

Mineralogické pomery Hg-ložiska Dubník

(7 obr. a 6 tab. v texte)

RUDOLF ĎUĎA — JURAJ TÖZSÉR — PAVOL BURDA — MICHAL KALIČIAK*

Минералогические условия на ртутном месторождении Дубник (Сланские горы)

На ртутном месторождении Дубник, которое находится в северной части Сланских гор, при минералогическом изучении было определено больше 40 рудных и не рудных минералов.

Характер минерализации в вулканическом комплексе „Ошварска“ прожилково-вкрапленный и связан с дозвуками магматизма в златобанской области. Возраст минерализации верхнепанонский по плиоценового.

Geology and mineralogy of the Dubník mercury deposit (Slanské vrchy Mts.)

Over 40 ore and gangue minerals were ascertained by mineralogical study on the Dubník mercury deposit, in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (Eastern Slovakia). The mineralisation has a stockwerk — impregnation character in the Ošvárska neovolcanic complex. It is genetically connected with final phases of the volcanism in the Zlatá Baňa region. The age of the mineralisation is Upper Pannonian to Pliocene.

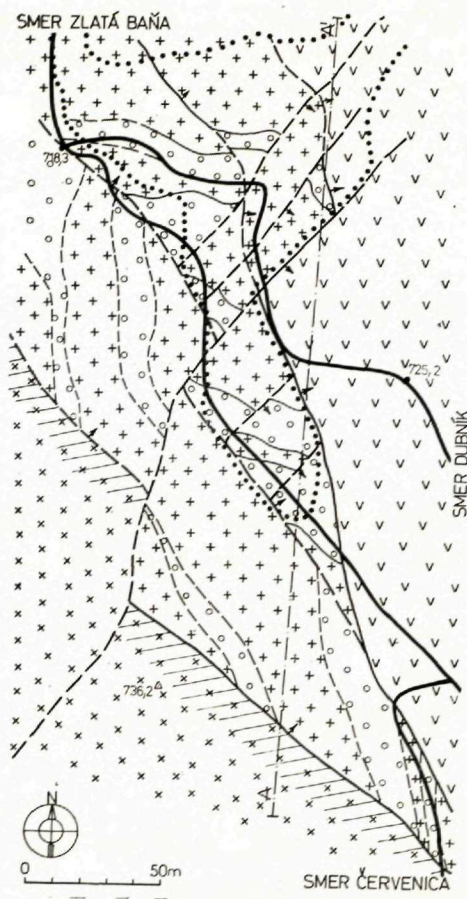
Ložisko Dubník sa nachádza v severnej časti Slanských vrchov v blízkosti cesty vedúcej z Července do Zlatej Bane, asi 800 m severozápadne od starej baníckej osady Dubník.

Počiatky baníctva ortuti tu siahajú približne do druhej polovice 14. storočia (J. Fichtel 1971). I. Szamota (1894 in J. Tözsér 1972) uvádza, že najintenzívnejšia ťažba rumelky v tejto oblasti bola v 16. storočí. Aj napriek bohatej histórii baníctva a pomerne rozsiahlej ťažbe rumelky sa však podrobnejšie údaje o množstve vyťaženej suroviny ani o geologicko-ložiskových pomeroch a forme vystupovania rumelky nezachovali.

Stručná geologicko-tektonická charakteristika ložiska

Ložiskové územie a jeho blízke okolie na povrchu budujú výlučne vulkanické horniny andezitového zloženia (obr. 1, 2). Z hľadiska koncentrácie ortu-

* RNDr. Rudolf Ďuďa, RNDr. Juraj Tözsér, Ing. Pavol Burda, RNDr. Michal Kaličiak, Geologický prieskum, n. p., Stará Spišská cesta, P. p. A/21, 040 51 Košice.



Obr. 1. Schematická geologická mapa
Hg-ložiska Dubník
Vysvetlivky pri obr. 2

Fig. 1. Geological sketch-map of the
Dubník mercury deposit
Explanations see Fig. 2

tovej mineralizácie je najvýznamnejší stratovulkanický komplex pyroxenických andezitov, ktorý J. Slávik — J. Tözsér (1973) nazvali komplexom Ošvárska. Jeho charakteristickou črtou je nepravidelné striedanie lávových prúdov s výraznou lavcovitou a doskovitou odlučnosťou, zbrekciovatých lávových prúdov, aglomerátov a tufov premenlivej mocnosti od niekoľko dm do desiatok m. Prechody medzi nimi sú väčšinou zastreté hydrotermálnymi premenami, z ktorých sa najvýraznejšie prejavuje argilitizácia, chloritizácia, pyritizácia, markazitizácia, karbonatizácia a silicifikácia.

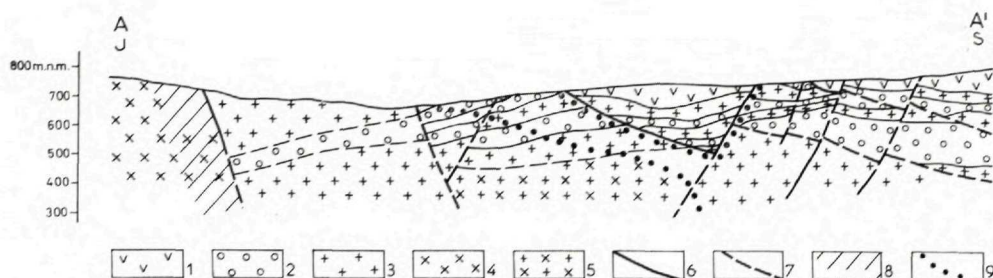
V rámci komplexu rozlíšila E. Kaličiaková (1976) štyri petrografické variety andezitov: dvojpyroxenický andezit, hyperstenický andezit, pyroxenický andezit ($\pm$ amfibol), pyroxenický andezit ($\pm$ kremeň). Rumelka

ako hlavný rudný minerál vystupuje vo forme náletovej na puklinách, žiliek mm mocnosti v asociácii s pyritom, ako tmel v tektonicky drvených zónach, ale najmä vo forme jemných impregnácií v celom priereze komplexu.

V podloží okolo 200 m mocného stratovulkanického komplexu sa zistil hnedý pevný až húževnatý hematizovaný, chloritizovaný a silicifikovaný dvojpyroxenický andezit. Charakteristickou črtou tohto andezitu je prítomnosť xenolitov veľkých maximálne 10 cm, ktoré tvorí jemnozrnná tufitická hmota, a výrazná sekundárna biotitizácia. Šupinky biotitu vo veľkosti do 0,5 cm najčastejšie tvoria zhluky a lemy okolo xenolitov a výplň dutiniek v asociácii s tridymitom (E. Kaličiaková 1976).

Ortuťová mineralizácia je v tomto andezitovom telese prítomná len sporadicky v asociácii s karbonátmi. Vytvára s nimi náteky a povlaky po puklinách v blízkosti tektonických porúch.

Severovýchodnú časť ložiskového územia na povrchu buduje amfibolicko-pyroxenicko-biotitický andezit $\pm$ SiO_2 . J. Slávik — J. Tözsér (1973) ho pokladali za dacit makroštruktúrne lávoklastického charakteru. Hornina je silne zbrekciovatá, zložená z ostrohranných fragmentov od najmenších cm



Obr. 2. Schematický geologický rez Hg-ložiska Dubník

1 — pyroxenicko-amfibolicko-biotitický andezit (spodný panón); 2—3 — strato-vulkanický komplex Ošvárska, 2 — andezitové pyroklastiká, 3 — lávové prúdy (vrch. sarmat alebo spodný panón?); 4 — andezitový komplex Libanka (stredný sarmat); 5 — hnedý dvojpyroxenický andezit; 6 — zistené tektonické línie; 7 — predpokladané tektonické línie; 8 — zóna opálovej mineralizácie; 9 — hranice rozšírenia Hg-mineralizácie

Fig. 2. Geological sketch-profile through the Dubník mercury deposit

Explanations: 1 — Pyroxene-amphibole-biotite andesite (Lower Pannonian), 2—3 — Stratovolcanic complex of the „Ošvárska“. 2 — Pyroclastic rocks of andesite composition; 3 — Lava flows of andesite (Upper Sarmatian? — Lower Pannonian?); 4 — Brown two-pyroxene andesite (Middle to Upper Sarmatian), 5 — Andesite complex of the „Libanka“ (Middle Sarmatian), 6 — Ascertained faults, 7 — Presumed faults, 8 — Zone of the opal mineralisation, 9 — Boundaries of the mercury mineralisation.

rozmerov do niekoľko m. Je chloritizovaná, pyritizovaná a výrazne markaziti-zovaná. Rádiometrické datovanie (J. Slávik et al. 1976) zistilo, že zodpo-vedá spodnému panónu (10 ± 1 mil. rokov).

Vrtné práce i geofyzika (P. Ferenc 1975) zistili, že amfibolicko-pyroxenicko-biotitický andezit $\pm \text{SiO}_2$ tvorí v ložiskovej časti územia trosku mocného zbrekčovateného lávového prúdu, v ktorého podloží je niekoľko 100 m mocný stratovulkanický komplex amfibolicko-pyroxenických andezitov s podradným zastúpením pyroklastických členov. Celý tento horninový komplex je vo výraznej tektonickej pozícii voči stratovulkanickému komplexu Ošvárska pozdĺž tektonickej poruchy smeru SSZ—JJV s generálnym úklonom 60° na SV. V nadloží poruchy, teda v amfibolicko-pyroxenicko-biotitických $\pm \text{SiO}_2$ a amfibolicko-pyroxenických andezitoch, Hg-mineralizácia zistená nebola.

Z juhozápadnej strany je stratovulkanický komplex Ošvárska, na ktorý sa štruktúrne viaže ortuťová mineralizácia, v obdobnej výraznej tektonickej pozícii pozdĺž tzv. opálovej poruchy voči strednosarmatskému andezitovému komplexu Libanka, na ktorý sa štruktúrne viaže opálová mineralizácia. Gene-rálny smer poruchy je SSZ—JJV a má sklon 80° na SV.

Významným tektonickým prvkom sú mladšie zlomy smeru SV—JZ s gene-rálnym úklonom na JV, ktoré segmentujú ložiskové územie na rad krýh s postupným zaklesávaním na JV. Poklesové pohyby pozdĺž týchto zlomov pretrvá-vali aj po zrudňovacom akte. Dôkazom toho sú časté tektonické zrkadlá s vle-čenou rumelkou.

Vek vulkanického komplexu Ošvárska nie je jednoznačne určený. J. Slá-vik — J. Tözsér (1973) ho vekove zaraďujú do panónu C. J. Tözsér — R. Rudinec (1975) na základe absolútneho veku amfibolicko-pyroxenicko-bio-titických andezitov $\pm \text{SiO}_2$, ktoré ležia na báze vrchnej vulkanickej etáže Slan-

mineralizačné štádium minerál	hydrotermálne – postvulkanické štádium						supergénne štádium
	minerály hydrotermálnych premien	I.perióda karbonátovo-barytová	II.perióda kremeno-antimonitová	III.perióda rumelková	IV.perióda realgárová	V.perióda chalcedonovo-opálová	
ilmenit	■						
magnetit	■						
nematit	■						
chlorit	■						
dolomit	■	■					
biotit	■						
pyrit	■	■	■	■			
kaolinit							
illit	■						
montmorillonit	■						
halloyzit	■						
kremeň	■	■	■	■	■		
ankerit		■					
baryt		■	■				
fluorit			■				
manganokalcit			■				
pyrotín		■					
arzenopyrit			■				
bertierit			■				
antimonit			■				
dyskrazit			■				
kalcit				■			
auripigment				■			
realgár				■	■		
melnikovit				■			
markazit				■			
rumelka				■	■		
chalcedón					■	■	
hyalit						■	
aragonit						■	
sádrovec						■	
sagenit						■	
ozokerit						■	
hatchetín						■	
nafta						■	
limonit						■	
metacinabarit							■
melanterit							■
halotrichyt							■
alunogen							■
barrandit							■
arzenolit							■
nonttronit							■
Sb okre							■

■ postavenie v sukresívnej schéme jasné
 + ◐ postavenie v schéme pravdepodobné

ských vrchov, predpokladajú, že vulkanizmus komplexu Ošvárka bol činný na rozhraní sarmatu a panónu.

Rádiometrické datovanie andezitu z vrtu ZIB-10, situovaného v tomto komplexe, ukázalo vek $8,4 \pm 3$ mil. rokov, ale tento vek nezodpovedá geologickej pozícii komplexu Ošvárska. V tomto prípade ide najpravdepodobnejšie o mladší diferenciát, dajku.

Mineralogická charakteristika ložiska

Ložisko je charakteristické pestrým mineralogickým zložením. Identifikovalo sa tu viac ako 40 rudných a nerudných minerálov, pričom iba rumelka ako hlavný rudný minerál má ekonomický význam. Podstatná časť minerálov vznikla v podmienkach hydrotermálnopostvulkanickej činnosti.

Opis minerálov

Rumelka. Na ložisku vystupuje v dvoch formách: impregnačnej a žilníkovej. Rumelka má dvojakú farbu. Zatiaľ čo jemnozrnné, práškovité agregáty sú jasnočervené, rumelka vystupujúca v žilkách je hrubozrnnnejšia, má tmavší odtieň a výrazný sklený lesk.

Zrniečka rumelky majú v prevažnej miere alotriomorfné obmedzenie.

Rumelku potvrdila rtg-analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2). Z paragenetického hľadiska rumelkovú mineralizáciu sprevádza silná markazitizácia, pyritizácia a argilitizácia hornín. Vystupuje prevažne v jemnoimpregnačnej forme spolu s pyritom I a II, markazitom I. V žilníkovej forme je rumelka zriedkavejšia a vytvára drobné, maximálne 1,5 cm mocné žilky v tesnej asociácii s kalcitom, chalcedónom a markazitom.

Zo sukcesívneho hľadiska je rumelka I staršia ako chalcedón a markazit II, ale mladšia ako kalcit I a markazit I. Ortuťová mineralizácia sa javí ako jednotapový akt, hoci časť rumelky v žilníkovej forme v asociácii s chalcedónom sa zdá byť remobilizovaná počas postvulkanických procesov z okolitých hornín.

Na ložisku bola zistená až do hĺbky 250 m, jej priestorové rozšírenie je však veľmi nepravidelné. Vytvára viac-menej nepravidelné šošovky, resp. zóny viazané na tektonické poruchy. V juhovýchodnej časti ložiska do hĺbky možno pozorovať postupný prechod ortuťovej mineralizácie do antimonitovej.

Antimonit. Vystupuje v juhozápadnej časti ložiska spolu s pyritom, zriedkavejšie s kremeňom a markazitom. V hornine vyplňa drobné dutinky a puklinky. Kryštáliky antimonitu dosahujú maximálne veľkosť 2 cm, sú idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené, usporiadané do radiálno-lúčovitých agregátov. Najčastejšie však tvorí jemné plstnaté agregáty. Antimonit potvrdila rtg-analýza. Vo výplni drobných mikrodrúz a žiliek s antimonitom vystupuje kremeň a korodované zrná pyritu. Bezprostredná asociácia antimonitu s ru-

Tab. 1. Predbežná sukcesívna schéma Hg-mineralizácie ložiska Dubník

1 — kryštalizačný interval minerálu, 2 — postavenie v schéme sukcesie je neisté.
Scheme of succession of the mineralisation on the Dubník mercury deposit.

1 — crystallization interval 2 — uncertain position in the scheme.

melkou zatiaľ nebola zistená. Makrotextúrne je antimonit starší ako žilky markazitu I a II a žilky pyritu IV.

Semikvantitatívna spektrálna analýza antimonitu (tab. 2) zistila ako hlavný komponent Sb, nepatrnú prímes Pb (pod 0,001 ‰), ale značnú časť Fe (nad 1 ‰), ktorá je pravdepodobne heterogénneho pôvodu, resp. sa môže viazať na drobné inklúzie Pb—Sb a Fe sulfosoli, ktoré v asociácii s antimonitom v oblasti Zlatej bane boli mikroskopicky identifikované ako berthierit a dyskrazit (K. Együd in J. Tözsér 1972; J. Pták 1956).

Realgár. Zistil sa v asociácii s auripigmentom, nontronitom a rumelkou vo forme výplne drobných dutín a puklín (J. Tözsér — K. Együd 1972). Tvorí drobné idiomorfne až hypidiomorfne obmedzené kryštáliky jasnočervenej farby. Kryštáliky sú pozdĺžne ryhované a ojedinele dosahujú veľkosť 8 mm. Okrem toho bol realgár zistený vo forme jemnopráškovitých agregátov v asociácii s červenobielym práškovitým minerálom, ktorý podľa difrakčných čiar rtg-analýzy (3,06; 1,922 Å) zodpovedá arzenolitu (J. Tözsér — K. Együd 1972). Podľa F. V. Čuchrova (1961) vzniká arzenolit ako sekundárny minerál rozpadom realgáru.

Semikvantitatívne spektrálne analýzy minerálov z ložiska Dubník

1 — nad 1 ‰, 2 — 0,1–1 ‰, 3 — 0,01–0,1 ‰, 4 — 0,001–0,01 ‰, 5 — neisté stanovenie.

Semiquantitative spectral analyses of minerals of the Dubník mercury deposit

1 — over 1 p. c., 2 — 0,1 to 1 p. c., 3 — 0,01 to 0,1 p. c., 4 — 0,001 to 0,01 p. c., 5 — uncertain determination.

Tab. 2

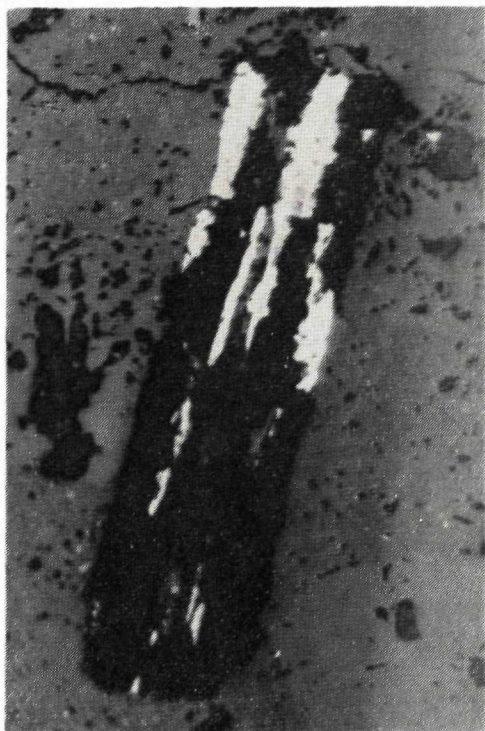
Lokalizácia	Minerál	Ag	Al	As	B	Bi	Cd	Ca	Co	Cr	Fe	Ge	In	K	Li	Mn	Na	Ni	P	Pb	Sb	Se	Si	Sr	Ti	V	W	Y	Zn	Zr	Yb
ZLB-35/58,8	rumelka	?	●	●	?		●	●	●	●	●	●	●		●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-52/99,5	rumelka	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-44/76,6	rumelka	●	●	●	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-31/49,0	antimonit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-	antimonit	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-44/86,0	antimonit	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-25/58,8	pyrit	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-38/23,4	markazit	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-60/31,5	markazit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-38/III 3	aragonit	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-30/199,2	aragonit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-16/535,4	Fe-dolomit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-16/535,4	ankerit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-16/534,0	ankerit	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●
ZLB-16/580,0	almandín	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

■ 1 ■ 2 ■ 3 □ 4 □ 5

Auripigment. V hornine tvorí drobné sieťovité žilky mm mocnosti, príp. drobné hniezda. Asociuje s realgárom, rumelkou, nontronitom a markazitom. Auripigment bližšie identifikovali J. Tőzsér — K. Együd (1972), ktorí ho vekove zaraďujú pred realgár. Semikvantitatívnou analýzou zistili zvýšený obsah Sb a Hg, ktoré podľa F. V. Čuchrova (1961) možno pokladať za izomorfnú prímes.

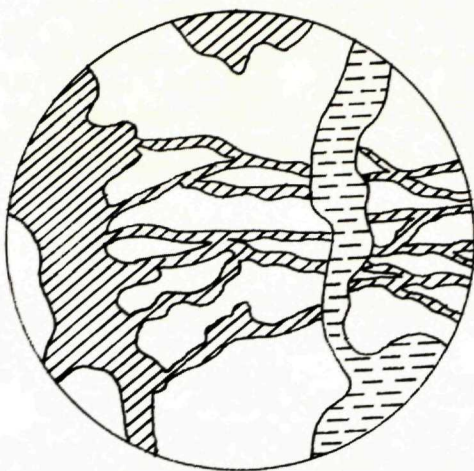
Pyrit. Na ložisku patrí k najrozšírenejším minerálom. V hornine tvorí najčastejšie jemné impregnácie a výplň drobných, väčšinou sieťovite rozložených žíl mm mocnosti. Veľkosť zŕn pyritu je do 1 mm, vzácné možno nájsť aj väčšie zrná. Mikroskopicky sa pyrit zistil v hexaedrickom vývoji. Zrná sú hypidiomorfne až idiomorfne obmedzené, na hranách často korodované (pyrit I). V hornine v okolí tmavých horninotvorných minerálov (pyroxénov, amfibolov) vytvára pyrit nepravidelné lemy, niekedy s výraznými žilkovitými prienkami do vnútra týchto minerálov (pyrit II, obr. 3).

P. Pták (1957) opísal v oblasti Zlatej Bane podobný vývoj pyritu, pričom pyrit oboch vývojev pokladá za produkt hydrotermálnej premeny. Pyrit hexaedrických tvarov v asociácii s chloritom a sericitom zaraďuje do procesu pyritizácie hornín. Pyrit jemných pseudomorfóz v okolí porfyrických výrastlíc zaraďuje k produktom najvyššieho štádia hydrotermálnej premeny hornín. Na ložisku je značne rozšírený aj pyrit III, ktorý v hornine tvorí výplň drobných pukliniek a trhlín. Vystupuje v asociácii s markazitom, rumelkou, kremeňom, chalcedónom a karbonátmi. Má alotriomorfny vývoj a je mladší než pyrit impregnačnej formy (obr. 4). Okrem toho sa našli aj drobné žilky pyritu IV, ktoré pretínajú žilky pyritu III a sú najmladšie. Všetky štyri zistené generácie pyritu sú však staršie ako rumelková mineralizácia. Vo vrte ZIB-16 v ankeritovo-barytových žilkách vytvára vnútornú výplň ako najmladší a naopak po okrajoch lemuje drobné kalcitové žilky. Pyrit III a IV v žilníkovom vývoji má len nepatrnú prímes izomorfných prvkov Ni, Co a časť As (tab. 2).

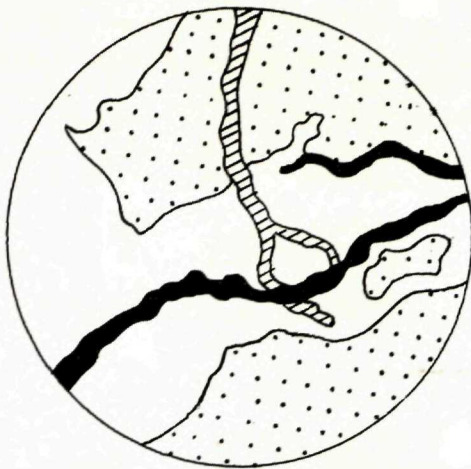


Obr. 3. Drobné lemy a výplne pukliniek vo výrastlici amfibolu tvorené pyritom II. Nábrus, bez nikolov, zväčš. 63×.

Fig. 3. Tiny fringes and crevice accretions of pyrite II in an amphibole phenocryst. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.



Obr. 4. Drobné žilky a zrná pyritu III popretínané mladším markazitom. Nábrus, zväčš. 63×.
Fig. 4. Small veinlets and grains of pyrite III cut by younger marcasite. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.



Obr. 5. Žilky pyritu III popretínané žilkami pyritu IV. Obe generácie pyritu sú mladšie ako zrná kremeňa. Nábrus, zväčš. 63×.
Fig. 5. Veinlets of pyrite III cut by younger veinlets of pyrite IV. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

Veľmi vzácné boli zistené mikroskopické atolovité formy pyritu s kolomorfnými náznakmi. L. Drnzíková (in J. Grech 1959) pozorovala podobné formy v okolí Zlatej Bane a pokladá ich za melnikovit.

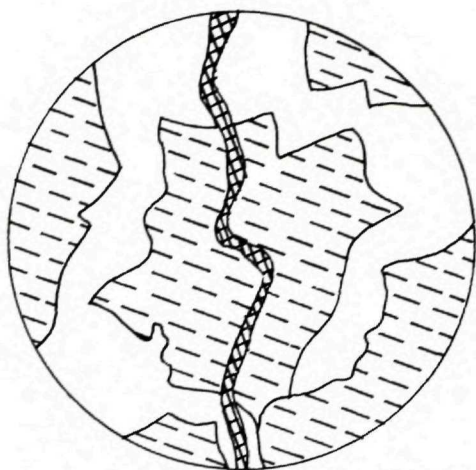
Markazit. Na ložisku je pomerne rozšírený a najčastejšie tvorí žilky mm mocnosti. Vzácné sa zistili pekné drúzovité agregáty v dutinkách (vrt ZIB-16). Kryštáliky markazitu sú na povrchu intenzívne ryhované a na vzduchu po krátkom čase vznikajú iridujúce nálety. Mikroskopicky markazit vytvára hypidiomorfne obmedzené kopijovité a kosoštvorcovité agregáty v asociácii s pyritom, rumelkou a chalcedónom. Markazit možno často pozorovať ako tmel horninových úlomkov, zŕn pyritu a lemuje drobné chalcedónové žilky. Zriedka možno pozorovať prenikanie žiiek pyritu IV cez markazit (obr. 6).

Vo vrte ZIB-29 sa našli dve generácie markazitu časovo oddelené od seba kalcitom, pričom markazit II vznikol po kalcite a pred chalcedónom. V niekoľkých prípadoch boli spozorované drobné inklúzie ihličkovitých tvarov, ktoré sú slabo anizotropné, žltobielej farby a nižšej odrazivosti ako markazit. Pravdepodobne ide o pyrotín, ktorý môže s markazitom vytvárať zrazy (F. V. Čuchrov 1965). Nie je však vylúčená ani prítomnosť pyrotínu viažúceho sa na staršie mineralizačné periódy, neskôr premeneného na markazit.

Markazit neobsahuje výraznejšie izomorfné prímеси, aj keď nepatrná časť Ni, Cu, Ag môže izomorfný pôvod, resp. sa viaže na inklúzie nejasného pyrotínu (tab. 2).

V asociácii s pyritom a antimonitom sa mikroskopicky zistil aj arzenopyrit, ktorý vytvára idiomorfne až hypidiomorfne agregáty po okraji antimonitových žiiek. Zriedkavo ho tmelí pyrit. Jeho vznik sa viaže na antimonitovú mineralizačnú periódu.

V asociácii s pyritom, kremeňom a karbonátmi sa na ložisku zistil baryt,



Obr. 6. Prenikanie žiliek pyritu IV cez zrná markazitu. Nábrus, zväčš. 63×.

Fig. 6. Penetration of pyrite IV veinlets trough marcasite phenocryst. Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

ktorý tvorí zrnká, žilky a v dutinkách na kalcite vzáčne aj idiomorfne vyvinuté kryštálíky tabuľkovitého tvaru s veľkosťou do 3 mm. Je mliečnobielej farby, baryt v idiomorfnom vývoji je žltobiely. Na základe odlišného vývoja a paragenézy predpokladáme na ložisku dve generácie barytu (R. Ďuďa et al. 1976).

V silne premenených horninách v asociácii s kalcitom, kaolinitom a pyritom rtg-analýza zistila aj fluorit (R. Ďuďa et al. 1976). K. Együd (in J. Tózsér 1972) opísal aj barytocelestín, a to vo forme hviezdicovito sa zrastajúcich tabuliek.

Nepodstatným minerálom na ložisku v asociácii s Fe-karbonátmi, barytom, pyritom a antimonitom je kremeň. Vystupuje vo forme drobných žiliek mm mocnosti a malých hniezd. Je mliečnobiely až sivý. Mikroskopicky majú agregáty kremeňa silne lalokovitý vývoj. Vo vrte Dk-1 sa zistili dve generácie kremeňových žiliek. Staršie, kremeňovo-karbonátové žilky s mocnosťou do 1 cm sú zjavne popretínané mladšími kremeňovo-pyritovými žilkami.

Karbonátová mineralizácia sa na ložisku prejavuje v žilníkovej forme najmä v hlbších častiach ložiska. Kalcit tvorí mliečnobiely až polopriehľadné žilky v asociácii s pyritom, markazitom, rumelkou, antimonitom a chalcedónom. V dutinkách hornín tvorí pekne vyvinuté kryštalické agregáty. Zistili sa tri generácie kalcitu. Najstarší kalcit I v asociácii s pyritom a arzenopyritom vytvára v antimonitových žilkách drobné hniezda. Kalcit II žilkovitého vývoja s pyritom a sporadicky s rumelkou segmentuje staršie antimonitové žilky s hniezdami kalcitu I. Najmladšie generácie kalcitu III sú v asociácii s chalcedónom, markazitom a rumelkou (obr. 7).

Vo vrte Zl. B-16 sa na zložení karbonátovo-sulfidických žiliek v prevažnej miere zúčastňuje ankerit. Je strednokryštalický, svetlohnedý a má nepatrnú prímes Mn. Identifikovala ho rtg-analýza a semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2). Vystupuje v asociácii s dolomitom a pyritom. Dolomit identifikovala rtg-analýza, spektrálne boli zistené obsahy nad 1 % Fe, Mg, Ca a ako izomorfná prímes aj Mn (tab. 2). Ako najmladší v asociácii s ankeritom a dolomitom zriedkavo vystupuje aj manganokalcit. Je ružovkastobielej farby a jemnokryštalického vývoja.

Aragonit. Tvorí žilky bielej farby s výraznou priečne vláknitou textúrou. Žilky majú monominerálnu výplň. Semikvantitatívnu spektrálnu analýzou (tab. 2) sa v aragonite zistila značná prímes Sr a Ba. Aragonit potvrdila rtg-analýza.

Najmladšiu primárnu mineralizáciu reprezentujú chalcedónovo-opá-

lové žilky, ktoré sú v podstatnej miere zložené z chalcedónu. V asociácii s kalcitom, markazitom a rumelkou tvorí žilky mocné 1—2 cm. Je sivomodrej farby, jemne prúžkovaný, s charakteristickými nátekmi. V žilkách je vo forme výplne dutín prítomný číry a priehľadný opál — hyalit.

Sadrovec. Našiel sa vo forme monominerálnych žiliek mocných 1—2 cm s výraznou priečne vláknitou textúrou. Makrotextúrne sadrovcové žilky pretínajú kremeňovo-pyritové a markazitové žilky. Nejasné je však ich postavenie voči chalcedónovým žilkám. Z ortuťových ložísk Zakarpatska sa sadrovec uvádza ako bežný primárny minerál spätý s konečnou fázou postvulkanicko-hydrotermálnej činnosti (E. A. Lazarenko et al. 1963).

Mikroskopicky sa v kalcite zistili drobné ihličkovité kryštálíky sagenitu a v kalcitoch sa semikvantitatívnou spektrálnou analýzou zistil zvýšený obsah Ti.

Supergénna zóna je na ložisku vyvinutá nevýrazne. V starých banských dielach a v ich okolí má najväčšie rozšírenie limonit. Na horninách postihnutých silnou pyritizáciou a markazitizáciou vznikajú v dôsledku atmosferických činiteľov jemnovláknité povlaky a hniezda halotrichitu a alunogénu v sprievode jemnej kôry melanteritu. Prejavy antimonitovej mineralizácie sú sprevádzané povlakmi žltých až oranžovožltých Sb-okrov.

Vo vrte Zl. B-30 sa zistili drobné zelenkaste guľičky barranditu (R. Ďuďa et al. 1976). Veľmi zriedka, najmä pri väčších nahromadeninách rumelky boli identifikované čierne drobné zrnká metacinabaritu. V sprievode s auripigmentom sa zistil žltozelený až zelený práškovitý povlak nontronitu. Semikvantitatívna spektrálna analýza nontronitu (J. Tózsér 1972) zistila prevahu Al nad Fe, čo poukazuje na prítomnosť Al-nontronitu. V asociácii s auripigmentom a realgárom boli zistené aj prejavy arzenolitu.

V hlbších častiach ložiska karbonátovými a chalcedónovými žilkami sú pomerne hojné organické látky. V dutinkách tvoria priehľadné agregáty žltkavej farby s jemnou šupinkovitou odlučnosťou. Rýpu sa nechťom, na slnku sa topia a zanechávajú masťnú škvrnu. Majú nižšiu špecifickú



Obr. 7. Drobné zrnká rumelky vytvárajúce centrálnu časť kalcitovej žilky (III. generácie). Nábrus, bez nikolov, zväčš. 63×.

Obr. 7. Drobné zrnká rumelky vytvárajúce centrálnu časť kalcitovej žilky (III. generácie). Nábrus, bez nikolov, zväčš. 63×.

Fig. 7. Small grains of cinnabar in the central part of a calcite veinlet (third generation). Polished specimen, without nicols, magn. 63×.

kú váhu ako voda. Rtg-analýza (tab. 3) poukazuje na zmes hatchetínu a ozokeritu, ktorý vystupuje viac-menej vo forme čiernych voskovitých hniezd s hatchetínom. Zriedkavo sú tieto organické látky sprevádzané kvapôčkami ropy s typickým zápachom, čiernohnedou farbou a po otvorení dutinky zostávajúcou masťou škvrnou.

Hydrotermálne premeny

Výraznou charakteristickou črtou vulkanických hornín ložiska sú ich hydrotermálne premeny. Najrozšírenejšia je argilitizácia hornín, s ktorou je zjavne spätá Hg-mineralizácia. V horninách sú bežné modrasté a ružovkasté práškovité povlaky, ktoré rtg-analýza identifikovala ako halloyzit až ferihalloyzit (tab. 4). Podobne vo forme jemných náletov a výplne dutín vystupujú biele ílové minerály, ktoré rtg-analýza kvalifikovala ako kaolinit (tab. 5), len v menšej miere ako montmorillonit (tab. 6). Všeobecne sa na ložisku v podstatnej miere zistili minerály kaolinitovej skupiny (kandity), kým minerály montmorillonitovej skupiny (smektity) majú podradné zastúpenie. Chloritizácia

Röntgenometrická analýza organických látok
X-ray determination of organic compounds

Tab. 3

P. č.	Zl. B—9/135,0		Zl. B—52/240,0		Ozokerit, N° 903	
	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	17,673	10	17,395	6	17,0
2	4	11,882	6	11,511	—	—
3	—	—	2	8,605	—	—
4	—	—	1	4,927	5	4,76
5	10	4,152	8	4,144	10	4,256
6	6	3,738	5	3,738	8	3,798
7	—	—	1	3,321	2	3,408
8	—	—	2	3,164	4	3,074
9	3	2,139	3	2,133	3	2,147
10	2	1,925	1	1,908	4	1,945
11	2	1,751	—	—	5	1,745
12	2	1,663	—	—	4	1,678

Röntgenometrická analýza halloyzitu
X-ray determination of the halloysite

Tab. 4

P. č.	Zl. B.—49/85,2		Zl. B.—38/42,6		Halloyzit, N° 810	
	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	7,525	10	7,400	2	7,36
2	5	4,395	10	4,404	10	4,41
3	5	3,624	3	3,590	6	3,62
4	—	—	1	2,682	—	—
5	—	—	3	2,555	7	2,57
6	3	2,341	3	2,351	3	2,330
7	1	1,683	2	1,680	4	1,685

Röntgenometrická analýza kaolinitu
X-ray determination of the kaolinite

Tab. 5

P. č.	Zl. B.—55/21,2		Zl. B.—33/85,6		Zl. B.—34/86,0		Kaolinit, N° 805	
	Im	dm	Im	dm	Im	dm	It	dt
1	10	7,207	10	7,115	10	7,115	10	7,13
2	7	4,404	3	4,421	4	4,421	4	4,47
3	1	4,076	4	4,159	3	4,136	3	4,15
4	5	3,584	10	3,561	8	4,556	10	3,556
5	4	2,549	4	2,549	4	2,543	7	2,559
6	1	2,454	4	2,492	4	2,481	6	2,483
7	4	2,341	6	2,337	5	2,332	8	2,330
8	—	—	2	2,278	2	2,284	5	2,288
9	1	1,972	2	1,992	2	1,981	5	1,993
10	1	1,675	4	1,663	2	1,657	8	1,663

Röntgenometrická analýza montmorillonitu
X-ray determination of the montmorillonite

Tab. 6

P. č.	Zl. B.—14/202,7		Montmorillonit, N° 881c	
	Im	dm	It	dt
1	10	14,730	10	15,3
2	3	5,039	6	5,1
3	7	4,404	10	4,45
4	2	4,270	4	4,270
5	3	3,037	8	3,07
6	5	2,537	10	2,552
7	2	2,494	6	2,497
8	7	1,491	9	1,491

Pri všetkých röntgenometrických analýzach bola použitá Mikrometa 2 s rtg. goniometrom, metóda Bragg — Brentano, žiarenie $\text{CuK}\alpha$, filter Ni, štrbiny $5'$ a $10'$, rýchlosť otáčania $2^\circ/\text{min.}$, žeravenie 30 kV, 10 mA, citlivosť 3/1 000. Vyhотовilo Laboratórne stredisko v Spišskej Novej Vsi, Geologický prieskum, n. p., zhotovila Ing. M. Kušnyerová, exponoval B. Zamíška.

sa štruktúrne viaže hlavne na tektonické poruchy v sprievode silnej pyritizácie. Okrem toho sa na základe mikroskopických rozborov rozlíšila karbonitizácia, silicifikácia, opalizácia a biotitizácia (E. Kaličiaková 1976).

Genéza a časový vývoj Hg-mineralizácie

Ortuťová mineralizácia ložiska Dubník je geneticky spätá s dozvukmi magmatizmu v severnej časti Slanských vrchov.

Aj keď pozícia ložiska v periférnych častiach zlatobanskej vulkanotektonickej depresie zvädza spájať rumelku s mineralizačnými procesmi spätými s vývojovými etapami tejto centrálnej vulkanoplutonickéj zóny, doterajšie výsledky výskumov izotopov síry ukazujú na zmiešaný typ rudonosných roztokov minimálne dvojakeho pôvodu. Preto takéto priestorové vystupovanie produktov Hg-mineralizácie nemožno podľa nás pokladať za prejav zonálnosti zrudnenia.

So zrudňovacími procesmi spätými s vývojovými etapami zlatobanskej vul-

kanotektonickej depresie spájame len typ kremeňovo-rumelkových žíliet, známych aj z centrálnych častí kaldery v oblasti kóty Nosger. Tento typ zrudnenia tvorí v porovnaní so žilnikovo-impregnačným typom iba nepatrnú časť rudnej výplne ložiska.

Ani úzka priestorová afinita k svinickému zlomu, pozdĺž ktorého regionálne šlichovanie zistilo niekoľko anomálnych koncentrácií rumelky ďaleko za hranicami vulkanického pohoria, nedovoľuje geneticky spájať zrudnenie ložiska s vývojom zlatobanskej vulkanotektonickej depresie. Tento zlom slúžil ako komunikačný systém rudonosných roztokov, ako rudolokalizujúce systémy slúžili sperené poruchy spomínaného zlomu SV—JZ smeru a vhodné litologické prostredie okolo nich s vhodnou primárnou aj sekundárnou dezintegráciou.

Aj napriek širokej paragenetickej škále zistených minerálov je rumelka výrazne prevládajúcim minerálom ložiska, takže z ekonomického hľadiska tu prakticky ide o monominerálnu rudu. Jemnoimpregnačný charakter hlavnej časti rumelky svedčí o tom, že hlavná etapa rudotvorných procesov prebehla v krátkom časovom období.

V minerálnej výplni ložiska však možno pozorovať, že prínosu hlavnej časti Hg-mineralizácie predchádzali dve nevýznamné mineralizačné periódy, karbonátovo-barytová a kremeňovo-antimonitovo-rumelková, ktoré od vlastnej Hg-mineralizácie stoja oddelene a sú od nej zreteľne staršie. Naopak po hlavnom rudonosnom akte (ortuťová mineralizačná perióda) došlo k naloženiu arzénovej mineralizácie v južnej časti ložiska a v konečných fázach zrudnenia vznikla nepravidelná 1—3 cm mocná chalcedónovo-opáľová výplň puklín a trhlíniek (tab. 1).

V ostatnom období najmä vďaka geochronologickému datovaniu produktov vulkanizmu sa získali nové údaje, ktoré spresňujú predstavy J. Slávika — J. Tözséra (1973) a J. Tözséra — R. Rudínca (1975) o veku ortuťovej mineralizácie v Slanských vrchoch, v konečnom štádiu ho však pre niektoré protirečiacie údaje ani ony definitívne neriešia.

Idie najmä o tieto údaje:

1. Produkty rumelkovej mineralizácie sú známe z andezitového telesa Nosger, ktorého vek je podľa rádiometrického datovania 12,05 m. r., čo zodpovedá strednému sarmatu (J. Slávik et al. 1976), nie sú však známe z amfibolicko-pyroxenicko-biolitických andezitov $\pm$ SiO_2 vystupujúcich priamo na ložisku Dubník, ktorých rádiometrický vek je 10,0 m. r., a teda patria do spodného až stredného panónu.

2. Podľa výsledkov regionálneho šlichovania Slanských vrchov je známa prítomnosť rumelky vo vulkanických členoch vystupujúcich v oblasti kóty Šimonka, ktorú J. Slávik — J. Tözsér (1973) zaradili do vrchnej vulkanickej etáže Slanských vrchov a prisúdili jej pliocénny vek, J. Tözsér — R. Rudínek (1975) panónsky vek. Prítomnosť rumelky v týchto vulkanických členoch pokladali spomenutí autori za jeden z hlavných dôvodov v prospech toho, aby sa Hg-mineralizácia pokladala za pliocénnu, resp. neskoropanónsku.

Nové rádiometrické merania niektorých z týchto vulkanitov (J. Slávik et al. 1976) však ukazujú, že sú staršie, ako sa podľa geologických konštrukcií predpokladalo, a že väčšina z nich patrí do vyšších častí sarmatu. Prítomnosť rumelky v nich teda nie je jednoznačným dôkazom neskoropanónskeho, resp. pliocénneho veku Hg-mineralizácie.

3. Na druhej strane však z geochronologického datovania žily pyroxenického

andezitu z ložiska Dubník sa získal vek $8,4 \pm 0,3$ m. r. (J. Slávik et al. 1976), ktorý zodpovedá vrchnému panónu. V dajkách bola zistená prítomnosť rumelky.

Zo sumarizácie zistených faktorov vychodí, že doteraz niet dôvodov revidovať náhľady J. Slávika — J. Tözséra (1973) o pliocénnom veku ortufovej mineralizácie v Slanských vrchoch.

Jediným zdanlivým argumentom proti takejto interpretácii je neprítomnosť rumelky v amfibolicko-pyroxenicko-biotitických andezitoch $\pm$ SiO_2 vystupujúcich priamo na ložisku. Rumelka zistená v mladších žilách pyroxenických andezitov však vylučuje možnosť interpretovať vznik rumelky pred výlevom spomenutých amfibolicko-pyroxenicko-biotitických andezitov. Vek rumelkovej mineralizácie teda treba pokladať za pliocénny, minimálne za neskoropanónsky.

Doručené 24. 8. 1976

Odporučil M. Böhmer

LITERATÚRA

- Čuchrov, F. V. et al. 1961: Mineraly. Tom I. Moskva, izd. Nauka, 616 s.
Čuchrov, F. V. et al. 1965: Mineraly. Tom II/2. Moskva, izd. Nauka, 341 s.
Čuchrov, F. V. et al. Mineraly. Tom III/1. Moskva, izd. Nauka, 882 s.
Duďa, R. — Kaličiak, M. — Tözsér, J. 1976: Nález barranditu na Slovensku. Min. slovac, 8, 2, s. 163—165.
Duďa, R. — Burda, P. — Kaličiak, M. — Kaličiaková, E. 1976: Prejavy baryt-fluoritovej mineralizácie na Hg-ložisku Dubník. Min. slovac, in lit.
Fedorčuk, V. P. 1974: Promyšlennye typy Hg mestoroždenij. Sov. geol. (Moskva), № 8, s. 3—27.
Ferenc, P. 1795: Dubník Hg. [Záverečná správa z geofyzikálnych meraní.] Manuscript — Geofond, Bratislava, 48 s.
Fichtel, J. 1791: Mineralogische Bemerkungen von dem Karpaten. Wien, 650 s.
Grech, J. 1960: Správa a výpočet zásob z ložiska Zlatá Baňa — Sb. Manuscript — archív GP Sp. Nová Ves, 145 s.
Kaličiaková, E. 1976: Petrografia a petrochémia vulkanitov ložiska Dubník. Manuscript — archív GO Košice, 18 s.
Lazarenko, E. A. et al. 1963: Mineralogija Zakarpatija. Lvov, izd. Lvov. Univ., 612 s.
Michejev, V. I. 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva, Gos. nauč. tech. izd. lit. po geol. i ochr. nedr., 867 s.
Pták, J. 1957: Správa o podrobním sledování propylitizačních pásů v okolí Zlaté Baně u Prešova a předběžné zhodnocení rudních výskytů. Manuscript — Geofond, Bratislava, 246 s.
Pták, J. 1959: Propylitizace neogenních vulkanitů a polymetalické zrudnění v okolí Zlaté Baně u Prešova. Geol. průzk., č. 12, s.
Slávik, J. — Tözsér, J. 1973: Geological structure of the Prešovské pohorie Mts. and its relation to the boundary of the West and East Carpathians. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 24, 1, s. 23—49.
Slávik, J. — Bagdasarjan, G. V. — Kaličiak, M. — Orlický, O. Tözsér, J. Vass, D. 1976: Radiometrické veku vulkanických hornín Vihorlatu a Slanských hôr. Mineralia slov., 8, s. 319—334.
Smirnov, V. I. 1968: Genezis endogennych rudnych mestoroždenij. Moskva, izd. Nedra, 719 s.
Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. Manuscript — Geofond Bratislava, 239 s.
Tözsér, J. — Együd, K. 1972: Prejavy arzénovej mineralizácie v Prešovskom pohorí. Mineralia slov., č. 16, s. 321—324.
Tözsér, J. — Rudinec, R. 1975: Geologická stavba a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a jeho podložia. Mineralia slov., č. 7/3, s. 81—104.

Mineralogy of the Dubník mercury deposit

R. ĎUĎA — J. TÖZSÉR — P. BURDA — M. KALIČIAK

Products of low-temperature mineralisation are concentrated in the strato-volcanic complex of Ošvárska belonging to the lower volcanic edifice (J. Slávik — J. Tözsér 1973). This edifice is most probably of Upper Sarmatian to Lower Pannonian age according to radiometric age determinations of lower members in the upper volcanic edifice (J. Tözsér — R. Rudinec 1973).

Four varieties of andesite were distinguished in this complex by E. Kaličiová (1976) in the area of the deposit: two-pyroxene andesite, hyperstene andesite, pyroxene andesite $\pm$ amphibole and pyroxene andesite $\pm$ quartz. A body of two-pyroxene andesite is underlying the Ošvárska complex with characteristic presence of xenoliths and with secondary biotitisation. Amphibole-pyroxene-biotite andesite with/without quartz is in tectonic contact with the Ošvárska complex in the NE part of the area. Radiometric determinations manifested its Lower Pannonian age (10 ± 1 m. y. — J. Slávik et al. 1976).

The area of the deposit is disturbed by NE—SW faulting with dips to the SE which were active after mineralisation, too.

The mercury mineralization has stockwerk and impregnated character and it is concentrated practically only in the Ošvárska complex. It is accompanied by argillitisation. Cinnabar occurs only sporadically in the underlying secondary biotitised andesite, in association with carbonates forming crusts and films on fissure surfaces and near faults. Any mercury mineralisation was found in amphibole-pyroxene-biotite andesite with/without quartz.

Mineralogical study revealed over 40 ore and gangue minerals on the deposit.

The main mineral which only has economic importance is cinnabar. Aggregates forming impregnations vary from macroscopic dimensions to chambers of several centimeters having bright red colour. This variety of cinnabar is accompanied by marcasitisation, pyritisation and argillitisation of surrounding rocks. Other variety of cinnabar in stockwerks is more coarse-grained, darker and associates with calcite, chalcedony and marcasite. Probably, part of that cinnabar in stockwerks originated by remobilisation processes.

Antimonite occurs in the SW part of the deposit together with pyrite, quartz and marcasite filling of tiny cavities and crevices. Antimonite was not ascertained in association with cinnabar. Crystals of antimonite are up to 2 cm long in idiomorphic to hypidiomorphic shape. It forms mostly fibrous and radiated aggregates.

Realgar occurs in associations with auripigment, marcasite and cinnabar in forms of small cavity fillings and crevice accretions. It forms idiomorphic to hypidiomorphic crystals of bright red colour with longitudinal striation. Crystals are seldom up to 8 mm long. Realgar occurs in form of fine pulverulent aggregate in association with arsenolite, too. Auripigment forms a network of fine veinlets and associates with realgar, cinnabar, marcasite and nontronite.

Pyrite is one of most common minerals on the deposit. It forms small impregnations and veinlets. Four generations of pyrite were distinguished each older than cinnabar.

Marcasite is very common on the deposit. It occurs mostly in the form of fine stockwerks and rarely in druses. It contains in some cases inclusions of pyrrhotite spicules. Arsenopyrite was ascertained in association with antimonite and pyrite.

From gangue minerals baryte is present on the deposit probably in two generations. Moreover, fluorite, barytocelestite and quartz were ascertained. Quartz is present in form of small veinlets and tiny chambers in two generations. Carbonate minerals in deeper parts of the deposit are represented by calcite, dolomite, ankerite and aragonite. Veinlets of chalcedony and opal are products of youngest primary mineralisation. Gypsum and spicules of sagenite were only rarely observed.

As hypogene mineral limonite is common. Fibrous films and chambers of halotrichite and that of alunogen as well as fine crust of melanterite were ascertained. Antimonite is accompanied sometimes with antimony ochres. Rarely barrandite was found (R. Duda et al. 1977), moreover, metacinnabarite, nontronite and arsenolite were ascertained. Hatchettine and ozokerite together with chalcedony and carbonates were observed frequently in deeper parts of the deposit.

Surrounding rocks are hydrothermally altered. Most common is argillitisation connected with mercury mineralisation. Minerals of the kaolinite group predominate over those of the montmorillonite group. Chloritisation occurs mainly along faults and it is accompanied by heavy pyritisation. Less common kinds of alteration are represented by carbonatisation, silicification, opalisation and biotitisation.

Zonality is only weakly developed. Cinnabar predominates in the upper parts while antimonite is more frequent in deeper parts of the deposit. The mercury mineralisation is probably joined with closing acts of magmatic activity in the Zlatá Baňa region. The deposit occupies peripheral position within the scope of a large volcanic structure intruded by extensive subvolcanic body of probably dioritic composition in central parts.

According to characteristic features of mineralisation the deposit belongs to the group of volcanogenetic deposits of carbonate — polyargillite type in the sense of Fedorchuk (1974). In spite of ascertained broad mineral assemblage the overwhelming part of the deposit is monomineralic. The precipitation of the cinnabar was preceded by two feebly expressed mineralisation periods of carbonate-barytes and that of quartz-antimonite. These periods are to a certain extent areally separated from the mineralisation of the cinnabar. After the main mineralisation stage of the cinnabar overprinting of arsenic mineralisation occurred. Fissures and joints were filled by chalcedony and opal in the final stage.

The age of the mercury mineralisation together with that of arsenic and antimony ones is most probably Upper Pannonian to Pliocene, according to new results (mainly radiometric age determinations of volcanic rocks) in the area of the deposit. This age is in every case younger as the age of polymetallic mineralisation of the Slanské vrchy Mts.

Preložil I. Varga