

Sulfosolí Bi sa na ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria vyskytujú zväčša len v mikroskopických množstvách, alebo tvoria drobné agregáty viacerých minerálnych druhov, takže ich identifikácia bežnými metódami je veľmi obťažná, nespoľahlivá alebo nemožná. Autor v spolupráci s A. Schneidrom a V. Kupčíkom (1969), študoval zloženie 9. vzoriek Bi sulfosolí pomocou bodových analýz na mikrosonde typu EMX-ARL na Geochemickom ústave univerzity v Göttingene. Pomocou týchto analýz sa zistilo:

Vzorka Bi-sulfosolí z lokality Hirschkohlung v Dobšinej, popísanej Paděrom — Bouškom — Pelikánom (1955) ako rézbányit, má zloženie odpovedajúce aikinitu.

Vo vzorke Bi-sulfosolí z ložiska Fichtenhübel, kde Trdlíčka — Kupka (1957) identifikovali kobelit, sa zistilo kolísanie chemizmu v jednotlivých zrnkách v širokých medziach, avšak ani jedna analýza nezodpovedala kobelitu. Jedna zodpovedá minerálu typu rézbányitu, u ďalších dvoch analýz ide o minerály typu aikinitu, resp. o prechodné členy v rade bizmutit-aikinit.

Podobný charakter majú aj vzorky sulfosolí zo žily Sadlovská a lokality Grexa SV od Rožňavy. Všetky tieto sulfosolí predstavujú v podstate nové minerály s pomerom $Pb:Bi+Sb$ 2:3 ako je to u rézbányitu, avšak na rozdiel od neho majú niekedy vysoký obsah Sb a majú vždy určitý obsah Cu, resp. $Cu+Fe$. Dokázala sa tým existencia sulfosolí zložitého chemizmu, v ktorých sa spájajú črty rézbányitu, resp. aikinitu a kobelitu.

Vzorky sulfosolí zo žil Aurélia a Mayer v Rožňave, od Pače a z doliny Porče východne od Štôsu, majú chemizmus jednoznačne hovoriaci za jamesonit, ale so zastupovaním antimónu bizmutom v pomere od 1:0,015 až do 1:0,281. Dokázala sa tak existencia súvislého radu od čistého jamesonitu až po Bi-jamesonit popísaný Sacharovom (1955), u ktorého bol tento pomer 1,07:1. Z 9. skúmaných vzoriek patrilo 5 do tejto skupiny, a to poukazuje na možnosť, že Bi-jamesonity sú najrozšírenejším Bi-minerálom v Spišsko-gemerskom rudohorí.

Druhou skupinou minerálov, ktoré autor študoval na mikrosonde typu JEOL-JXA-3A na Mineralogicko-petrografickom ústave Technickej univerzity v Clausthale (Zellerfelde), boli akcesorické minerály Ni z Rožňavy. Pri predchádzajúcom mineralogickom výskume popísal autor (1969) zo žily Bernardi akcesorické výskyty pentlanditu, violaritu, Ni-lineritu, milleritu a ulmanitu. Identifikáciu týchto minerálov sa teraz potvrdila pomocou rozdelenia obrazov prvkov na mikrosonde.

U zrníček pentlanditu v pyrotíne sa jednoznačne preukázali podstatné obsahy niklu a železa, kobalt nie je zreteľnejšie zastúpený, takže ide jasne o normálny pentlandit.

Fotografie chemizmu zo žilky millerit-violaritovej v pyrite ukázali v millerite len podstatné zastúpenie niklu, kým vo violarite niklu a železa. Kobalt je len v stopovom množstve nižšom ako v okolnom pyrite. Oba minerály, millerit a violarit, teda možno považovať za dokázané.

Na vzorke, kde sa stýka gersdorfit s predpokladaným ulmanitom sa jednoznačne potvrdilo, že kým gersdorfit obsahuje podstatné množstvo niklu a arzenu, ulmanit má ako hlavné prvky nikel a antimón. Kobalt je v oboch prítomný len ako vedľajšia prímes, podobne aj železo, ktorého je trochu viac v gersdorfite ako v ulmanite.

V nábruse zo žily Aurélia tvoril minerál považovaný za ulmanit veľmi jemnozrnné myrmekitické prerastanie s pyrotínom a chalkopyritom. Urobené fotografie chemizmu tiež jednoznačne potvrdili identifikáciu ulmanitu. Tento zaujímavý agregát uvedených troch podstatných minerálov, sprevádzaných celkom akcesorickými zrnčkami sfaleritu, rýdneho bizmutu a rýdneho antimónu, vznikol najskôr rozpadom tetraedritu, pravda za prínosu niklu a železa mladšími roztokmi.

Rad van K v ě t : Puklinové zóny v Československu (6. 5. 1971 Bratislava)

Definíciu puklinových zón podáva napr. M. Plička (r. 1968). Vznik puklinových zón ako mechanický jav je dosiaľ veľmi nedostatočne objasnený. N. Thamm (1969) tvrdí, že sa tieto zjavujú po účinku deformačných síl, alebo po chemických reakciách ovplyvňujúcich materiál, v ktorom sa nachádzajú. Ich príčiny sú neznáme. Možnosti spojené so zmenami rotačných rýchlostí Zeme popisuje N. Štovičková (1966). Súčasní autori pokladajú puklinové zóny za miesta oslabenia alebo predispozície pre vznik zlomov (napr.: N. Thamm—1969, M. Plička—1968, W. Jung—1965, I. N. Tomson—1962).

Existuje celý rad znakov, ktoré charakterizujú puklinové zóny a taktiež umožňujú ich sledovanie. Predovšetkým je možné uviesť ich vertikálny alebo skoro vertikálny sklon, veľkú dĺžku, pravidelné vzdialenosti medzi puklinovými zónami a s tým spojené vytváranie siete puklinových zón, celkom nezávislý priebeh (nezávislý ani na smere štruktúr, ani na petrografickom zložení),

zopnuté so zvlášť hlbinnými zlomami i ich smermi a tým i s geomorfologickými javmi, ako je napr. zhoda v smere úsekov vodných tokov. S hlbinnými zlomami, zopnutými s puklinovými zónami, súvisia potom výskyty (pásmové alebo bodové) efuzií, diamantov a rudných žíl, prirodzených výverov minerálnych vôd (uhličitých a termálnych) a zón so zvýšenou seizmicitou. Jednou z najtypickejších vlastností puklinových zón je ich neobyčajná životnosť; pohyby v nich môžu nastávať za vzniku zlomov, v najrozličnejších časových intervaloch a geologických dobách. V miestach s dvoma výraznými sústavami puklinových zón (v zmysle M. Plíčka—1968) môžu zlomy mať v svojom priebehu dva i viaceré smery. Puklinové zóny sú pozorovateľné i v mladých sedimentoch. V niektorých prípadoch dajú sa rozpoznať až pri navetraní horniny. Pozorovali sa tendencie k tvorbe puklinových zón kolmých na smer iných výrazných puklinových zón. Za hlavné smery sa pokladajú SZ a SV (diagonálne) línie a za menej význačné ortogonálne línie S—J a V—Z, i keď je možné ich pozorovať v najrozličnejších smeroch v rozličných oblastiach. (Tieto poznatky uvádzajú Hodgson R. A.—1961, I. N. Thomson—1962, Plíčka M.—1968, Igumnov V. A.—1968, Thamm N.—1969, Květ R.—1970.) Intervaly vzdialeností v sieti puklinových zón sa udávajú podľa okolností: v regióne 10, 15, 20, 30, 60, 90, 120 km (Plíčka M.—1964, Jung W.—1965) v mierke kontinentov Thamm N.—1969 udáva rôzne vzdialenosti napr. 200, 350, 670, 720 km, zatiaľ čo Jung W.—1965) udáva pre Európu ako najvýznamnejšiu ekvidistančnú hodnotu 300 km, resp. jej násobky.

Pri svojom pokuse vytvoriť idealizovanú sieť puklinových zón v Československu z roku 1964, mohol som zistiť ako najdôležitejšiu ekvidistančnú hodnotu 60 km, resp. jej zlomky alebo násobky. Rozvinutím myšlienok vychádzajúcich z poznatkov o tejto sieti dospel som k teórii, ktorú je možné stručne charakterizovať takto:

1. Predpokladám vznik jednotnej siete ekvidistančných poruchových systémov puklinových zón. Sieť je charakterizovaná smermi 0° , 54° , 306° a ortogonálnymi líniami k nim (90° , 324° , 36°).
2. Domnievam sa, že takáto sieť vznikla pri jednotlivých orogénach a pre kontinentálny drift, resp. putovania pólov sú staršie línie stočené oproti pôvodnému smeru o istý uhol („alpínska sieť“ o 0° , „hercynská“ sieť o 26° a „asyntská“ o 47° podľa S—J línie).
3. Potvrdzuje sa známa skutočnosť, že mladšia sedimentárna výplň pánvy a jej tektonika ťedia smery starších systémov zo základu a ukazuje sa, že oblúkovitý priebeh zlomu je výsledkom pohybov podľa smerov jedného alebo častejšie viacerých ekvidistančných poruchových systémov.

Lubomír Kopecký: Geologický vývoj a vulkanizmus Mesiaca (6. 5. 1971 — Košice)

Na geologickom vývoji povrchu Mesiaca — podobne ako na vývoji zemského povrchu — sa podieľajú jednak vnútorné sily planéty, hlavne tektonika, vulkanizmus, gravitácia a pravdepodobne i seizmika, jednak sily vonkajšie, t. j. zvlášť impakt (dopady kozmických telies), kozmické žiarenie, hlavne gamma lúče (tzv. slnečný vietor, prúd elektrónov a héliových jadier), teplá erózia a vplyv zemskej gravitácie. Dva druhy síl pôsobia vzájomne protichodne a to tak, že vnútorné sily vytvárajú nerovnosti mesačného povrchu a vonkajšie sily ho zarovnávajú (tzv. kozmické vetranie).

Na povrchu Mesiaca sa rozlišujú ako základné útvary tzv. zeme (terrae) a tzv. moria (maria), ktoré majú svoje pomenovanie (napr. najväčšie more — Mare Imbrium). Zem (tiež vysočiny alebo kontinenty) tvoria vyvýšené oblasti so značne členitým povrchom a vysokým svetelným odrazom (svetlé časti mesačného povrchu). Moria sú depresie mesačného povrchu s málo členitým reliéfom a nízkou odrazivosťou svetla (tmavé plochy).

V detaile je povrch zemí utváraný kruhovými a mnohouholníkovými útvarmi (krátermi), priamymi ryhami (rozsadlinami), hrebeňmi a tzv. pohoriami. Na povrchu morí krátery sa vyskytujú len ojedinele a vždy vo forme kruhovitej (nie polygonálnej), ktoré sú časté na mesačných zemiach. Pre moria sú typické tzv. vrásové chrbty, lávové príkrovy a izolované hory. V prechodných oblastiach medzi morami a zemami, na okrajoch morí a na dnách veľkých kráterov, sú sústredené tzv. dómy (kupy) skľukaté ryhy, rozsadliny a stený.

Vznik mesačných kráterov a morí sa dnes veľmi často nesprávne pripisuje iba dopadu meteoritov, steroidov alebo kométnych jadier, správdzanému vznikom horninových tavenín ako následok premeny kinetickej energie dopadajúceho telesa v energiu tepelnú. Priame štúdium hornín dovezených z oblastí mesačných morí a ich porovnávanie so známymi pozemskými horninami prinieslo pravdivé doklady o vulkanickom pôvode tzv. mesačných čadičov, ktoré prevládajú medzi úlomkami z Mora pokoja a Oceánu búrok (názov Oceán sa použil pre veľkú rozlohu a nepravidelný tvar tejto oblasti typu Mare oproti ostatným mesačným moriam). Preto je oprávnený tektovulkanický výklad vzniku mesačných morí a veľkých kráterov. Pri tom je celkom možné dobre aplikovať princíp kotlovitej subsidencie, ktorý ako prvý použil anglický