda, zatlačiť aj sulfidy, ktoré predtým nahradily pyrit.

Spôsob zatlačovania pyritových sféroidov inými sulfidmi je patrný čiastočne z pripojených mikrofotografií. Lepšie však vynikne napr. z obr. 1 na str. 629, zachycujúceho pomer sfaleritu k pyritovým sféroidom. Na ňom sú jednotlivé sféroidy vedľa seba usporiadané tak, aby bol ihneď patrný spôsob postupného zatlačovania, ktoré je tu celkom evidentné.

Prakticky rovnakými štruktúrami sa vyznačujú aj galenit-pyritové (pozri obr. 2, str. 632) a pyrhotín-pyritové sféroidy. Vedľa vzájomného vzťahu medzi sulfidmi svedčia o metasomatóze aj korodované relikty pôvodne idiomorfných pyritových hexaédrov v sféroidoch pozdĺž styku s inými sulfidmi alebo uprostred nich.

Metasomatóza najčastejšie vychádzala z vnútornej časti pyritových sféroidov, niekedy centrálna, inokedy viac excentricky umiestených. Takmer bez výnimky jej však skôr podľahlo jadro sféroidu a okolná škrupina ostala vo viac alebo menej súvislej forme zachovaná. Pri pokročilej metasomatóze ostáva len niekoľko nepravidelných reliktov FeS_2 pozdĺž obvodu niekdajšieho sféroidu. Konečné štádium je charakterizované iba pórovitým kruhom v metasóme (pozri napr. obr. 1f, 1s na str. 629) naznačujúcim miesto pôvodného pyritového sféroidu.

Grondijs a Schouten (1937) vysvetľujú vznik obdobného pórovitého kruhu z ložiska Mount Isa takto: Pôvodná pyritová guľôčka obsahovala v sebe rozptýlené drobné nečistoty submikroskopických veľkostí. Pri neskoršom zatlačovaní guľôčky mladšími sulfidmi od stredu boli tieto postupne posunované napredujúcimi sulfidmi k okraju guľôčky. Po úplnom zatlačení pôvodnej pyritovej guľôčky ostali pozdĺž jej niekdajšieho obmedzenia koncentrované tieto submikroskopické inklúzie. Ich vydrobovaním pri brúsení vzniká uvedený pórovitý kruh.

Časť nečistôt mohla azda skutočne byť takýmto spôsobom premiestňovaná.

Na ložisku „Alžbeta“ sme však našli niekoľko pyritových sféroidov zatlačovaných mladšími sulfidmi od okrajov. Aj v týchto prípadoch bolo obmedzenie pôvodnej guľôčky naznačované známym pórovitým kruhom, v strede ktorého boli zachované reliktu FeS_2 (pozri obr. 5b, c, str. 636). Zrejme tu nenastal žiaden väčší pohyb uzavrenín od okrajov do stredu ich strhávaním zatlačujúcim sulfidom.

Z tohto dôvodu predpokladám, že putovanie nečistôt a drobných submikroskopických uzavrenín k okraju sféroidov nastalo ešte pred ich kryštalizáciou v dobe, keď došlo k shluknutiu gélov do guľôčok.

V dôsledku toho sú tieto submikroskopické nečistoty koncentrované primárne pozdĺž povrchu pyritových sféroidov. V nábrusoch celkom intaktných sféroidov FeS_2 však nie sú badateľné v dôsledku značných rozdielov v tvrdosti medzi pyritom a ostatnými tunajšími sulfidmi-sfaleritom, galenitom, pyrhotínom ap. Stávajú sa viditeľnými až uprostred nich, kde rušivý reliéf odpadá.

Takýto spôsob zatlačovania sférických útvarov, pri ktorom mladší minerál zaujíma stred guľôčky a je viac-menej súvisle obklopený starším, môže sa na pohľad zdať nepravdepodobným, keďže pravý opak by mal byť normálnym zjavom.

Doteraz analogické zatlačovanie sféroidov ako na ložisku „Alžbeta“ detailne opísali Grondijs a Schouten (1937) z ložiska Mount Isa v Queenslande. Zdá sa však, že je bežnejšie aj na iných ložiskách (napr. časť sulfidických sféroidov okrem FeS_2) Schneiderhöfnera z mansfeldských mednatých bridlic (na čo tiež poukázal už Schouten, 1946).

Pri tomto druhu metasomatózy treba, aby vnútorná časť sféroidu bola menej rezistentnou a aby zatlačujúci roztok mohol do nej prenikať. To je umožnené štartom metasomatózy od okrajov a postupným zatlačovaním pyritu odtiaľ alebo aj prenikaním sulfidov sulfidickou bázou do centrálnej časti sféroidu a jeho metasomatózou k okraju.

Výsledkom sú známe pyritové prstencovité a atolovité útvary obdobne opísaným útvarom z ložiska Mount Isa. Štruktúra počiatočných pyrito-

vých sféroidov je však rozdielna: na ložisku Mount Isa koncentricko-zonárna, v Bystrom potoku z idiomorfných hexaédrov.

Štruktúry viac sulfidických sféroidov sú tiež prejavom metasomatózy a nič v nich nenaznačuje, že by boli vznikly rekryštalizáciou súčasne srazených gélov. Styk rôznych sulfidov vo vnútri pyritových prstencov býva nepravidelný (pozri obr. 3, str. 633, obr. 4, str. 634). Jednotlivé zrná často do seba lalokovite zapadajú. Určenie sukcesie medzi pyrhotínom, sfaleritom a galenitom býva v takýchto prípadoch pomerne obťažné. Ináč je tomu, ak štruktúra dovolí jednoznačné odlišenie starších minerálov od mladších minerálov.

Vzájomný pomer sfaleritu ku galenitu zachycuje obr. 3, str. 633. Náčrt na ňom bezpečne svedčí o vzniku galenitových sféroidov až po sfalerite.

V náčrte c treba tiež vidieť počiatočné štádium zatlačovania sfaleritových sféroidov mladším galenitom. Pokročilejšie štádium znázorňuje náčrt a, kde v centre sféroidu ostal iba pomerne malý relikt ZnS. V poslednom prípade predpokladám genézu: primárny pyritový sféroid — zatlačenie od stredu sfaleritom — zatlačenie od periférie galenitom. Smer metasomatózy je tu zrejme opačný ako pri prvotnom zatlačovaní pyritových sféroidov sulfidmi, sfaleritom, galenitom a pyrhotínom, čo sa dá vysvetliť homogénnym charakterom posledných.

Zatlačovanie pyritových sféroidov mladšími sulfidmi od stredu je normálnym zjavom. Boly však pozorované aj vzácne prípady ich nahradzovania od okrajov, ako to zachycuje obr. 5 na str. 636. Na náčrte b, obr. 5, zatlačujú pyritový sféroid pyrhotín so sfaleritom, kým náčrt c znázorňuje pokročilejšie štádium zatlačovania sfaleritom. Pôvodné obmedzenie sféroidu je aj tu tvorené pórovitým kruhom.

Zaujímavé pomery vykazujú tiež galenit-pyrhotín-pyritové sféroidy, v ktorých posledný vytvára viac-menej súvislú obrubu alebo nepravidelné reliktu pozdĺž obvodu. Porovnaj napr. obr. 4 na str. 634.

Hranica medzi pyrhotínom a galenitom býva najčastejšie nepravidelná. Inokedy sa vyznačujú priamočiarym stykom, ktorý môžeme najprirodzenejšie vysvetliť ako zatlačovanie galenitu mladším pyrhotínom pozdĺž plôch hexaédru (obr. 4, náčrty a, c).

Že pyrhotín môže byť mladší ako galenit, vyplýva aj z kombinovaných galenit-pyrhotínových sféroidov (obr. 5, náčrt a). Genézu týchto útvarov vysvetľujem takto:

- a) vznik pyritového sféroidu,
- b) zatlačenie centrálnej časti galenitom,
- c) čiastočné obalenie takto vzniknutej galenit-pyritovej guľôčky sfaleritom,
- d) zatlačenie pyritového obalu pyrhotínom.

Z pyritu sa zachovali iba nepatrné reliktý pozdĺž pôvodnej hranice galenit-pyrit, ako aj vonkajšieho obmedzenia sféroidov. Tieto však môžu chýbať a byť úplne nahradené mladšími sulfidmi (druhý sféroid od ľavého okraja, náčrt *a*, obr. 5).

Vznik arzenopyritového sféroidu (obr. 5, náčrt *d*) nie je celkom jasný. Mohlo by sa jednať o pôvodnú arzenopyritovú guľôčku, ktorej FeAsS neskôr rekryštalizoval. Obe časti obmedzenia naznačujú pôvodnú hranicu guľôčky, kým rekryštalizáciou vzniknuté kryštáliky prečnievajú do okolia. Sfalerit by v tomto prípade bol mladší. Možnosť takéhoto vzniku je daná existenciou arzenopyritových konkrécií, ako ich zachycuje obr. 1 na tab. X.

Rovnako mohla vzniknúť aj zatlačením pyritového prstenca v kombinovanom pyrit-sfaleritovom sféroide. Jediný doteraz najdený sféroid tohto druhu k objasneniu genézy nestačil.

Konečne bližšiu pozornosť si zaslúži genéza galenitových sféroidov z voľných, idiomorfne vyvinutých kryštálikov (tab. VIII, obr. 2; tab. IX, obr. 1, 2). V nábrusoch je tvar jednotlivých kryštálikov PbS úplne shodný s prierezmi FeS₂ pyritových sféroidov (porovnaj napr. tab. VIII, obr. 2; tab. IX, obr. 1; tab. X, obr. 2; tab. XXI, obr. 2), takže sa tu vynára otázka, či ich netreba považovať za pseudomorfne po pyrite. Samotný tvar tu, pravda, nie je rozhodujúcim činiteľom, pretože galenit a pyrit patria rovnakej kryštalografickej sústave. V prospech metasomatózy pyritu svedčí, že galenit samotný na najrozmanitejších ložiskách nevytvára zpravidla idiomorfne kryštáliky uprostred iných sulfidov, iba ak rástol do voľných dutín. Z toho dôvodu a pre dokázané zatlačovanie pyritových sféroidov galenitom v predchádzajúcich statiach možno sféroidy z idiomorfných galenitových kryštálikov považovať tiež za pseudomorfózy po pyrite.

Často ani tieto galenitové pseudomorfózy neodolali pôsobeniu neskorších rudonosných roztokov a nastalo ich zatlačovanie mladšími sulfidmi. Tab. IX, obr. 2, zachycuje takéto počiatočné štádium zatlačovania galenitových pseudomorfóz pyrhotínom. Pritom hexagonálny pyrhotín si zachováva kubickú formu zatlačovaného PbS. Pri úplnom zatlačení vzniknú sféroidy vytvárané hexaédrami pyrhotínu.

Galenitové sféroidy s tesnou väzbou kryštálikov bývajú zatlačené súvislou polohou pyrhotínu, v ktorej nebaďať pôvodnú vnútornú stavbu. Tým veľmi pripomínajú sféroidy vzniknuté bezprostrednou metasomatózou pyritu pyrhotínom.

Ako veľká zriedkavosť bol v tesnej blízkosti uvedených galenitových a pyrhotínových sféroidov nájdený sféroid z tetraedritu. Zdá se, že tiež nahrádza starší galenit.

Okolo galenitových sféroidov bývajú v sfalerite rozptýlené drobné he-

xaédry galenitu (pozri napr. tab. IX, obr. 1, 2), ktoré sú tiež často nahradzované pyrhotínom.

Okrem uvedených skutočností o zatlačovaní pyritových sféroidov mladšími sulfidmi svedčia pomery pozorované u prstencovitých a atolovitých pyrit-pyrhotínových útvarov rozptýlených v pyrhotíne.

V takýchto prípadoch je optická orientácia pyrhotínu v pyritovom prstenci shodná s orientáciou pyrhotínu obklopujúcim prstence. Pôvodná vnútorná štruktúra pyritových sféroidov (najmä s tesnou väzbou) býva pritom často sotretá.

Detailný chalkografický rozbor sulfidických sféroidov, ako zo všetkého predtým uvedeného vyplýva, potvrdil, že na ložisku „Alžbeta“ ich nemožno považovať za produkt súčasného srážania z gélov. Naopak odhalil rozsiahly metasomatizmus, ktorý rozhodujúcou mierou prispel k ich štruktúrálnej a minerálogickej pestrosti.

Pôvodnými minerálmi sféroidov sa ukázali byť pyrit s nepatrnými kvantami melnikovitickej variety a markazitu. Postavenie arzenopyritu v sféroidoch ostáva zatiaľ problematické. Všetky ostatné sulfidy vnikli do sféroidov metasomatickým nahradzovaním takmer výlučne prvých dvoch minerálov. Metasomatóza sa však nezastavila vždy pri zatlačení pyritu najbližším ďalším minerálom sukcesie. Často boli sulfidy pseudomorfujúce pyrit neskôr zatlačené mladšími členmi sukcesie, takže vznikly pseudomorfózy vyšších radov.

Celkovú sukcesiu minerálov v sféroidoch nebolo možné zatiaľ presne stanoviť. Pyrit je najčastejšie bezprostredne zatlačovaný sfaleritom, ktorý sa zdá byť pomerne skorým členom sukcesie. Časť galenitu vnikla do sféroidov bezpochyby až po sfalerite, kým pyrhotín patrí k najmladším minerálom, zatlačujúc veľmi často pyrit, galenit a sfalerit. Na presné stanovenie miesta tetraedritu v genetickom slede nebol k dispozícii dostatočný materiál. Z doterajších pozorovaní by vyplývalo jeho vylučovanie po galenite a pred pyrhotínom.

Vnikanie všetkých mladších sulfidov — galenitu, sfaleritu, pyrhotínu a tetraedritu do sféroidov — patrí jedinej etape metalizácie s pomerne krátkymi a viac-menej súvislými genetickými intervalmi, ktoré sú od vzniku vlastných pyritových sféroidov oddelené relatívne dlhým časovým intervalom.

Vznik vlastných pyritových sféroidov

Otvorenou ostáva otázka vzniku vlastných pyritových sféroidov, u ktorých na rozdiel od iných sulfidov vôbec nebolo možné preukázať ich metasomatický charakter. Minerálny obsah a štruktúry tiež potvrdzujú primárny pôvod týchto útvarov. Každý sféroid musel vzniknúť v relatívne krátkej dobe, pretože je vytváraný shrkom pyritových hexaédrov takmer rovnakej veľkosti. V prípade pomalej postupnej kryštalizácie FeS_2 by sme totiž od miesta, kde táto začala, k partiám so značnejšie oneskorenou kryštalizáciou, museli pozorovať postupné zmenšovanie sa hexaédrov. Niečo podobného u obvyklých sféroidov však neexistuje, takže hexaédry môžeme právom považovať za súčasné.

Túto možnosť konečne pripúšťa teória anorganického aj čisto biologického (zrudnené sírne baktérie) pôvodu. Pre objasnenie genézy pyritových sféroidov musíme preto vychádzať z tých skutočností, ktoré vplyvom rozdielných fyzikálno-chemicko-biologických podmienok sa určitým typickým spôsobom odzrkadľujú aj v príslušných konečných produktoch.

Všimnime si preto teóriu zrudnených sírnych baktérií zavedenej *Schneiderhohnom* (1923), ktorá našla ohlas a živú podporu u mnohých výskumníkov.

Podľa nej guľičkovité, útvary pozostávajúce z drobných kryštálikov alebo zrn rôznych sulfidov, predstavujú zrudnené sírne baktérie. Jednotlivé zrná a kryštáliky vznikli na tých miestach, ktoré u živých baktérií zaujímali v protoplazme kvapôčky amorfnej olejovitej síry. Ich veľkosť je priamo úmerná alebo rovná veľkosti sírnych kvapiek.

K vzniku sulfidov došlo po odumretí baktérií pôsobením roztokov, ktoré obsahujú Fe, Cu, Zn, koncentrovaných blízko morského dna, kam odumreté sírne baktérie klesaly (*Schneiderhohn*, 1923).

Zrudnenie muselo prebehnúť v krátkej dobe niekoľko málo dní, pretože síra odumretých baktérií sa za niekoľko dní — ako to dokázal *Vinogradskij* (1952) — hnilobnými procesmi premení na sírovodík.

Presne zachovaný tvar a vnútorná štruktúra „zrudnených sírnych baktérií“ nevyhnutne vyžaduje zrudnenie bezprostredne po ich odumretí, prv, ako mohol nastať akýkoľvek rozklad a porušenie vnútornej stavby. Počas diagenézy sa už zrudnené baktérie chovaly ako pevné útvary odolávajúce deformáciám.

Pyritové sféroidy z ložiska „Alžbeta“ sa vždy vyznačujú viac-menej guľovitým tvarom, nech sa už jedná o skutočné guľôčky, ovoidy alebo menej pravidelné útvary. Z baktérií hromadiaciach zásoby síry v protoplazme prichádzajú teda pre paralelizáciu do úvahy viac-menej guľovité druhy, kým na nitkovité sírne baktérie obdobné rodom *Beggiatoa* a *Thio-*

trix nemusíme brať žiaden zreteľ, pretože nitkovité, ani tyčinkovité útvary FeS_2 , pripomínajúce tento druh baktérií, sa tu vôbec nevyskytujú.

Svojím vzhľadom a rozmermi však sféroidy pripomínajú niektorých zástupcov Leuco, ako aj Rhodothiobaktérií. Z nich prichádzajú do úvahy (Bavendamm, 1924, Schouten, 1946):

1. *Thiophysa volutans* — priemer 0,07—0,018 mm. Najväčšie rozmery: dĺžka 0,029 mm pri šírke 0,018 mm. Uvádzaná najprv Schneiderhöhnom (1923) z Mansfeldu, Neuhausom (1931) z analogických ložísk mednatých v Gröditzkej a Haaselskej panve v Sliezsku. Jednotlivé zrná alebo kryštáliky pyritu „zrudnených baktérií“ tohto druhu sú podľa Schneiderhöhna v mansfeldskom ložisku max. 0,0002 mm veľké, kým Neuhaus zo spomenutých ložísk uvádza priemerné veľkosti 0,001—0,003 mm.

2. *Thiophysa macrophysa*. Bola opísaná Neuhausom (1939) v zrudnenej forme. Jej priemer sa pohybuje medzi 0,021—0,040 mm pri 0,003 až 0,008 mm veľkých idiomorfných kryštálikoch, ktoré vytvárajú guľôčky.

3. *Monas Mülleri*. Guľôčky a elipsoidy 0,005—0,013 mm veľké. Uvádzaná Schneiderhöhnom.

4. *Thiosphaerella amyliifera*. Guľôčky a elipsoidy 0,006 mm dlhé a 0,005 mm široké.

5. *Thioporphysa volutans*. Guľôčky a ovidy okolo 0,007 mm veľké.

Posledné dve Schneiderhöhn neuvádza. Schouten (1946) ich však spomína ako rozmermi porovnateľné s drobnými sulfidickými guľôčkami na mansfeldskom ložisku.

Všetky uvedené formy sírnych baktérií vo svojich bunkách shromažďujú zásoby síry. V priaznivom prostredí pri dostatočnom množstve H_2S bývajú takmer preplnené kvapôčkami síry. V dobe nedostatku sirovoďiaka ju však zvolna konzumujú, pričom sa veľkosť kvapôčok postupne snižuje a ich počet súčasne klesá, až konečne po viacdennom hladovaní protoplazma neobsahuje už žiadnu síru a baktérie hynú.

Všeobecne bývajú kvapôčky síry nepravidelne rozmiestnené alebo koncentrované v jednej časti baktérie. Prítomnosť vakuoly tiež spôsobuje, že sa v nej nashromažďuje síra, v dôsledku čoho by sa za predpokladu dokonalejších pseudomorfóz sírnych kvapôčok sulfidmi mal priestor niekdajšej vakuoly prejavíť chýbaním sulfidických zŕn alebo kryštálikov v „zrudnených baktériách“.

V ostatných častiach zrudnených baktérií by jednotlivé zrná a kryštáliky mali byť nepravidelne rozptýlené. U rôznych guľôčok by sa mala očakávať aj ich rozdielna veľkosť, pričom v exemplároch predstavujúcich hladujúce baktérie by veľkosť sulfidov postupne klesala a súčasne ich väzba sa stávala celkom voľnou.

Pyritové sféroidy z ložiska „Alžbeta“ sa vyznačujú zpravidla veľmi tesnou väzbou. Niekedy je síce voľnejšia, ale doteraz sme nenašli pozvoľné prechody k typickým, takmer vyhladoveným baktériám, kde by z pôvodných baktérií boli zachované iba ojedinelé rozptýlené sulfidizované kvapôčky síry. U sféroidov s voľnejšou väzbou je vždy priestor medzi jednotlivými kryštálíkmi pyritu vyplnený inými sulfidmi. Ak je takýmto sulfidom melnikovitický pyrit, potom hexaédry pyritu vykazujú bez výnimky dokonalé idiomorfne obmedzenie.

V kombinovaných sféroidoch s mladšími sulfidmi nachádzame však často korodované pyrity. Nemožno ich teda považovať za primárne štruktúry, ako to vyplývalo tiež z predchádzajúcich statí.

Niektoré kombinované sféroidy môžu pripomínať zrudnené baktérie s vakuolou. Priestor „vakuoly“ je však vyplnený iným sulfidom, nepochybne mladším, metasomaticky zatlačujúcim pyrit (pozri napr. obr. 1, str. 629).

Veľkosť sféroidov na ložisku „Alžbeta“ sa pohybuje od 0,005 do 0,070 mm s najhojnejším priemerom okolo 0,016 mm. V rozsahu 0,005 až 0,040 mm môžeme ich teda porovnávať so všetkými prv spomenutými recentnými formami sírnych baktérií. Pre sférické formy 0,040—0,070 mm nepoznáme zodpovedajúce recentné druhy. Jedine svojou veľkosťou, nie však tvarom, boli by tieto útvary porovnateľné s baktériou *Hillhousia mirabilis*. Gulôčky obdobných rozmerov však opísal Schouten (1946) z tzv. „Dachklotzu“ v Mansfelde.

Veľkosť sféroidov na ložisku v Bystrom potoku sa plynule mení od najmenších po najväčšie, aj keď jednotlivé druhy nie sú čo do hojnosti rovnomerne zastúpené (porovnaj graf 3, str. 647).

Rovnaké výkyvy vykazuje tiež veľkosť hexaédrov (graf 2, str. 646). U gulôčok a pretiahnutých útvarov o priemere 0,005—0,020 mm z mansfeldského ložiska sa veľkosť sulfidických zŕn pohybuje okolo 0,0002 mm; u analogických priemerov v Haaselskej a Gröditzkej panve činí 0,001 až 0,003 mm, kým na ložisku v Bystrom potoku 0,0002—0,005 mm.

Pyritové gulôčky (Kiesklumpchen) 0,020—0,040 mm veľké, opísané zo sliezskych meďnatých ložísk Neuhausem (1939), sú tvorené idiomorfnými kryštálíkmi pyritu 0,003—0,008 mm veľkými. Sféroidy rovnakých rozmerov z Bystreho potoka obsahujú hexaédry 0,0005—0,005 mm veľké.

Počet kvapôčok S u sírnych baktérií je veľmi kolísavý. Najčastejšie sa jedná o niekoľko desiatok kvapôčok. V tunajších sféroidoch sa však počet pyritových hexaédrov pohybuje od ca 15—20 kusov a dosahuje až ca 6000 kryštálikov v jedinom veľkom sféroide (tab. XII, obr. 1), čo je veľmi nepravdepodobné aj pre fosilné formy tiobaktérií.

Okrem uvedených morfológických diferencií medzi recentnými sírnymi

baktériami a pyritovými sféroidmi z Bystrého potoka je nápadné, že u posledných nebaďať predĺžené v strede priškrtené formy zodpovedajúce baktériám v štádiu delenia. Dvojité sféroidy málo pripomínajúce štádium takmer ukončeného delenia sa dajú ľahko vysvetliť obyčajným srastom pri dotyku.

Niektoré pyritové sféroidy s melnikovitickým obalom (tab. XII, obr. 1) pripomínajú slizovité puzdro, akým sa vyznačujú určité baktérie. V jednom prípade sme dokonca zistili „zooglevitú“ štruktúru sféroidov s melnikovitickým pyritom na miestach zodpovedajúcich „slizu“ (tab. XII, obr. 2). Svojím nepravidelným melnikovitickým obalom vnucujú myšlienku biogénneho pôvodu.

Markazitický obal sféroidu na obr. 1, tab. XI, však bezpochyby vznikol čisto anorganickou cestou. Prechodné štádium medzi ním a sféroidmi s melnikovitickým povlakom tvorí sféroid zachytený na tab. XI, obr. 2. Nemožno teda úplne poprieť anorganický pôvod „zrudnenej zoogley“ a „slizovitého puzdra“, ktoré sú ostatne v porovnaní s obvyklými sféroidmi veľmi vzácné.

Rozptýlené kryštáliky pyritu, galenitu a pyrhotínu svojím vývojom zodpovedajúce pyritovým hexaédrom sféroidov možno paralelizovať so zrnčkami (Pünktchen) *Schneiderhöhna* (1923) impregnujúcimi mednaté bridlice. *Schneiderhöhna* ich považuje za rudné pseudomorfózy sírnych kvapôčok úplne rozrušených baktérií. Z predchádzajúceho je zrejmé, že sa môže jednať iba o baktérie rozrušené až po vykryštalizovaní pyritu, pretože inak by rozrušeniu neunikla ani samotná síra.

Pretože v tunajších pyritových sféroidoch býva „báza“ medzi jednotlivými FeS_2 často tvorená melnikovitickou varietou, možno predpokladať, že by táto bola zabráňovala takémuto dodatočnému rozrušeniu sféroidov.

Zdá sa preto logickejším vznik týchto rozptýlených hexaédrov odôvodniť anorganickou cestou, najmä ak ešte vezmeme do úvahy, že niekedy nadobúdajú pozvoľna väčšie rozmery ako v okolných sféroidoch.

Sféroid na obr. 2, tab. XXI, sa vyznačuje relatívne veľmi voľnou väzbou. Podľa teórie zrudnených baktérií by mohol predstavovať sírnu baktériu, ktorá v menej priaznivom prostredí už spotrebovala časť svojich zásob S. Medzi „pyritizovanými sírnymi kvapôčkami“ je primárny melnikovit, ktorý by sme v takomto prípade museli považovať za zrudnenú protoplazmu.

Logickým dôsledkom toho by bolo zrudnenie najrozmanitejších druhov baktérií účastniacich sa kolobehu síry, bez ohľadu na to, či v protoplazme shromažďujú zásoby síry alebo nie. Doterajším výskumom sme však nemohli preukázať prítomnosť sulfidických útvarov, ktoré by svojou povahou pripomínaly napr. recentné desulfurujúce a hnilobné baktérie.

H. S c h n e i d e r h ö h n (1923) z mansfeldského ložiska opisuje zrudnené desulfurujúce baktérie o priemere 0,003—0,008 mm, vytvárané borinitom a chalkozínom bez vnútornej štruktúry. Tieto útvary by sme mohli paralelizovať s niektorými sféroidmi pyrhotínu, sfaleritu a galenitu z ložiska v Bystrom potoku. Avšak pre tunajšie útvary bola dokázaná ich metasomatóza po sféroidoch z idiomorfných hexaédrov FeS_2 . Nemožno tu teda aplikovať S c h n e i d e r h ö h n o v predpoklad.

Vlastné tiobaktérie v užšom slova smysle sú vo vodných panvách viazané na polohy nad priestormi oživovanými anerobnými, sirovoďík produkujúcimi baktériami. Za sediment takéhoto anerobného, čiastočne biogénneho prostredia by sme mohli považovať grafitické bridlice v okolí ložiska „Alžbeta“. Naše pátranie v nich po zrudnených baktériách ostalo však bezvýsledné a pyritové impregnácie, ako aj ložné žilky sa ukázali byť epigenetickými.

Epigenetický ráz všetkých sulfidov, inkluzívne časti pyritu, je celkom evidentný. U posledného sa pomery komplikujú tým, že nie je geneticky jednotný. Práve sféroidické útvary sú najstarším vývojom, ktorý nikdy nebol pozorovaný v podobe žiliek pretínajúcich okolné horniny alebo žilovinu. Sledovanie tejto otázky bolo znemožnené neprístupnosťou ložiska.

Napriek niektorým dosiaľ nevyjasneným problémom svedčí prevažná väčšina okolností proti biogénnemu pôvodu sulfidov na ložisku „Alžbeta“. Medzi ne zahrňujeme aj pyritové sféroidy typu „zrudnených baktérií“. Vznikly zaiste čisto anorganickou cestou shluknutím gélov vplyvom povrchového napätia do guľôčkovitého tvaru a ich súčasťou kryštalizáciou z množstva kryštalizačných centier.

Takýmto spôsobom bezpochyby vznikly konkrécie arzenopyritu vystupujúce niekedy spolu s rôznymi sulfidickými sféroidmi (tab. X, obr. 1).

Uprostred kvalitných liatych pyritov sa nám tiež podarilo zistiť prítomnosť pyritových sféroidov. V ojedinelých prípadoch svojím vzhľadom veľmi pripomínajú obvyklé sféroidy z idiomorfných kryštálikov. Obyčajne javia voči nim určité diferencie. Tak napr. väzba kryštálikov býva voľnejšia, ich shluk menej pravidelný. Pyritové kryštáliky sa nevyznačujú takým pravidelným tvarom ako u predtým opísaných sféroidov a tiež ich veľkosť v jednom a tom istom sféroide je veľmi menlivá.

Pozoruhodné je, že pravidelnejšie, viac-menej guľovité shluky takýchto kryštálikov, ostro oddelené od okolného pyritu, sú relatívne zriedkavé. Prevládajúca časť shlukov sa vyznačuje nepravidelným tvarom a bez hranice pozvoľna prechádza do okolných pyritových kryštálikov. V takýchto prípadoch uprostred shluku bývajú najmenšie pyritové zrná a kryštáliky, smerom od stredu sa postupne zväčšujú, celkom nebadane

nadobúdajú veľkosť okolných pyritov vytvárajúcich tento druh „liatych pyritov“.

Prechod je jasným dôkazom genetickej príbuznosti pyritových sféroidov a nesféroidických kompaktných pyritov. Posledné nemožno považovať za syngenetický produkt sírnych baktérií, v dôsledku čoho sa interpretácia pravidelných pyritových sféroidov ako „zrudnené tiobaktérie“ stáva veľmi problematickou.

Tieto pozorovania sú v súlade s výskumami Schoutena (1946), ktorý opísal pyritové guľôčky analogické „zrudneným baktériám“ z pyritového ložiska Rio Tinto v Španielsku a z Cornwalských cínovcových žíl. Obe ložiská sú považované za hydrotermálne. Možnosť anorganického pôvodu niektorých „zrudnených baktérií“ pripúšťa aj Ramdohr (1950).

Teória syngenetického viac-menej súčasného srážania všetkých sulfidov na ložisku „Alžbeta“ neobstoí pre ich zrejmú epigenézu. Sféroidický pyrit, aj keď u neho metasomatóza nebola preukázaná, možno z uvedených dôvodov najlepšie vysvetliť ako hydrotermálneho predchodcu neskoršej metalizácie polymetalického charakteru.

Náčrt genetických pomerov

V genéze sulfidických rúd polymetalického typu môžeme odlišiť niekoľko etáp.

K najstarším minerálom patrí pyrit čiastočne vo vývoji „zrudnených baktérií“, pyritové hexaédry niekedy kostrovitého vývoja a nepravidelné zrná FeS_2 . Všetky variety sa vyznačujú drobným zrnom. K pyritu sa pridružuje časť arzenopyritu, vytvárajúceho vedľa rozptýlených idiomorfnych kryštálikov aj konkréciovité shluky.

Ostatné sulfidy sú prevažne mladšie. Zatláčovanie pyritových hexaédrov v sféroidoch nastalo až po ich vykryštalizovaní, ako o tom svedčia dokonalé pseudomorfózy hexaédrov, napr. pyrhotínom, galenitom ap. Genetické intervaly týchto mladších členov sukcesie sa často navzájom prekrývajú. V sféroidoch patrí k obvyklým sled: sfalerit, galenit, tetraedrit, pyrhotín.

Pred týmito mladšími sulfidmi vznikly karbonáty, ktoré bývajú nimi často zatláčované alebo aspoň pozdĺž štiepných trhlín stmelované.

Vzťah karbonátov k pyritovým sféroidom sme nemohli objasniť, pretože v študijnom materiáli sa nikde navzájom nestýkali. Je celkom možné, že sú ešte staršie ako sféroidy.

Sivé, dolomitické karbonáty sedimentárneho pôvodu, nájdené na haldách v niekoľkých fragmentoch, sú tiež staršie ako pyrhotín, pyrit, sfa-

lerit, galenit a markazit. Pravdepodobne sa jedná o menšiu šošovku, akých je v širšom okolí viac, nafáranú pri sledovaní sulfidického ložiska.

Kasiterit polymetalických rúd býva mladší ako karbonáty. S mladšími sulfidmi je viac-menej súčasný. Vznikal však čiastočne aj pred nimi, ako o tom svedčia idiomorfne prizmatické kryštáliky SnO_2 uzatvárané sulfidmi. Niekedy kasiterit tiež uzatvára galenitové sféroidy alebo rôzne iné sulfidy, vylúčené už pred ním.

Sporadicky cinvaldit a apatit vznikaly s vysokotermálnou časťou kasiteritu a zodpovedajú krátkemu obdobiu počas minerogenézy, v ktorom zavládli pneumatolytické podmienky.

Pravdepodobne paralelne s týmito minerálmi došlo aj k rekryštalizácii muskovitu v okolí ložiska a k jeho tvorbe v ňom. Zaiste však vznikali aj v ďalšom priebehu mineralizácie.

Typ kvalitných „liatych“ pyritov na ložisku „Alžbeta“ po genetickej stránke najbližšie stojí najstaršiemu pyritu polymetalických rúd. Či sú oba typy FeS_2 do určitej miery identické, alebo zodpovedajú dvom blízkym fázam metalizácie, nemohli sme pre neprístupnosť ložiska zistiť. Pravdepodobnejšou sa zdá druhá alternatíva.

K pozoruhodnejším tektonickým pohybom došlo u polymetalických rúd po vzniku najstarších pyritov a po celkovom ukončení metalizácie. Stopy posledných sa prejavujú usmernením jednotlivých rudných komponentov a šupiniiek sludy. Deformácie rudných minerálov náchylných k rekryštalizácii boli ňou neskôr čiastočne sotreté.

ZÁVER

Na ložisku „Alžbeta“ v Bystrom potoku, južne od Švedlára, sú vyvinuté dva typy rúd: kvalitné pyrity, takmer bez iných sulfidov, a polymetalické sulfidické rudy.

Hlavnými minerálmi posledných sú vedľa radu menej hojných minerálov: pyrit, pyrhotín, sfalerit, chalkopyrit a galenit. V polymetalických rudách vystupujú sporadicky kasiterit, cinvaldit a apatit.

V tomto type rúd boli tiež nájdené sulfidy typu „zrudnených baktérií“. Na ich stavbe sa zúčastňujú: pyrit, melnikovitická varieta pyritu, markazit, sfalerit, galenit, pyrhotín, tetraedrit, arzenopyrit(?), azda aj chalkopyrit. Sféroidy posledného neboly tu dosiaľ nájdené; ich ojedinelý výskyt je však veľmi pravdepodobný.

V sulfidoch, vytvárajúcich „zrudnené bakterie“, uplatnil sa rozsiahly metasomatizmus. Ich primárnymi komponentmi sú len pyrit s malými množstvami melnikovitickej variety a markazitu. Všetky ostatné sulfidy

vníkaly ascendentnou metasomatózou do sféroidov, o čom svedčia štruktúry a často dokonalé pseudomorfózy.

V tomto ohľade sú tunajšie sféroidy typu „zrudnených baktérií“ a ich metasomatizmus pomerne analogické typom opísaným Grondijsom a Schoutenom (1937) z ložiska Mount Isa v Austrálii. Výskum plne potvrdil názor Schoutena a Grondijsa na metasomatizmus a vylúčil možnosť aplikácie teórie súčasného srážania sulfidov v podobe smiešaných gélov na ložisko „Alžbeta“, ako to pre podobné „zrudnené baktérie“ z mansfeldských mednatých bridlíc predpokladá Schneiderhöhn (1923).

Pyritové sféroidy z ložiska „Alžbeta“ sú vytvárané idiomorfnými kryštálkami. V tomto ohľade pripomínajú „zrudnené baktérie“ z Mansfeldu, Haaselskej a Gröditzkej panvy, bituminóznych sedimentov iných lokalít atď., líšia sa však od radiálne koncentrických guľôčok z Mount Isy.

Spôsob zatlačovania pyritových sféroidov mladšími sulfidmi na ložisku „Alžbeta“ je však nápadne podobný metasomatóze z Mount Isy, čím sulfidické útvary typu „zrudnených baktérií“ z tunajšieho ložiska sú akýmsi štrukturálnym prechodom medzi Mount Isou a analogickými útvarmi z ložísk mansfeldského typu.

Nedomnievam sa, že by sféroidy na ložisku „Alžbeta“ skutočne predstavovali fosilizované sírne baktérie tým menej, že by toto bolo syngenetického pôvodu. Proti tomu svedčia takmer všetky výskumom dosiahnuté poznatky.

Pyritové sféroidy typu „zrudnených baktérií“ treba ponímať ako predzvest' hlavnej hydrotermálnej mineralizácie, za ktorej vzniklo tunajšie sulfidické ložisko.

Len malinké množstvá apatitu, cinvalditu a časti kasiteritu svedčia o uplatnení sa krátkej, v porovnaní s hydrotermálnou mineralizáciou bezvýznamnej pneumatolýzy.

Kasiterit sa vylučoval aj relatívne neskoro v hydrotermálnej fáze, čo je preň dosť neobvyklé, pretože donedávna bol považovaný za typomorfný pneumatolytický minerál (Cissarz, 1927).

Najmä Ahlfeld v svojich prácach upozornil na skutočnosť, že prevažná väčšina bolivijského cínovca vznikla za hydrotermálnych podmienok.

Ako relatívne neskorý člen hydrotermálnej sukcesie bol kasiterit opísaný z Morococaly v Bolívii, kde vyplňuje strednú časť sfaleritovej žily, a z ložiska Colorado v oblasti Colcha, kde tvorí povlaky na prv vylúčenom siderite (Ahlfeld, 1932).

V tomto ohľade uvedené lokality pripomínajú značne pomery na ložisku

„Alžbeta“, kde bol SnO_2 nájdený v podobe povlakov na starších sulfidoch a ako tmel rozdrvených karbonátov.

Parageneticky vôbec tunajšie zrudnenie javí istú analógiu s niektorými prevažne intruzívno-hydrotermálnymi cínovcovými ložiskami Bolívie (Chojnacota, Colcha, Milluni, Colquiri atď.) až na kvantitatívne zastúpenie SnO_2 , ktorý je na tunajšom ložisku sporadický.

Pre bolivijskú cínovcovú oblasť je typický nedostatok pneumatolytických SnO_2 ložísk a neobyčajne mohutné zastúpenie sulfidov. V pneumatolyze — pokiaľ je vyvinutá — sa uplatňuje bór (turmalín) namiesto fluóru (topas), obvyklého na prevažnej väčšine mimobolivijských ložísk.

V Spišsko-gemerskom rudohorí je turmalín najobvyklejším pneumatolytickým minerálom. Topas je relatívne vzácny a obmedzený na kopule intruzívnych granitov a granitporfýrov (Betliar, Hnilčík).

Určité analógie s bolivijskými ložiskami javí tiež antimonitovo-ferberitová paragenéza zo Spišskej bane (Kantor, 1953).

Ložisko „Alžbeta“ je prvou lokalitou Spišsko-gemerského rudohoria, kde bol doteraz objavený kasiterit. Cín je však podľa spektrálnych analýz G. Kupču najbežnejším stopovým elementom tunajších granitov, čo tiež zdôrazňuje úzky genetický vzťah granitov k tunajšiemu zrudneniu.

Paragenéza ložiska „Alžbeta“ je neobvyklá. Doteraz okrem neho nepoznáme analogické ložiská v Spišsko-gemerskom rudohorí s rovnakou paragenézou v plnom rozsahu.

*Slovenský ústredný ústav geologický,
Bratislava*

LITERATÚRA — ЛИТЕРАТУРА — BIBLIOGRAPHIE

- Ahlfeld F., 1932: Die Erzlagerstätten in der tertiären Magmaprovinz der bolivianischen Zentralanden. NJMGP Beil. Bd. 65A. Stuttgart.
- Ahlfeld F., 1936: The Bolivian Tin-Belt. EG 31. Lancaster.
- Ahlfeld F., 1941: Zoning in the Bolivian Tin-Belt. EG 36. Lancaster.
- Bavendamm W., 1924: Die farblosen und roten Schwefelbakterien.
- Benecke W., 1912: Bau der Bakterien. Leipzig—Berlin.
- Cissarz A., 1927: Übergangslagerstätten innerhalb der intrusiven magmatischen Abfolge. Teil I: Zinn—Wolfram und Molybdänformation. NJMGP Beil. Bd. 56A. Stuttgart.
- Grondijs H. F.—Schouten C., 1937: A study of the Mount Isa ores. EG 32. Lancaster.
- Horst U., 1952: Zur Kohlenpetrographie von Dobrilugk. Geologie I, 1—2. Berlin.
- Kantor J., 1953: O volfráme na antimonitovom ložisku v Spišskej bani. GS IV, 1. Bratislava.
- Migula W., 1900: System der Bakterien I—II. Jena.

- Neuhaus A., 1939: Über die Erzführung des Kupfermergels der Haaseler und Gröditzer Mulde in Schlesien. ZAM 2.
- Pompeckij J. F., 1920: Kupferschiefer und Kupferschiefermeer. ZDG 72. Stuttgart.
- Potonié R., 1932: Zur Mikroskopie der Bitumina. ZDGG 84. Stuttgart.
- Ramdohr P., 1928: Über den Mineralbestand und die Struktur der Erze des Ramelsberges. NJMGP Beil. Bd. 57A. Stuttgart.
- Ramdohr P., 1950: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Berlin.
- Schlossmacher K., 1922: Der Charakter des derzeitigen Erzbestandes des Mansfelder Kupferschiefers. ME 10. Halle.
- Schlossmacher K., 1923: Die sekundäre Erzmineralparagenese des Kupferschiefers. ZMGP.
- Schneiderhöhn H., 1923: Chalkographische Untersuchung des Mansfelder Kupferschiefers. NJMGP Beil. Bd. 47. Stuttgart.
- Schneiderhöhn H., 1926: Erzführung und Gefüge des Mansfelder Kupferschiefers. ME. Halle.
- Schneiderhöhn H., 1931: Lehrbuch der Erzmikroskopie. Berlin.
- Schouten C., 1946: The role of sulphur bacteria in the formation of the so-called sedimentary copper ores and pyritic ore bodies. EG 41, 5. Lancaster.
- Vinogradskij S. N., 1952: Mikrobiologija počvy. Moskva.

Vysvetlivky skratiek

EG — Economic Geology. Lancaster.

GS — Geologický sborník. Bratislava.

ME — Metall u. Erz, Berlin.

NJMGP — Neues Jahrbuch f. Mineralogie, Geologie und Paläontologie. Stuttgart.

ZAM — Zeitschrift d. angewandten Mineralogie.

ZDGG — Zeitschrift d. Deutschen geologischen Gesellschaft. Stuttgart.

ZMGP — Zeitschrift f. Mineralogie, Geologie u. Paläontologie. Stuttgart.

ЯН КАНТОР, ОТО ФУСАН:

МИНЕРАЛОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ СУЛЬФИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ „АЛЬЖБЕТА” В БЫСТРОМ ПОТОКЕ

(Табл. V—XXIII)

Месторождение „Альжбета” лежит в средней части Спишско-гемерского Рудогорья на юго-запад от с. Шведлар. Его окрестности состоят из домосковских пород, глав. образом „дрнавской серии” (филлитов с включениями эпикварцитов и кристаллических известняков), затем кварцевых порфиров, порфиroidов и их пирокластиков, в меньшей мере представлена „диабазовая серия” (филлиты, диабазы и их туфы).

Месторождение образовано короткой, сильно вытянутой книзу линзой в дрнав-

ской серии", неподалеку от контакта графитовых филлитов и серицитовых и песчаных филлитов.

На отвалах заброшенных штолен наблюдалось два типа руд: богатые компактные пиритовые руды и руды полиметаллического типа. Особенно интересен минералогический состав последних. В них были обнаружены: пирит многочисленных генераций, пирротин, сфалерит, галенит, карбонаты, светлая слюда, цинквальдит, тетраэдрит, халькопирит, сульфоминералы, апатит, касситерит и самородное золото.

Замечательны здесь также сфероидные образования типа „оруденелых серных бактерий", описанные Шнейдереном (Schneiderhohn 1923, 1926). Они образованы гексаэдрами пирита, отделенных друг от друга иногда основанием из мельниковитового пирита. Редко встречается в этих образованиях марказит. Первичными минералами можно считать лишь пирит, мельниковитовый вариант пирита и марказит.

Кроме них здесь встречаются сфероиды сфалерита, пирротина, компактного галенита, гексаэдров галенита и тетраэдрита. Эти сульфиды являются более молодыми и сфероиды их возникли метасоматическим замещением пирита. В этом отношении они напоминают метасоматизм месторождений Маунт Иза в Австралии (Грондис и Шоутен, Grondijs and Schouten, 1937), где, впрочем, генетическая структура пиритовых сфероидов концентрично-зональная. Метасоматизм молодых сульфидов происходил в сфероидах всегда после кристаллизации пирита, о чем свидетельствуют например, кроме прочего, сфероиды, остающиеся от гексаэдров пирротина. Ни в каком случае нельзя считать все сульфиды, вместе с пиритом, продуктами одновременной кристаллизации гелей, как предполагает относительно мансфельдских медистых сланцев Шнейдерен (1923, 1926).

Величина сульфидных сфероидов месторождения „Альжбета" колеблется между 5 и 70 μ , причем отдельные кристаллики достигают лишь 0,2—5 μ . Согласно теории бактериального оруденения, своей величиной они отвечали бы современным формам следующих видов:

Thiophysa volutans, *Thiophysa macrophysa*, *Monas Müller*i, *Thiosphaerella amyliifera*, *Thioporphysa volutans* и *Hillhousia mirabilis*.

Однако, между выше приведенными серными бактериями и сульфидными сфероидами месторождения „Альжбета" наблюдается разница как во внутреннем, так и в наружном строении. Поэтому, как на основании этих фактов, так и на основании установленного ясно эпигенетического характера почти всех встречающихся здесь сульфидов, авторы предполагают, что здесь мы не имеем дело действительно с сульфидными бактериями. Пиритовые сфероиды авторы считают гидротермальными анорганическими предшественниками более поздней минерализации „полиметаллического типа".

Замечательно присутствие в парагенезисе касситерита, до сих пор не обнаруженного в Спишско-Гемерском Рудогорье, замечательно и то, что он возникает относительно поздно, позже большинства сульфидов, напоминая этим отношения в некоторых гидротермальных месторождениях касситерита в Боливии.

Со словацкого перевел О. Гребенщиков.

Словацкий Центральный геологический институт,
Братислава

Объяснение таблиц V—XXIII

- Табл. V, рис. 1. Брекчиевидная руда. В середине обломок мелкозернистых сульфидов с богатым зернистым развитием (заметен главным образом пирит). Около обломка преобладают пирротин (белый), кристаллический пирит (белый, рельеф) и сфалерит (серый). Полированный шлиф. Ув. $\times 28$. Фото: Кантор.
- Рис. 2 Пиритовые сфероиды (белые) и атолловидные образования. Пирит заключен в пирротине (серый), создающем одинаковые сферосидные образования, по краям которых часто остаются идиоморфные пиритовые кристаллики или их реликты. Редкие сфалеритовые сфероиды (темносерые). Полированный шлиф. Ув. $\times 100$. Фото: Кантор.
- Табл. VI, рис. 1. Пиритовые сфероиды (белый рельеф), замещенные сфалеритом (серый) и галенитом (белые, без рельефа). Приблизительно в середине два сфероиды со смешанным галенито-сфалеритовым содержанием. Вдоль краев — реликты пирита. В левом нижнем углу пирротин (светлосерый) неправильной формы и как ядро пиритового сфероида. Полированный шлиф. Ув. $\times 1000$. Фото: Кантор.
- Рис. 2. Пиритовый сфероид с мелким сфалеритовым вкраплением (темносерый). Пирротиновая жилка (светлосерая). По нижнему краю и в пирротине — идиоморфные кристаллики пирита. Начальная фаза поглощения пиритового сфероида сфалеритом. Полированный шлиф. Ув. $\times 1000$. Фото: Кантор.
- Табл. VII, рис. 1. Галенитовые сфероиды (белые без рельефа) с пиритовой каймой (белый, рельеф), окруженные сфалеритом (серый). Полированный шлиф. Ув. $\times 1000$. Фото: Кантор.
- Рис. 2. Кольцеобразные и атоллообразные реликты пирита в пирротине (серый) и сфалерите (черный). Внутренность кольца в пирротине заполнена сфалеритом. Полированный шлиф. Ув. $\times 1000$. Фото: Кантор.
- Табл. VIII, рис. 1. Сфероид образованный сравнительно густым скоплением кристаллографически ограниченных галенитов. Основная масса между отдельными кристалликами, также как и вокруг сфероида состоит из сфалерита. Полированный шлиф. Ув. $\times 2000$. Фото: Кантор.
- Рис. 2. Подобно предыдущей микрофотографии. Обратит внимание на значительную разницу в величине гексаэдров на обоих снимках. Полированный шлиф. Ув. $\times 2000$. Фото: Кантор.
- Табл. IX, рис. 1. Галенитовые сфероиды в сфалерите. У некоторых сфероидов хорошо заметны отдельные кристаллики галенита, у других же галенит образует компактную массу. Меж-

ду сфероидами множество мелких гексаэдров галенита различной величины. Полированный шлиф. Ув. $\times 1100$. Фото: Кантор.

Рис. 2. Галенитовые сфероиды и кристаллики в сфалерите (темносерый). Часть галенита вправо от середины замещена пирротинном (светлосерый), причем частично имела место совершенная псевдоморфоза по галенитовым гексаэдрам. Полированный шлиф. Ув. $\times 1100$. Фото: Кантор,

Табл. X, рис. 1. Арсенопиритовые конкреции в массе сульфидов с частым сфероидным и атоллообразным развитием. Полированный шлиф. Ув. $\times 130$. Фото: Кантор.

Рис. 2. Пиритовые сфероиды, схожие с таковыми на табл. I, рис. 2, и табл. II, рис. 1, после травления. В результате травления хорошо вскрывается внутренняя структура сфероидов. Большая их часть состоит из идиоморфных кристалликов пирита, тогда как „основу” образует плохо сопротивляющаяся вытравливанию разновидность пирита (мельниковитовидная). Бросается в глаза разница в величине гексаэдров у отдельных сфероидов. Полированный шлиф. Ув. $\times 1100$. Фото: Кантор.

Табл. XI, рис. 1. Мелкий пиритовый сфероид, окруженный пиритовой псевдоморфозой радиально-лучистого марказита. Травленный полированный шлиф. Ув. $\times 1500$. Фото: Кантор.

Рис. 2 Пиритовый сфероид с хорошо сохранившейся структурой ранее существовавшей марказитовой оболочки. Травленный полированный шлиф. Ув. $\times 1500$. Фото: Кантор.

Табл. XII, рис. 1. „Оруденелые бактерии”. Сфероид из пиритовых гексаэдров, окруженный менее резистентной мельниковитовой разновидностью пирита, напоминающей слизистый футляр бактерии. Травленный полированный шлиф. Ув. $650\times$. Фото: Кантор.

Рис. 2. „Зооглеевое” скопление пиритовых сфероидов, местами в большей или меньшей степени замещенных сфалеритом. „Слизь бактериальной колонии” из мельниковитовой разновидности пирита. Вокруг них сфалерит. Травленный полированный шлиф. Ув. $550\times$. Фото: Кантор,

Табл. XIII, рис. 1. Скелетообразное строение пирита (белый, рельеф). Между ребрами пирротин (светлосерый) и сфалерит (темносерый). Полированный шлиф. Ув. $145\times$. Фото: Кантор.

Рис. 2. Скелетообразный пирит (белый, рельеф) с галенитом (светлосерый, без рельефа) и сфалеритом (серый). Полированный шлиф. Ув. $370\times$. Фото: Кантор.

Табл. XIV, рис. 1. Мелкозернистый пирит старшей генерации с более молодым пиритом и карбонатом вдоль трещин. Полированный шлиф. Ув. $27\times$. Фото: Кантор.

Рис. 2. Идиоморфный арсенопирит (белый, рельеф) по зонам замещаемый сфалеритом (темносерый). Полированный шлиф. Ув. 500×. Фото: Кантор.

Табл. XV,

рис. 1. Катакластический пирротин, замещаемый марказитом (белый, рельеф). Полированный шлиф. Ув. 410×. Фото: Кантор.

Рис. 2. Скопление очень мелкозернистого марказита (белый, рельеф) в пирито-пирротино-сфалеритовой руде. В марказите мелкие жилки регенерировавшего кристаллического марказита на рисунке не видны. Полированный шлиф. Ув. 27×. Фото: Кантор.

Табл. XVI,

рис. 1. Чешуйки слюды (черные), сильно корродированные галенитом (белый без рельефа). В центре — скопление арсенопирита (белый, рельеф). Вдоль правого края неправильный сфероид кварца (черный). Полированный шлиф. Ув. 330×. Фото: Кантор.

Рис. 2. Касситерит (темносерый, рельеф) с чешуйками слюды (черная) посреди сфалерито-галенито-пирротиновой руды. Полированный шлиф. Ув. 120×. Фото: Кантор.

Табл. XVII,

рис. 1. „Сцементированная партия” из брекчиевидной руды, состоящая из сфалерита (серый), халькопирита (белый), кварца (черный) и гексаэдров пирита. Полированный шлиф. Ув. 27×. Фото: Кантор.

Рис. 2. Апатит (а), замещающий мусковит (m). Оба старше халькопирита (ср) и сфалерита (·р). У левого края кварц. Полированный шлиф. Николи параллельные. Ув. 220×. Фото: Кантор.

Табл. XVIII,

рис. 1. Кремневая руда с халькопиритом. Сращение цинвальдита (cv) с мусковитом (m). Закругленные сфероиды апатита (а), окруженные более молодым халькопиритом (ср). Карбонат (к) также старше халькопирита. По правому краю — кварц. Полированный шлиф. Николи почти параллельные. Ув. 200×. Фото: Кантор.

Рис. 2. Касситерит (с) образующий почковидный налет на раннее выделенных сульфидах (s) Вокруг них кварц. Полированный шлиф. Николи скрещенные. Ув. 350×. Фото: Кантор.

Табл. XIX,

рис. 1. Сильно деформированные давлением чешуйки мусковита в галените. Шлиф. Ув. 330×, Фото: Кантор.

Рис. 2. Тектонически обкатанный карбонат (серый, в различных оттенках) с более молодым сфалеритом (черный) вдоль трещин. Полированный шлиф. Николи полускрещенные. Ув. 15×. Фото: Кантор.

Табл. XX,

рис. 1. Скелетообразный пирит с галенитом (белый, без рельефа) и сфалеритом (серый). Шлиф. Ув. 370×, Фото: Кантор.

Рис. 2. Призматический касситерит (с) с включениями сульфидов и окруженный сульфидами (черный). Направо внизу цинвальдит (cv) в разрезе по 001. Шлиф. Николи параллельные. Ув. 125×. Фото: Кантор.

Табл. XXI, рис. 1. Вытравленный пиритовый сфероид. Гексаэдры пирита с признаками скелетообразного развития (углубления в середине кристалликов), в окружении из мельниковитовой „базы”. Шлиф. Ув. 2600×. Фото: Кантор,

Рис. 2. Сфероид из идиоморфных кристалликов пирита, окруженных равномерным налетом мельниковитового варианта пирита. Вытравлено. Шлиф. Ув. 2600×, Фото: Кантор,

Табл. XXII, рис. 1. Пиритовый сфероид с нормальным развитием центральной части. Нормальные гексаэдры принимают по краям призматический габитус. Вытравлено. Шлиф. Ув. 2600×, Фото: Кантор.

Рис. 2. Сфероид из неправильных пиритовых зерен. Структура неясного происхождения. Вытравлено. Шлиф. Ув. 2600×, Фото: Кантор.

Табл. XXIII. Геологический эскиз окрестностей Быстрого Потока, южнее с. Шведлар. Составили О. Фусан и М. Кутан, чертил И. Копецкий. 1 — аллювий, 2 — суглинки и осыпи, 3 — диабазы, 4 — пириты, 5 — габбро-диориты, 3—5 — филлитодиабазовая серия, 6 — кварцевые порфиры и их туфы, 7 — филлиты, графитовые сланцы, кварцевые сланцы, 8 — лидиты, 9 — простираание и падение слоев, 10 — рудные жилы.

Объяснения к рисункам в тексте

Рис. 1. Замещение пиритовых сфероидов сфалеритом. 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — пористая масса

Рис. 2. 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — пирротин, 4 — галенит.

Рис. 3. 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — пирротин, 4 — галенит, 5 — пористая масса.

Рис. 4. 1 — пирит 2 — сфалерит, 3 — пирротин, 4 — галенит, 5 — пористая масса.

Рис. 5. 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — пирротин, 4 — галенит, 5 — арсенопирит, 6 — пористая масса.

Рис. 6. Отношения касситерита к остальным минералам. а) шлиф, б) — полированный шлиф, 1 — сфалерит, 2 — пирротин, 3 — галенит, 4 — халькопирит, 5 — карбонат, 6 — кварц, 7 — касситерит.

График 1. Сфероиды с максимальными гексаэдрами FeS_2 . Зависимость величины сфероидов от величины кристалликов.

График 2. Зависимость величины пиритовых гексаэдров от диаметра сфероидов.

График 3. Численность сфероидов различных диаметров.

CHALKOGRAPHISCHE BEOBACHTUNGEN AN DER SULFIDISCHEN
LAGERSTÄTTE „ALŽBETA“ IM BYSTRÝ POTOK

(Tafel V—XXIII)

Übersicht der geologischen Verhältnisse

Die Autoren geben in diesem Bericht eine Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung der Lagerstätte „Alžbeta“ auf Grund der Forschungen O. Fusáns und die eigentlichen Kapitel über die Vererzung selbst von J. Kantor verfaßt.

Die Lagerstätte „Alžbeta“ befindet sich im mittleren Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges, und zwar südwestlich von Švedlár, im oberen Teile des Bystrý potok-Tales. Das Gebiet ist von älterem Paläozoikum aufgebaut: von der „Drnavaer Serie“, von Porphyroiden, Quarzporphyren und ihren Pyroklastiken. Am Nordhang des Zlatý stôl-Berges sind darin Lagen der phyllit-diabasischen Serie hineingefaltet, welche hier aus chloritischen Phylliten besteht, mit Einlagen violetter Phyllite, Diabasen und ihrer Tuffe. Am Dargó-Hügel tritt ein kleiner Körper intrusiven Gabbrodiorits auf, welcher die Tieffazies des diabasischen Vulkanismus darstellt.

Die „Drnavaer Serie“ ist auf diesem Gebiete von dunklen, graphitischen, chloritischen, sericitischen und sandigen Phylliten gebildet mit schwachen Quarziteinlagen. Die graphitischen Phyllite übergehen lokal in schwache Lyditlagen. Stellenweise treten in der „Drnavaer Serie“ Linsenförmige Körper kristallinischer Kalksteine auf, manchmal mehr oder weniger ankeritisiert oder durch Mangankarbonate und Silikate vererzt.

Übersicht der Erzverhältnisse

Die Lagerstätte „Alžbeta“ liegt in den Gesteinen der „Drnavaer Serie“ nahe den Berührungsstellen der graphitischen Phyllite mit den sericitischen und sandigen Phylliten. In der Vergangenheit wurden hier Grubenarbeiten kleineren Umfangs durchgeführt, welche aber heute unzugänglich sind. Aus diesem Grunde konnten wir mikroskopisch nur das Haldenmaterial bearbeiten, wobei freilich die Erörterung einiger Fragen offen blieb.

Die Erzlagerstätte besteht aus einem kurzen, nach seinem Fallen stark ausgedehnten Pyritlinsenkörper. Der Pyrit war qualitativ hochstehend, massiv und nur in geringem Maße von Chalkopyrit, Sphalerit und Quarz begleitet.

Neben diesem Erztypus sind auf den Halden auch Erze ganz verschiedener „polymetallischer“ Type zurückgeblieben. Sie bestehen aus Pyrit verschiedener Generationen, Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit, Karbonaten, hellem Glimmer und einer Reihe akzessorischer Minerale. Der Pyrit tritt in ihnen in wesentlich kleineren Mengen auf, als in den qualitativ hochstehenden, massiven Pyriten.

In Anbetracht der Unzugänglichkeit der Gruben ist die Beziehung der beiden Erztypen nicht klar. Ihre räumliche Trennung und dadurch auch ihre genetische Selbständigkeit ist jedoch gewiß.

Die „polymetallischen“ Erze pflegen häufig bedeutend ausgewalzt zu sein, manches-

mal auch breccienförmig, wobei die Bruchstücke des makrokristallinen Pyrits durch grobkörnig entwickelte Sulfide, hauptsächlich Pyrrhotin, Sphalerit, Galenit, Chalkopyrit und Pyrit verkittet sind.

Die Minerale der polymetallischen Erze

In dem „polymetallischen“ Erztypus wurden chalkographisch folgende mineralische Komponenten festgestellt:

Pyrit

Er bildet verschiedene Abarten, und zwar:

a) **Pyritsphäroide**. Es sind das mehr oder weniger kugelförmige Gebilde, Ellipsoide, Ovoide oder auch weniger regelmäßige Gebilde, welche wir im weiteren mit der gemeinschaftlichen Benennung „Sphäroide“ bezeichnen werden. Ihr Durchmesser bewegt sich zwischen 0,006—0,070 mm, wobei der Durchmesser von 0,016 der verbreitetste ist. Die Ausfüllung bildet kompakter Pyrit, welcher für gewöhnlich unter dem Mikroskop keinerlei detaillierten strukturalen Bau zeigt. Nur manchmal kann man in den weniger kompakten Partien bestimmter Sphäroide vereinzelte idiomorph entwickelte Pyrithexaeder wahrnehmen (Tafel VI, Abb. 1 links).

Gewöhnlich pflegen die inzenlnen Sphäroide voneinander durch Sphalerit oder Pyrrhotin abgetrennt zu sein, seltener durch andere Sulfide (s. Tafel V, Abb. 1, 2; Tafel VI, Abb. 1).

Diese Pyritgebilde zeigen eine auffallende Ähnlichkeit mit den sogenannten „vererzten Schwefelbakterien“, welche zum erstenmal H. Schneiderhöhn (1923) aus dem Mansfelder Kupferschiefer beschrieb. Seit jener Zeit wurden sie auch aus anderen sulfidischen Lagerstätten, besonders in Deutschland, Australien usw. bekannt, wie wir dies noch erwähnen werden.

b) **Ringförmige** und atollische Pyritgebilde (im Querschnitt). Sie treten immer in enger Assoziation mit dem vorangehenden Pyrittypus auf. Hinsichtlich der Größe des äußeren Durchmessers stimmen sie mit den umliegenden Pyritsphäroiden überein, während der innere Durchmesser sehr veränderlich ist.

Die Ringe können daher sehr breit sein und die mit anderen Mineralen ausgefüllten Kerne relativ klein (Tafel VI, Abb. 2). Umgekehrt, es finden sich auch häufig außerordentlich schmale, stellenweise ganz durchbrochene Ringe rund um einen großen Kern herum.

Die Ringe zeichnen sich häufig durch regelmäßige Gestalt aus. Wenn aber die Lage des Kernes exzentrisch ist, entstehen sichelförmige oder atollische Gebilde (Tafel V, Abb. 2; Tafel VI, Abb. 1; Tafel VII, Abb. 1, 2 usw.).

Relativ häufig kommen unregelmäßige Pyritgebilde vor, welche längst des Kreisumfangs in veränderlichen Intervallen verteilt sind. Der eigentliche Verlauf des Kreises zwischen den benachbarten FeS_2 Körnern ist durch eine poröse Varietät des bezüglichen Sulfids gebildet, welche beim Schleifen leicht zerbröckelt (Tafel V, Abb. 2 und Abb. 1, Seite 629).

Der Kern dieser ringförmigen Gebilde besteht häufig aus Sphalerit, Pyrrhotin, Galenit, selten aus anderen Sulfiden. Es pflegen auch Sphäroide mit einem, gleichzeitig von mehreren Sulfiden zusammengesetzten Nucleus nicht selten zu sein (s. Tafel VI, Abb. 1 und Abb. 3, S. 633, Abb. 4, S. 634, Abb. 5, S. 636).

Aus dem Erwähnten ist ersichtlich, daß die ringförmigen und atollischen Gebilde

Schnitte der pyrit-sulfidischen Sphäroide sind, deren mittlerer Teil — gewöhnlich kugelförmig — zumindest in der Schnittebene mit einer regelmäßigen Pyritschale umgeben ist. Die sichelförmigen Querschnitte entstehen bei den exzentrisch untergebrachten Kernen.

c) Pyrit unregelmäßiger Form. Pfl egt häufig vorzukommen. Er ist durch kleinere Ausmaße gekennzeichnet, welche sich manchenmal bis zu submikroskopischen Größen verringern.

d) Skelettförmiger Pyrit. Tritt sporadisch in der Form einzelner Kristalle oder ganzer Aggregate auf. Die freien Räume zwischen den einzelnen Rippen nimmt am häufigsten Sphalerit und Galenit ein (Tafel XIII, Abb. 2; Tafel XX, Abb. 1), seltener Pyrrhotin (Tafel XIII, Abb. 1). Die skelettförmige Entwicklung war durch den veränderlichen Chemismus der erzführenden Lösung verursacht und in nicht geringen Maße durch Verdrängung durch jüngere Sulfide.

e) Idiomorpher Pyrit. In der Gestalt winziger Hexaeder, am häufigsten von ungefähr 0,002—0,010 mm begleitet er stellenweise die sulfidischen Sphäroide.

Die Ätzung bewies, daß der idiomorphe Pyrit der wichtigste Bestandteil der Pyrit-sphäroide ist.

Größere Pyrithexaeder finden sich auch häufig in den polymetallischen Erztypen, und zwar in breccienförmigen Erzen oder auch außerhalb von ihnen. Sie pflegen jünger zu sein als die vorher erwähnten Pyrite.

f) Die Melnikovitische Varietät des Pyrits. In Anbetracht der außerordentlichen kleinen Ausmaße, für gewöhnlich unter 0,001 mm, kann man diese Varietät bei der üblichen Mikroskopierung nicht wahrnehmen. Sie wurde erst nach der Ätzung festgestellt, beim Gebrauch der stärksten Immersionsysteme (Tafel XII, Abb. 1, 2; Tafel XXI, Abb. 1, 2). Sie zeichnet sich häufig durch das rhythmische Abwechseln der Schichten verschiedenen Charakters aus.

Sphalerit

Ist neben dem Pyrit und Pyrrhotin die gewöhnlichste Komponente. Er bildet:

a) Sphaleritsphäroide. Sie gehören zu den üblichsten Begleitern der Pyrit-sphäroide. Am häufigsten sind sie von einer Sphaleritbasis umgeben, wobei die Grenze der bekannte poröse Kreis bildet.

Andersmal ist der Sphalerit in einem Pyritring eingeschlossen (Tafel VI, Abb. 1; Tafel VII, Abb. 2 und Abb. 1, S. 629, usw.). In den Sphäroiden mit drei Sulfiden ist die Sphaleritentwicklung unregelmäßig (Abb. 3, S. 633). Selten bildet der Sphalerit einen Nucleus im Galenitsphäroid (Abb. 3, S. 633).

Außer diesen Gebilden wurden im Pyrrhotin mehr oder weniger kugelförmige Klümpchen feinkörniger, stark verzwilligter Sphaleritkörner beobachtet.

b) Körniger Sphalerit. In der Form unregelmäßiger, verzwilligter Körner veränderlicher Größe ist er verhältnismäßig häufig. Er bildet auch kleine Adern, welche z. B. die Karbonate durchbrechen.

Galenit

Er bildet in den Erzen des polymetallischen Typus:

a) Sphäroide kompakten Galenits. Sie sind weniger verbreitet als die vorher erwähnten. Die üblichste Größe ist 0,007—0,020 mm. Häufig sind die Galenit-kügelchen mit einem mehr oder weniger zusammenhängenden Pyritrand umsäumt

(Tafel VII, Abb. 1). Gemeinschaftlich mit dem Galenit können in der Mitte der Pyrrhinge gleichzeitig Pyrrhotin oder Sphalerit auftreten.

Selten fand man Sphaleritkerne in den Galenitsphäroiden (Abb. 3a, S. 633). Zu den ebenfalls seltenen gehören die Galenitkugeln mit Pyrrhotinhülle (Abb. 5a, S. 636).

Die Abb. 2, S. 632, Abb. 3, S. 633, Abb. 4, S. 634, wiedergeben verschiedene Sphäroide mit Galenit allein, als auch in Gemeinschaft mit den übrigen Sulfiden.

In einem Falle wurden Galenitsphäroide inmitten von Cassiterit festgestellt (Abb. 6a, S. 640).

b) Galenitsphäroide aus idiomorphen Kristallen sind verhältnismäßig selten. Zum Unterschied von den vorhergehenden Typen sind sie von einem System winziger, 0,0003—0,000 mm großer Hexaeder des PbS gebildet. Ihre Verbindung kann fester oder loser sein, wobei man als Ausfüllung zwischen den einzelnen Kristallen Sphalerit beobachten konnte (S. Tafel VIII, Abb. 2, und Tafel IX, Abb. 1, 2). Bisher wurden Sphäroide von 0,005—0,020 mm beobachtet.

Freie idiomorphe Kristalle des PbS treten mit dem eben erwähnten Typus der Galenitsphäroide auf. Sie pflegen häufig mit den Sphäroide bildenden Hexaedern des PbS vollkommen übereinzustimmen (Tafel IX, Abb. 1, 2).

d) Körniger Galenit. Er tritt am häufigsten gemeinschaftlich mit Sphalerit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, seltener mit Pyrit auf. Manchmal bildet er winzige Linsenkörper und 2—4 cm mächtige kleine Adern. Er ist die üblichste Form des PbS.

Pyrrhotin

a) Körniger Pyrrhotin. Neben Pyrit und Sphalerit ist er die häufigste Erzkomponente. Größe der Körner bis zu 1 mm. Die Translationsverzwillingung ist selten. Bei starker Auswalzung der Erze zeugt die geringe Verzwillingung von Rekristallisation.

b) Die Sphäroide des kompakten Pyrrhotins. Ihr Charakter und ihre Größe erinnern hauptsächlich an die Sphäroide des ZnS.

Ausschließlich von Pyrrhotin gebildete und durch andere Sulfide eingeschlossene Sphäroide sind ganz selten und treten immer in nächster Nähe der Pyrrhotinklumpchen auf.

Viel verbreiteter sind die von einer mehr oder weniger zusammenhängenden Pyrrhotinhülle umgebenen Sphäroide. Sie treten für gewöhnlich inmitten nichtsphäroider Pyrrhotine auf (Tafel V, Abb. 2). Häufig sind Sphäroide, wo der Pyrrhotin gleichzeitig mit anderen Sulfiden auftritt (Abb. a, S. 634, Abb. 5, S. 636).

c) Sphäroide aus losen Pyrrhotinhexaedern. Diese Sphäroidenart erinnert mit ihrem Aussehen und ihren Maßen völlig an die Sphäroide mit freier Pyrit- und Galenithexaederbindung. Der Raum zwischen den einzelnen Kristallen pflegt mit Sphalerit ausgefüllt zu sein. Die Sphäroide wurden inmitten des Sphalerits mit Galenit, Chalkopyrit, Pyrrhotin und Arsenopyrit zugleich beobachtet, während Pyrit in ihrer Nähe selten ist. Auffallend ist die hexaedrische Entwicklung des Pyrrhotins, welche seinen metasomatischen Charakter bezeugt.

d) Idiomorpher Pyrrhotin. In der Gestalt tafelförmiger kleiner Kristalle tritt er am häufigsten im Sphalerit auf. Er ist relativ selten.

Arsenopyrit

Pflegt für gewöhnlich kleine, idiomorphe Kristalle, manchmal auch durch Sphalerit zonal verdrängt — zu bilden (Tafel XIV, Abb. 2). Wurde auch in konkretionellen, bis zu 0,4 mm großen Klümpchen aufgefunden.

Chalkopyrit

Bildet verzwillingte Körner und Klümpchen in Gemeinschaft mit den übrigen Sulfiden. Sphäroide von CuFeS_2 wurden bisher nicht aufgefunden. Er pflegt auch mit Cassiterit in quarzigen Partien häufig zu sein.

Cassiterit

Bildet idiomorphe, bis zu 0,4 mm große Kristalle inmitten der Sulfide (Tafel XVI, Abb. 2), welche er auch selbst häufig einschließt. In den kompakten sulfidischen Erzen tritt er sporadisch auf. Zu seiner erhöhten Konzentration kam es in jenen Partien, welche sich durch reichen Chalkopyrit im hellgrauen Quarz zuckerförmigen Aussehens auszeichnen. Neben den kleinen idiomorphen Kristallen bildet er glaskopfartige Überzüge auf den zuerst ausgesonderten Sulfiden, vornehmlich am Pyrit und Chalkopyrit (Tafel XVIII, Abb. 2). Die relativ späte Aussonderung des Cassiterits bezeugt auch der Umstand, daß er beobachtet wurde, wie er mit Chalkopyrit zusammen entlang der Spaltungsrisse der Karbonate durchdringt (Abb. 6b, 640).

Im Sinne der Ahlfeldschen Klassifikation (1932) der Cassiterite nach den thermalen Entstehungsbedingungen und dem Habitus der Kristalle können wir den prismatischen Cassiterit aus der Lagerstätte „Alžbeta“ in den III., daher hochthermalen Typus einreihen, teilweise auch in den II. oder pneumatolytischen Typus.

Der auf den Sulfiden Überzüge bildende Cassiterit entstand zweifelsohne bei relativ niedrigen Temperaturen. Zum Unterschied vom IV. Typus ist er nicht von einem System radial strahlenförmiger, nadelförmiger Kristalle gebildet und zeigt auch keine relikten Strukturen nach dem V. Gel-Typus.

Zinnwaldit

Begleitet sehr selten den rosa-braun Cassiterit. Er ist stark pleochroisch: parallel mit der Verlängerung senkrecht und darauf klar, gelblich bis bräunlich. Pflegt älter zu sein als die Sulfide.

Apatit

Ist ein seltenes Mineral, an die unmittelbare Umgebung des Cassiterits und Zinnwaldits gebunden. Bildet unregelmäßige Körner und abgerundete Kristalle, welche die Größe von 0,1 mm erreichen. In der Paragenese erscheint er etwas später als der Zinnwaldit. Die Verdrängung des Muskovit durch Apatit ist auf der Tafel XVII, Abb. 2 festgehalten. Aus dieser Abbildung, als auch aus der Tafel XVIII, Abb. 1 ist ersichtlich, daß der Apatit älter ist als die Sulfide.

Muskovit

Entstand einesteils während der Metallisation, andernteils gelangte er in die Lagerstätte aus den umliegenden Gesteinen.

Markasit

In der primären Mineralfolge wurde er vereinzelt in den Pyritsphäroiden aufgefunden. Im graphitischen Schiefer bildet er manchmal lanzenförmige kleine Kristalle oder Körner, welche sicherlich auch mit der primären Mineralisation in Verbindung stehen.

Sekundär entstand außergewöhnlich feinkörniger Markasit durch Zerfall des Pyrrhotins.

Reingold

Kommt sporadisch in der Form winziger, unregelmäßiger 0,001—0,010 mm großer Körnchen vor, in enger Verbundenheit mit Pyrit. So wurde es im kristallinen Pyrit beobachtet, als auch am Pyritsphäroid und inmitten des Chalkopyrits.

Tetraedrit

Auch unter dem chalkographischen Mikroskop gehört er zu den sehr seltenen Mineralen. Er bildet winzige, unregelmäßige Körner. In einem einzigen Falle wurde er in Sphäroidengestalt beobachtet.

Sulfomineral

Das stark anisotrope, langprismatische Sulfomineral tritt in den hiesigen Erzen ganz vereinzelt auf. Wahrscheinlich ist hauptsächlich der Jamesonit vertreten, obwohl viele Umstände dafür sprechen, daß auch irgendein Pb—Bi Sulfomineral anwesend sein könnte.

Der Charakter der Pyritsphäroide

Der die Ausfüllung der Sphäroide bildende Pyrit, allein oder mit anderen Sulfiden, erscheint unter dem chalkographischen Mikroskop ganz strukturlos. Nur sehr selten konnte man vereinzelte Hexaeder des FeS_2 in den Sphäroiden feststellen.

Wenn wir ihn jedoch ätzen, treten die interessanten Strukturen dieser Gebilde in bedeutender Mannigfaltigkeit hervor (Tafel X, Abb. 2; Tafel XI, Abb. 1, 2; Tafel XII, Abb. 1, 2).

Das übliche Aussehen der rein pyritischen Sphäroide nach der Ätzung ist auf der Tafel X, Abb. 2, festgehalten. Es ist aus ihr ersichtlich, daß die Sphäroide durch Aufhäufung idiomorpher Pyritkristalle gebildet wurden. Hinsichtlich ihres allgemeinen Charakters stimmen diese Gebilde mit den von Galenithexaedern gebildeten Galenitsphäroiden vollkommen überein.

Die einzelnen Kristalle zeigen im Anschliff verschiedene Umrissformen, je nachdem, wie die Anschliffebene im Verhältnis zu ihnen verläuft. Man kann Dreiecke, Vierecke, Rechtecke, Rhomben, Rhomboide, Fünf- und Sechsecke als auch weniger regelmäßige polygonale Individuen beobachten, hauptsächlich in den kompakteren Sphäroiden.

Die Größe der Pyritkristalle im Innern desselben Sphäroids ist beinahe konstant und ändert sich gewöhnlich nur in geringem Maße. Die verschiedenen Sphäroide gleicher Größe können sich jedoch durch auffallende Unterschiede in der Größe der Pyrithexaeder auszeichnen.

Aus dem Graphikon Nr. 2, S. 646 ist die Abhängigkeit der Größe der Hexaeder von dem Durchmesser der Sphäroide veranschaulicht. Dabei kann man eine grob lineare Abhängigkeit bei der unteren Größengrenze der Pyritkristalle beobachten, die von den Werten von $0,3\mu$ bei der Sphäroiden mit $6-10\mu$ Durchmesser eine mäßig steigende Tendenz bis zu den größten Sphäroiden, wo die Ausmaße der kleinsten Hexaeder sich um 2μ herum bewegen aufweist. Den größten absoluten Wert um rund 5μ herum erreichen die Pyritkristalle bei den Sphäroiden mit $15-30\mu$ Durchmesser, an beiden Seiten allmählich sinkt. Die verbreitetste von wo an dieser Größe der Kristalle ist zwischen $1-2\mu$.

Die relative Häufigkeit der Sphäroide dem steigenden Durchmesser gemäß ist schematisch auf dem Graphikon Nr. 3, S. 647, veranschaulicht. Der Durchmesser von ungefähr 16μ ist der meistverbreitete, er bewegt sich häufig zwischen $7-30\mu$. Die Ausmaße unter 7μ und über 30μ pflegen weniger häufig zu sein.

Die Oberfläche der einzelnen idiomorphen Kristalle ist nach der Ätzung gerade, oder aber es entsteht in der Mitte eine halbkugelförmige, eventuell kreuzförmige Vertiefung, welche das skelettförmige Wachstum kennzeichnet (Tafel XXI, Abb. 1).

Die Pyritkristalle liegen entweder sehr eng beieinander oder aber, bei weniger fester Verbindung, pflegen sie durch den Grundstoff abgetrennt zu sein. Dieser ist gegen Ätzung weniger resistent und ist meistens von einer Melnikovitischen Pyritvarietät gebildet welche die Pyrithexaeder mit einem regelmäßigen, überall gleich starken Überzug umhüllt. Diese Entwicklung des Melnikovitischen Pyrits ist auf der Tafel XXI, Abb. 1, 2, deutlich wahrnehmbar.

Selten fanden wir Sphäroide, wo der mittlere Teil der gewohnten Entwicklung ursprünglich von radial strahlenförmigem Markasit umwachsen war. Im Querschnitt haben sie sternförmige Gestalt (Tafel XI, Abb. 1).

Ein genetisch ähnlicher Typus ist auch auf Tafel XI, Abb. 2 festgehalten.

Sehr selten geht in den Sphäroiden der Pyrit von gewohnter hexaedrischer Entwicklung in den Randpartien in kleine Kristalle mit säulenförmigem Aussehen über (Tafel XXII, Abb. 1). In einem Falle wurde ein Sphäroid gewohnter Größe beobachtet, welches aus unregelmäßigen Pyritkörnern bestand (Tafel XXII, Abb. 2).

Manche Sphäroide zeichnen sich durch die Anwesenheit einer aus Melnikovitischen Pyrit bestehenden Umhüllung aus (Tafel XII, Abb. 1). Für gewöhnlich pflegt die Umhüllung ganz regelmäßig und überall gleichmäßig stark zu sein. Der Melnikovitische Pyrit weist ein rhythmisches Abwechseln schwacher, gegen die Ätzung mehr oder weniger widerstandsfähiger Lagen auf.

Die einzelnen Sphäroide pflegen in den verschiedenen Sulfiden frei verstreut zu sein. Wir fanden jedoch auch einige Klümpchen, wo mit Melnikovitischen Pyrit umhüllte Pyrit- und Sphaleritsphäroide ein ungefähr $0,1\text{ mm}$ großes Gebilde bilden, welches in einem bestimmten Maße an die „Zooglöa-artige Bakterienkolonie“ erinnert (Tafel XII, Abb. 2).

Analogische Gebilde der Sulfide aus anderen Lagerstätten

Die sulfidischen Kügelchen, welche durch ihr Aussehen an die Gebilde aus der Lagerstätte „Alßbeta“ erinnern, wurden zum erstenmal von H. Schneiderhöhn aus dem Mansfelder Kupferschiefer beschrieben (1923) und von ihm als vererzte Schwefelbakterien gedeutet. Er unterschied einige Arten sulfidierter Mikroorganismen:

1. Kügelchen mit 4–8 μ Durchmesser und stäbchenförmige Gebilde, durchschnittlich 2–4 μ breit und bis zu 20 μ lang, welche aus dicht aufeinander gehäuften Chalkopyritkörnchen bestehen.

2. Gleich große Gebilde, wie sub 1, aus Bornit oder Chalkosin, jedoch ohne eine innere Struktur.

3. Kugelförmige, bis zu 15 μ große, im Innern aus Chalkopyrit oder Chalkosin bestehende Gebilde, entlang ihres Umfangs mit verstreuten Chalkopyritkörnchen. In einigen Kügelchen dieser Art kann das CuFeS_2 größer sein und ist am Querschnitt augensichtlich dreieckiger Gestalt. Vereinzelt Pyritkügelchen von ähnlichen Ausmaßen, aber ohne innere Struktur.

4. Ungemein winzige Chalkopyritkörnchen im bituminösen Schiefer verstreut.

Die Gebilde sub 1. und 3. hält er für Schwefelbakterien, in welchen die einzelnen Sulfidkörnchen den vormaligen Schwefeltropfchen entsprechen. Er vergleicht sie mit den rezenten Arten der *Thiophysa volutans*, *Monas Mülleri* und *Monas fallax*. Dagegen die stängelartigen Gebilde entsprechen den fadenartigen Schwefelbakterien. Die strukturlosen Gebilde sub 2. hält er für desulfurierende Bakterien und die winzigen, verstreuten Chalkopyritkörnchen sub 4. für einzelne metallisierte Schwefeltropfchen abgestorbener und zerstörter Schwefelbakterien.

Später fand man Pyritkügelchen auch auf der Lagerstätte in Meggen und Rammelsberg. Bei der ersten von ihnen bewegt sich der Durchmesser der Kügelchen zwischen 0,010–0,030 mm. In Rammelsberg fanden sich bis ungefähr 0,015 mm große Kügelchen.

Einen anderen Typus beschrieb H. F. Gron dijs und C. Schouten (1937) aus der Lagerstätte Mount Isa in Australien. Er zeichnet sich jedoch zum Unterschied von dem vorhergehenden durch konzentrisch zonare Struktur und den Durchmesser von 0,005–0,025 mm aus. Neben ihnen treten auch größere Pyritkonkretionen mit dem Durchmesser von 0,05–0,25 mm auf.

In seinem späteren Artikel kehrte C. Schouten (1946) erneut zum Problem der Genese der sedimentären Kupfer- und Pyritlagerstätten durch Bakterientätigkeit zurück. Auf Grund einer umfangreichen Erforschung der „vererzten Bakterien“ aus sozusagen allen bisher bekannten Vorkommen gelangt er zur Schlußfolgerung, daß ihr Dasein in der fossilen vererzten Form sehr unwahrscheinlich ist.

Ein Vertreter der Schneiderhöhn'schen Ansicht war insbesondere A. Neuhaus (1939), von welchem wir eine ausführliche Studie über den Kupfermergel aus dem Zechstein des Haaseler und Gröditz Beckens in Schlesien besitzen. Aus diesem Gebiet beschrieb er:

1. Pyritkügelchen mit dem Durchmesser von 5–20 μ , überwiegend jedoch von 7–12 μ , aus einer Menge winziger, 1–3 μ großen Körnchen des FeS_2 bestehend.

2. Pyritklümpchen (Kiesklümpchen) ähnlicher Struktur, jedoch größer. Der Durchmesser ist 20–40 μ mit 3–8 μ großen einzelnen Pyritkristallen. Ihre Bindung ist häufig loser als die des vorhergehenden Typus.

Neuhaus betont die vollkommene Übereinstimmung der Pyritkügelchen mit der rezenten Schwefelbakterie *Thiophysa volutans*, während er in den größeren Pyritklümpchen die fossilisierte *Thiophysa macrophysa* wahrzunehmen meint.

Viele Arten bituminösen Schiefers und Kohlenflöze enthalten ähnliche Pyritkügelchen. Es wurden solche z. B. von Potonié (1932), Stach (1941), Horst (1952) usw. beschrieben.

Die Ansichten über die Entstehung dieser Gebilde sind bisher nicht einig. Schneiderhöhn (1923, 1926) und Neuhaus (1939) sind die Hauptvertreter der Theorie

der vererzten Bakterien. Ihr Hauptgegner ist vor allem C. Schouten (1946), Stach (1941) und in der Vergangenheit auch Schlossmacher, der sich jedoch später der Ansicht Schneiderhöhn's anschloß (Schneiderhöhn, 1926).

Die Genese der sulfidischen Sphäroide

Sämtliche Strukturen der mehrmineralischen Sphäroide auf der Lagerstätte „Alßbeta“ beweisen einen umfangreichen Metasomatismus und bezeugen die Auffassung, daß sie ein Produkt syngenetischer Ausfällung aus Gelen wären.

Als die ältesten oder ursprünglichen kann man nur die Pyritsphäroide betrachten und als ältester Mineral den Pyrit, falls wir von der kleinen Menge der Melnikovitischen Varietät des Pyrits und vom vereinzelt Markasit absehen. Alle übrigen Sulfide drangen in die Sphäroide erst später durch Verdrängung des Pyrits ein. Auch hier können freilich die jüngeren Sukzessionsglieder die älteren Sulfide verdrängen, welche ehemals die Stelle des Pyrits vertraten.

Die Art und Weise der Verdrängung der Pyritsphäroide ist auf zahlreichen Mikrophotographien festgehalten. Sie tritt deutlich aus der Abb. 1, S. 130, hervor, welche das Verhältnis des Sphalerits zu den Pyritsphäroiden festhält. Durch praktisch gleichartige Struktur zeichnen sich auch die Galenit-Pyritsphäroide aus (Abb. 2, S. 133) und die Pyrrhotin-Pyritsphäroide. Die Metasomatose wird nicht nur durch das wechselseitige Verhältnis der Sulfide bewiesen, sondern auch durch die korrodierten Relikte der ursprünglich idiomorphen Pyrithexaeder in den Sphäroiden, welche entlang des Kontaktes mit anderen Sulfiden, oder innerhalb dieser, zu finden sind.

Die Metasomatose ging für gewöhnlich aus den inneren Teilen der Pyritsphäroide hervor, welche manchmal zentral, andererseits mehr exzentrisch verteilt sind. Sozusagen ausnahmslos unterlag der Kern früher und die umliegende Schale blieb in mehr oder weniger zusammenhängender Form erhalten. Bei fortgeschrittener Verdrängung verbleiben nur einige unregelmäßige FeS_2 -Relikte entlang des Umfangs des vormaligen Sphäroids. Am Ende ist das Stadium nur durch einen porösen Kreis im Metasome charakterisiert (Abb. 1, S. 629), welcher die Stelle des ursprünglichen Pyritsphäroids kennzeichnet.

Grondijs und Schouten (1937) erklären die Entstehung ähnlicher poröser Kreise aus der Lagerstätte Mount Isa durch die fortschreitende Verschiebung der Inclusionen gegen den Rand des Sphäroids gelegentlich seiner Verdrängung von der Mitte durch jüngere Sulfide. Nach völliger Verdrängung des Pyrits bleibt im Metasome ein mit winzigen Unreinlichkeiten überfüllter Kreis zurück, welcher infolge der Zerbröckelung beim Schleifen porös wird.

Auf der Lagerstätte „Alßbeta“ kommen jedoch einzelne Pyritsphäroide vor, welche durch jüngere Sulfide von außen gegen die Mitte verdrängt sind. Auch in diesen Fällen ist die Begrenzung des ursprünglichen Kügelchens durch den bekannten Kreis gekennzeichnet, in dessen Mitte Relikte von FeS_2 erhalten sind (Abb. 5b, c, S. 636). Augenscheinlich riß das verdrängende Sulfid die Inclusionen nicht mit sich und so kam es hier zu keiner größeren Bewegung von den Rändern gegen die Mitte zu. Aus diesem Grunde setze ich voraus, daß die Wanderung der Unreinlichkeiten und submikroskopischen Einschlüsse gegen die Ränder der Sphäroide noch vor ihrer Kristallisation oder während dieser sich vollzog.

Bisher wurde eine analogische Verdrängung der Sulfide von der Mitte — wie auf der hiesigen Lagerstätte — aus der Lagerstätte Mount Isa in Queensland ausführlich von Grondijs und Schouten beschrieben (1937). Es scheint, daß sie auch

an anderen Lagerstätten häufiger vorkommt (z. B. ein Teil der sulfidischen Kügelchen — außer dem FeS_2 Schneiderhöhn's aus dem Mannsfelder Kupferschiefer), worauf auch Schouten hinwies (1946).

Das Ergebnis einer Verdrängung dieser Art auf der Lagerstätte „Alßbeta“ sind die ring- und atollförmigen Pyritgebilde, welche mit denen, von der Lagerstätte Mount Isa beschriebenen analogisch sind. Die ursprüngliche Struktur der Pyritsphäroide ist jedoch unterschiedlich; auf der Lagerstätte Mount Isa ist sie konzentrisch zonar, in Bystrý potok aus idiomorphen Hexaedern bestehend.

Falls das Innere der Pyritringe gleichzeitig von mehreren Sulfiden gebildet wird, pflegt ihr Kontakt unregelmäßig zu sein und die Sukzession ist nicht immer klar (Abb. 3, S. 633, Abb. 4, S. 634).

Das gegenseitige Verhältnis des Galenits zum Sphalerit ist auf der Abb. 3, S. 633, dargetan. Auf der Skizze *h* ist der Galenit augenscheinlich jünger als der Sphalerit. Im letzteren Falle setze ich folgende Genese voraus; primärer Pyritsphäroid — Verdrängung durch den Sphalerit von der Mitte — Verdrängung des Sphalerits von den Rändern durch Galenit. Die Richtung der Metasomatose ist hier augenscheinlich dem der primären Verdrängung der Pyritsphäroide durch Sphalerit, Galenit und Pyrrhotin entgegengesetzt, was man mit dem homogenen Charakter der letzteren erklären kann.

Interessante Verhältnisse zeigen auch die Galenit-Pyrrhotin-Pyritsphäroide, in welchen der letztere eine mehr oder weniger zusammenhängende Umrandung oder aber unregelmäßige Relikte entlang des Umfangs (s. z. B. auf Abb. 4a, S. 634) bildet. Die Grenze zwischen dem Pyrrhotin und Galenit pflegt am häufigsten unregelmäßig zu sein. Andermals zeichnen sie sich durch einen geradlinigen Kontakt aus, welchen wir am natürlichsten als Verdrängung des Galenits entlang der Hexaederflächen durch jüngeren Pyrrhotin erklären können (Abb. 4, S. 634).

Daß Pyrrhotin jünger als der Galenit zu sein pflegt, folgt aus den kombinierten Galenit-Pyrrhotin-Sphäroiden (Abb. 5a, S. 636). Ihre Genese erkläre ich folgendermaßen: Entstehung des Pyritsphäroids — Verdrängung des zentralen Teiles durch Galenit — teilweise Einhüllung des so entstandenen Gebildes durch Sphalerit — Verdrängung des Pyritringes durch Pyrrhotin. Vom Pyrit blieben dabei unbedeutende Relikte entlang der ursprünglichen Galenit-Pyritgrenze als auch der äußeren Abgrenzung der Sphäroide zurück. Diese können jedoch vollkommen fehlen und durch jüngere Sulfide ersetzt sein (Abb. 5a, 636, zweiter Sphäroid vom linken Rande).

Endlich verdient nähere Erwähnung die Genese der Galenitsphäroide aus freien, idiomorph entwickelten Kristallen (Tafel VIII, Abb. 2; Tafel IX, Abb. 1, 2). In den Anschliffen sind die Querschnitte der einzelnen Kristalle mit den Querschnitten des FeS_2 der Pyritsphäroide vollkommen übereinstimmend (vergl. z. B. mit der Tafel X, Abb. 2, die Tafel XXI, Abb. 2), sodaß die Frage auftaucht, ob man sie nicht für pseudomorph nach dem Pyrit halten muß. Die Gestalt selbst ist hier nicht bestimmend, insofern beide dem gleichen kristallographischen System angehören. Zugunsten der Metasomatose zeugt der Umstand, daß der Galenit allein gewöhnlich keine idiomorphen Kristalle in anderen Sulfiden bildet. Aus diesem Grunde, als auch infolge der in den vorhergehenden Kapiteln bewiesenen Verdrängung der Pyritsphäroide durch Galenit, kann man die Sphäroide aus idiomorphen Kristallen ebenfalls als Pseudomorphosen nach dem Pyrit betrachten.

Manchesmal wurden auch diese Galenit-Pseudomorphosen durch jüngere Sulfide verdrängt. Auf Tafel IX, Abb. 2 ist das Anfangsstadium einer solchen Verdrängung durch Pyrrhotin festgehalten. Der hexagonale Pyrrhotin behält hiebei die kubische

Form des verdrängten PbS. Bei gänzlicher Verdrängung entstehen von Pyrrhotin-hexaedern gebildete Sphäroide.

Rund um die Galenitsphäroide herum pflegen winzige Galenithexaeder verstreut zu sein (Tafel IX, Abb. 1, 2), welche manchenmal ebenfalls durch Pyrrhotin pseudomorphiert zu sein pflegen.

Zugunsten der Metasomatose zeugen auch die Pyritringe mit Pyrrhotinausfüllung, welche wiederum von Pyrrhotin umgeben sind. Der Pyrrhotin im Inneren des Ringes und außerhalb dessen zeichnet sich hier durch gleichartige optische Orientation aus.

Die Entstehung der eigentlichen Pyritsphäroide

Die Frage der Entstehung der eigentlichen Pyritsphäroide, bei welchen zum Unterschied von anderen Sulfiden es überhaupt unmöglich war, ihren metasomatischen Charakter zu beweisen bleibt offen. Der Mineralgehalt und ihre Struktur bestätigen ebenfalls den primären Ursprung dieser Gebilde.

Im Sinne der Theorie von den „vererzten Bakterien“, welche *Schneiderhöhn* (1923, 1926) einführt, stellen die kugelförmigen, aus winzigen Kristallen oder Körnern verschiedener Sulfide bestehenden Gebilde fossilisierte Schwefelbakterien dar. Die Sulfide entstanden an jenen Orten, welche bei den lebendigen Bakterien in dem Protoplasma die Tröpfchen amorphen, öligen Schwefels einnahmen. Ihre Größe ist der Größe der Schwefeltröpfchen proportional oder gleich.

Die Pyritsphäroide aus der Lagerstätte „Äzbeta“ zeichnen sich immer durch ihre kugelförmige Gestalt aus, einerlei ob es sich schon um tatsächliche Kügelchen, Ellipsoide, Ovoide oder weniger regelmäßige Gebilde handelt. Von den Bakterien, welche in dem Protoplasma Schwefelvorräte anhäufen, würden daher für die Parallelisation die mehr oder weniger kugelförmigen Arten der Leuco- auch Rhodothiebakterien in Betracht kommen. Nach *Bavendamm* (1924) und *Schoutten* (1946) sind das:

1. *Thiophysa volutans*. Durchmesser 0,007—0,018 mm. Die größten Ausmaße: Länge 0,029 mm bei einer Breite von 0,018 mm. Zuerst bei *Schneiderhöhn* aus Mansfeld erwähnt (1923), bei *Neuhaus* (1939) aus den analogen Kupferlagerstätten des Gröditz und Haaseler Beckens in Schlesien.

2. *Thiophysa macrophysa* mit dem Durchmesser von 0,021—0,040 mm. Beschrieben von *Neuhaus* (1939) in vererzter Form.

3. *Monas Mülleri*. Kügelchen und Ellipsoide 0,005—0,013 mm groß. Bei *Schneiderhöhn* erwähnt.

4. *Thiosphaerella amyliifera*. Kügelchen und Ellipsoide 0,006 mm lang und 0,005 mm breit.

5. *Thioporphysa volutans*. Kügelchen und Ovoide rund 0,007 mm groß.

Die zwei letzteren sind bei *Schneiderhöhn* nicht erwähnt. *Schoutten* (1946) erwähnt sie jedoch als solche, deren Ausmaße mit den winzigen sulfidischen Kügelchen aus der Mansfelder Lagerstätte vergleichbar sind.

Die Größe der Sphäroide auf der Lagerstätte „Äzbeta“ bewegt sich zwischen 0,005—0,070 mm mit dem häufigsten Durchmesser um 0,016 mm herum. Im Ausmaß von 0,005—0,040 mm könnten wir sie daher ihre Größe betreffend mit allen vorher erwähnten rezenten Formern der Schwefelbakterien vergleichen. Den sphärischen Formen von 0,040—0,070 mm entsprechende rezente Arten kennen wir nicht. Allein durch ihre Größe, jedoch nicht durch ihre Form könnte man diese Gebilde mit der Bakterie *Hillhousia mirabilis* vergleichen. Kügelchen ähnlicher Ausmaße wurden jedoch von *Schoutten* aus dem sogenannten „Dachklotz“ von Mansfeld beschrieben (1946).

Die Größe der Sphäroide auf der Lagerstätte in Bystrý potok verändert sich jedoch fortlaufend von den Größten bis zu den Kleinsten. Die Größe der Pyrithexaeder zeigt ebenfalls bedeutende Schwankungen. Bei den Kugeln und länglichen Gebilden mit dem Durchmesser von 0,005—0,020 mm aus der Mansfelder Lagerstätte bewegt sich die Größe der sulfidischen Körner um 0,0002 mm herum (Schneiderhöhn, 1923), bei analogen Durchmessern im Haaseler und Gröditzter Becken beträgt sie 0,001 bis 0,003 mm (Neuhäus, 1939), auf der Lagerstätte in Bystrý potok 0,0002 bis 0,005 mm.

Die 0,020—0,040 mm großen Kiesklümpchen, welche Neuhäus aus den schlesischen Kupferlagerstätten beschrieb, sind von idiomorphen, 0,003—0,008 mm großen Pyritkristallen gebildet. Die Sphäroide gleicher Ausmaße aus der Lagerstätte „Alžbeta“ enthalten 0,0005—0,005 mm große Hexaeder.

Die Anzahl der Schwefeltröpfchen bei den Schwefelbakterien ist sehr schwankend. Am häufigsten handelt es sich um einige Zehner. In den hiesigen Sphäroiden bewegt sich jedoch die Anzahl der Pyrithexaeder von ungefähr 15—20 Stücken bis zu ungefähr 6000 Kriställchen in einem großen Sphäroide (Tafel XII, Abb. 1), was auch für fossile Formen der Thiobakterien eine sehr unwahrscheinliche Anzahl ist.

Außer den erwähnten morphologischen Differenzen zwischen den rezenten Schwefelbakterien und den Pyritsphäroiden aus Bystrý potok ist es auffallend, daß man bei den letzteren verlängerte, in der Mitte verengte Formen, die den Bakterien im Teilungszustand entsprechen, beobachten kann. Nicht einmal Schouten (1946) gelang es bei der Untersuchung der sogenannten „vererzten Bakterien“ aus anderen Lagerstätten solche Formen festzustellen. Die zweifachen Sphäroide, welche an das Stadium der beinahe beendigten Teilung wenig erinnern, kann man leicht durch gewöhnliche Verwachsung bei der Berührung erklären.

Bei den rezenten Schwefelbakterien pflegen die Schwefeltröpfchen im Protoplasma unregelmäßig verstreut (Bavendamm, 1924) und häufig in einem bestimmten Teil der Bakterien konzentriert zu sein. Die hiesigen Sphäroide zeichnen sich jedoch durch eine relativ regelmäßige Verteilung der Pyrithexaeder aus.

Ein wichtiges Anzeichen der Thiobakterien ist die verhältnismäßig große Vakuole im mittleren Teil des Protoplasmas (Bavendamm, 1924, Horst, 1952). Bei getreuer Erhaltung des ursprünglichen Baues der Bakterien müßte sie sich in den fossilisierten Formen durch das Fehlen der Sulfide in der Mitte der Sphäroide äußern. Die Sphäroide aus der Lagerstätte „Alžbeta“ pflegen häufig völlig mit Pyrithexaedern ausgefüllt zu sein. Wenn diese im mittleren Teile fehlen, ist die Mitte mit augenscheinlich jüngeren, den Pyrit verdrängenden Sulfiden ausgefüllt.

Einige Pyritsphäroide mit Melnikovitischer Umhüllung (Tafel XII, Abb. 1) erinnern an die gallerteartige Hülle, durch welche sich bestimmte Schwefelbakterien auszeichnen. In einem Falle haben wir sogar eine „Zoogloa-artige“ Struktur der Sphäroide mit Melnikovitischem Pyrit auf den, der „Gallerte“ entsprechenden Stellen festgestellt (Tafel XII, Abb. 2). Infolge ihrer unregelmäßigen Melnikovitischen Umhüllung drängen sie den Gedanken biogenen Ursprungs auf.

Die Markasitumhüllung des Sphäroids auf Tafel XI, Abb. 1 entstand jedoch zweifellos auf rein anorganischem Wege. Das Übergangsstadium zwischen ihnen und den Sphäroiden mit Melnikovitischem Überzug bildet das auf Tafel XI, Abb. 2 dargestellte Sphäroid. Man kann daher nicht völlig den anorganischen Ursprung „der vererzten Zoogloa“ und der „Gallerte“ abstreiten, welche übrigens im Vergleich mit den gewöhnlichen Sphäroiden sehr selten sind.

Die verstreuten Pyrit-, Galenit- und Pyrrhotinkristalle, die hinsichtlich ihrer Entwicklung den Pyrithexaedern der Sphäroide entsprechen, könnten wir mit den win-

zigen „Pünktchen“ Schneiderhöhns parallelisieren (1923), welche den Kupferschiefer impregnieren. Schneiderhöhn hält sie für Erzpseudomorphosen nach Schwefeltröpfchen völlig zerstörter Schwefelbakterien. Es kann sich augenscheinlich nur um solche Bakterien handeln, welche erst nach der Auskristallisierung des Pyrits zerstört wurden, denn sonst wäre auch der Schwefel selbst nicht der Zerstörung entgangen.

Nachdem in den hiesigen Pyritsphäroiden zwischen den einzelnen FeS_2 Hexaedern eine häufig von Melnikovitischer Varietät gebildete Basis vorkommt, kann man voraussetzen, daß diese derart eine nachträgliche Zerstörung der Sphäroide verhindert haben würde. Es erscheint daher für gerechtfertigt, die Entstehung dieser verstreuten Hexaeder auf anorganischem Wege zu begründen.

Das Sphäroid auf Tafel XXI, Abb. 2 zeichnet sich durch eine relativ sehr lose Verbindung aus. Nach der Theorie der vererzten Bakterien könnte es eine Schwefelbakterie darstellen, welche schon einen Teil ihrer S-Vorräte verbrauchte. Zwischen den „pyritisierten Schwefeltröpfchen“ ist ein primärer „Melnikovit“, den wir in diesem Falle für ein metallisiertes Protoplasma halten müssen. Die logische Folge davon wäre eine Vererzung der mannigfaltigsten Arten der Bakterien, welche am Kreislaufe des Schwefels teilnehmen, ohne Rücksicht darauf, ob sie im Protoplasma Schwefelvorräte anhäufen oder nicht. Auf Grund der bisherigen Untersuchungen konnten wir jedoch nicht die Anwesenheit solcher sulfidischer Gebilde beweisen, welche mit ihrem Charakter z. B. an rezente desulfurierende und Fäulnis-Bakterien erinnern würden.

Schneiderhöhn (1923) beschreibt aus der Mansfelder Lagerstätte vererzte desulfurierende Bakterien mit dem Durchmesser von 0,003—0,008 mm, von Bornit und Chalkosin ohne innerer Struktur gebildet. Diese Gebilde könnten wir mit einigen Sphäroiden des Pyrits, Sphalerits und Galenits aus der Lagerstätte im Bystrý potok parallelisieren. Hinsichtlich der hiesigen Gebilde wurde jedoch ihre Metasomatose nach den, aus idiomorphen Pyritkriställchen bestehenden Sphäroiden erwiesen.

Die eigentlichen Thiobakterien im engerem Sinne des Wortes sind im Wasserbecken an Lagen über solchen Räumen gebunden, welche von anaeroben, Schwefelwasserstoff erzeugenden Bakterien belebt werden. Für ein Sediment eines solchen anaeroben Milieus muß man den graphitischen Schiefer in der Umgebung der Lagerstätte „Alžbeta“ betrachten. Unsere Nachforschungen nach vererzten Bakterien in ihm verliefen jedoch ergebnislos und die Pyritimpregnationen als auch die Lageradern zeigten sich als epigenetisch.

Der epigenetische Charakter sämtlicher Sulfide mitsamt eines Teiles von Pyrit ist ganz evident. Beim letzteren komplizieren sich die Verhältnisse dadurch, daß er genetisch nicht einheitlich ist. Eben die sphäroidischen Gebilde sind die älteste Entwicklung, welche bisher in der Form von — die umliegenden Gesteine, oder andere sulfide durchschneidenden — Adern bisher nicht beobachtet wurde. Die Weiterverfolgung dieser Frage erschwert in bedeutendem Maße auch die Unzugänglichkeit der Lagerstätte.

Trotz einiger bisher nicht geklärter Probleme zeugt die überwiegende Mehrheit der Umstände gegen den biogenen Ursprung der Sulfide auf der Lagerstätte „Alžbeta“. Zu ihnen rechnen wir auch die Pyritsphäroide vom Typus der „vererzten Bakterien“. Sie entstanden sicherlich auf rein anorganischem Wege infolge der Zusammenballung der Gele unter dem Einfluß der Oberflächenspannung zu kugelförmigen Gebilden und durch ihre gleichzeitige Kristallisation aus vielen Kristallisationszentren.

Diese Beobachtungen stimmen mit den Untersuchungen C. Schoutens (1946) überein, der die mit den „vererzten Bakterien“ analogen Pyritkügelchen aus der Pyrit-

lagerstätte Rio Tinto in Spanien und aus den Cornwalser zinnhaltigen Gängen beschrieb. Beide Lagerstätten werden zur Zeit als Hydrothermal angesehen. Die Möglichkeit des anorganischen Ursprungs einiger „vererzter Bakterien“ läßt außer den schon erwähnten Autoren auch P. Ramdohr zu (1950).

Die Theorie der syngenetischen, mehr oder weniger gleichzeitigen Ausfällung aller Sulfide in der Lagerstätte „Alßbeta“ besteht nicht wegen ihrer augensichtlichen Epigenese. Den sphäroidischen Pyrit, wenn auch die Metasomatose bei ihm nicht erwiesen wurde, kann man infolge der obenerwähnten Gründe am besten als den hydrothermalen Vorgänger der späteren Metallisation deuten, durch welche die Lagerstätte „Alßbeta“ entstand.

Schl u ß f o l g e r u n g e n

Die Lagerstätte „Alßbeta“ ist einestheils wegen den Strukturen vom Typus der „vererzten Bakterien“, durch welche ein geringer Teil bestimmter Sulfide gekennzeichnet ist, andertheils wegen ihrer paragenetischen Assoziation bemerkenswert.

In den die sogenannten „vererzten Bakterien“ bildenden Sulfiden kam ein weitläufiger Metasomatismus zur Geltung. Ihre primären Komponenten sind nur Pyrit mit kleineren Mengen der Melnikovitischen Varietät und des Markasits. Alle übrigen Sulfide drangen in die Sphäroide durch aszendente Metasomatose ein. In dieser Beziehung sind die hiesigen Sphäroide und ihr Metasomatismus mit dem von Grondijs und Schouten (1937) aus der Lagerstätte Mount Isa in Australien beschriebenen Typus verhältnismäßig analog. Die Forschungen bestätigten vollauf die Ansicht Schoutens und Grondijs über den Metasomatismus und schlossen die Möglichkeit aus, die Theorie der gleichzeitigen Ausfällung der Sulfide in der Form von gemischten Gelen auf die Lagerstätte „Alßbeta“ zu beziehen, wie das hinsichtlich ähnlicher „vererzten Bakterien“ aus dem Mansfelder Kupferschiefer Schneiderhöhn voraussetzte (1923).

Die Pyritsphäroide aus der Lagerstätte „Alßbeta“ sind von idiomorphen Kristallen gebildet. Sie erinnern in dieser Hinsicht an die „vererzten Bakterien“ aus Mansfeld, dem Haaseler und Gröditzer Becken, der bituminösen Sedimente anderer Lokalitäten und ä., sie unterscheiden sich jedoch von den radial konzentrischen Kügelchen aus Mount Isa. Die Art der Verdrängung der Pyritsphäroide durch jüngere Sulfide auf der Lagerstätte „Alßbeta“ ist jedoch der Metasomatose aus Mount Isa auffallend ähnlich, wodurch die sulfidischen Gebilde vom Typus der „vererzten Bakterien“ aus der hiesigen Lagerstätte einen strukturalen Übergang zwischen Mount Isa und den analogen Gebilden aus den Lagerstätten des Mansfelder Typus bedeuten.

Wir sind nicht der Meinung, daß die Sphäroide auf der Lagerstätte „Alßbeta“ in Wirklichkeit fossilisierte Schwefelbakterien vorstellen würden, um so weniger, daß sie syngenetischen Ursprungs wären. Es zeugen dagegen beinahe sämtliche konstatierte Tatsachen. Die Pyritsphäroide des Typus der „vererzten Bakterien“ muß man als einen Vorläufer der eigentlichen hydrothermalen Mineralisation auffassen, während welcher die hiesige sulfidische Lagerstätte entstand.

Der Cassiterit sonderte sich auf der Lagerstätte „Alßbeta“ auch relativ spät in der hydrothermalen Phase aus, wodurch er an die Verhältnisse in einigen bolivianischen Zinnerzlagern erinnert, wie z. B. Morococala, Colcha, Chojñacota usw. (Ahlfeld, 1932). Mit diesen ist auch das Vorherrschen der Sulfide auf der hiesigen Lagerstätte gemeinsam, als auch das Fehlen der Fluor-Pneumatolyse. Eine bestimmte

Analogie mit den bolivianischen Lagerstätten weist auch die Antimonit Ferberit Paragenese in Spišská baňa auf (Kantor, 1953).

Die Lagerstätte „Alžbeta“ ist die erste Lokalität des Zips-Gömörer Erzgebirges, wo man bisher Cassiterit fand. Zinn ist jedoch nach den Spektralanalysen G. Kupčos das geläufigste Spurenelement der hiesigen Granite, was ebenfalls die enge genetische Beziehung der Granite zur hiesigen Erzbildung betont.

*Slowakisches Geologisches Zentralinstitut,
Bratislava*

Erläuterungen zu den Tafeln V—XXIII.

- Tafel V. Abb. 1. Breccienförmiges Erz. In der Mitte ein Bruchstück feinkörniger Sulfide mit reicher Klümpchenentwicklung (am sichtbarsten ist der Pyrit). Rund um das Bruchstück herum überwiegend Pyrrhotin (weiß), kristallischer Pyrit (weiß, Relief) und Sphalerit (grau). Anschliff, 28fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Pyritsphäroide (weiß) und atollische Gebilde. Der Pyrit von Pyrrhotin (grau) eingeschlossen, welcher gleiche sphäroide Gebilde zeigt, an deren Peripherie kleine idiomorphe Pyritkristalle oder ihre Relikte erhalten zu sein pflegen. Vereinzelte Sphaleritsphäroide (dunkelgrau), Anschliff, 1000fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel VI. Abb. 1. Pyritsphäroide (weiß, Relief) von Sphalerit (grau) und Galenit (weiß, ohne Relief) verdrängt. In der Nähe der Mitte zwei Sphäroide mit kombinierter Galenit-Sphalerit-Ausfüllung. Entlang der Ränder Pyritrelikte. In der linken oberen Ecke Pyrrhotin (hellgrau) in der Form eines unregelmäßigen Gebildes, als auch als Kern eines Pyritsphäroides. Anschliff, 1000fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Pyritsphäroid mit winzigem Sphaleriteinschlusse (dunkelgrau). Kleine Pyrrhotinader (hellgrau). Am unteren Rande und im Pyrrhotin idiomorphe Pyritkristalle. Anfangsstadium der Verdrängung des Pyritsphäroids durch Sphalerit. Anschliff, 1000fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel VII. Abb. 1. Galenitsphäroide (weiß ohne Relief) mit Pyritumsäumung (weißes Relief), umgeben von Sphalerit (grau). Anschliff, 1000fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Ringförmige und atollische Pyritrelikte im Pyrrhotin (grau) und im Sphalerit (schwarz). Das Innere des Ringes im Pyrrhotin ist von Sphalerit ausgefüllt. Anschliff, 1000fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel VIII. Abb. 1. Sphäroid von einem verhältnismäßig dichten Klümpchen kristallographisch begrenzter Galenite gebildet. Die Basis zwischen den einzelnen Kristallen, als auch um den Sphalerit

herum, besteht aus Sphalerit, Anschliff, 2000fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. Wie die vorhergehende Mikrophotographie. Vergleiche den bedeutenden Unterschied in der Größe der Hexaeder bei beiden. Anschliff, 2000fache Vergr. Photo Kantor.

Tafel IX.

Abb. 1. Galenitsphäroide im Sphalerit. Bei einigen Sphäroiden gut sichtbare einzelne Galenitkristalle, während bei anderen der Galenit eine kompakte Fülle bildet. Zwischen den Sphäroiden eine Menge winziger Galenithexaeder verschiedener Größe. Anschliff, 1100fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. Galenitsphäroide mit kleinen Kristallen im Sphalerit (dunkelgrau). Ein Teil des Galenits rechts von der Mitte durch Pyrrhotin verdrängt (hellgrau), wobei teilweise vollkommene Pseudomorphosen nach Galenithexaedern entstanden. Anschliff, 1100fache Vergr. Photo Kantor.

Tafel X.

Abb. 1. Arsenopyritkonkretionen inmitten von Sulfiden mit häufiger sphäroidischer und atollischer Entwicklung. Anschliff, 130fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. Pyritsphäroide gleichen Aussehens wie auf der Tafel I, Abb. 2 und Tafel II, Abb. 1 nach der Ätzung. Infolge der Ätzung sehr gut aufgedeckte innere Struktur der Sphäroiden. Ihr Hauptteil besteht aus kleinen idiomorphen Pyritkristallen, während die Basis von einer — der Ätzung wenig widerstehender Pyritvarietät gebildet ist (der Melnikovitischen). Auffallend ist die verschiedene Größe der Hexaeder bei den verschiedenen Sphäroiden. Anschliff, 1100fache Vergr. Photo Kantor.

Tafel XI.

Abb. 1. Winziger Pyritsphäroid von Pyritparamorphose nach radial strahlenförmigen Markasit umgeben. Geätzt. Anschliff, 1500fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. Pyritsphäroid mit gut erhaltener Struktur der ehemaligen Markasitumhüllung. Geätzt, Anschliff, 1500fache Vergr.

Tafel XII.

Abb. 1. „Vererzte Bakterie“, Sphäroid aus Pyrithexaedern von einer wenig resistenten Melnikovitischen Pyritvarietät umgeben, welche an die Gallerte der Bakterien erinnert. Geätzt, Anschliff, 650fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. „Zoogloa-artiges“ Klümpchen von Pyritsphäroiden, welche stellenweise mehr oder weniger von Sphalerit verdrängt sind. „Die Gallerte der Bakterienkolonie“ aus der Melnikovitischen Varietät. Rundherum ist Sphalerit. Geätzt. Anschliff, 550fache Vergr. Photo Kantor.

Tafel XIII.

Abb. 1. Skelettförmiger Pyrit (weiß, Relief). Zwischen den Rippen Pyrrhotin (hellgrau) und Sphalerit (dunkelgrau). Anschliff, 145fache Vergr. Photo Kantor.

Abb. 2. Skelettförmiger Pyrit (weißes Relief) mit Galenit (hellgrau, ohne Relief) und Sphalerit (grau). Anschliff, 370fache Vergr. Photo Kantor.

- Tafel XIV.
- Abb. 1. Feinkörniger Pyrit der älteren Generation durch jüngeren Pyrit verdrängt (weiß, Relief). Anschliff, 27fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Idiomorpher Arsenopyrit (weiß, Relief), zonar von Sphalerit verdrängt (weiß, Relief). Anschliff, 500fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XV.
- Abb. 1. Kataklastischer Pyrrhotin (grau) von Markasit verdrängt (dunkelgrau). Anschliff, 410fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Klümpchen sehr feinkörnigen Markasits (weiß, Relief) im Pyrit-Pyrrhotin-Sphaleriterz. Im Markasit sind die winzigen Adern regenerierten, gröber kristallischen Markasits auf der Abbildung nicht sichtbar. Anschliff, 27fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XVI.
- Abb. 1. Glimmerschuppen (schwarz) stark durch Galenit korrodiert (weiß, ohne Relief). In der Mitte Arsenopyritklümpchen (weiß). Längs des rechten Randes ein unregelmäßiges Quarzkörnchen (schwarz). Anschliff, 330fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Cassiterit (dunkelgrau, Relief) mit Glimmerschuppen (schwarz), inmitten des Sphalerit-Galenit-Pyriterses. Anschliff, 120fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XVII.
- Abb. 1. „Zement“ aus Breccienarz, aus Sphalerit (grau), Chalkopyrit (weiß), Quarz (schwarz) und Pyrithexaedern bestehend. Anschliff, 27fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Apatit (a) Muskovit (m) verdrängend. Beide älter als der Chalkopyrit (cp) und Sphalerit (sp). Am linken Rande Quarz. Dünnschliff, parallele Nikols. 220fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XVIII.
- Abb. 1. Quarziges Erz mit Chalkopyrit. Verwachsung von Zinnwaldit (cv) mit Muskovit (m). Abgerundete Apatitkörner (a) umgeben von jüngeren Chalkopyrit (cp). Karbonat (k) ebenfalls älter als der Chalkopyrit. Entlang des rechten Randes Quarz. Dünnschliff, beinahe parallele Nikols. 200fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Cassiterit (c) auf den vorerst ausgesonderten Sulfiden glaskopfartige Überzüge bildend. Rund um sie herum ist Quarz. Dünnschliff, gekreuzte Nikols, 350fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XIX.
- Abb. 1. Durch Druck stark deformierte Muskovitschuppen im Galenit. Anschliff, 330fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Tektonisch ausgewalztes Karbonat (grau in verschiedenen Tönungen) mit jüngeren Sphalerit (schwarz) entlang der Spalten. Dünnschliff, Nikols halbgekreuzt, 15fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XX.
- Abb. 1. Skelettförmiger Pyrit mit Galenit (weiß, ohne Relief) und Sphalerit (grau). Anschliff, 370fache Vergr. Photo Kantor.

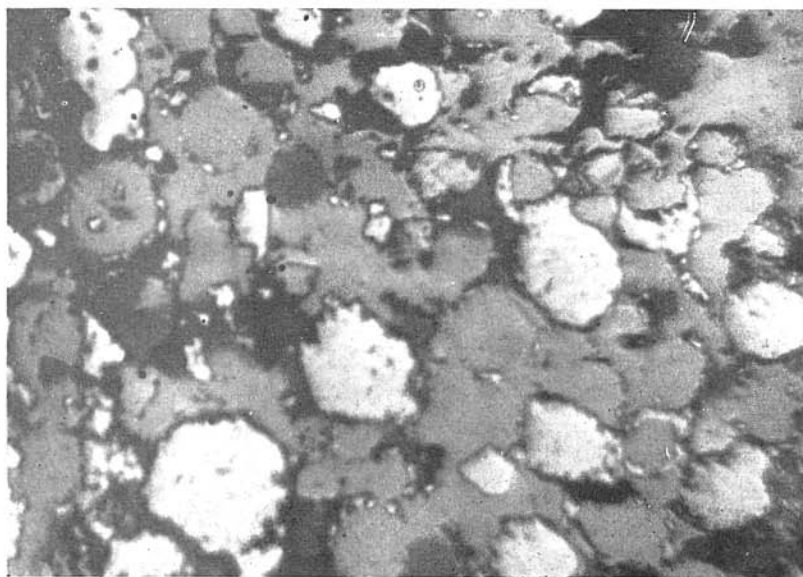
- Abb. 2. Prismatischer Cassiterit (c) mit Sulfideinschlüssen und von Sulfiden umgeben (schwarz). Rechts unten Zinnwaldit (cv) im Schnitte nach 001. Dünnschliff, parallele Nikols, 125fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XXI.
- Abb. 1. Angeätztes Pyritsphäroid. Die Pyrithexaeder mit Anzeichen skelettförmiger Entwicklung (die Vertiefung inmitten der kleinen Kristalle), von einer Melnikovitischen Basis eingehüllt. Anschliff, 2600fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Sphäroid aus idiomorphen Pyritkriställchen, die durch einen regelmäßigen aus einer Melnikovitischen Pyrit-Varietät bestehenden Überzug umgeben sind. Geätzt. Anschliff, 2600fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XXII.
- Abb. 1. Pyritsphäroid mit gewohnter Entwicklung des mittleren Teiles. Die normalen Hexaeder nehmen an den Rändern prismatischen Habitus an. Geätzt. Anschliff, 2600fache Vergr. Photo Kantor.
- Abb. 2. Sphäroid aus unregelmäßigen Pyritkörnern. Struktur problematischen Ursprungs. Geätzt. Anschliff, 2600fache Vergr. Photo Kantor.
- Tafel XXIII.
- Geologische Skizze der Umgebung von Bystrý potok südlich von Švedlár. Entworfen von O. Fusán und M. Kuthan, delegit J. Kopecký. 1. Alluvium, 2. Lehm und Schutt, 3. Diabase, 4. Phyllite, 5. Gabbrodiorit, 3—5. Phyllitdiabasische Serie, 6. Quarzporphyre und ihre Tuffe, 7. Phyllite, graphitischer Schiefer, quarziger Schiefer, 8. Lydite, 9. Streichen und Fallen der Schichten, 10. Erzadern.

Erläuterungen zu den Abbildungen im Texte

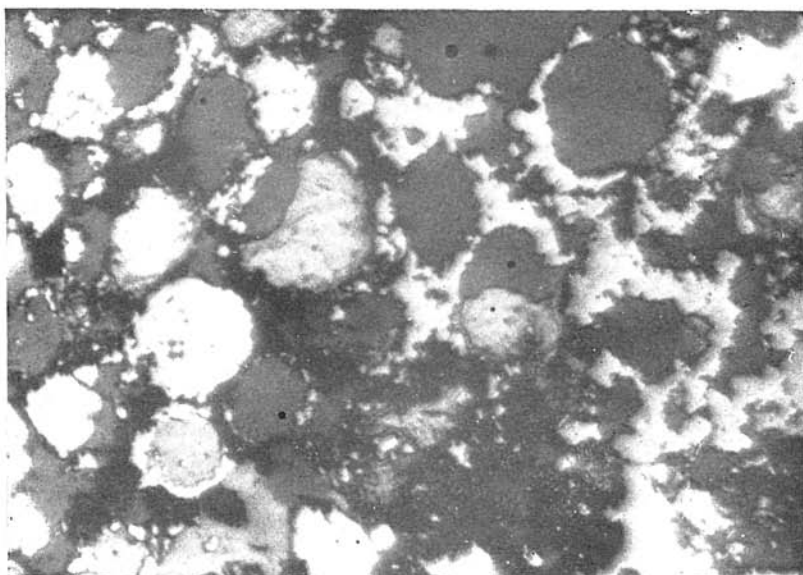
- Abb. 1. Verdrängung von Pyritsphäroiden durch Sphalerit: 1. Pyrit, 2. Sphalerit, 3. poröse Partie.
- Abb. 2. 1. Pyrit, 2. Sphalerit, 3. Pyrrhotin, 4. Galenit.
- Abb. 3. 1. Pyrit, 2. Sphalerit, 3. Pyrrhotin, 4. Galenit, 5. poröse Partie.
- Abb. 4. 1. Pyrit, 2. Sphalerit, 3. Pyrrhotin, 4. Galenit, 5. poröse Partien.
- Abb. 5. 1. Pyrit, 2. Sphalerit, 3. Pyrrhotin, 4. Galenit, 5. Arsenopyrit, 6. poröse Partie
- Abb. 6. Das Verhältnis des Cassiterits zu den übrigen Mineralen. a) Anschliff, b) Dünnschliff: 1. Sphalerit, 2. Pyrrhotin, 3. Galenit, 4. Chalkopyrit, 5. Karbonat, 6. Quarz, 7. Cassiterit.
- Graph. 1. Sphäroide mit maximalen FeS_2 Hexaedern. Abhängigkeit der Größe der Sphäroide von der Größe der kleinen Kristalle.
- Graph. 2. Abhängigkeit der Größe der Pyrithexaeder vom Durchmesser der Sphäroide.
- Graph. 3. Quantitative Vertretung der Sphäroide verschiedener Durchmesser.



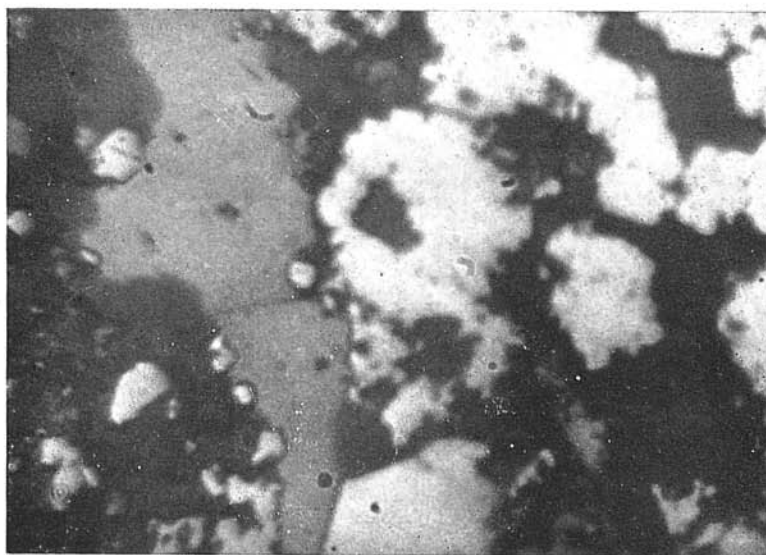
Obr. 1. Brekciovitá ruda. Uprostred úlomok jemnozrnných sulfidov s hojným guľôčkovitým vývojom (viditeľný hlavne pyrit). Okolo útržku prevažne pyrhotín (biely), kryštalický pyrit (biely, reliéf) a sfalerit (sivý). Nábrus, zv. 28 $\times$. Foto Kantor.



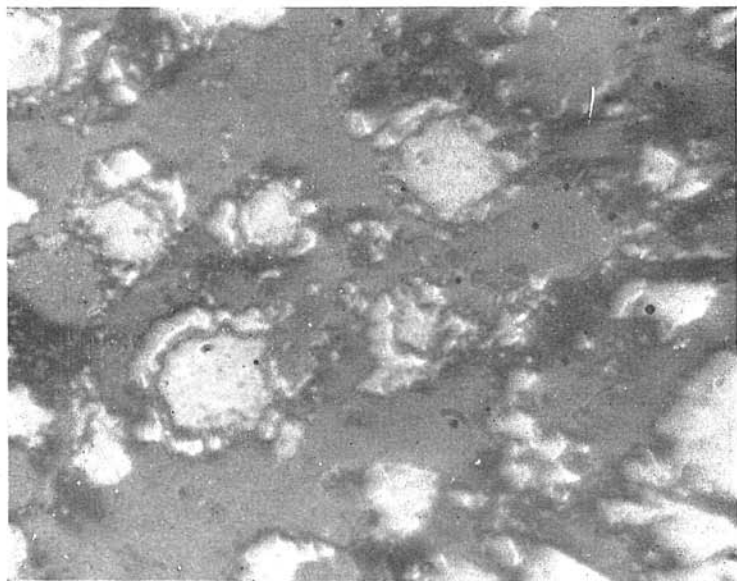
Obr. 2. Pyritové sféroidy (biely) a atolovité útvary. Pyrit uzatváraný pyrhotínom (sivý) tvoriacím rovnaké sféroidické útvary, po obvode ktorých bývajú zachované idiomorfne pyritové kryštálky, alebo ich relikty. Ojedinelé sfaleritové sféroidy (tmavosivé). Nábrus, zv. 1000 $\times$. Foto Kantor.



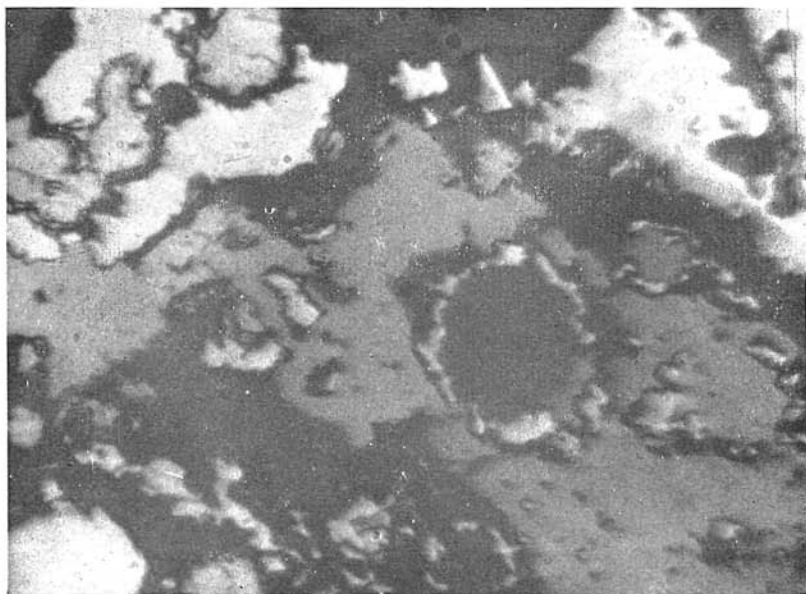
Obr. 1. Pyritové sféroidy (biely, reliéf) zatláčané sfaleritom (sivý) a galenitom (biely, bez reliéfu). Blízko stredu dva sféroidy s kombinovanou galenitovo-sfaleritovou výplňou. Pozdĺž okrajov relikty pyritu. V ľavom spodnom rohu pyrhotín (svetlosivý) v podobe nepravidelného útvaru i ako jadro pyritového sféroidu. Nábrus, zv. 1000 $\times$.
Foto Kantor.



Obr. 2. Pyritový sféroid s drobnou sfaleritovou uzavreninou (tmavosivý). Pyrhotínová žilka (svetlosivá). Pri dolnom okraji a v pyrhotíne idiomorfne kryštálky pyritu. Počiatočné štádium zatlačovania pyritového sféroidu sfaleritom. Nábrus, zv. 1000 $\times$.
Foto Kantor.



Obr. 1. Galenitové sféroidy (biele bez reliéfu) s pyritovým lemom (biely, reliéf) obklopené sfaleritom (sivý). Nábrus, zv. 1000 $\times$. Foto Kantor.

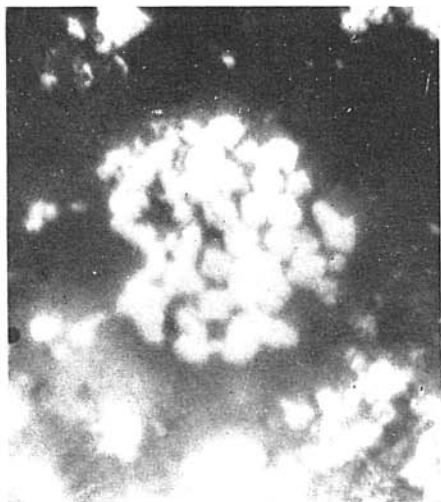


Obr. 2. Prstencovité a atolovité reliktu pyritu v pyrhotine (sivý) a sfalerite (čierny). Vnútrajšok prstenca v pyrhotine vyplnený sfaleritom. Nábrus, zv. 1000 $\times$.

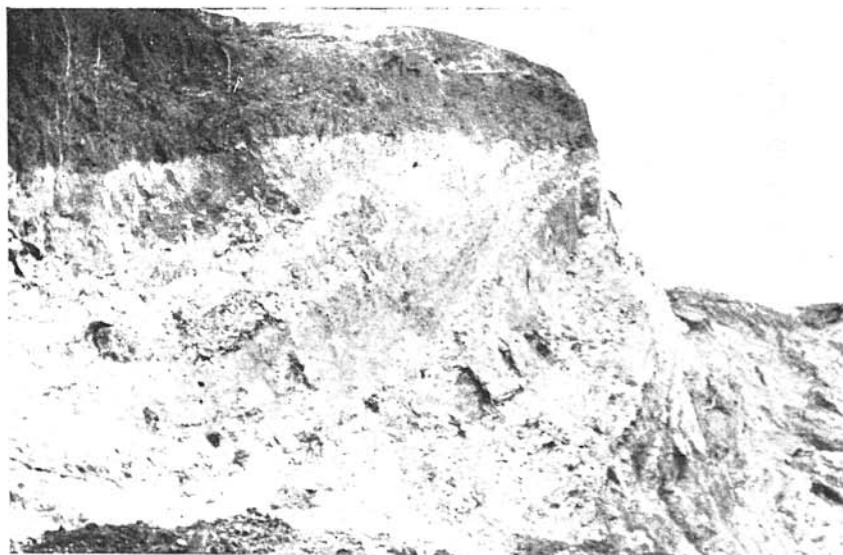
Foto Kantor.



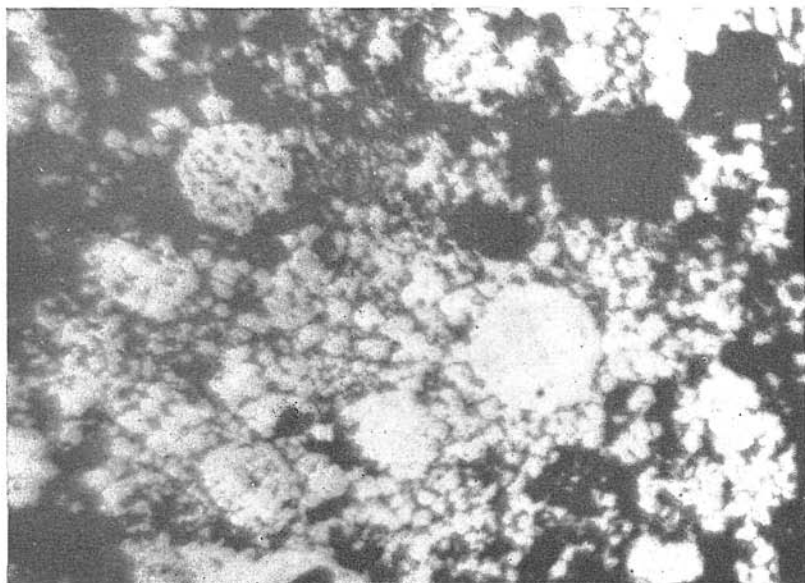
Obr. 1. Sféroïd tvorený pomerne hustým shlukom kryštalograficky obmedzených galenitov. Základná hmota medzi jednotlivými kryštálkami ako i okolo sféroïdu pozostáva zo sfaleritu. Nábrus, zv. 2000 $\times$. Foto Kantor.



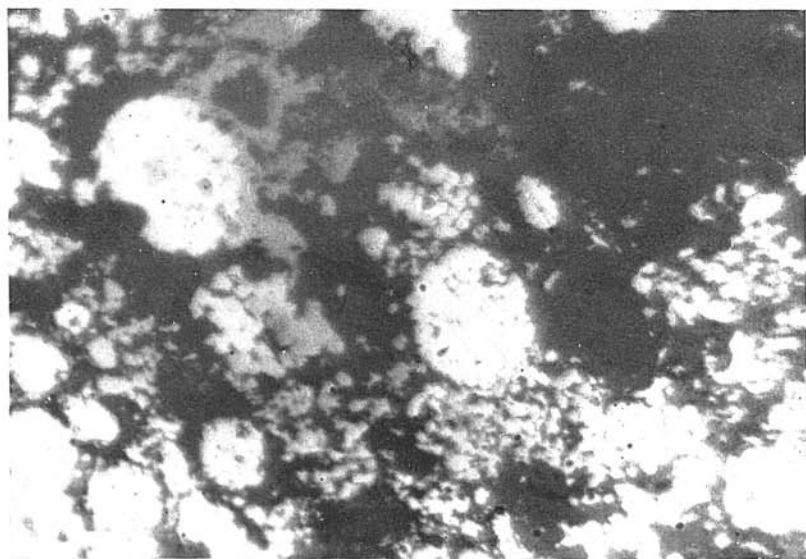
Obr. 2. Sféroïd tvorený pomerne hustým shlukom kryštalograficky obmedzených galenitov. Základná hmota medzi jednotlivými kryštálkami ako i okolo sféroïdu pozostáva zo sfaleritu. Porovnaj značný rozdiel vo veľkosti hexaédrov u oboch. Nábrus, zv. 2000 $\times$. Foto Kantor.



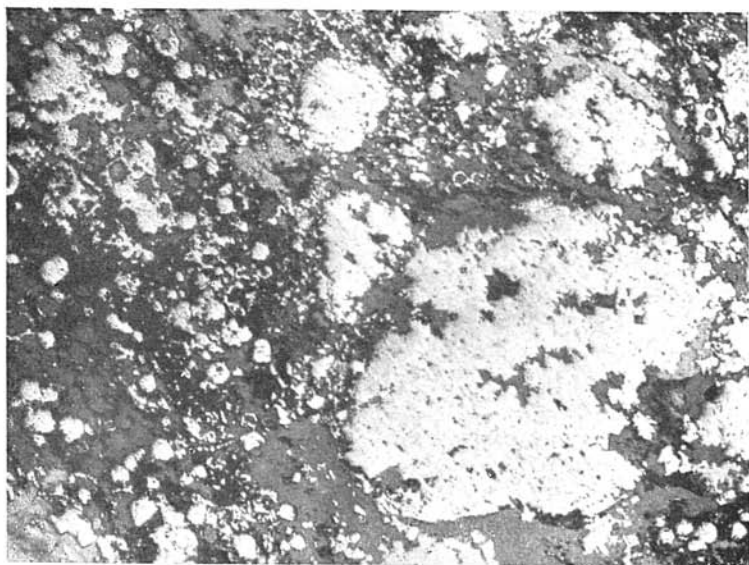
Obr. 3. Tektonické porušenie spodnosarmatských uloženín severne od Nižnej Myšle. Vrchnú polohu tvoria sprašovité hliny, pod nimi zvrásnené spodnosarmatské vrstvy slieňitých ílov, piesčitých ílov a pieskov s hojnou faunou. Rýchle striedanie facií vo vertikálnom smere. Foto Švagrovský.



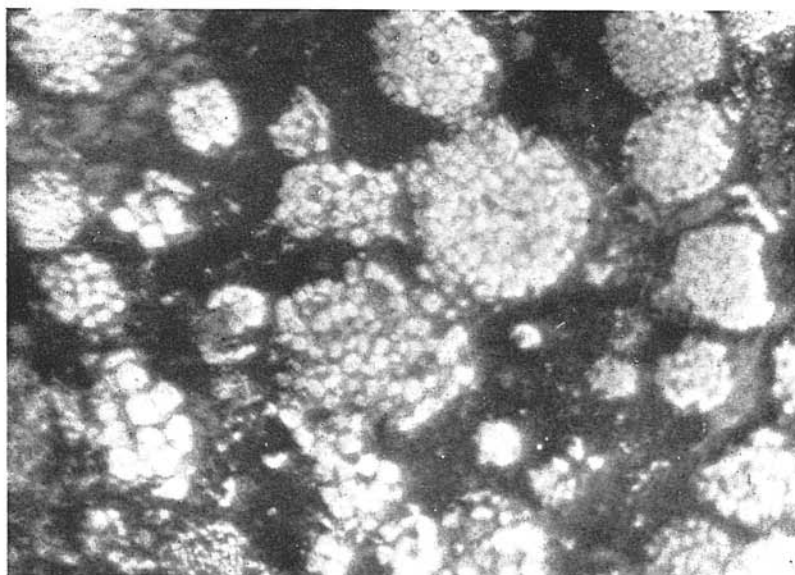
Obr. 1. Galenitové sféroidy v sfalerite. U niektorých sféroidov dobre viditeľné jednotlivé galenitové kryštálky, zatiaľ čo u iných galenit vytvára kompaktnú výplň. Medzi sféroidmi množstvo drobných hexaédrov galenitu rôznej veľkosti. Nábrus, zv. 1100 $\times$.
Foto Kantor.



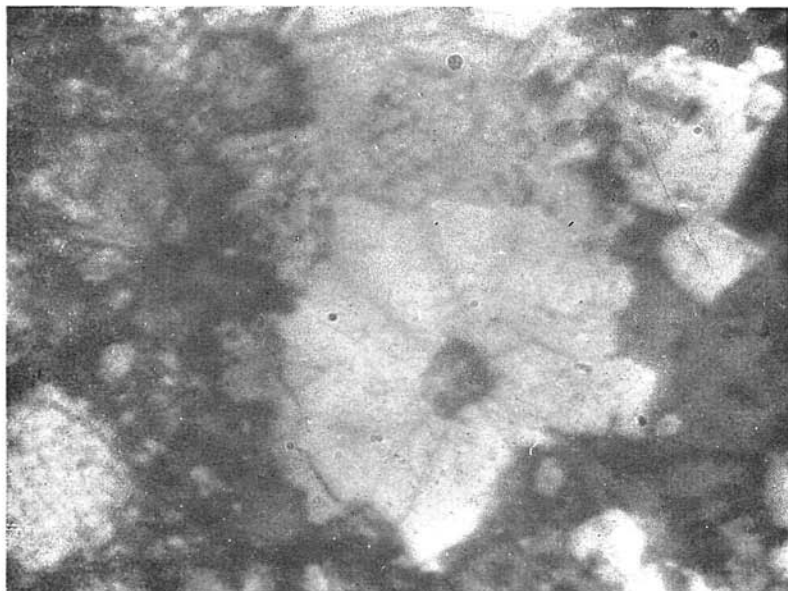
Obr. 2. Galenitové sféroidy a kryštálky v sfalerite (tmavosivý). Časť galenitu napravo od stredu zatačená pyrhotinom (svetlosivý), pričom čiastočne vznikly dokonalé pseudomorfózy po galenitových hexaédroch. Nábrus, zv. 1100 $\times$.
Foto Kantor.



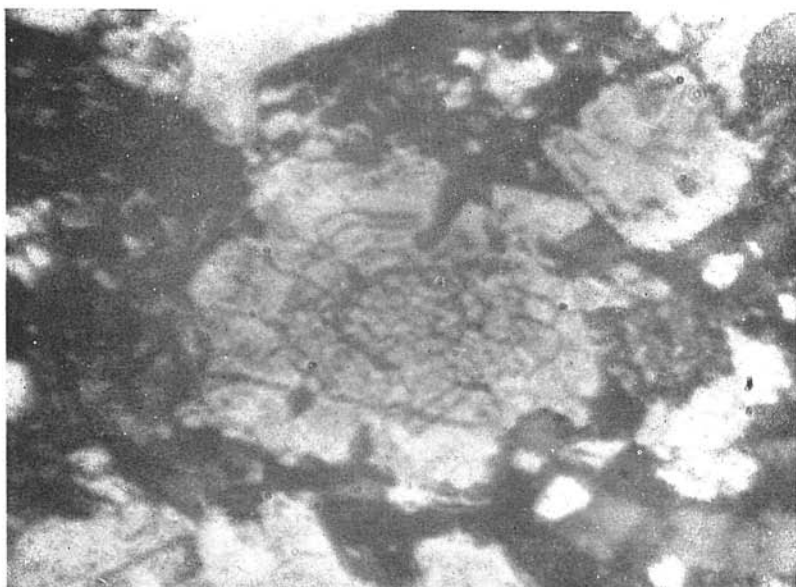
Obr. 1. Arzénopyritové konkrécie uprostred sulfidov s častým sféroidickým a atolovitým vývojom. Nábrus, zv. 130 $\times$. Foto Kantor.



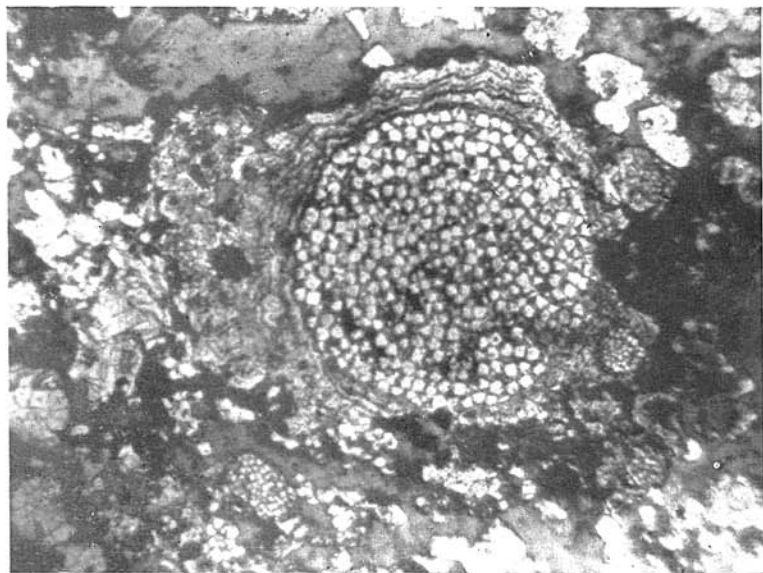
Obr. 2. Pyritové sféroidy rovnakého vzhľadu ako na tab. I, obr. 2. a tab. II, obr. 1. po naleptaní. Leptaním veľmi dobre odkrytá vnútorná štruktúra sféroidov. Ich hlavná časť pozostáva z idiomorfných kryštáľkov pyritu, kým „bázu“ vytvára leptaniu málo rezistentná variéta pyritu (melnikovitická). Nápadná je rôzna veľkosť hexaédrov u rôznych sféroidov. Nábrus, zv. 1100 $\times$. Foto Kantor.



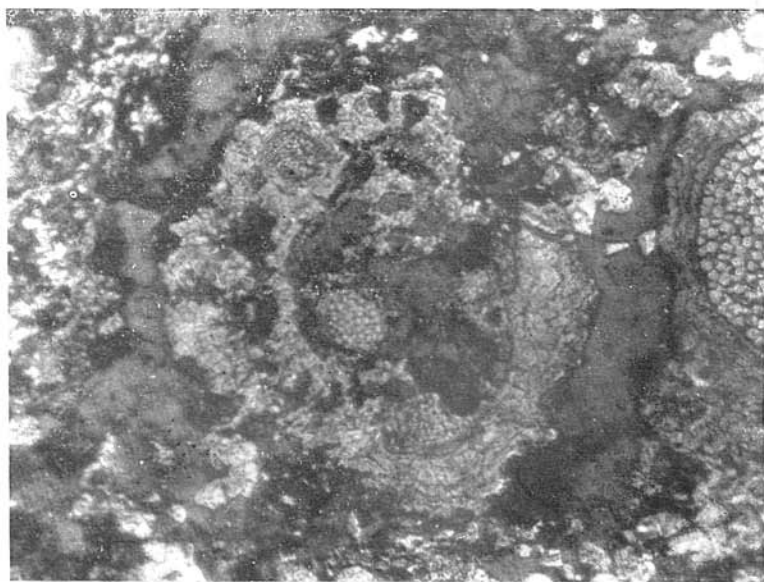
Obr. 1. Drobný pyritový sféroid obklopený pyritovou paramorfózou po radiálne-lúčovitom markazite. Leptané, nábrus, zv. 1500 $\times$. Foto Kantor.



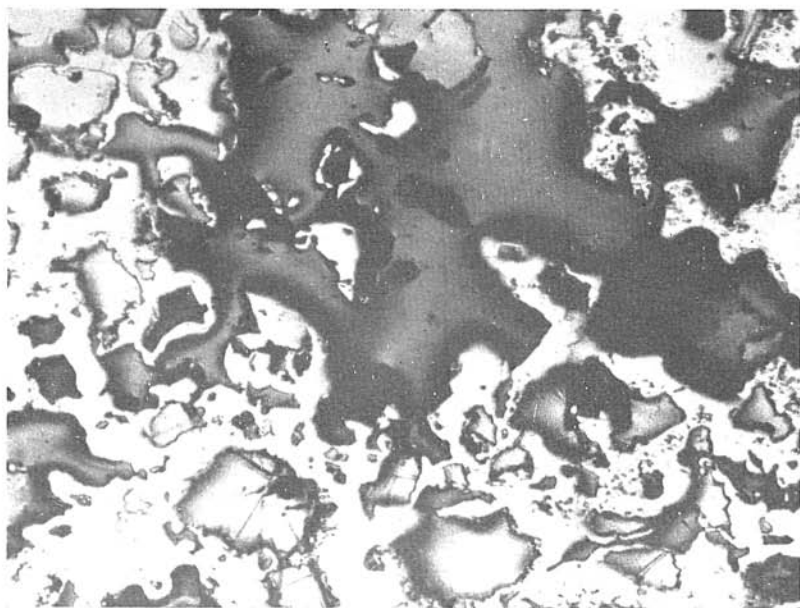
Obr. 2. Pyritový sféroid s dobre zachovanou štruktúrou niekdajšieho markazitového obalu. Leptané, nábrus, zv. 1500 $\times$. Foto Kantor.



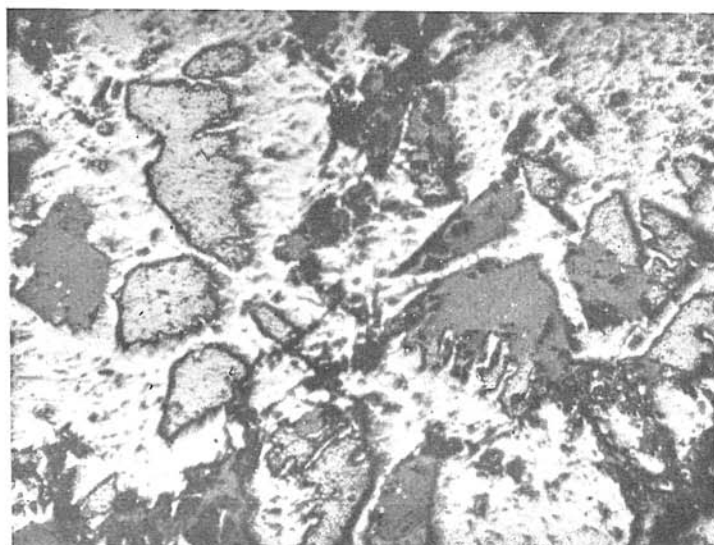
Obr. 1. „Zrudnená baktéria“. Sféroïd z pyritových hexaédrov obklopený menej rezistentnou melnikovitickou variétou pyritu pripominajúcou slizovité púzdro baktérii. Leptané, nábrus, zv. 650 $\times$. Foto Kantor.



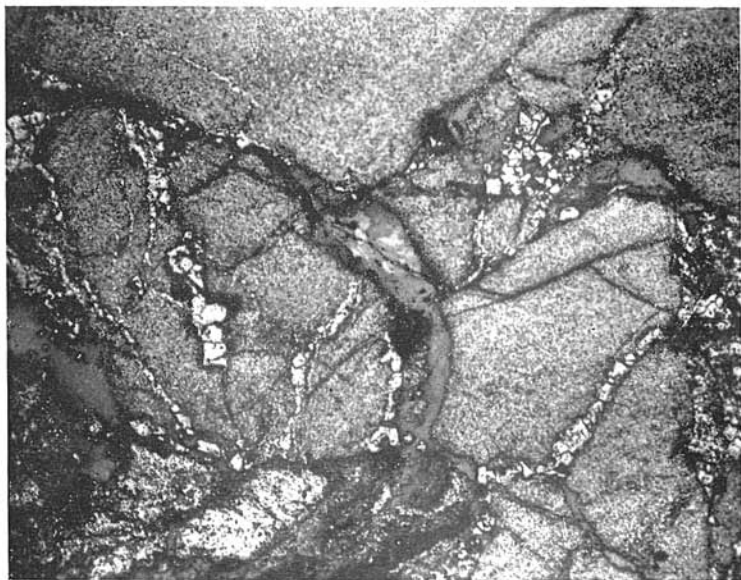
Obr. 2. „Zoogloovitý“ shluk pyritových sféroïdov, miestami viac alebo menej zatlačených sfaleritom. „Sliz bakteriálnej kolónie“ z melnikovitickej variéty pyritu. Okolie je sfalerit. Leptané, nábrus, zv. 550 $\times$. Foto Kantor.



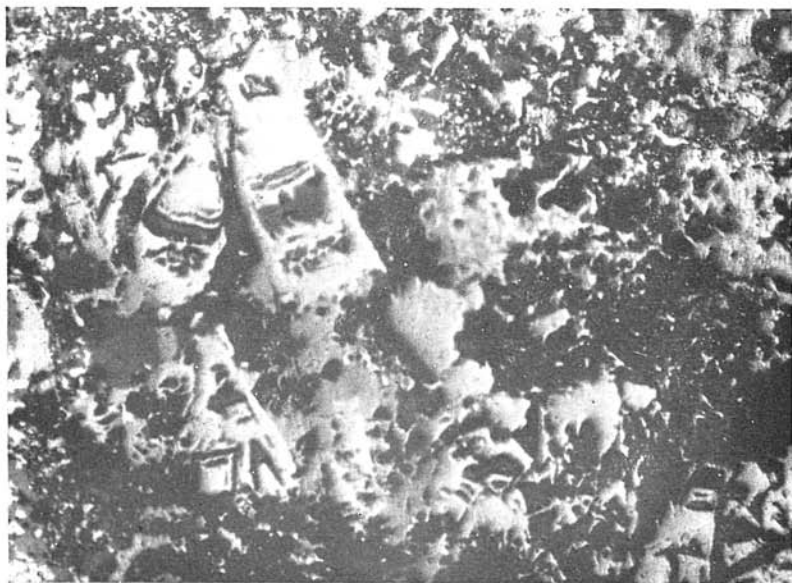
Obr. 1. Kostrovitý vývoj pyritu (biely reliéf). Medzi rebrami pyrrhotín (svetlosivý) a sfalerit (tmavosivý). Nábrus, zv. 145 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 2. Kostrovitý pyrit (biely, reliéf) s galenitom (svetlosivý, bez reliéfu) a sfaleritom (sivý). Nábrus, zv. 370 $\times$. Foto Kantor.



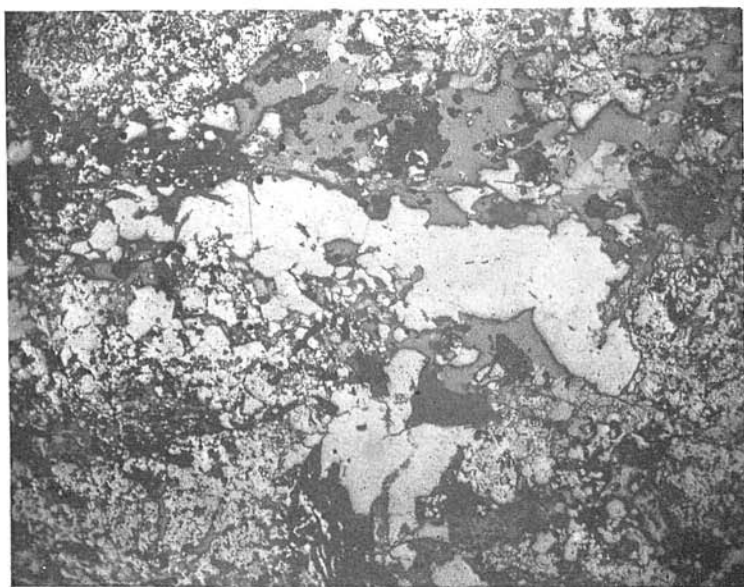
Obr. 1. Jemnozrnňý pyrit staršej generácie s mladším pyritom a karbonátom pozdĺž trhlín. Nábrus, zv. 27 $\times$. Foto Kantor.



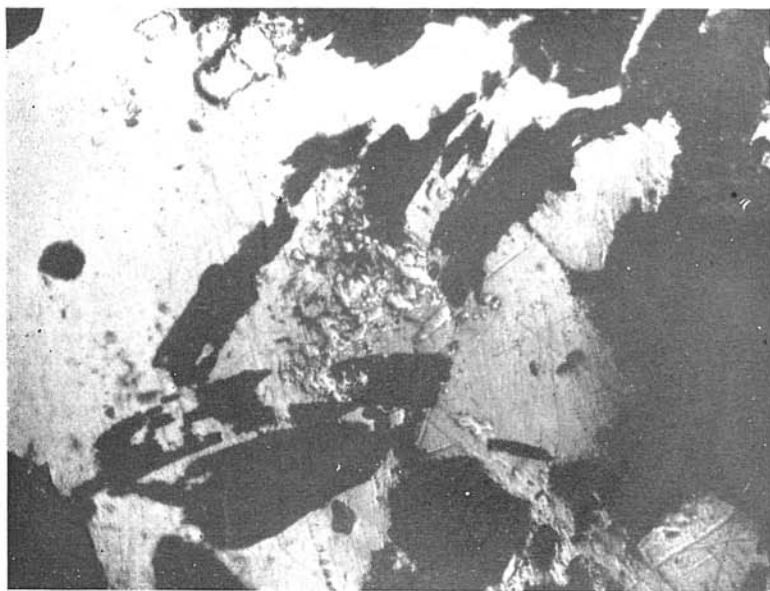
Obr. 2. Idiomorfný arzenopyrit (biely, reliéf) zonárne zatlačovaný sfaleritom (tmavosivý). Nábrus, zv. 500 $\times$. Foto Kantor.



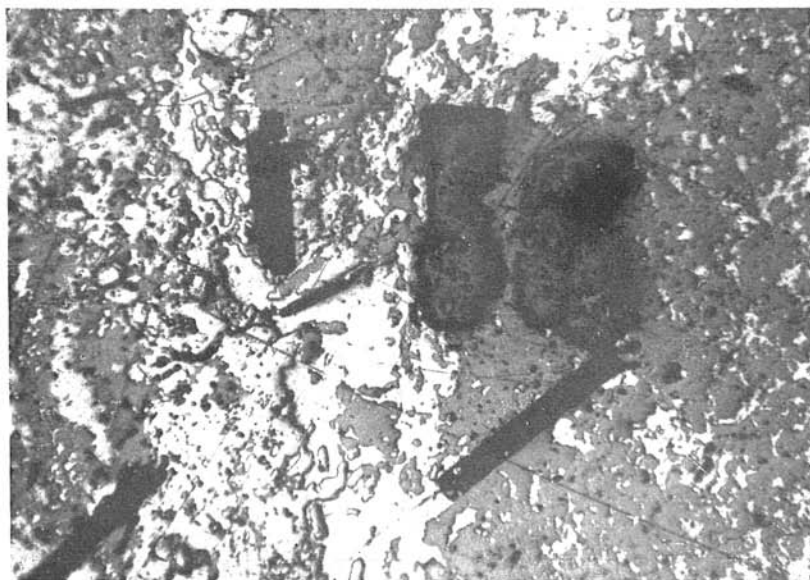
Obr. 1. Kataklastický pyrrhotín (sivý) zatlačovaný markazitom (biely, reliéf). Nábrus, zv. 410 $\times$. Foto Kantor.



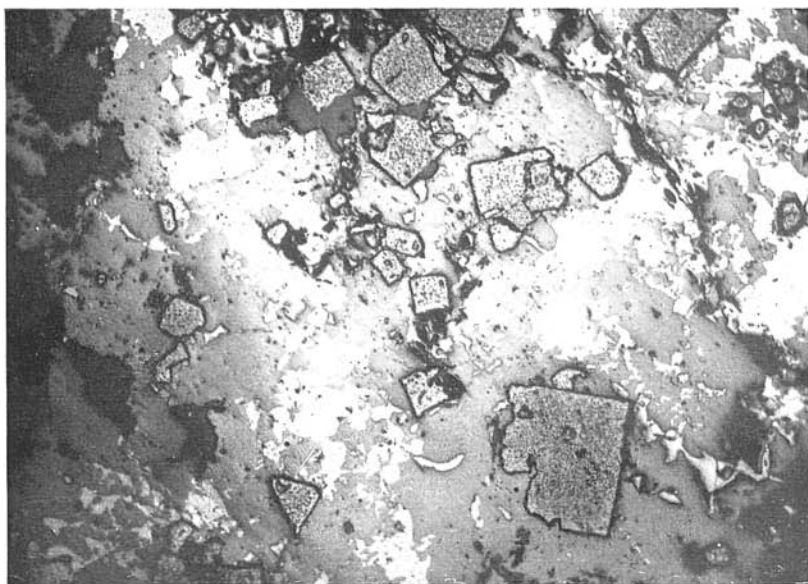
Obr. 2. Shluk veľmi jemnozrnného markazitu (biely, reliéf) v pyritpyrrhotín—sfaleritovej rude. V markazite drobné žilky regenerovaného hrubšie kryštalickeho markazitu, na obrázku nie viditeľné. Nábrus, zv. 27 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Šupinky sludy (čierne) silne korodované galenitom (biely, bez reliéfu). Uprostred shluk arzenopyritu (biely, reliéf). Pozdĺž pravého okraja nepravidelné zrnó kremňa (čierny). Nábrus, zv. 330 $\times$. Foto Kantor.

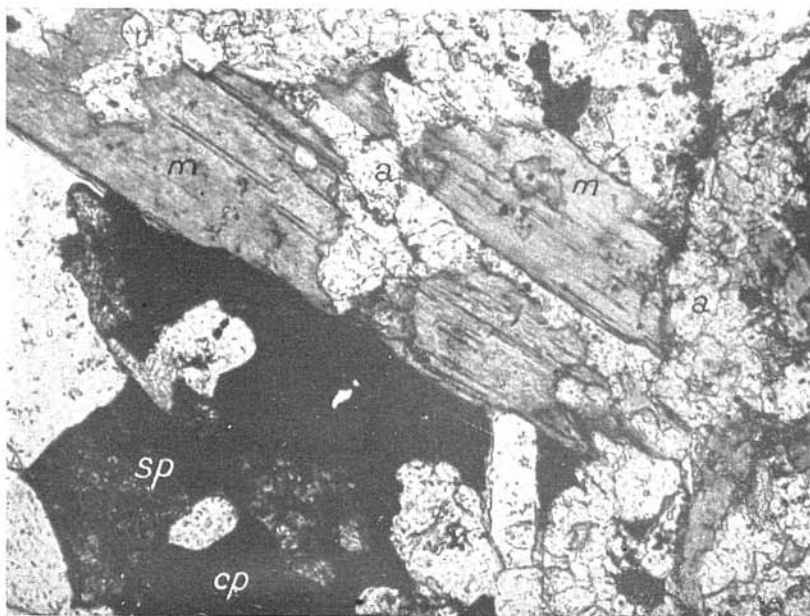


Obr. 2. Kasiterit (tmavosivý, reliéf) so šupinkami sludy (čierna) uprostred sfalerit—galenit-pyrhotínovej rudy. Nábrus, zv. 120 $\times$. Foto Kantor.



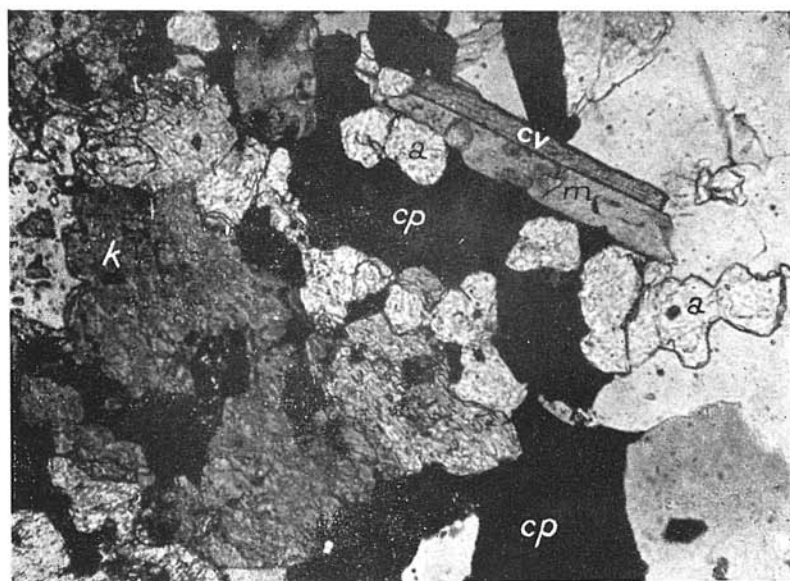
Obr. 1. „Tmelovitá partia“ z brekciovitej rudy pozostávajúca zo sfaleritu (sivý), chalkopyritu (biely), kremeňa (čierny) a hexaédrov pyritu. Nábrus, zv. 27 $\times$.

Foto Kantor.



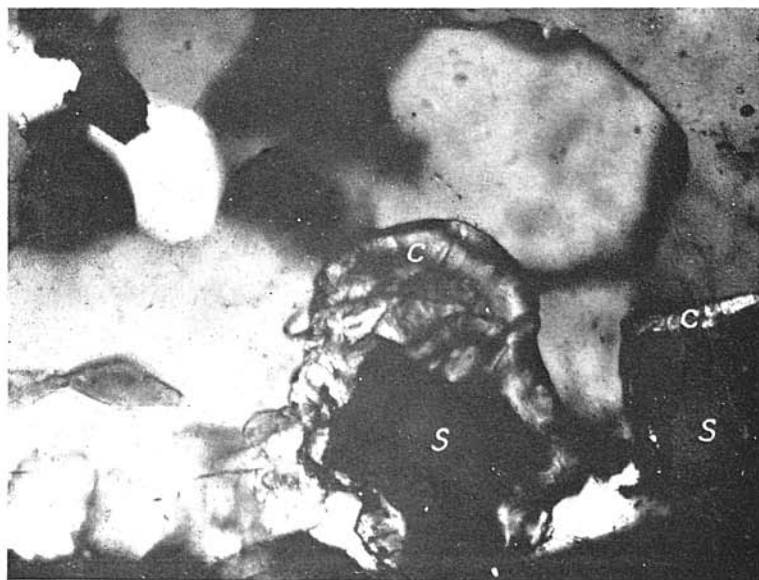
Obr. 2. Apatit (a) zatlačujúci muskovit (m). Oba staršie ako chalkopyrit (cp) a sfalerit (sp). Pri ľavom okraji kremeň. Výbrus, paralelné nikoly, zv. 220 $\times$.

Foto Kantor.



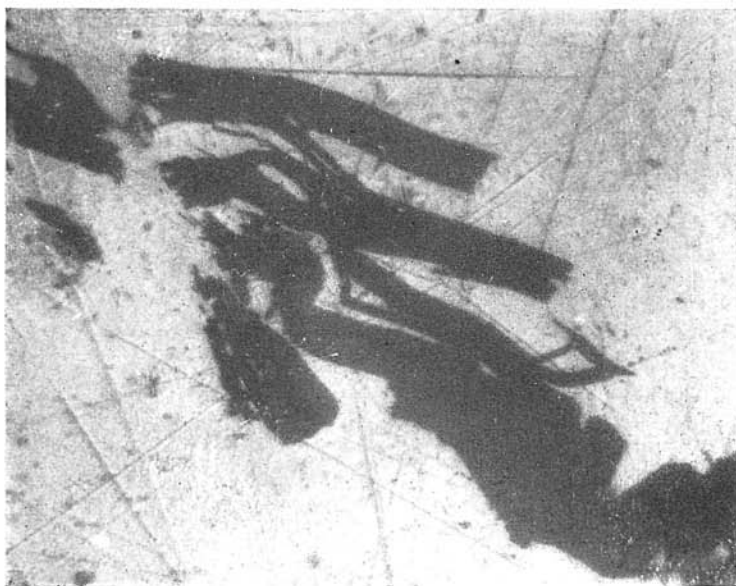
Obr. 1. Kremitá ruda s chalkopyritom. Srast cinvalditu (cv) s muskovitom (m). Zaoblené zrná apatitu (a) obklopené mladším chalkopyritom (cp). Karbonát (k) taktiež starší ako chalkopyrit. Pozdĺž pravého okraja kremeň. Výbrus, nikoly takmer paralelné, zv. 200 $\times$.

Foto Kantor.



Obr. 2. Kasiterit (c) tvoriaci lebníkovité povlaky na prv vylúčených sulfidoch (s). Okolo nich je kremeň. Výbrus, skrížené nikoly, zv. 350 $\times$.

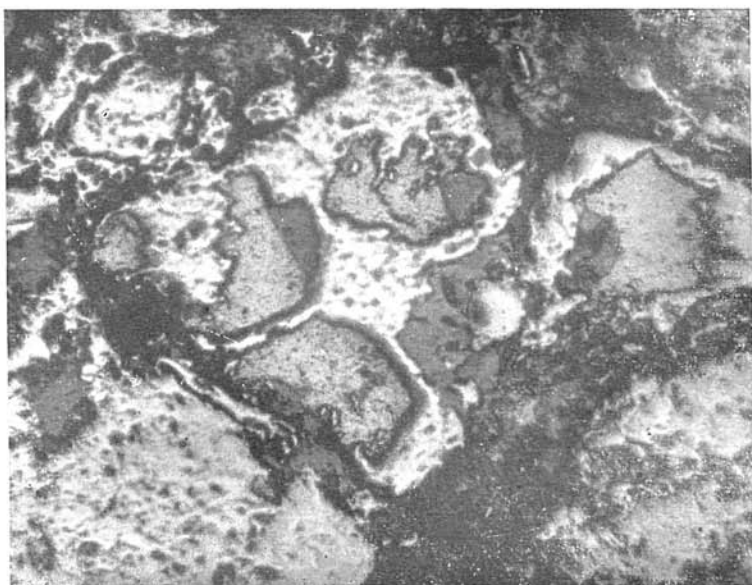
Foto Kantor.



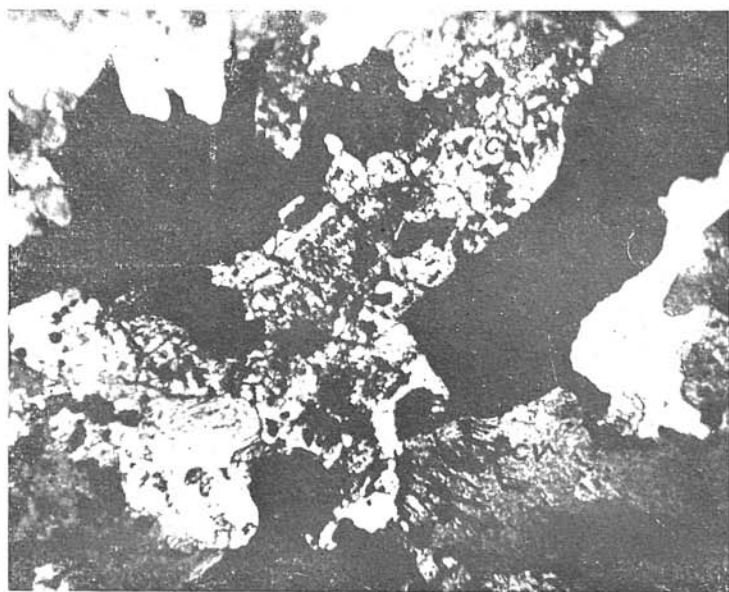
Obr. 1. Tlakové silné deformované šupinky muskovitu v galenite. Nábrus, zv. 330 $\times$.
Foto Kantor.



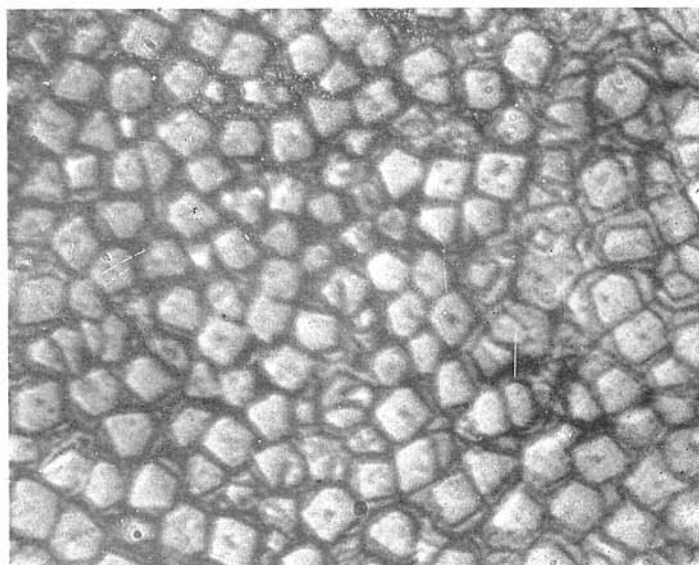
Obr. 2. Tektonicky vyvalcovaný karbonát (sivá v rôznych odtieňoch) s mladším sfaleritom (čierny) pozdĺž trhlín. Výbrus, nikoly poloskrižené, zv. 15 $\times$. Foto Kantor.



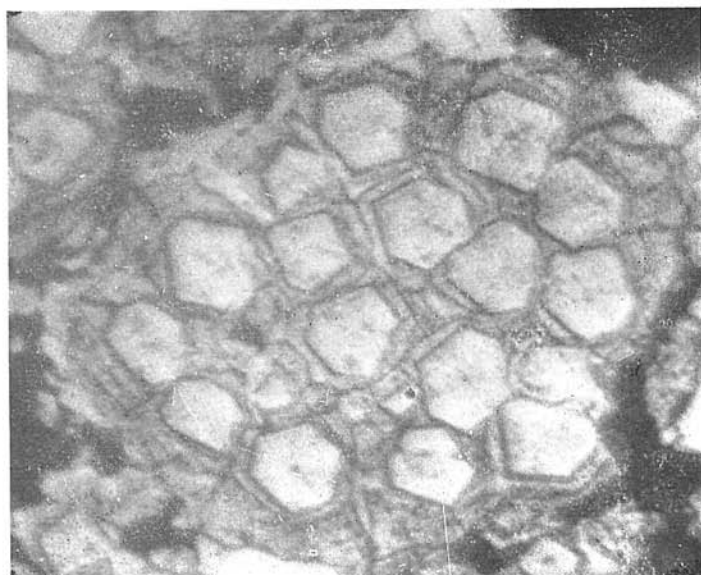
Obr. 1. Kostrovitý pyrit s galenitom (biely, bez reliéfu) a sfaleritom (sivý). Nábrus, zv. 370 $\times$.
Foto Kantor.



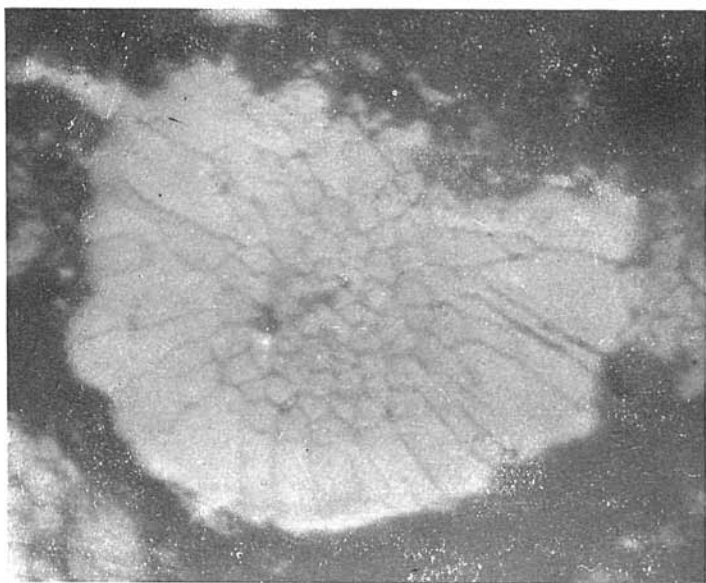
Obr. 2. Prizmatický kasiterit (c) s uzavreninami sulfidov a obklopenými sulfidmi (čierne). Vpravo dole cinvaldit (cv) v reze podľa 001. Výbrus, paralelné nikoly, zv. 125 $\times$.
Foto Kantor.



Obr. 1. Naleptaný pyritový sféroid. Hexaédry pyritu s náznakmi kostrovitého vývoja (priehlbné uprostred prýstálkov) obalované melnikoviticou „bázou“. Nábrus, zv. 2600 $\times$. Foto Kantor.

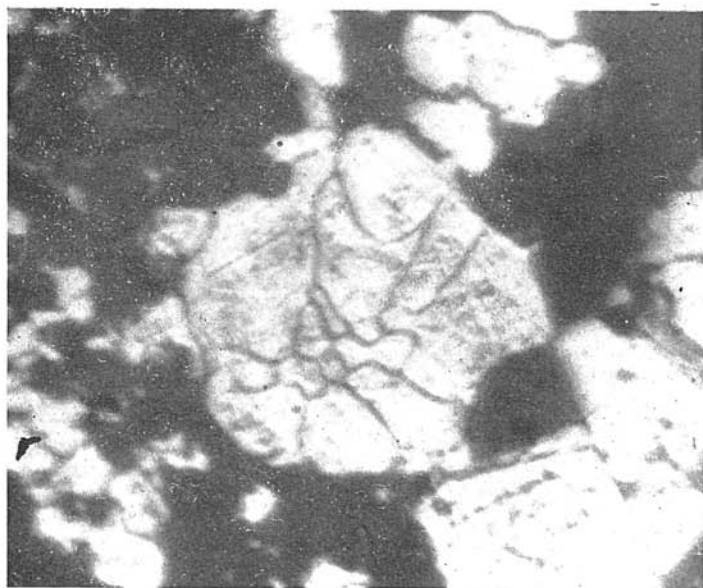


Obr. 2. Sféroid s idiomorfných kryštálkov pyritu obalovaný pravidelným povlakom melnikovitickej variéty pyritu. Leptané, nábrus, zv. 2600 $\times$. Foto Kantor.



Obr. 1. Pyritový sféroid s obvyklým vývojom centrálnej časti. Normálne hexaédry nadobúdajú pri okrajoch prizmatický habitus. Leptané, nábrus, zv. 2600 $\times$.

Foto Kantor.

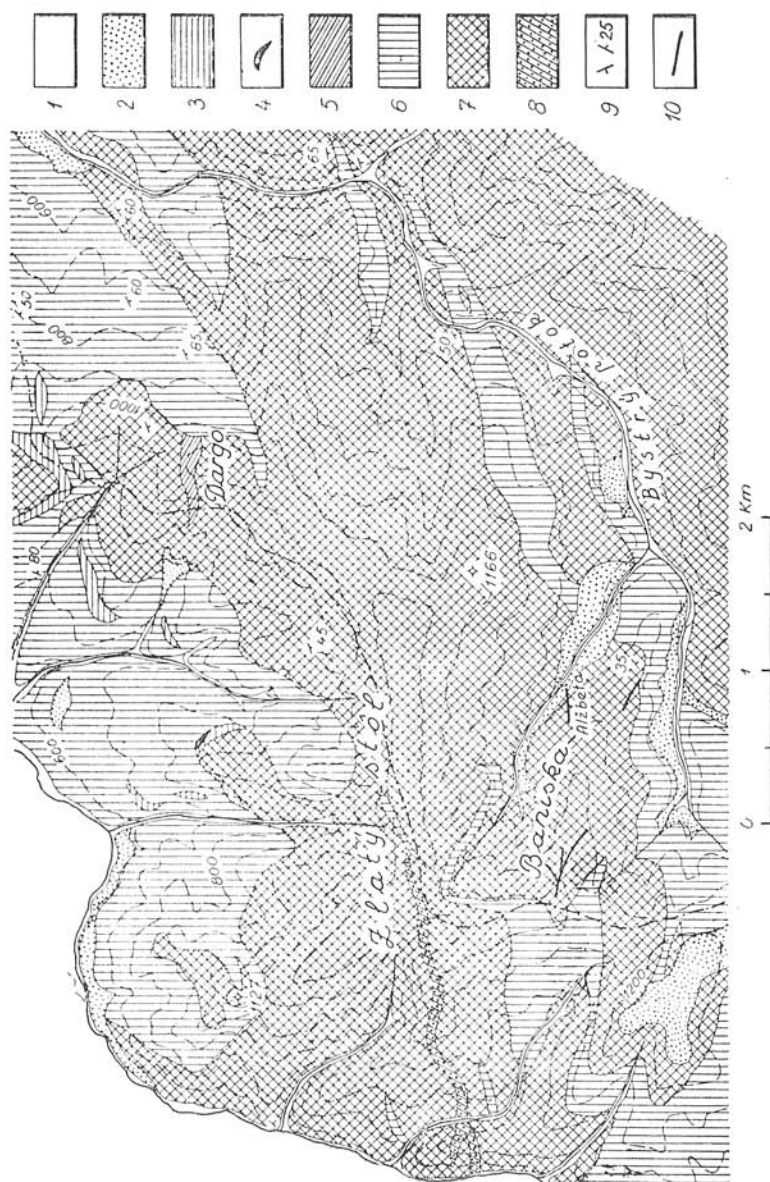


Obr. 2. Sféroid z nepravidelných pyritových zŕn. Štruktúra problematického pôvodu. Leptané, nábrus, zv. 2600 $\times$.

Foto Kantor.

GEOLOGICKÝ NÁČRT OKOLIA BYSTRICKÉHO POTOKA JUŽNE OD ŠVEDLÁRA

Sostavil O. Fusán a M. Kuthan, del. J. Kopecký.



1. alúvium, 2. hĺna a suť, 3. diabázy, 4. fylity, 5. gabrodiorit, 3—5. fyllit-diabázová séria, 6. kremité porfýry a ich tufy, 7. fylity, grafické bridlice, kremité bridlice, 8. lydlity, 9. smer a sklon vrstiev, 10. rudné žily.