MINERALIA SLOVACA

20 1988 3

MINERALIA SLOVACA

Vol. 20
1988
No 3
193—288

Časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií
Journal of the Slovak Geological Society and of Slovak geological organizations

Vedúci redaktor **Ing. Ján Bartalský, CSc.** Chief editor

Vedecký redaktor **RNDr. Pavol Grecula, DrSc.** Scientific editor

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

Predseda redakčnej rady **Ing. Ján Kuráň, CSc.** Chairman of Editorial board

akademik Bohuslav Cambel, RNDr. Karol Együd, RNDr. Miroslav Harman, CSc., Ing. Mikuláš Ingr, prof. RNDr. Jakub Kamenický, DrSc., akademik Michal Maheľ, prof. Ing. Milan Matula, DrSc., RNDr. Dušan Obernauer, CSc., Ing. Ivan Pagáč, CSc., Ing. Rudolf Rudinec, CSc., RNDr. Ondrej Samuel, DrSc., RNDr. Miroslav Slavkay, CSc., RNDr. Pavol Tkáčik, RNDr. Juraj Tözsér, CSc., Ing. Milan Ťapák, CSc., prof. RNDr. Cyril Varček, CSc., RNDr. Imrich Varga

OBSAH CONTENTS

Zoltán Bacsó, Rudolf Ďuďa

Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre — Metallogenesis and ore formations of the Remetské Hámre ore field, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia — **193**

Ľubomír Divinec, Peter Kotuľák, Martin Repčiak, Elena Kaličiaková, Rudolf Ďuďa

Ložisko Zlatá Baňa vo svetle nových údajov geologického prieskumu — The Zlatá Baňa deposit in the light of new geological prospecting data, Eastern Slovakia — **221**

Martin Radvanec, Karol Piovarcsy, Iveta Böhmová

Vzťah Hrubej, Gelnickej, Krížovej a Novej žily v slovinsko-gelnickom rudnom poli — Mutual relations of the Hrubá vein, Gelnica vein, Krížová vein and Nová vein in the Slovinky-Gelnica ore field, Eastern Slovakia — **239**

Imrich Varga

Geologicko-ložisková klasifikácia výskytov zeolitov na Slovensku — Economic geological classification of zeolite occurrences in Slovakia — **249**

SÚHRNNÝ REFERÁT — GENERAL REPORT

Ján Burian, Juraj Knésl

Hlavné výsledky a smery geologicko-prieskumnej činnosti v oblasti stredoslovenských neovulkanitov — Main results and tendencies in geological prospecting of the Middle Slovakian neovolcanic area — **261**

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky — *Continuation page 3 of the cover*

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 193—220*

Metalogenéza a rudné formácie rudného poľa Remetské Hámre

ZOLTÁN BACSÓ, RUDOLF ĎUĎA
Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 4. 2. 1988

Металлогенезис и рудные формации рудного района Реметске Гамре, Восточная Словакия

В работе дана оценка двум рудоносным структурам, которые пространственно приурочены центральным вулканическим зонам Морске Око и Порубский Поток. Обе структуры являются носителями полиметалической (железо, свинец, цинк, серебро, сурьма) и редкометальной (молибден, висмут, олово, телур) минерализации. Составной частью рудоносных структур в центральной зоне Морске Око является полиметалическое месторождение Реметске Гамре, которое имеет 80 % рудных участков приуроченых жильным телам диоритовых порфиров. Временное развитие эпигенетической минерализации является отражением этапов неогенного магматического развития. Самая выразительная полиметалическая минерализация связана с верхнесарматским этапом магматического развития. Полиметалическое месторождение Реметске Гамре приурочено к группе порфировых рудных месторождений.

Metallogenesis and ore formations of the Remetské Hámre ore field, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia

Metallogenetic characteristics are given for two significant ore-bearing structures areally covering the central volcanic zones Morské oko and Porubský potok. Both structures are carrying base-metal (Fe, Pb, Zn, Ag, Sb) and rare-metal (Mo, Bi, Sn, Te) ores. The Remetské Hámre base-metal deposit is part of this ore-bearing zone in the Morské oko central volcanic zone, where 80 % of ore bodies are located in diorite porphyrite dykes. Chronological development of epigenetic mineralization reflects the stages of magmatic evolution in Neogene time. The most significant ore-bearing processes are those related with the Upper Sarmatian stage of magmatism. The Remetské Hámre base-metal deposit is classified into the group of porphyry-type ore deposits.

Na rudné suroviny najbohatším územím Vihorlatských vrchov podľa súčasných poznatkov je vulkanicko-tektonická depresia centrálneho Vihorlatu, ktoré definujeme ako rudné pole Remetské Hámre. Na základe výsledkov detailného geologického mapovania a výsledkov komplexu detailných geochemických a geofyzikálnych

prác sme tu vymedzili dve význačné rudonosné štruktúry, ktoré zodpovedajú centrálnym vulkanickým zónam Morské oko a Porubský potok. Obe vulkanicko-tektonické štruktúry sú nositeľmi polymetalickej (Fe, Pb, Zn, Ag, Sb) a vzácnokovovej (Mo, Bi, Sn, Te) mineralizácie, overenej v centrálnej vulkanickej zóne Morské oko technickými (vrtnými) prácami. Ich výsledky sú zhrnuté v záverečnej správe Bacsóa et al. (1985). Mineralogická charakteristika je v práci Ďuďu (in Bacsó et al., 1985). Z archívnych údajov sú z tejto oblasti len veľmi sporadické záznamy o ťažbe a tavbe chudobných hematitových a limonitových železnatých rúd v okolí Remetských Hámrov, Zemplínskych Hámrov, Vinného, Trnavy pri Laborci (Figna, 1952).

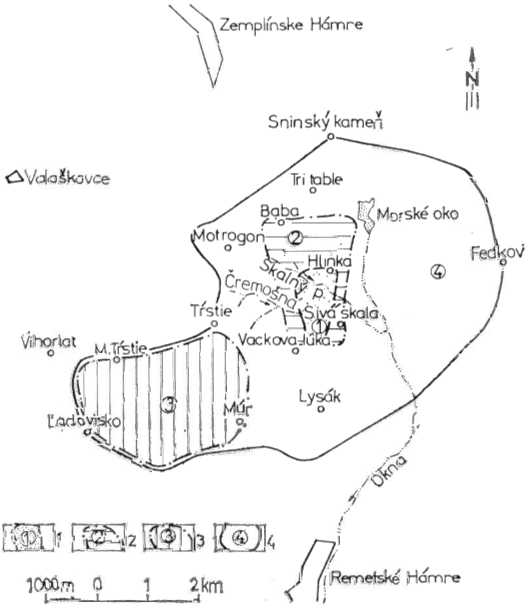
Geologická pozícia rudného poľa Remetské Hámre

Rudné pole zahŕňa litologicky, tektonicky a mineralogicky pestrú zónu stratovulkánu Morské oko, ktorá sa kryje s vulkanicko-tektonickou depresiou centrálneho Vihorlatu. Rudonosné, hydrotermálne intenzivne zmenené geologické štruktúry vystupujú na významnom tektonickom uzle, na ktorom sa zbližuje niekoľko tektonických jednotiek vyššieho rádu: humensko-užhorodský hrast mezozoických súvrství, elevácia pieninského bradlového pásma, vrásové súvrstvie vonkajšieho magurského paleogénu a neogén zakarpatského vnútorného priehybu.

Tieto tektonické jednotky majú SZ—JV východokarpatský smer, kým nadložné vulkanické štruktúry, akým je vulkanicko-tektonická depresia centrálneho Vihorlatu, parazitné a bočné vulkány (Sokolský potok, Vihorlat, Lysák) a stratovulkán Kyjov, sú umiestnené na SV—JZ usmernených zlomoch vrbnického (západokarpatského) systému.

Rudonosná štruktúra centrálnej vulkanickej zóny Morské oko

Nachádza sa v centre územia vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu. V južných častiach rudonosného územia vystupuje polymetalická mineralizácia (typ Remetské Hámre), v severnej časti sú hlavné výskyty vzácnokovovej mineralizácie a telies sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov (obr. 1).



Obr. 1. Situačná schéma rudného poľa Remetské Hámre. 1 — polymetalické ložisko Remetské Hámre, 2 — rudonosná štruktúra v priestore centrálnej vulkanickej zóny Morské oko, 3 — rudonosná štruktúra v centrálnej vulkanickej zóne Porubský potok, 4 — hranice rudného poľa Remetské Hámre (vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu).

Fig. 1. Sketch map of the Remetské Hámre ore field. 1 — the Remetské Hámre base-metal deposit, 2 — ore-bearing structure within the Morské oko central volcanic zone, 3 — ore bearing structure in the Porubský potok central volcanic zone, 4 — limits of the Remetské Hámre ore field (volcano-tectonic depression of the Central Vihorlat Mts.).

Polymetalická mineralizácia

Polymetalickú mineralizáciu reprezentuje ložisko*Remetské Hámre. Je to prvá akumulácia polymetalických rúd nájdená vo Vihorlatských vrchoch. Ložisko sa nachádza 6 km severne od obce Remetské Hámre juhozápadne od jazera Morské oko v centre vulkanicko-tektonickej depresie. Hlavné rudné telesá sú umiestnené na myslenej spojnici kót Lysák (821,0) a Tri tably (823,2) približne na miestach, kde táto spojnica križuje doliny potokov Čremošná a Skalný. Územie ložiska bolo preskúmané v rokoch 1970—1985 komplexom detailných geologických, geochemických a geofyzikálnych prác. Hĺbkovo sa ložiskové územie overilo systémom osemnástich vrtov.

Celá severojužná rudonosná štruktúra včítane výskytov vzácnokovovej mineralizácie má smernú dĺžku 2,5 km a šírku 1,0—1,8 km. Z toho samotné územie polymetalického ložiska Remetské Hámre má vrtmi overenú dĺžku 1450 m, šírku 400 až 700 m. Štruktúrne sa obe rudné mineralizácie nachádzajú v priestore lokálnej severojužnej zlomovej zóny medzi kótami Lysák na juhu a Tri tably na severe. Horninová výplň zlomovej zóny je voči svojmu okoliu poznateľne viac tektonicky aj autoklasticky porušená. Všetky horniny výplne sú intenzívne hydrotermálne premenené (propylitizované, inde argilitizované, silicifikované, turmalinizované, pyrotinizované alebo pyritizované). Zlomová zóna sa prejavuje tiež významnými pôdnogeochemickými anomáliami prvkov Pb, Zn, Ag, Mo, Bi, Sn a Hg (obr. 2, 3, 4).

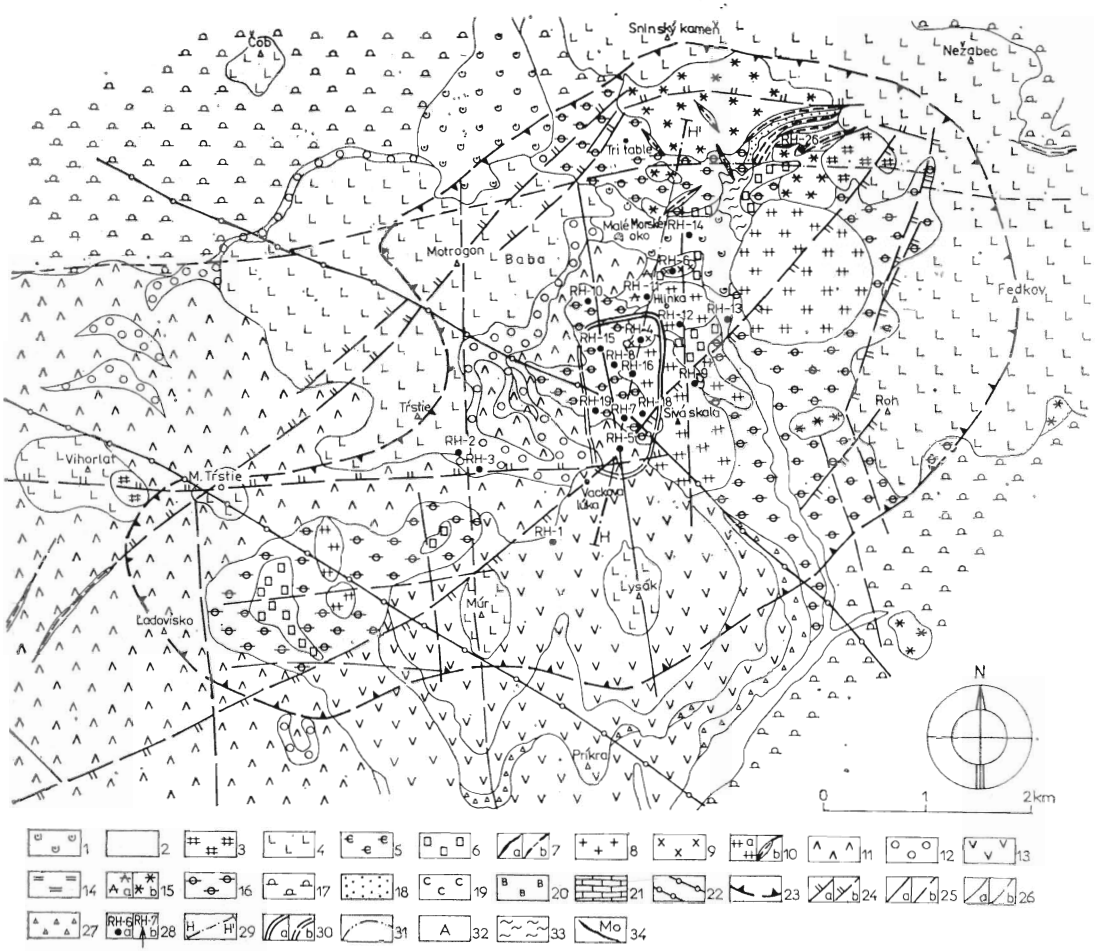
Z hľadiska geologickej stavby má ložiskové územie tri výrazne rozdielne sektory, z ktorých južný a stredný je bezprostredným priestorom vrtmi zisteného polymetalického ložiska. Posledný, severný sektor je územím prejavov vzácnokovovej mineralizácie a miestom výskytov telies sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov.

Južný sektor ložiskového územia sa nachádza južne od potoka Čremošná po myslenú východozápadnú čiaru cez Vackovu lúku. Tvorí ho stratovulkanický komplex zmenených láv pyroxenických andezitov a lapilovo-pemzových tufov, ktoré zaraďujeme do komplexu Okna — Valaškovce (tab. 1). V podloží týchto vulkanitov sú kriedové slienité pieskovce a slieňovce pieninského bradlového obalu, overeného vrtmi RH-5, RH-7, RH-18, RH-19, ktoré vo vulkanogénnom komplexe navŕtali do 1,0 m hrubé a v sedimentárnom podloží do 1,5 m hrubé polohy polymetalického zrudnenia.

Stredný sektor ložiskového územia možno na juhu vymedziť potokom Čremošná, na severe myslenou východozápadnou čiarou cez kótu Hlinka (712,0). Do hĺbok 600—750 m ho tvoria telesá zmenených pyroxenických andezitových porfýrov z ich autoklastických a tektonických brekcií. V hlbších častiach územia boli navŕtané roje žíl zmeneného pyroxenického dioritového porfýru a žila amfibolického granodioritového porfýru, ktoré prerážajú cez kontaktne zmenené ílovce, porcelanity. Vrty RH-4, RH-8, RH-12, RH-15, RH-16 tu prevŕtali 1,0 m až 7,0 m vertikálne mocné rudné telesá.

Severný sektor rudnej štruktúry bezprostredne nadväzuje na stredný sektor a na severe siaha po východozápadnú myslenú spojnicu kóty Motrogon (1017,9) — Morské oko. Pri povrchových častiach, do hĺbok 500—600 m, je budovaný extruzívnym telesom zmenených pyroxenických andezitových porfýrov (okolie kóty Hlinka), telesami sekundárnych kvarcitov

* Termín rudné ložisko a ostatná v článku uvádzaná metalogenetická terminológia je použitá podľa definícií: Ilavský, J., Slavkay, M. 1980: Súčasná metalogenetická terminológia. Miner. slov., 12, 131—148.



Obr. 2. Geologická mapa rudného poľa Remetské Hámre. Kvartér: 1 — zosuvy, 2 — pokryvné útvary. Stratovulkán Morské oko, IV. etapa magmatizmu: lávy a extrúzie komplexu Motrogon — Tŕstie: 3 — extrúzie pyroxenického andezitového porfýru, 4 — extrúzie a krátke lávové prúdy bázického a kyslého pyroxenického andezitu. III. etapa magmatizmu (vrchný sarmat): 5 — kontaktne metamorfované ílovce a pieskovce (porcelanity), 6 — sekundárne kvarcity a Al-metasomatity, 7 — žilníky až žily Fe-Pb-Zn-Ag sulfidickej mineralizácie: a — overené, b — predpokladané. Intruzívny komplex Morské oko: 8 — ústredné plutonické telesá pyroxenického dioritového porfýru a dioritu, 9 — žilné telesá (roje) pyroxenických dioritových porfýrov, 10 — pyroxenické andezity a amfibolicko-pyroxenické andezity: a — extrúzie — intrúzie, b — žilné telesá. Lávy a vulkanoklastiká komplexu Ľadovisko: 11 — pyroxenický andezit — lávový prúd, 12 — lapilovo-pemzové tufy. Lávy komplexu Príkra: 13 — pyroxenický andezit — lávový prúd. Vulkanicko-sedimentárne súvrstvie: 14 — epiklastiká a pyroklastiká pyroxenického andezitu. II. etapa magmatizmu (vrchný báden — stredný sarmat): extrúzie a intrúzie komplexu Skalný potok: 15 — pyroxenický andezitový porfýr: a — bázický, b — kyslý. Lávy, vulkanoklastiká komplexu Okna — Valaškovce: 16 — hydrotermálne zmenený pyroxenický andezit, lávový prúd vulkanicko-tektonickej depresie, 17 — pyroxenický andezit, lávový prúd plášťa vulkánu, 18 — hydrotermálne zmenené lapilovo-pemzové tufy vulkanicko-tektonickej depresie. Sedimenty podložia vulkánu Morské oko: vonkajší —

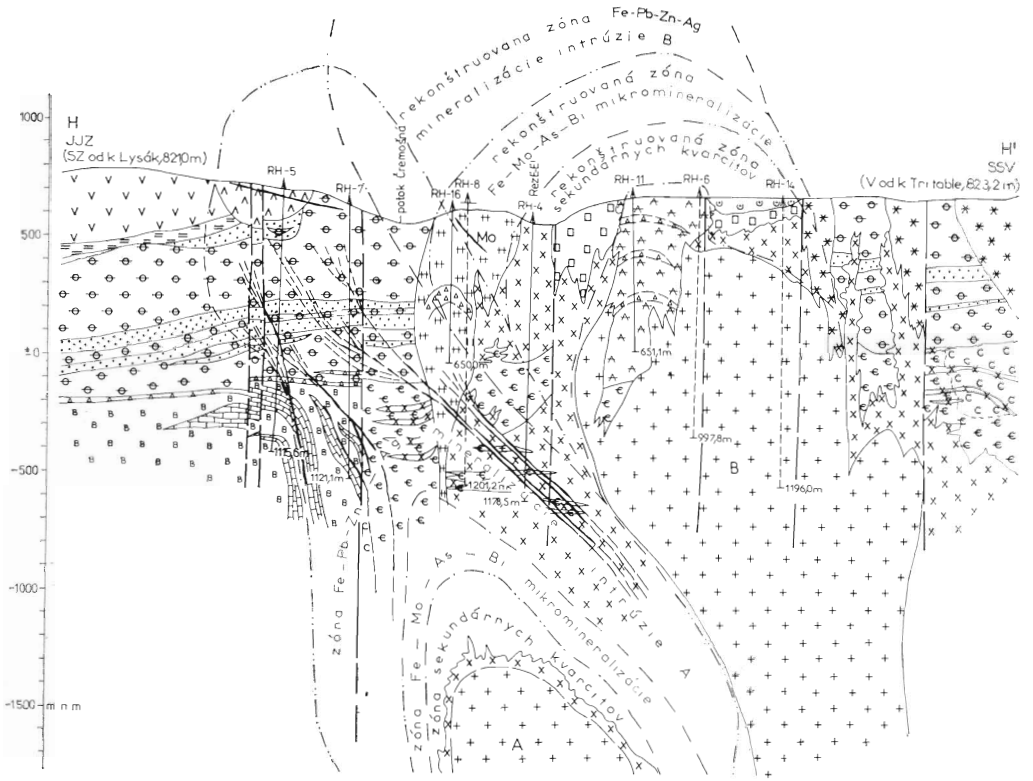
magurský paleogén (eocén): 19 — ílovce a pieskovce. Bradlové pásmo (stredná a vrchná krieda): 20 — slieňovce, vápnité pieskovce, 21 — piesčité vápence — vápnité pieskovce, 22 — povrchový priemet odvodených hraníc priebehu bradlového pásma, 23 — odvodené zlomové hranice vulkanicko-tektonickej depresie, 24 — zlomové hranice lokálnych vulkanicko-tektonických hrastí: a — odvodené, b — predpokladané, 25 — zlomy bez známeho smeru sklonu: a — odvodené, b — predpokladané, 26 — geologické hranice: a — odvodené, b — predpokladané, 27 — lávobrekcie, 28 — realizované vrty: a — v mape, b — v reze, s vyznačením dĺžky, 29 — priebeh rezu H — H', 30 — povrchový priemet hraníc polymetalického ložiska Remetské Hámre: a — zistené, b — predpokladané, 31 — hranice zón epigenetickej mineralizácie, 32 — označenie plutonického telesa, 33 — jazero Morské oko, 34 — žilník s molybdenitovou mineralizáciou.

Fig. 2. Geological map of the Remetské Hámre ore field. Quaternary: 1 — rock slide, 2 — cover units. Morské oko stratovolcano, 4th stage of magmatism: lava and extrusion of the Motrogon-Tŕstie complex: 3 — porphyric pyroxene andesite extrusion, 4 — basic and acidic pyroxene andesite, extrusion and short lava flow. 3rd stage of magmatism (Upper Sarmatian): 5 — contact-metamorphic claystone and sandstone (porcelanite), 6 — high-silica rock and alumina-metasomatite, 7 — stockwork to vein of iron-lead- zinc-silver ore; a — verified, b — presumed. Morské oko intrusive complex: 8 — central plutonic bodies of pyroxene diorite to diorite porphyry, 9 — dyke body (swarm) of pyroxene diorite porphyry, 10 — pyroxene andesite and amphibole-pyroxene andesite: a — extrusion to intrusion, b — dyke body. Lava and volcanoclastics of the Ľadovisko complex: 11 — pyroxene andesite, lava flow, 12 — lapilli-pumice tuff. Lava of the Príkra complex: 13 — Pyroxene andesite, lava flow. Volcano-sedimentary sequence: 14 — epiclastics and pyroclastics of pyroxene andesite. 2nd stage of magmatism (Upper Badenian to Middle Sarmatian): extrusions and intrusions of the Skalný potok complex: 15 — porphyric pyroxene andesite: a — basic, b — acidic. Lava and volcanoclastics of the Okna — Valaškovce complex: 16 — pyroxene andesite, hydrothermally altered, lava flow in the volcano-tectonic depression, 17 — pyroxene andesite, lava flow of the volcano mantle, 18 — lapilli-pumiceous tuff in the volcanotectonic depression, hydrothermally altered. Sediments in the underlier of the Morské oko stratovolcano: flysch sequences of the Magura unit, Paleogene (Eocene): 19 — claystone and sandstone. The Pieniny Klippen Belt (Middle to Upper Cretaceous): 20 — marlstone, calcareous sandstone, 21 — arenaceous limestone to calcareous sandstone, 22 — surficial limits of the buried Pieniny Klippen Belt, 23 — deduced fault limits of the volcano-tectonic depression, 24 — fault limits of local volcano-tectonic horst structures: a — deduced, b — inferred, 25 — fault without known dip: a — deduced, b — inferred, 26 — geological boundary: a — deduced, b — inferred, 27 — lava breccia, 28 — realized drilling site: a — in the map, b — in section with indicated length, 29 — course of the H — H' section, 30 — surficial limits of the Remetské Hámre base-metal deposit: a — proved, b — inferred, 31 — limits of epigenetic mineralized zones, 32 — indication of the plutonic body, 33 — the Morské oko lake, 34 — stockwork of molybdenite ore.

a alumometasomatitov a z malej časti žilnými telesami pyroxenického dioritového porfýru (okolie potoka Kapka). V hlbších častiach štruktúry dominujú propylitizované pyroxenické dioritové porfýry až diority. Sedimentárne podložie sa do vŕtanej hĺbky 1200 m nezistilo. Tento úsek bol overený vrtmi RH-6, RH-11 a RH-14. Významnejšie výskyty rudnej mineralizácie sa nezaznamenali.

Západné obmedzenie všetkých troch sektorov vyššie opísanej rudnej štruktúry možno stotožniť myslenou čiarou medzi Vackovou lúkou a Babou východne od kóty Motrogon (1017,9). Z východu možno všetky tri rudné sektory vymedziť spojnicou kóty Sivá skala (857,7) a jazera Morské oko (obr. 1, 2, 4).

Rudné telesá v ložiskovom území sa nachádzajú v troch litologických prostrediach: v dioritových porfýroch v komplexe intrúzií Morské oko (tab. 1), v sedi-



Obr. 3. Geologický rez polymetalickým ložiskom Remetské Hámre. Vysvetlivky ako pri obr. 2.

Fig. 3. Geological section accross the Remetské Hámre base-metal deposit. Explanations as in fig. 2.

mentárnych súvrstviach podložia vulkanitov, v stratovulkanickom komplexe Okna — Valaškovce (tab. 1).

Podstatná časť (80 %) rudných telies je lokalizovaná v dioritových porfýroch.

Zrudnenie v žilných telesách vrchnosarmatských dioritových porfýrov

Vyskytuje sa v strednom sektore ložiskového územia vo vonkajšej polymetalickej aureole predpokladanej hlboko uloženej pňovitej dioritovej intrúzie A. Sú tu žilníky a žily Fe-Zn-Pb-Ag-Sb mineralizácie, ktorú prevítal vrt RH-4 v hĺbke 993,4—1182,0 m a vrt RH-8 v hĺbke 801,4—1201,0 m. Tieto z hľadiska mocnosti, chemických vlastností a množstva zdrojov priemyselné akumulácie zrudnenia sú úzko späté s miestom prieseku roja žilných dioritových a dioritovo-porfýrových telies cez súvrstvie vonkajšieho (magurského) paleogénu. Na tomto prieseku v hĺbke 800 až 1200 m sa v prostredí propylitizovaných, silicifikovaných, turmalinizovaných, biotitizovaných a pyrotinizovaných pyroxenických dioritových a granodioritových porfýrov sformovali hlavne žilno-žilníkové rudné telesá. Sú pretiahnuté severojužným smerom, dlhé 100 až 300 m, široké 100—200 m, s premenlivou navŕtanou hrúbkou 1,0—7,0 m (pravá mocnosť je v rozpätí 0,41—5,36 m). Vznikli pri postupnom znižovaní termality

TAB. 1

Štruktúrne komplexy stratovulkánu Morské oko
Structural complexes of the Morské oko stratovolcano

Stratigrafia	Časové a formačné členenie	Typ vulkánu	Štruktúrne komplexy
spodný panón	štvrtá etapa magmatizmu a štvrtá intermediárna formácia	monovulkány (vrcholové telesá, krátke lávové prúdy)	2. komplex Vihorlat-Tŕstie 1. komplex Motrogon-Strihovská poľana
vrchný sarmat	tretia etapa magmatizmu a tretia intermediárna formácia	bočný (trhlinový) vulkán Múr — Lysák	2. intruzívny komplex Morské oko b) subkomplex dioritových intrúzií b) subkomplex andezitových extrúzií a intrúzií 1. komplex láv a vulkanoklastík Príkra
		bočný (trhlinový) vulkán Vihorlat	2. komplex andezitových intrúzií Červený klin 1. komplex láv a vulkanoklastík Ladovisko
		parazitný vulkán Sokolský potok	2. komplex andezitových intrúzií Ostrý 1. komplex láv a vulkanoklastík Rozdielňa
		parazitný vulkán Levkova	2. komplex intrúzií a extrúzií Jasenovský vrch 1. komplex láv a vulkanoklastík Levkova
		parazitný vulkán Ladomírov	1. komplex andezitových intrúzií Ladomírov
stredný sarmat až vrchný báden, vrchná časť	druhá etapa magmatizmu a prvá intermediárna formácia	spodný čiastkový areálny vulkán Morské oko	4. komplex andezitových intrúzií a extrúzií Skalný potok 3. komplex andezitových intrúzií a extrúzií Voniaca — Zempl. Hámre 2. nečlenený komplex intrúzií a extrúzií Porubský potok 1. komplex láv a vulkanoklastík Okna-Valaškovce
vrchný báden, spodná časť	prvá etapa magmatizmu a úvodná, acidná formácia	centrá acidného vulkanizmu	2. extruzívny komplex Beňatina 1. explozívny komplex Boroľa

roztokov od vysokotermálneho vzácnokovového štádia (molybdenit, minerály Bi, pyrotín, minerály Sn, turmalín) cez mezotermálne štádium hlavnej výplne rudných telies (pyrotín, pyrit, sfalerit, galenit) po nízkotermálne kremeňovo-karbonátové sulfidické štádium (pyrit, markazit, boulangerit, antimonit) v závere charakterizované prítomnosťou zeolitov. Najrozšírenejšími rudnými minerálmi sú pyrotín, pyrit, sfalerit a galenit. V podradnej miere sú prítomné arzenopyrit, boulangerit a antimonit.

Zrudnenie v sedimentárnych súvrstviach

Žilno-žilníkové polymetalické zrudnenie je overené v južnom sektore ložiskového územia, v prostredí termálne zmenených vápnitých pieskovcov, slieňovcov, piesčitých vápencov stredno až vrchnokriedového pieninského bradlového obalu. Malé výskyty boli zistené v kontaktných rohovcoch — porcelanitoch po ílovcoch vonkajšieho magurského paleogénu v strednom sektore ložiskového územia. Na základe termálnej zonálnosti epigenetickej mineralizácie sa všetky opísané zrudnenia nachádzajú v exokontakte predpokladanej veľmi pravdepodobnej ústrednej plutonickej intrúzie A v podloží stratovulkanického komplexu Okna — Valaškovce (tab. 1). Fe-Zn-Pb-Ag mineralizáciu overili vrty RH-5, RH-7 a RH-8 v hĺbkach 800 až 1200 m. Tieto vo vrtoch do 1,5 m mocné žilníky a hniezdovité až liate výplne poruchových zón sa nachádzajú v neďalekom podloží andezitoidného stratovulkanického komplexu. Z premien sa tu uplatňuje karbonatizácia v podobe kalcitových žiliek a pyritizácia vo forme impregnácií.

Zrudnenie v stratovulkanickom komplexe

Žilno-žilníkové zrudnenie (najmenej významná polymetalická mineralizácia) je obmedzené na južný sektor ložiskového územia. Pre územie je typické veľké množstvo drobných, väčšinou bezvýznamných polymetalických žilkových výskytov. V zmenených andezitových lávach komplexu Okna — Valaškovce (tab. 1) bolo vo vrtoch RH-5, RH-7, RH-18 a RH-19 zaregistrovaných 21 makroskopicky viditeľných sfaleritovo-galenitových rudných výskytov. Z premien sa uplatňuje argilitizácia, chloritizácia, karbonatizácia, pyrotinizácia a pyritizácia.

Prognózne ocenenie polymetalického zrudnenia

Z hľadiska priemyselného využitia hlavnými minerálmi sú sfalerit a striebronosný galenit, ktoré spolu s plstnatými rudami dávajú ložisku Remetské Hámre polymetalický charakter. Premenlivosť chemizmu rudných telies v priestore jednotlivých litologických prostredí názorne ilustruje tab. 2.

Vrtným prieskumom overené ložiskové územie má rozlohu 0,585 km^2. Navŕtaná priemerná mocnosť rudných polôh je 3,31 m. (Priemerná pravá mocnosť rudných telies je 2,43 m, sklon rudných polôh je v rozmedzí 12—69° od horizontály.) Zistené prognózne zdroje kategórie P_1 predstavujú 13,6 miliónov ton polymetalických rúd s takouto priemernou kvalitou: Pb 0,787 %, Zn 1,878 %, Sb 0,040 %, Ag 21,24 g/t, Au 0,007 g/t. Významnou nepriaznivou okolnosťou je, že 85 % overených zdrojov rúd sa nachádza v hĺbke 800 až 1000 m pod miestnou erozívnou bázou.

Overené polymetalické ložisko Remetské Hámre dokazuje, že v oblasti Vihorlatu sa vytvorili priemyselne významné akumulácie rúd. Výsledky geologického prieskumu tiež ukázali, že je reálna perspektíva nájsť takéto akumulácie s priaznivým erozívnym zrezom (napr. na loka-

TAB. 2

Chemické zloženie rudných telies polymetalického ložiska Remetské Hámre
Chemical composition of ore bodies in the polymetal deposit of Remetské Hámre

Obsah v % a v ppm (*)	I			II	III
	Vrt RH-4 1068,5 — 1075,5 m	Vrt RH-4 1083,5 — 1088,5 m	Vrt RH-8 1181,8 — 1183,8 m	Vrt RH-7 895,3 — 896,8 m	Vrt RH-5 783,3 — 784,3 m
Cu	0,01	0,014	0,024	0,009	0,007
Pb	0,55	1,12	0,53	0,84	3,95
Zn	1,55	3,08	1,24	2,45	0,22
Sb	0,012	0,059	0,014	0,004	0,072
Fe	6,02	7,59	nest.	10,71	4,56
Mn	0,53	1,00	nest.	0,19	0,09
S	4,60	6,88	nest.	10,35	2,21
SiO_2	47,15	42,68	nest.	nest.	nest.
As	nest.	nest.	0,011	0,043	1,55
Au*	st.	st.	0,07	st.	0,22
Ag*	15,02	28,91	49,0	10,4	179,0
Mo*	4,5	st.	st.	st.	st.
Bi*	5,1	5,7	56,0	st.	148,0
W*	2,5	0,7	st.	st.	st.

I — plutonické prostredie dioritových porfýrov, II — plutonické prostredie zrudnenia v sedimentárnych horninách, III — vulkanogénne prostredie andezitových láv komplexu Okna — Valaškovce.

litách v závere Porubského alebo Sokolského potoka).

Vzácnokovová mineralizácia

Sporadické a veľmi drobné výskyty tejto mineralizácie sú rozptýlené v severnom, čiastočne aj v strednom sektore polymetalického ložiska Remetské Hámre. Sú viazané na nadložné pripovrchové časti argilitizovaných, silicifikovaných, turmalinizovaných a propylitizovaných andezitových porfýrov komplexu Skalný potok (vrty RH-8, RH-11), na pripovrchovú zónu hlboko erodovanej pyroxenickej dioritovoporfýrovej až dioritovej intrúzie B (vrty RH-6, RH-14), ako aj na kontakty a v blízkosti kontaktov tejto intrúzie vyskytujúce sa andezitové efúzie a kráterové brekcie komplexu Okna — Valaškovce. Pre kontakty vyššie uvedených magmatitov (zóna výskytu vzácnokovovej mineralizácie) sú typické väčšie alebo menšie metasomatické telesá sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov s rozmermi 50 × 100 m až 100 × 200 m, ktoré tvoria „čiapku" intrúzie dioritov a dioritových porfýrov. Tieto metasomatické telesá, ako ukazujú petrografické výskumy, boli vytvorené jednak na úkor dioritovej intrúzie, ako aj na úkor okolitých andezitov komplexov Skalný potok a Okna — Valaškovce (tab. 1). Horniny sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov sú zastúpené nasledujúcimi asociáciami podstatných minerálov so zastúpením nad 10 %: 1. topás, andaluzit, amónna hydrosľuda; 2. tridymit, kaolinit, topás; 3. kremeň, topás; 4. andaluzit, topás; 5. kremeň, diaspor, topás, korund; 6. kremeň, turmalín; 7 dia-

Obr. 4 .Schéma horizontálnej zonálnosti prvkov epigenetickej rudnej mineralizácie na území rudného poľa Remetské Hámre na základe výsledkov pôdnej geochémie. 1 — zóna Mo-Bi (Fe-As-Te-Sn-B) mineralizácie, 2 — zóna Pb-Zn-Ag (Fe-As-B-Mo-Bi) mineralizácie, 3 — zóna Pb-Zn-Ag a Hg mineralizácie, 4 — sumárne pôdnogeochemineralizácie, 3 — zóna Pb-Zn-Ag a Hg mineralizácie, 4 — sumárne pôdnogeochemické anomálie Mo + Bi, obsah nad (x' + 2 S), 6 — pôdnogeochemické anomálie Hg, obsah nad (x' + 2 S), 7 — intravulkanické intrúzie a extrúzie pyroxenického andezitového porfýru komplexu Motrogon — Třstie, 8 — žily amfibolicko-pyroxenického a pyroxenického andezitového porfýru intruzívneho komplexu Morské oko, 9 — pyroxenický andezitový porfýr — extrúzie a intrúzie komplexu Skalný potok, 10 — pyroxenický andezit — extrúzie a intrúzie komplexu Voniaca — Zemplínske Hámre, 11 — povrchový priemet odvodených hraníc priebehu pieninského bradlového pásma v podloží vulkanitov, 12 — odvodené zlomové hranice vulkanicko-tektonickej depresie (rudného poľa Remetské Hámre), 13 — zlomové hranice lokálnych vulkanicko-tektonických hrastov: a — odvodené, b — predpokladané; 14 — zlomy bez známeho smeru a sklonu: a — odvodené, b — predpokladané; 15 — geologické hranice: a — odvodené, zistené, b — predpokladané; 16 — realizované vrty, 17 — priebeh rezu H — H', x' — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka.

spor, hydrosľuda (obr. 3).

Indície vzácnokovovej mineralizácie sa našli vo vrte RH-8, kde v hĺbke 132,0—132,5 m boli uprostred argilitizovaných andezitových porfýrov komplexu Skalný potok navŕtané do 0,5 cm veľké šupinky molybdenitu. Chemicky sa táto mineralizácia prejavuje v pripovrchových častiach vrtov RH-4, RH-6, RH-8, RH-11, RH-12 a RH-14 do maximálnej hĺbky 400,0 m.

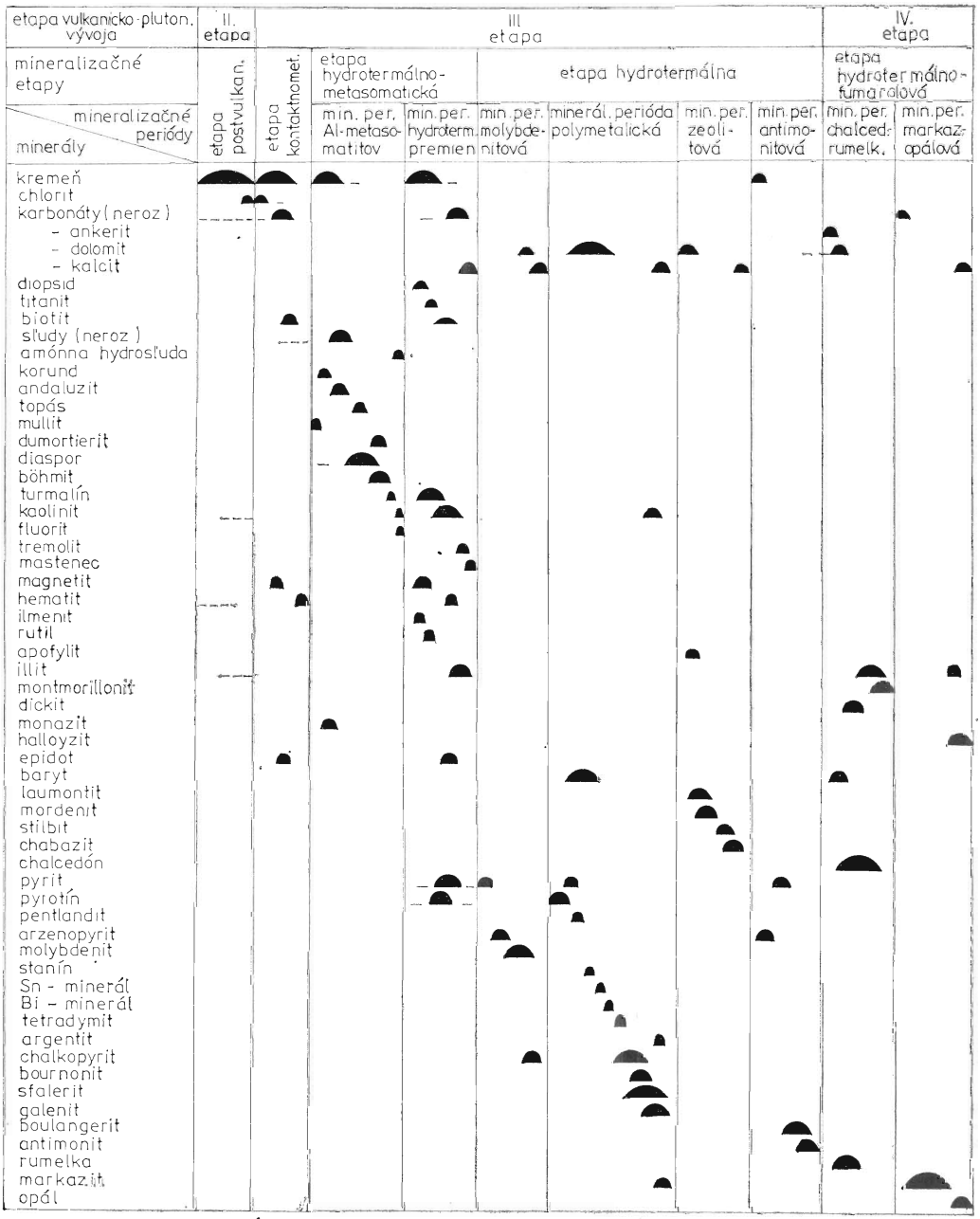
Ide tu o sporadické prejavy zvýšených obsahov Mo v rozpätí 10—470 ppm, Bi v rozpätí 10—320 ppm a Sn v rozpätí 15—259 ppm, čo je odrazom dioritovej intrúzie B (obr. 3 a 4).

Rudonosná štruktúra centrálnej vulkanickej zóny Porubský potok

Je situovaná v západnej časti vulkanicko-tektonickej depresie medzi kótami Vihorlat (1075,5), Tŕstie (951,0), Múr (832,6) a Ľadovisko (893,9). Ide o VZ lokálnu synvulkanickú hrasťovú štruktúru pozostávajúcu z hydrotermálne zmenených hornín. Štruktúra má dve jadrá zo sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov rozmerov 750×750 m a 750×500 m s nasledujúcimi fáciami hornín: 1. kremeň, diaspor, andaluzit, topás, mullit; 2. tridymit, diaspor, andaluzit, topás, mullit; 3. dickit, andaluzit, tridymit; 4. kremeň, topás, hydrosľuda; 5. kremeň, kaolinit, joseit A. Okolo vyššie uvedeného jadra hornín — metasomatitov — je zóna argilitizovaných a pyritizovaných, hydrotermálne väčšinou rozložených pyroxenických andezitov. Vonkajšiu zónu štruktúry tvoria propylitizované pyroxenické andezity.

Celú sériu zmenených magmatitov zaraďujeme do komplexu efuzívnych, explozívnych, extruzívnych a intruzívnych hornín Porubský potok, patriacemu vrchnému bádenu — spodnosarmatskému spodnému čiastkovému vulkánu Morské oko (tab. 1). Štruktúra má smernú dĺžku 3,5 km a priečnu šírku 2,5 km. Nad jadrami kvarcitických metasomatitov sú význačné pôdne geochemické anomálie Mo, Bi, Sn (dosahujúce obsah desiatky ppm), zatiaľ čo nad okolitými zmenenými andezitmi sú anomálie Pb, Zn, Ag (dosahujúce obsah stovky ppm). Indície rudnej mineralizácie na tejto štruktúre boli zatiaľ zistené len v sekundárnych kvarcitoch. Bi minerál joseit A sa našiel v sekundárnych kvarcitoch v telese južne od kóty Tŕstie (951,0). Vystupuje tu vo forme drobných, zriedkavých zŕn, vo forme impregnácie pre-

◀ Fig. 4. Scheme of horizontal zoning of elements in the epigenetic mineralized area of the Remetské Hámre ore field from soil geochemistry data. 1 — Mo-Bi (Fe-As-Te-Sn-B) zone, 2 — Pb-Zn-Ag (Fe-As-B-Mo-Bi) zone, 3 — Pb-Zn-Ag and Hg zone, 4 — cumulative soil-geochemical anomaly of Pb + Zn + Ag (x' + 2 S value), 5 — cumulative soil-geochemical anomaly of Mo + Bi (x' + 2 S value), 6 — soil-geochemical anomaly of Hg (x' + 2 S value), 7 — intravolcanic intrusion and extrusion of porphyric pyroxene andesite in the Motrogon-Tŕstie complex, 8 — amphibole-pyroxene to pyroxene porphyric andesite in the Morské oko intrusive complex, 9 — porphyric pyroxene andesite, extrusive and intrusive body in the Skalný potok complex, 10 — pyroxene andesite, extrusive and intrusive body in the Voniaca-Zemplínske Hámre complex, 11 — surficial limits of deduced outline of the Pieniny Klippen Belt in the underlier of volcanites, 12 — deduced fault limits of the volcano-plutonic depression (the Remetské Hámre ore field), 13 — fault limits of local volcano-tectonic horst structures: a — deduced, b — inferred, 14 — fault without known dip: a — deduced, b — inferred, 15 — geological boundary: a — deduced, known, b — inferred, 16 — realized drilling, 17 — section H — H', x' — arithmetic mean, S — standard deviation.



Obr. 5. Schéma časového vývoja mineralizácie v stratovulkáne Morské oko.

Fig. 5. Scheme of chronological development of ore-producing processes in the Morské oko stratovolcano.

kremenenej a kaolinizovanej horniny alebo v drobných karbonátových žilkách s ojedinelými hniezdami joseitu A. Z hematitizovaných sekundárnych kvarcitov a z 1—5 cm mocných žiliek červeného zemitého hematitu je známa takáto distribúcia prvkov: Mo od stôp do 115 ppm, Bi od stôp do 530 ppm, W od stôp do 60 ppm, B od stôp do 1455 ppm, Cu od 3 do 66 ppm, Pb od stôp do 730 ppm, Zn od 7 do 230 ppm, As od stôp do 1,15 %, F od 0,27 do 6,44 %, Fe od 3,70 do 25,34 %.

Časový vývoj magmatizmu a epigenetickej mineralizácie

Schéma časového vývoja mineralizácie na ložisku Remetské Hámre odráža v prvom rade vulkanicko-plutonický vývoj stratovulkánu Morské oko. Boli tu vyčlenené štyri etapy magmatického vývoja (Bacsó, 1979, 1986) charakterizované vulkanizmom a intruzívnou činnosťou. Odozvou tohto vývoja je aj vývoj mineralizačných etáp (obr. 5).

Zrudňovacie procesy späté s 1. etapou vývoja

Odohrali sa vo Vihorlatských vrchoch v spodnej časti vrchného bádenu. Reprezentuje ich komplex explozívnych ryolitových tufov typu Boroľa a komplex ryodacitových extrúzií typu Beňatina (tab. 1). Na ložiskovom území horniny týchto komplexov nie sú známe a nepoznáme ani prejavy epigenetickej mineralizácie, ktorú by sme mohli s nimi spájať.

Zrudňovacie procesy späté s 2. etapou vývoja

Magmatické prejavy mali intermediárny charakter a odohrali sa vo vrchnom bádene až strednom sarmate (Bacsó et al., 1986). Počas vulkanickej aktivity došlo k efúziám pyroxenických andezitov, explóziám vulkanoklastík a k vzniku extruzívno-intruzívnych telies andezitových porfýrov. V záverečných fázach magmatizmu došlo k prepadnutiu centrálnych vulkanických zón Morské oko a Porubský potok a vytvorila sa vulkanicko-tektonická depresia centrálneho Vihorlatu (Bacsó, 1985). Uvoľnením plynov odrážajúcich sa v intenzívnej postvulkanickej činnosti a vznikom areálnych hydrotermálnych premien došlo lokálne aj k vzniku sekundárnych kvarcitov. Ich minerálne zloženie je veľmi jednotvárne. Okrem hlavného kremeňa v podradnom množstve vznikol hematit, illit, kaolinit a miestami aj karbonáty.

Zrudňovacie procesy späté s 3. etapou vývoja

Sú najintenzívnejšou a hlavnou rudonosnou etapou v celom stratovulkáne Morské oko, spätou so záverečným štádiom magmatickej činnosti vo vrchnom sarmate. Vulkanizmus sa obnovil v mnohých čiastkových kužeľoch a prejavoval sa mnohonásobnými efúziami pyroxenických andezitov a len lokálne menšími prejavmi explozívnej aktivity. V konečných štádiách vrchnosarmatskej magmatickej aktivity vznikol rozsiahly subvulkanický a intruzívny komplex dajkových, sillových a pňovitých telies pyroxenických andezitových porfýrov, dioritových porfýrov, granodioritového porfýru, dioritov, gabrodioritov. Vertikálna mocnosť intruzívneho komplexu Morské oko je od X do 1000 m. S prenikom týchto komplexov súvisí vznik kontaktnometasomatických hornín v ich okolí a na ne je viazaná aj hydrotermálna a hydrotermálnometasomatická mineralizácia. Počas III. magmatickej etapy vznikli v horninách II. a III. etapy tri mineralizačné etapy s niekoľkými mineralizačnými periódami (obr. 5).

TAB. 3

Rudné formácie a minerálne asociácie rudného poľa Remetské Hámre
Ore formations and mineral associations of the Remetské Hámre ore field

Vývojové neogén. magmatické etapy		Vek	Vývojové mineralizačné etapy	Rudné formácie	Minerálno-parageneticke asociácie	Forma zrudnenia	Minerálne zloženie	
charakt. etapy	petrogr. zloženie						Hlavné minerály	Vedľajšie a akcesorické minerály
I. etapa acidná	ryolit. tufy, telesá	vrchný báden	nie sú známe					
II. etapa intermediár.	andezity pyroklas.	vrchný báden stredný sarmat	postvulkanická etapa	formácia monokvarcitov	kremeň (±hematit)	telesá	kremeň	karbonáty, illit, kaolinit, hematit
III. etapa intermediár.	andezity pyroklas. diorit. a andezit. porfýry, granodior. monzodior. a gabrodior. porfýry	vrchný sarmat	kontaktno-metamorfná etapa		kremeň (±karbonáty)	telesá	kremeň	karbonáty, chlorit, sľudy, epidot, hematit, magnetit
			hydrotermálnometasomatická etapa	formácia Al-metasomatitov	topás, andaluzit, korund	telesá	topás, andaluzit, kremeň	korund, böhmit, diaspor, mullit, chlorit, rutil, hydrosľuda, dumortierit, fluorit, turmalín, monazit, apatit, hematit, argentit
					kremeň, andaluzit	telesá, žilky, hniezda	kremeň, andaluzit	topás, kaolinit, rutil, fluorit, apatit, hematit

Pokračovanie tab. 3

			hydrotermálna etapa	Fe formácia (pyrit, pyrotín, hematit)	ílové minerály, pyrit, pyrotín	žilky, impreg., hniezda, areál. premeny	illit, kaolinit, pyrit, pyrotín	karbonáty, kremeň, chlorit, montmorillonit, hematit, titanit, diopsid
					karbonát, epidot	žilky, hniezda, areál. premeny	karbonáty, epidot	pyrit, chlorit, illit, kremeň, biotit, tremolit, mastenec, hematit, rutil
					kremeň, turmalín	žilky, impreg., areál. premeny	kremeň, turmalín	kaolinit, illit, pyrit, pyrotín, titanit, diopsid
				Mo-Bi-As-Fe vzácnokovová formácia	kremeň, arzenopyrit, molybdenit	žilky	kremeň, molybdenit, arzenopyrit	karbonáty, pyrit, chalkopyrit, kaolinit
					karbonát, chalkopyrit	žilky	karbonáty, chalkopyrit	kremeň, pyrit, pyrotín, arzenopyrit
				Au-Ag-Cu-Pb-Zn (±Sb) (polymetalická) formácia	karbonát, pyrit, pyrotín	žilky, hniezda	pyrit, pyrotín, karbonáty	kremeň, chalkopyrit, arzenopyrit, kaolinit, pentlandit, markazit
					kremeň, karbonát, polymetály	žilky, brekcie, hniezda	galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit, kremeň, karbonáty	pyrotín, arzenopyrit, stanín, minerál Sn, minerál Bi, bournonit, kaolinit, baryt, markazit
					karbonát, zeolit	žilky	laumontit, mordenit, chabazit, stilbit, karbonáty	illit, pyrit, apofylit
					pyrit (±markazit)	žilky	pyrit	markazit, karbonáty, kremeň, illit, kaolinit

Pokračovanie tab. 3

Vývojové neogén. magmatické etapy		Vek	Vývojové mineralizačné etapy	Rudné formácie	Minerálno-paragenetické asociácie	Forma zrudnenia	Minerálne zloženie	
charakt. etapy	petrogr. zloženie						Hlavné minerály	Vedľajšie a akcesorické minerály
			hydrotermálna etapa		karbonát, pyrit, chlorit	žilky	karbonáty, pyrit, chlorit	illit, hematit, kremeň
					kalcit	žilky, hniezda	kalcit	dolomit, Mn-kalcit, galenit, sfalerit, pyrit
					kremeň, karbonát, antimonit	žilky	kremeň, karbonáty, antimonit, boulangerit	pyrit, sfalerit, galenit, illit, kaolinit, chalcedón, markazit
IV. etapa intermediár.	andezity, andezitoidné dacity, andezitoidné bazalty	spodný panón	hydrotermálno-fumarolová etapa	Hg formácia	kremeň, karbonát, chalcedón (+pyrit)	žilky	kremeň, karbonáty, chalcedón	pyrit, halloyzit, montmorillonit, markazit, dickit
					karbonát, rumelka	žilky	karbonáty, rumelka	pyrit, halloyzit, markazit, illit, dickit
					markazit (+opál, chalcedón)	žilky, hniezda, impregnácie	markazit	opál, chalcedón, illit, halloyzit, montmorillonit
					chloropál, nontronit	hniezda, žilky	chloropál, nontronit	ílové minerály, tridymit

Kontaktnometamorfná etapa mineralizácie

Má pomerne jednoduchý minerálny vývoj, ale značné rozšírenie. Vrty RH-4, RH-7, RH-8 a RH-12 ju zistili vo vývoji kontaktných rohovcov — porcelanitov, vrt RH-7 vo vývoji skarnizovaných karbonátových hornín. Mineralogické zloženie týchto hornín je veľmi variabilné. Na ich zložení sa podieľa hlavne kremeň, menej karbonáty, chlority, sľudy, epidot, magnetit a hematit. Patria do jednej minerálnej asociácie (kremeň ± karbonáty; tab. 3).

Hydrotermálnometasomatická etapa mineralizácie

Jej rudolokalizujúcim prostredím sú intruzívne telesá, dajky dioritových a andezitových porfýrov, okolité vulkanické horniny (lávy a vulkanoklastiká komplexu Okna — Valaškovce) a silicifikované kráterové brekcie centrálnej vulkanickej zóny Morské oko. Táto mineralizačná etapa má najvyšší termálny charakter epigenetickej mineralizácie v počiatočných fázach s pneumatolytickými až vysokohydrotermálnymi prejavmi v produktoch II. etapy magmatického vývoja (pravdepodobne zachované, resp. obnovené staršie prívodné cesty rudonosných roztokov). Staršie telesá monokvarcitov boli metasomaticky prepracované za prítomnosti hydroteriem, ktoré podmienili vznik topásu, andaluzitu, korundu, böhmitu, diasporu, mullitu, turmalínu, fluoritu atď. (tzv. formácia Al-metasomatitov), miestami obohatených minerálmi vzácnokovovej formácie (Mo, Bi, Te, Sn, As atď.).

V samotných intruzívnych subvulkanických a vulkanických horninách došlo k intenzívnym hydrotermálnometasomatickým procesom za vzniku žilníkovo-impregnačných, miestami aj hniezdovitých akumulácií pyritu a pyrotínu. Tmavé horninotvorné minerály boli ako súčasť biotitizácie, propylitizácie, silicifikácie, turmalinizácie, pyritizácie aj pyrotinizácie (tzv. Fe formácia) dezintegrované, zatlačané ílovými minerálmi, karbonátmi, kremeňom, miestami aj epidotom, chloritom, tremolitom, mastencom. Typický vývoj týchto minerálnych výplní bol pozorovaný vo vrtoch RH-4, RH-11 a RH-6.

Táto hydrotermálnometasomatická etapa mineralizácie prebehla v dvoch mineralizačných periódach: v staršej — perióde Al-metasomatitov a v mladšej — perióde intenzívnych hydrotermálnych premien. Počas nich vzniklo niekoľko minerálnych asociácií (tab. 3): 1. topás, andaluzit, korund; 2. kremeň, andaluzit; 3. ílové minerály, pyrit, pyrotín; 4. karbonát, epidot, 5. kremeň, turmalín.

Hydrotermálna etapa mineralizácie

Je najrozšírenejšia a tvorí aj najvýznamnejšie akumulácie farebných kovov. Je v podstate pokračovaním predchádzajúcej etapy mineralizácie a najväčšie uplatnenie má v plutonogénnych zónach dajkových a sillových telesách dioritových porfýrov, menej v sedimentárnych horninách pieninského bradlového obalu (vrty RH-4, RH-7, RH-8) v hĺbkach 800—1200 m. V stratovulkanickom komplexe Okna — Valaškovce je rozšírená veľmi sporadicky (vrty RH-5, RH-7, RH-18, RH-19), preto ložisko Remetské Hámre radíme k plutonogénnemu typu. Od predchádzajúcich etáp mineralizácie sa líši morfoštruktúrne a vývojom mineralizačných periód. Jednotlivé mineralizačné periódy sa líšia nielen minerálnym obsahom, ale aj termálnym charakterom a kvantitatívnym rozšírením. Staršia mineralizačná perióda — molybdenitová — je prítomná na rozhraní staršej hydrotermálnometasomatickej etapy mineralizácie a mladšej hydrotermálnej etapy. Je vyvinutá

iba lokálne, väčšinou v blízkosti intruzívnych telies alebo v nich samých. Okrem Mo sa v nej nachádza aj Bi, Sn, F a As. Má žilníkový a impregnačný vývoj a je zložená z kremeňa, topásu, arzenopyritu, molybdenitu, pyritu, miestami aj chalkopyritu, tetradymitu, joseitu A. Trhlinky, resp. puklinky žiliek boli v závere vyplnené karbonátmi. Pyrit je sčasti drvený a hydrotermálne korodovaný. Celú túto mineralizačnú periódu predchádzala silicifikácia a tiež veľmi rozšírená turmalinizácia.

Hlavná mineralizačná perióda v celej oblasti ložiska má polymetalický charakter, žilný a žilníkový vývoj, v bezprostrednom okolí žiliek s jemnou impregnáciou sulfidov. Najrozšírenejším minerálom je sfalerit a galenit v asociácii s karbonátmi a kremeňom. Vzácny je baryt. Najbežnejšími minerálmi žiliek sú pyrit, menej pyrotín. Drobné pukliny v nich vypĺňa zriedkavý chalkopyrit. Mikroskopicky sú v monoklinických pyrotínoch pozorovateľné ojedinelé inklúzie pentlanditu alebo submikroskopické zrnká bližšie neurčených minerálov Bi a Cu. V chalkopyritoch sú zriedkavé odmiešaniny stanínu. Hlavné rudné minerály, sfalerit a galenit, majú hrubokryštalický až strednokryštalický vývoj. Sfalerit je čierny až čiernohnedý, s obsahom 10 až 12 % Fe, s častými odmiešaninami chalkopyritu a pyrotínu. Bournonit tvorí iba mikroskopické zrná vo sfalerite aj galenite. Rozšíreným sulfidom je markazit, často zatláčajúci kryštalické agregáty pyrotínu. Trhlinky s polymetalickou mineralizáciou sú niekedy vyplnené práškovými agregátmi kaolinitu.

Táto mineralizačná perióda bola ukončená, resp. miestami pozvoľne pokračovala mladšími hydrotermálnymi prínosmi komponentov za vzniku zeolitov (chabazit, stilbit, laumontit) a antimónovej mineralizačnej periódy. Jej produkty sa väčšinou prekrývajú s polymetálmi, vypĺňajú stredné časti žiliek, pokrývajú agregáty karbonátov, kremeňa a sfaleritu (RH-4 a RH-8). Vyplnené sú kryštálikmi antimonitu, boulangeritu, pyritu a arzenopyritu. Touto antimonitovou mineralizačnou periódou bola ukončená hydrotermálna etapa mineralizácie. Celý súbor minerálov, ktoré vznikli počas tejto etapy, rozdeľujeme na niekoľko minerálnych asociácií (tab. 3) s často sa prekrývajúcimi mineralizačnými periódami: 1. kremeň, arzenopyrit, molybdenit; 2. karbonát, chalkopyrit; 3. karbonát, pyrit, pyrotín; 4. kremeň, karbonát, polymetály; 5. karbonát, zeolit; 6. pyrit (± markazit); 7. karbonát, pyrit, chlorit; 8. kalcit; 9. kremeň, karbonát, antimonit.

Zrudňovacie procesy späté so 4. etapou vývoja

Jej produkty vystupujú vo forme morfologicky výrazných hrebeňových lávových prúdov a vrcholových kupolových telies. Priestorovo sú sústredené na zlomy ohraničujúce vulkanicko-tektonickú depresiu. V tejto etape sú rozšírené pyroxenické andezity, andezitoidné dacity a bazaltoidné andezity, lokalizované prevažne v periférnych častiach vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu. Táto etapa magmatizmu má tiež intermediárny charakter. S doznievaním vulkanizmu v celej tejto oblasti spájame hydrotermálno-fumarolovú až fumarolovú etapu mineralizácie, ktorá je nízkotermálna a jej odrazom sú prejavy chalcedónovo-rumelkovej a markazitovo-opálovej mineralizačnej periódy. Staršia chalcedónovo-rumelková mineralizačná perióda spadá do rozhrania hydrotermálnej a fumarolovej činnosti, prejavujúcej sa iba v periférnych častiach vulkanicko-tektonickej depresie stratovulkánu Morské oko. Jej vývoj je žilníkový a impregnačný, s kar-

bonátmi, ílovými minerálmi a chalcedónom. So skončením celej vulkanickej aktivity súvisí markazitovo-opálová mineralizačná perióda fumarolového charakteru. Jej prejavy spočívajú v intenzívnej karbonatizácii a argilitizácii hornín s lokálnymi výskytmi opálov a chloropálov.

Táto najmladšia mineralizačná etapa pozostáva v podstate zo štyroch mineralizačných asociácií (tab. 3): 1. kremeň, karbonát, chalcedón; 2. karbonát, rumelka; 3. markazit (± opál, chalcedón); chloropál, nontronit.

Rudné formácie

Na polymetalickom ložisku Remetské Hámre sme riešili aj vzťah magmatizmu k zrudneniu v zmysle zaužívanej „formačnej analýzy" (Kuznecov, 1972; Konstantinov, Sirotinskaja, 1974; Chaikovskij, 1978).

Epigenetická mineralizácia je spätá s magmatickými komplexmi a priestorovo a časovo je viazaná na vývoj stratovulkánu Morské oko. Zrudnenie možno spájať s hypoabysálnymi úrovňami magmatizmu intrúzií A a B. Rudolokalizujúcim prostredím je centrálna zóna stratovulkánu Morské oko. Na základe charakteru vývoja mineralizácie a paragenézy minerálov rozlišujeme v rôznom stupni rozšírenia niekoľko rudných formácií a minerálnych asociácií, často sa vyskytujúcich na rovnakých štruktúrach (tab. 3).

V periférnej časti stratovulkánu Morské oko sa vyskytujú produkty najmladšej mineralizácie Hg formácie, ktorá je viazaná na dozvuky vulkanizmu v celej oblasti Vihorlatských vrchov. Reprezentovaná je niekoľkými minerálnymi asociáciami (tab. 3), vzájomne sa prekrývajúcimi alebo vyskytujúcimi sa oddelene. Najvýznamnejšia je kremeňovo-karbonátovo-chalcedónová a markazitová minerálna asociácia. Tvoria ju žilky, hniezda a impregnácie vulkanických hornín a majú hydrotermálno-fumarolový až fumarolový ráz. Karbonátovo-rumelková minerálna asociácia je viac-menej indikovaná v tzv. „suchých šlichoch" z okolia kóty Tŕstie (951,0) a Motrogon (1017,9). Chloropálová a markazitová minerálna asociácia je rozšírená v širších regiónoch, nie vždy je závislá od vývoja stratovulkánu.

Centrálne časti stratovulkánu Morské oko sú rudolokalizujúcim prostredím pre hydrotermálnu, hydrotermálnometasomatickú a kontaktnometamorfnú etapu mineralizácie s vývojom formácie Al-metasomatitov, Fe formácie (pyrit, pyrotín, hematit, magnetit), lokálne aj vzácnokovovej formácie a polymetalickej formácie. V rámci každej formácie rozlišujeme niekoľko minerálnych asociácií (tab. 3). Najstaršie prejavy epigenetickej mineralizácie v stratovulkáne Morské oko sú viazané na II. etapu neogénneho magmatizmu (vrchný báden — stredný sarmat) za vzniku sekundárnych kvarcitov monominerálneho zloženia. Mladšie formácie sú odrazom ďalšieho magmatického vývoja stratovulkánu: rozsiahlych intruzívnych procesov s pomerne širokou diferenciačnou škálou produktov. Prenikom intruzívnych telies dochádzalo k hydrotermálnometasomatickým procesom, za priaznivých podmienok k vzniku Al-metasomatitov a k intenzívnej pyritizácii a pyrotinizácii magmatických hornín. Prejavy magmatizmu vo vrchnom sarmate podmienili vznik postmagmatických hydrotermálnych procesov za vzniku Au, Ag, Pb, Zn, Cu a Sb.

Celkove vo vulkanicko-tektonickej depresii stratovulkánu Morské oko rozlišujeme v rôznom stupni rozšírenia šesť rudných formácií a desiatky minerálnych asociácií (tab. 3).

Zonálnosť mineralizácie

Epigenetická mineralizácia oboch cen-

trálnych vulkanických zón stratovulkánu Morské oko (resp. v rudnom poli Remetské Hámre) je spätá s plutonogénnou magmatickou činnosťou a je v úzkej časovej spätosti s vývojom lokálnych vulkanicko-plutonických systémov. Všeobecnou zákonitosťou mineralizácie je zonálna distribúcia rudných polôh, jednotlivých minerálov, paragenetických asociácií a význačných rudoindikujúcich prvkov, predovšetkým Pb, Zn, B, F, Ag, Mo, Bi, Sn a Hg. Táto priestorová distribúcia odráža aj pulzačný vývoj mineralizácie, vývoj magmatických etáp a v spätosti s nimi mineralizačné etapy. Väčšina rudných štruktúr sa vyskytuje v zlomových a puklinových pásmach centrálnych vulkanických zón, zvyšok (skupina telies Pb-Zn-Ag a Hg mineralizácie) zasahuje na západe aj do hraničných tektonických porúch vulkanicko-tektonickej depresie centrálneho Vihorlatu (obr. 4).

Rudonosná štruktúra centrálnej vulkanickej zóny Morské oko a potenciálna rudonosná štruktúra Porubský potok prejavujú analogické znaky mineralogickej a geochemickej horizontálnej zonálnosti. V jadre rudonosnej štruktúry centrálnej vulkanickej zóny Morské oko sú metasomatické telesá sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov. Vystupujú na povrchových východoch a kontaktoch plutonickej intrúzie B. Sú tu drobné prejavy vzácnokovovej mineralizácie (tzv. zóna Fe-Mo-As-Bi) lemujúcej telesá Al-metasomatitov a sekundárne kvarcity. Na juhozápade a juhu priestoru prechádza úsek tejto mineralizácie do zóny Fe-Pb-Zn-Ag-Sb sulfidov, ktorá sa prejavuje predovšetkým nad potenciálnou intrúziou A (obr. 3 a 4). Podobná horizontálna zonálnosť sa prejavuje aj nad veľmi pravdepodobným, zatiaľ priamo neovereným intruzívnym komplexom centrálnej vulkanickej zóny Porubský potok. Určité vývojové a veľkostné diferencie zonálnosti oboch rudonosných štruktúr vychádzajú z ich rozdielnej geologickej pozície. Centrálna vulkanická zóna Morské oko sa nachádza nad SV okrajom bradlovej elevácie, smerne na severojužných lokálnych synvulkanických zlomových štruktúrach, kým centrálna vulkanická zóna Porubský potok je nad juhozápadným okrajom bradlovej elevácie, smerne na východozápadnej lokálnej synvulkanickej (hrastovej?) štruktúre (obr. 2 a 4).

Úplne externe, na zlomových štruktúrach medzi oboma centrálnymi vulkanickými zónami, čiastočne už nad okrajovými hraničnými zlomami vulkanicko-tektonickej depresie (v okolí kót Tŕstie a Motrogon) v najmladších spodnopanónskych lávach a vo vrcholových telesách pyroxenických kyslých andezitov komplexu Vihorlat — Tŕstie (tab. 1) sú prejavy epitermálnej mineralizácie s prevahou Hg.

Ešte výraznejšia je vertikálna zonálnosť mineralizácie na polymetalickom ložisku Remetské Hámre, lebo materské rudogenerujúce vrchnosarmatské plutonické intrúzie A a B majú vertikálne cca o 1500—1700 m rozdielny erozívny zrez. V prípade pňovitej intrúzie A je plytký erozívny zrez vysoko nad zónou polymetalickej mineralizácie, kým pri pňovitej intrúzii B je erozívny zrez hlboký, už v zóne vzácnokovovej mineralizácie a pod zónou polymetálov. Bezprostredne nad vrcholovými časťami plutonických dioritických telies je zóna sekundárnych kvarcitov a Al-metasomatitov, ktoré sú sčasti mineralizované aj vzácnokovovou asociáciou (zóna Fe-Mo-As-Bi). Nad touto zónou, v závislosti od hĺbky erozívneho zrezu, je rozšírená zóna Fe-Pb-Zn-Ag-Sb mineralizácie. Táto zóna, vyvinutá nad plutonickým telesom A, sa sčasti prekrýva so vzácnokovovou zónou hlboko erodovaného plutonického telesa B. (Porovnaj výskyt molybdenitovej mineralizácie vo vrte RH-8; obr. 3.)

Genetické vzťahy na polymetalickom ložisku Remetské Hámre

Poznatky získané pri prieskume ložiska ukazujú úzky genetický vzťah medzi pňovitými telesami dioritových porfýrov a dioritov označených na obr. 3 písmenami A a B a vlastným zrudnením, ako aj vplyv prostredia na koncentráciu priemyselných rúd. Približne 80 % overeného žilno-žilníkového polymetalického zrudnenia je lokalizovaných v priestoroch roja sillových a dajkových telies materskej dioritovej intrúzie A. V prípade ložiska Remetské Hámre mineralizačné procesy majú svoje miesto súbežne s konsolidáciou intrúzií A a B. V štádiu ich tuhnutia vznikajú alumometasomatity (hydrosľudy, topás, andaluzit, mullit, diaspor, korund, turmalín a ďalšie). Stav konsolidácie pňovitých a žilných telies dioritu a dioritových porfýrov je doložený početnými puklinami, využívanými pri vzniku alumometasomatitov. Pukliny mohli vzniknúť iba v stuhnutom prostredí intrúzie. Ďalšie etapy epigenetickej mineralizácie pri znížení termality majú hydrotermálny, sulfidický charakter a mineralizácia pozvoľne pokračovala až do nízkotermálneho štádia, charakterizovaného prítomnosťou zeolitov. Na vyššie termálny charakter hydrotermálnej etapy poukazuje pomerne vysoký obsah Fe vo sfalerite (10,34 až 12,47 %) a prítomnosť minerálov s obsahom Sn, často tvoriacich mikroskopické inklúzie vo sfalerite. Pravdepodobne tieto minerály spôsobujú aj vysoký obsah Sn vo sfalerite (98—500 ppm).

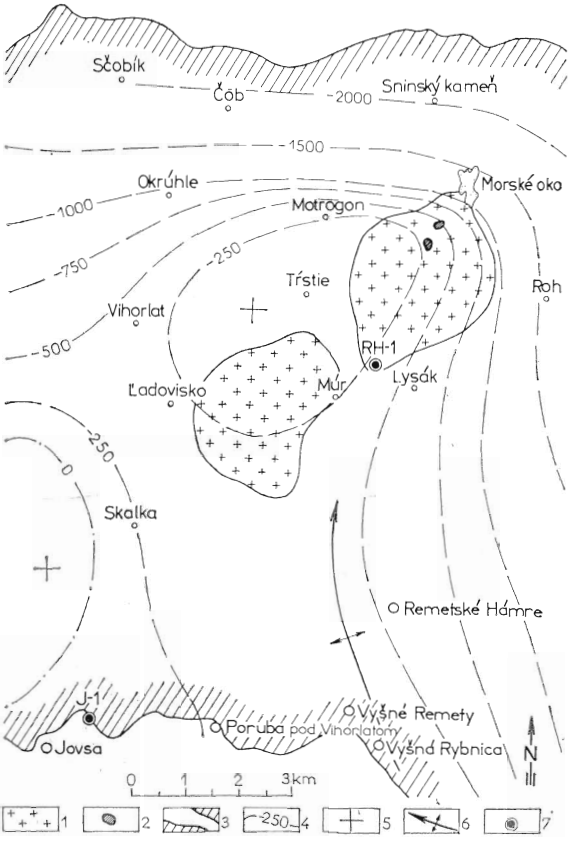
Uvedené poznatky, najmä však preukázaná spojitosť zrudnenia s materskou intrúziou pňovitých telies A a B dioritov a dioritových porfýrov, sprevádzajúca alumometasomatóza spolu so škálou ďalších typických premien určujú genetický typ ložiska. Patrí ku skupine porfýrových rúd. Intruzívny prenik žilných telies dioritového porfýru cez staršie extruzívne a efuzívne andezitové vulkanity je preukázaný zónou tektonicky drvených andezitov, na kontaktoch stmelených mladšou intrúziou. Charakteristické sú najmä rekryštalizačné účinky dioritového porfýru na andezit (vo vrtoch RH-4, RH-8) so vznikom drobných šupiniek biotitu a pri vzdiaľovaní od kontaktov je postupne intenzívnejšia turmalinizácia, silicifikácia, argilitizácia, chloritizácia a karbonatizácia.

Genetický vývoj mineralizácie možno na základe geologicko-ložiskových a mineralogických skutočností v súlade s literárnymi údajmi v rudnom poli Remetské Hámre interpretovať takto:

Väčšina vulkanických a subvulkanických epigeneticky mineralizovaných terénov má v podloží epizonálny komplex intrúzií, pričom niektoré z epizonálnych plutónov sú už v štádiu odkrývania sa, zatiaľ čo iné plutonické telesá intruzívneho komplexu sú ešte pochované. Takto je opísaná geologická situácia mnohých rudných ložísk amerických Kordiller (Buddington, 1959; Láznička, 1985). Doplnkovú charakteristiku epizonálnych plutónov podávajú Hutchison (1977) a Hughes 1982), podľa ktorých extrémne teplotné rozdiely medzi intrúziou a okolitým horninovým prostredím (napr. sedimentmi) bývajú vyjadrené v dobre vyvinutej kontaktnometamorfnej aureole (napr. vznikom porcelanitov). Vyššie uvedené je v plnom súlade s našimi poznatkami z Vihorlatských vrchov. Na severnom okraji polymetalického ložiskového územia Remetské Hámre je v štádiu odkrývania sa plutonické teleso B v údolí potokov Kapka a Skalný, zatiaľ čo iné plutonické telesá intruzívneho komplexu Morské oko (tab. 1) v údolí potoka Čremošná a v priestore centrálnej vulkanickej zóny Porubský potok sú hlbšie pochované (porovnaj obr. 3, 4 a 6). Metalogeneticky predstavuje intruzívny komplex Morské oko výraznú kon-

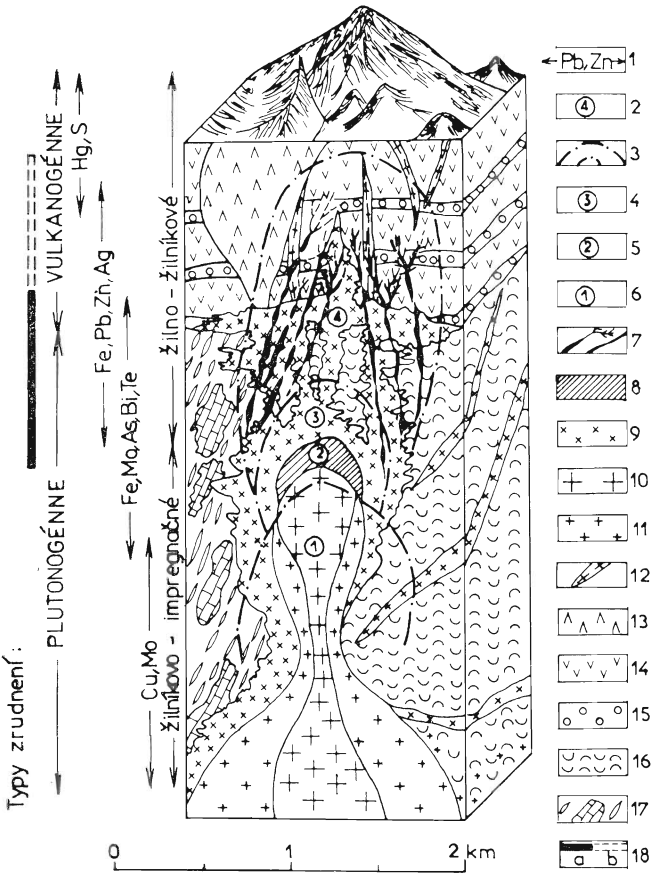
tinentálnu asociáciu v podstate pyroxenických intermediárnych hornín (od mikrogabra cez gabrodiorit, diorit k dioritovému porfýru až granodioritovému porfýru, resp. k ich andezitickým ekvivalentom) s nápadným nedostatkom prejavov medenej sulfidickej mineralizácie.

Meďnatoporfýrové ložiská, za posledné dvadsaťročie hlbšie spoznané, slúžia v súčasnosti ako svojrázny etalón pre celú skupinu novšie vyčlenených „porfýrových" rudných ložísk. K ložiskám tohto genetického typu sú v posledných rokoch okrem meďnato-molybdénových pričleňované samostatné molybdénové, monovolfrámové, cínové a oloveno-zinkové impregnačné a žilno-žilníkové ložiská a mineralizácie, ktoré sú zjavne geneticky spojené svojráznymi „porfýrovými" intrúziami (porovnaj Sutherland-Brown et al., 1971; Sillitoe, 1972—1986; Jevstrachin, Icikson, 1980; Pavlova, 1978, 1983; Láznička, 1985). Rudné akumulácie v rudnom poli Remetské Hámre potom možno v zmysle ložis-



Obr. 6. Schéma reliéfu podložia neovulkanitov na základe výsledkov tiažových meraní ($\sigma \varnothing = 2{,}70$ gcm^{-3}) podľa Fila et al. (1975), upravené. 1 — kontúry intruzívnych komplexov v hĺbke (podľa geofyzikálnych výsledkov), 2 — kontúry telies dioritového porfýru na povrchu, 3 — kontúry rozšírenia neovulkanitov (2 a 3 podľa výsledkov geologického mapovania), 4 — izolínie — vrstevnice reliéfu podložia neogénnych vulkanitov podľa odvodených tiažových údajov ($\sigma \varnothing = 2{,}70$ gcm^{-3}) a na základe nadmorskej výšky v metroch, 5 — elevačná štruktúra podložia neogénnych vulkanitov, 6 — os lokálnej elevácie podložia neovulkanitov, 7 — vrtné práce použité na interpretáciu výsledkov tiažových meraní.

Fig. 6. Scheme of the basement surface under the neovolcanic complex based on gravimetric data ($\sigma \varnothing = 2.70$ g.cm^{-3}) according to Filo et al. (1975), modified. 1 — contours of intrusive complexes in the depth (according to geophysical data), 2 — contours of diorite porphyry bodies on the surface, 3 — limits of neovolcanic complexes on the surface (2 and 3 deduced from geological maps), 4 — isoline of basement relief deduced from gravimetry ($\sigma \varnothing = 2.70$ gcm^{-3}), data in meters above sea level, 5 — elevation structure of the basement, 6 — axis of local elevation in the basement, 7 — drilling site with data used for interpretation of gravimetry.



Obr. 7. Metalogenetický model porfýrového mineralizačno-magmatického systému typu Vihorlat. 1 — predpokladaný vertikálny rozsah zrudnenia, 2 — zóna Fe-Pb-Zn-Ag rúd, 3 — hranice zón epigenetickej mineralizácie, 4 — zóna Fe-Mo-Bi-As-Te rúd, 5 — zóna sekundárnych kvarcitov a alumometasomatitov, 6 — zóna Cu-Mo rúd, 7 — žilno-žilníkové Fe-Pb-Zn-Ag zrudnenie, 8 — sekundárne kvarcity a alumometasomatity, 9 — zóna žilných telies dioritových porfýrov, 10 — strednozrnné diority, 11 — drobno až jemnozrnné diority, 12 — žily andezitu, 13 — extruzívno-intruzívne teleso andezitu, 14 — lávové prúdy andezitu, 15 — polohy vulkanoklastík andezitu, 16 — vonkajší (magurský) paleogén, 17 — pieninské bradlové pásmo, 18 — overený vertikálny interval polymetalickej mineralizácie na ložisku Remetské Hámre: a — ložiskové telesá, b — mineralogické výskyty.

Fig. 7. Geological and genetic model of porphyry ore-magmatic system of Vihorlat type. 1 — inferred vertical span of ores, 2 — zone of Fe-Pb-Zn-Ag ore, 3 — limits of epigenetic mineralization, 4 — zone of Fe-Mo-Bi-As-Te ore, 5 — zone of high-silica rock and alumina-metasomatite, 6 — zone of Cu-Mo ore, 7 — stockwork to vein type of Fe-Pb-Zn-Ag ore, 8 — high-silica rock and alumina-metasomatite, 9 — zone of diorite porphyry dyke bodies, 10 — medium-grained diorite, 11 — fine-grained diorite, 12 — andesite dyke, 13 — extrusive to intrusive andesite body, 14 — andesite lava flow, 15 — andesite volcanoclastics, 16 — Paleogene sequence of the Magura unit, 17 — the Pieniny Klippen Belt, 18 — proved vertical span of base-metal ore in the Remetské Hámre deposit: a — deposit body, b — mineralogical occurrence.

kovo-genetických predstáv vyššie citovaných autorov považovať za produkt mineralizačno-magmatických procesov („porfýrových" intrúzií): V apikálnych častiach plutonogénnych dioritických intrúzií typu „Vihorlat" je vyvinutá vzácnokovová mineralizácia (Fe, Mo, Bi, Te), ktorá pravdepodobne zastupuje v pohorí deficitnú Cu mineralizáciu. V nadloží vzácnokovovej mineralizácie, v exokontaktných aureolách plutónov, v prostredí žíl pyroxenického dioritového porfýru a v prostredí okolitých vrchnokriedových bradlových sedimentov a v malej miere aj v prostredí sedimentov vonkajšieho paleogénu je z hľadiska ekonomických perspektív rozsahom aj obsahom najzaujímavejšia žilno-žilníková polymetalická mineralizácia. Vzájomný genetický vzťah vzácnokovovej, polymetalickej a ortuťovej mineralizácie k mineralizačno-magmatickým systémom typu Vihorlat názorne a inštruktívne ukazuje metalogenetický model (obr. 7).

Do skupiny „porfýrových" rudných ložísk v zmysle vyššie uvedeného zaraďujeme polymetalické ložisko Remetské Hámre na základe týchto všeobecne uznávaných kritérií:

— Ložisko je geneticky spojené vulkanicko-plutonickým komplexom, konkrétne andezitovo-dioritovým intruzívnym komplexom Morské oko (tab. 1) s jeho plutonickými telesami A a B.

— Ložisko má hydrotermálny a hydrotermálnometasomatický charakter.

— Zrudnenie má žilno-žilníkový vývoj.

— Rudné telesá majú charakter rudných stĺpov.

— Zloženie rudných telies je komplexné.

— Ložiskové telesá sú konformne umiestnené okolo materskej plôšitej intrúzie.

— Charakter hydrotermálnych premien, čo sa týka sortimentu, zonality a intenzity vývoja, je typický pre ložiská „porfýrového" typu. V centre, v najviac temperovanej časti ložiskového územia, dominujú sekundárne kvarcity a Al-metasomatity, ktoré sú obklopené zónou sericitizovaných, kaolinitizovaných a turmalinizovaných magmatitov. Vonkajšiu aureolu hydrotermálnych premien okolo dioritových plutonických telies vytvára argilitizácia a areálne vyvinutá propylitizácia, ktorá spolu s pyrotinizáciou — pyritizáciou postihuje široký rajón ložiskového územia.

— Pôdnogeochemická a horninovogeochemická zonálnosť priestorovej distribúcie prvkov Mo, Bi, Sn, Zn, Pb, Ag a Hg na ložiskovom území ukazuje znaky typické pre rudné ložiská „porfýrového" typu („porfýrové" ložiská v širšom slova zmysle; obr. 3 a 4).

Literatúra

Bacsó, Z. 1979: Neovulkanické formácie Vihorlatu a ich vzťah k tektonike a epigenetickej mineralizácii. *Miner. slov., 11, 21—53.*

Bacsó, Z. 1986: Geologická stavba a zlomové štruktúry stratovulkánov Vihorlatských vrchov. *Miner. slov., 19, 97—120.*

Bacsó, Z., Bačo, P., Ďuďa, R., Komoň, J. 1986: Záverečná správa úlohy Remetské Hámre, stav k 30. 11. 1985. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 333 s.*

Buddington, A. F. 1959: Granite emplacement with special reference to North America. *Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 67—777.*

Figna, E. 1952: Baníctvo na východnom Slovensku. *Manuskript — Geofond Praha, 45 s.*

Filo, M., Medo, S., Pospíšil, L. 1975: Remetské Hámre — Hg, geofyzikálny prieskum v r. 1971—1973. *[Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava, 47 s.*

Hughes, C. J. 1982: Igneous Petrology. *Devel. in Petrology, 7, Elsevier, Amsterdam, 551 s.*

Hutchison, C. S. 1977: Granite emplacement and tectonic subdivision of Peninsular Malaysia. *Geol. Sci. Malaysia, Bull., 9, 187—207.*

Chaikovskij, V. R. M. 1978: Tipy rudonosných fácií. *Moskva, Nauka, 222 s.*

Kuznecov, V. A. 1972: Ore Formations. Application of formations analysis in the study of ore deposits. *Int. Geol. Rev., 15, 57—65.*

Konstantinov, R. M., Sirotinskaja, S. V. 1974: Logiko-informacionnyje issledo-

vanija endogennych rudnych formacij i variocionnyje rjady rudnych mestoroždenij. *In: Problemy endogennogo rudoobrazovanija. Moskva, Nauka, 68—82.*

Lázníčka, P. 1985: Empirical Metallogeny, 19. *Amsterdam, Elsevier, 1—1758.*

Jevstrachin, V. A., Icikson, M. J. 1980: Porfirovyj tip rudnych mestoroždenij. *Razv. Ochr. Nedr. (Moskva), 1.*

Pavlova, I. G. 1983: Geologo-genetičeskije modeli molibdenovo-mednych porfyrovych mestoroždenij. *In: Genetičeskije modeli endogennych rudnych formacij. Tom 1, Novosibirsk, Nauka, 127—135.*

Sutherland-Brown, A., Cathro, R. J., Pantelejev, A., Ney, C. S. 1971: Metallogeny of the Canadian Cordillera. *Canad. Min. metallurg. Bull., 64, N 709, 37—61.*

Sillitoe, R. H. 1972: A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 67, N 2, 184—197.*

Sillitoe, R. H. 1973: The tops and bottoms of porphyry copper deposits. *Econ. Geol., 68, 799—815.*

Sillitoe, R. H., Bonham, H. F. 1984: Volcanic Landforms and Ore Deposits. *Econ. Geol., 79, 1286—1294.*

Metallogenesis and ore formations of the Remetské Hámre ore field, Vihorlat Mts., Eastern Slovakia

According to the recent knowledge, the richest occurrences of ore in the Vihorlat Mts. are in the volcano-tectonic depression of the Central Vihorlat Mts. named by us the Remetské Hámre ore field. Two significant ore-bearing structures have been outlined in the area corresponding to the Morské oko and Porubský potok central volcanic zones. Both structures are carriers of base-metal (Fe, Pb, Zn, Ag, Sb) as well as rare-metal (Mo, Bi, Sn, Te) ores verified by drillings in the Morské oko central volcanic zone.

Geology of the Remetské Hámre ore field

Volcanic structures carrying epigenetic ores and strong hydrothermal alterations occur a significant tectonic junction where several tectonic units of higher order are in contact:

— Mesozoic complexes in the Humenné — Uzhgorod horst,

— elevation of the Pieniny Klippen Belt,

— folded Paleogene sequences of the Magura unit,

— Neogene formations of the Transcarpathian internal trough.

All tectonic units in the basement display NW—SE (i. e. East-Carpathian) strikes whereas the superimposed volcanic structures represented by the volcano-tectonic depression of the Central Vihorlat Mts., the Sokolský potok and Vihorlat parasitic and lateral volcanoes, as well as by the Kyjov stratovolcano are situated over NE—SW trending faults of the Vrbnica fault system.

Ore-bearing structure of the Morské oko central volcanic zone

The ore-bearing structure occupies the centre of the volcano-tectonic depression in the Morské oko stratovolcano. The Remetské Hámre base-metal deposit is located in the southern part of the ore-bearing area whereas occurrences of rare-metal ore, high-silica rock and of alumina-metasomatic rock are concentrated in its northern part.

The base-metal deposit occurs 6 km northerly from Remetské Hámre village and it was the target of exploration between 1970—1985 when 18 deep drillings have been realized. The entire ore-bearing structure is 2.5 km long and 1.0—1.8 km broad on the surface from which the base-metal deposit occupies 1,450 m length and 400—700 m width. Both ore occurrences are in a local N—S oriented fault belt between Lysák (921 m) and Tri table (823 m) hills. Rocks in the faulted zone exhibit tectonic and autoclastic alterations. The entire filling shows strong hydrothermal alterations (propylitization, elsewhere argillitization, silicification, tourmalinization, pyrrhotitization and pyritization). The fault zone itself is also identifiable by higher contents of Pb, Zn, Ag, Mo, Bi, Sn and Hg in soil samples (figs. 2, 3).

Ore mineralization in diorite porphyry dykes of Upper Sarmatian age

Ore occurrences are located in the central

parts of the ore field, in the outer, base-metal bearing halo of a presumed, deep-seated diorite porphyrite intrusive stock "A". Stockworks and veins of iron-zinc-lead-silver-antimony ore have been pierced by the RH-4 drilling in 993.4—1,182.0 m depth interval and also by the RH-8 drilling in 801.4—1,201.0 m depth. The ore attains thickness, grade and quantities of economic value and single bodies of it are closely associating with the dyke-swarm of diorite to diorite porphyry bodies cutting Paleogene flysch sequences of the Magura unit. In the limits of this cutting, i. e. in 800—1,200 m depths, where the pyroxene diorite, diorite porphyry to granodiorite porphyry bodies are propylitized, silicified, tourmalinized, biotitized and pyrrhotitized, stockworks and veins of ore developed. Single ore bodies are elongated in N—S direction, 100—300 m long and 100—200 m broad, of 1.0—7.0 m apparent vertical thickness. Ore bodies originated during gradual temperature decrease of ore-forming fluids from a high-temperature rare-metal stage (molybdenite, Bi-minerals, Sn-minerals, tourmaline) through a mesothermal stage of the main ore filling (pyrrhotite, pyrite, sphalerite, galenite), to a low-temperature quartz-carbonate-sulphidic stage (pyrite, marcasite, boulangerite, antimonite) and terminated by the precipitation of zeolites (fig. 2).

Ores within sedimentary sequences

Stockwork to vein bodies of ore have been explored by drillings in the southern part of the area, in an environment of calcareous arenite, marlstone, arenaceous limestone of Middle to Upper Cretaceous age and representing cover sequence to the Pieniny Klippen Belt. Small ore bodies occur in contact hornfels (porcelanite) generated from claystone of Paleogene age of the Magura flysch unit in the centre of the ore field.

Ores in the stratovolcano complex

Stockwork to vein type of ore occurs in the southern part of the pre field. This is the less significant pre from all types touched by exploration.

Prognostic value of the base-metal ore

From the viewpoint of economic value, the main ore minerals are sphalerite and silver-bearing galenite which, together with fibrous ore, give to the Remetské Hámre deposit a base-metal character. The variability of chemical composition of ore in single lithological environments is indicated in Tab. 2. Prognostic sources of P_1 category are hence 13.6 milion tons of base-metal ore of the following average grade: Pb — 0.797 %, Zn — 1.878 %, Sb — 0.040 %, Ag — 21.25 g . t^{-1}, Au — 0.007 g . t^{-1}.

Rare-metal ores

Sporadic and very small occurrences of rare-metal ores are scattered in the northern, and partly even in central, part of the Remetské Hámre base-metal deposit. Ore occurs in overlying and surficial parts of argillitized, silicified, tourmalinized and propylitized porphyric andesite of the Skalný potok complex (RH-8 and RH-11 drillings, Tab. 1), in surface-near zone of the deeply eroded pyroxene diorite porphyry to diorite intrusive body "B" (Morské oko complex; RH-6 and RH-14 drillings) as well as in their contacts or in contact-near andesite effusive rock and crater breccia of the Okna — Valaškovce complex (Tab. 1). Rare-metal ore showings have been found in RH-8 drilling (132.0—132.5 m depth) where up to 0.5 cm large molybdenite flakes occur in argillitized porphyric andesite of the Skalný potok complex.

Chemical proofs for the presence of rare-metal ore have been found also in surface-near parts of single drillings (RH-4, RH-6, RH-8, RH-11. RH-12 and RH-14) where Mo contents attain 10—470 ppm, Bi 10—320 ppm and that of Sn 15—259 ppm, reflecting the influence of the diorite porphyry intrusive body "B" (figs. 3 and 4).

Ore-bearing structure of the Porubský potok central volcanic structure

The structure is located in the western part of the volcano-tectonic depression (fig. 1). This is a local E—W trending synvolcanic horst-like structure built of hydrothermally altered rocks. The structure has two centres made of high-silica rock and alumina-metasomatite rock. A belt of argillitized and pyritized, mostly hydrothermally decomposed, pyroxene andesite encloses the metasomatite rocks. Outer zone to the structure is made of propylitized pyroxene andesite (figs. 2 and 4).

Significant anomalously high contents of Mo, Bi and Sn (tens of ppm) have been found to occur in soil samples over the quartzite metasomatic rock in the core of structure. Anomalous high contents of Pb, Zn and Ag (hundreds of ppm) have been stated in soil samples over the surrounding altered andesite.

Chronology of magmatism and epigenetic mineralization

During the Neogene, four stages of magmatism occurred in the area. The Remetské Hámre deposit mainy reflects the volcano-plutonic evolution stage of the Morské oko stratovolcano. The main ore-producing processes are related with the third, Upper Sarmatian, stage of magmatic evolution in which the contact-metamorphic, hydrothermal-metasomatic and hydrothermal ore-bearing processes developed. During this stage the main base-metal and rare-metal ores developed as well (fig. 5).

Ore formations

Six ore formations are distinguished in the volcano-tectonic depression of the Central Vihorlat Mts. (the Remetské Hámre ore field) being composed of up to twenty epigenetic mineral assemblages. The most significant formations are those of Upper Sarmatian age, namely the gold-silver-copper-lead-zinc (+ antimony) ore formation composing the main ore of the base-metal deposit (Tab. 3).

Zonality of ore

Epigenetic ore in both central volcanic zones of the Morské oko stratovolcano is related with the plutonic activity and appeared in close chronological and spatial dependence with the evolution of local volcano-plutonic systems. The general regularity is expressed by zonal arrangement of ore bodies, single minerals, paragenetic assemblages, and of contents of main ore-indicating elements (mainly Pb, Zn, B, F, Ag, Mo, Bi, Sn and Hg).

This spatial arrangement reflects even the pulsative development of mineralization within single magmatic stages and also the mineralization stages related to the magmatic ones. Majority of ore-bearing structures occur in dislocation and fissure zones in central volcanic zones whereas part of lead-zinc-silver ores and the mercury ore reach into the marginal tectonic dislocations of the volcano-tectonic depression in the Morsko oko stratovolcano.

The ore-bearing structure of the Morské oko central volcanic zone together with the potentially ore-bearing Porubský potok structure show analogous signs of mineral and geochemical zonality. Cores of both zones are occupied by metasomatic bodies of high-silica rock and alumina-metasomatic rock mostly situated on the contacts of plutonic bodies. Along the outer margins of metasomatites, along contacts with hydrothermally altered, mostly argillitized or silicified porphyric andesite, there are small showings of rare-metal veinlets (the so called Mo-Bi-Sn-As zone). Further outwards into the external mineral and geochemical halo around the diorite to diorite porphyry stocks, the rare-metal zone passes into the zone of Fe-Pb-Zn-Ag-Sb sulphides.

Concentrations of epithermal minerals with prevailing mercury content create the outermost zone over fault structures dividing both central zones and partly even over the marginal faults limiting the volcano-tectonic depression (around the Motrogon and Tŕstie hills). Indications occur in youngest lava flows and summit bodies of acidic pyroxene andesite of the Vihorlat — Tŕstie complex of Lower Pannonian age (Tab. 1).

Genetic relations in the Remetské Hámre base-metal deposit

The knowledge acquired during exploration work points to close genetic relations between diorite to diorite porphyry stocks (assigned "A" and "B" in fig. 3) and the ore producing process, together with influence caused by the environment on the final grade of economic ore. About 80 % of explored stockwork to vein type of base-metal ore is localized into the swarm of sills and dykes made of "A" type diorite mother rock. Hence in the case of the Remetské Hámre deposit, ore-producing processes occurred simultaneously with the consolidation of "A" and "B" type intrusions. The alumina-metasomatic bodies (carrying hydro-mica, topas, andalusite, mullite, diaspore, corundum, tourmaline a. o.) originated during the solidification of the intrusive rocks. This stage of solidification is proved by numerous fissures used by

generating alumina-metasomatite rock: these fissures originated only after the solidification of the enclosing rock.

Further stages of epigenetic mineralizing process were of hydrothermal sulphidic nature and their development gradually continued into the low-temperature stage indicated by zeolites.

Higher thermality of the hydrothermal stage is proved by relatively high iron content of sphalerite (10.34—12.47 %) and by the presence of tin-minerals in sphalerite creating microscopic inclusions. Probably, these inclusions appear in the high tin content of sphalerite (98—500 ppm).

This experience but namely the close relation between the ore and the "A" and „B" type of stocks created by mother intrusions of diorite to diorite porphyry are, together with alumina-metasomatic rock and the set of further alterations, the indicators of the genetic type of deposit. This is a porphyry type of ore deposit. The intrusion of diorite porphyry dyke rock into the sequence of older extrusive and effusive volcanites of andesite composition is proved by the presence of andesite tectonic breccia cemented along the contacts by the intrusive rock. Recrystallization of andesite induced by the intruding diorite porphyry (RH-4 and RH-8 drillings) is indicated by characteristic flakes of epigenetic biotite originated due to the intrusion whereas, gradually from this intrusive contacts, zones of tourmalinization, silicification, argillitization, chloritization and carbonatization developed in the mantle of intrusive bodies.

Based on own investigation results and also in accordance with literature data, the development of ore-producing processes in the Remestské Hámre ore field may hence be interpreted in the following way:

The majority of volcanic and subvolcanic terranes with epigenetic ore is characterized by the presence of an intrusive complex in the underlier. In single terranes of this type, some epizonal plutonic bodies are already cut by erosion whereas others still remain buried. Such situations are known from several ore fields in the American Cordillera (Buddington, 1959, Láznička, 1985). Further characteristics of epizonal plutonic bodies are given by Hutchinson (1977) and Hughes (1982). Accordingly, the extreme temperature difference between intrusive rock and the enclosing rock environment (e. g. sediments) is expressed by well developed contact-metamorphic halo (porcelanite). This is in full agreement with own knowledge from the Vihorlat Mts. The plutonic body "B" in the northern part of the Remetské Hámre ore field is in the stage of denudation (Kapka and Skalný potok valleys) hereas other plutonic bodies of the Morské oko intrusive complex (Tab. 1) remain still buried (Čremošné and Porubský potok valleys, comp. figs. 2, 3 and 6).

From metallogenetic point of view, the Morské oko intrusive complex represents a pronounced continental pyroxenic rock association of intermediate composition (from microgabbro through gabbrodiorite, diorite, diorite porphyry to granodiorite porphyrite and their andesitic counterparts) with striking lack of copper-bearing sulphidic ores.

Thanks to deeper knowledge of the porphyry copper deposits during the last twenty years, these may serve as a peculiar etalon for the entire group of recently discerned "porphyry" type ore deposits. Deposits of this genetic group are recently seen, beside purely copper- to molybdenium-bearing types, also in solely molybdenium-, tungsten-, cassiterite- and lead-zinc-bearing, disseminated or stockwork-to-vein types of ore concentrations clearly related with peculiar, "porphyric" intrusive bodies (cf. Sutherland and Brown et al., 1971; Sillitoe, 1972—1986; Yevstrakhin and Itzikson, 1980; Pavlova, 1978, 1983; Láznička, 1985).

Setting out from the genetic views of indicated authors, the Remetské Hámre ore field may be interpreted as product of "porphyry-ore-bearing" magmatism: the rare-metal ore developed in apical parts of a plutonogenic diorite intrusive of "Vihorlat" type resetting the lacking porphyry copper ores. In the overlier of the rare-metal ore and in the exocontact halo of plutonic bodies, within an environment of pyroxene diorite porphyry dykes piercing the enclosing sediments of Upper Cretaceous age, and partly even sediments of Paleogene age in flysch units, there are the economically most important base-metal ores concentrated into stockworks and veins. Mutual genetic relations between the rare-metal, base-metal and mercury ores in the ore-bearing systems of this "Vihorlat" type are represented in a geological and genetic model (fig. 7).

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 221—238*

Ložisko Zlatá Baňa vo svetle nových údajov geologického prieskumu

ĽUBOMÍR DIVINEC, PETER KOTUĽÁK, MARTIN REPČIAK,
ELENA KALIČIAKOVÁ, RUDOLF ĎUĎA

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 16. 12. 1987

Месторождение Злата Баня в свете новых данных геологической разведки, Восточная Словакия

В работе дана оценка новым результатам и их интерпретации на месторождении Злата Баня. Месторождение расположено в северной части Сланских гор (Восточная Словакия), в центральной зоне сложного златобанского стратовулкана. Рудные тела месторождения (жилы и прожилки) имеют северо-южное простирание с крутыми углами падения к западу и востоку. Всоставе рудных структур преобладают: сфалерит, галенит, халькопирит и пирит. Эти минералы сопровождаются боурнонитом, тетраэдритом, иноварью и сульфасолями. Основными полезными элементами являются цинк, свинец, золото и серебро. Месторождение эпигенетическо-гидротермально-вулканического происхождения. Его возникновение связанос с деятельностью магматического очага. Образовалась обширная система трещин заполненых специфичесими брекчиями, которые позволяли циркуляции гидротермальных растворов. В ориентировке этих трещин отражён характер глубших частей центральной зоны.

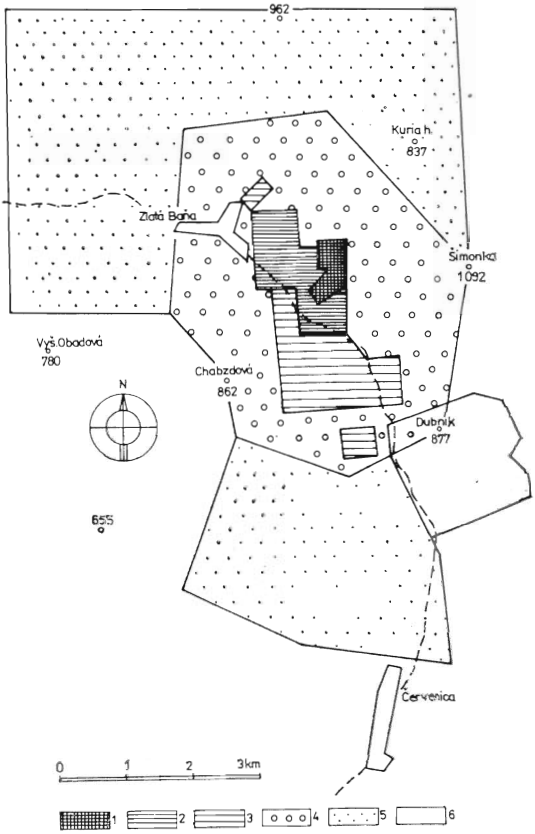
The Zlatá Baňa deposit in the light of new geological prospecting data, Eastern Slovakia

The article deals with new data about the Zlatá Baňa deposit and with their interpretation. The Zlatá Baňa deposit is situated in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia), in the central volcanic zone of the compound Zlatá Baňa stratovolcano. Ore bodies (veins and stockworks) have generally the N—S strike, dipping to W or E. Overwhelming part of vein structures filling is formed by sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite. These are accompanied by bournonite, tetrahedrite, antimonite, cinnabar and Sb sulphosalts. Zinc, lead, gold and silver are the main utility compounds. The deposit is epigenetic, hydrothermal, volcanogenetic. Its genesis is connected with the activity of a magmatic chamber. This has formed an extensive system of cracks by its activity. These cracks are filled with specific brecias, which served as a path for hydrothermal solutions. The character of the deeper parts of the central volcanic zone is reflected in their orientation.

Pretrvávajúci záujem o územie v okolí Zlatej Bane vyplýva z postavenia ložiska Zlatá Baňa medzi bohatými stredoslovenskými ložiskami na jednej strane a rumunskými (východokarpatskými) ložiskami na druhej strane, ako aj z doterajších pozitívnych výsledkov prieskumu tohto ložiska. Ložisko Zlatá Baňa tvorí akýsi prechodný článok medzi nimi, charakterom mineralizácie však skôr inklinuje k rumunským ložiskám.

Až do II. svetovej vojny sa záujem o toto ložisko odrazil v prevažne opisných prácach a v nesystematickej, často na dlhšie obdobia prerušovanej baníckej činnosti. Po II. svetovej vojne už pozorovať systematickejší a v niektorých ohľadoch syntetizujúci prístup k problémom tohto územia, spojený s hľadaním širších súvislostí medzi geologickou stavbou, vulkanizmom a zrudnením. Jedná sa hlavne o práce Kuthana (1948), Ptáka (1956), Grecha (1960), Tözséra (1972, 1983), Slávika (1973), Slávika a Tözséra (1973), Kaličiaka (1977, 1979, 1980), Kaličiaka a Ďuďu (1981), Buriana et al. (1985), Divinca (1987).

Prejavy polymetalickej mineralizácie sa v oblasti Zlatej Bane začali systematicky a nepretržite skúmať od roku 1975 v rámci úlohy vyhľadávacieho prieskumu Kapušany — Slanec (Tözsér, 1974). Orientačným vrtným prieskumom tu boli potvrdené žilno-žilníkové rudné štruktúry. Pozitívne výsledky sa stali podkladom na vypracovanie projektu vyhľadávacieho prieskumu Zlatá Baňa — polymetalické rudy (Kaličiak, 1977). V rámci tejto úlohy sa komplexom geologických, geochemických a geofyzikálnych metód preskúmalo celé ložiskové územie. Časť územia bola preskúmaná sieťou prevažne zvislých vrtov 200×200 m (obr. 1) hĺbky od 700 do 1800 m. Dosiahnuté výsledky sa vyhodnotili záverečnou správou a výpočtom zásob (Kaličiak et al., 1979; Divínec et al., 1985). Výsledky geofyzikálneho (Tkáč, 1983) a geochemického prieskumu (Divinec, Volko, 1986; Divinec, 1987) umožnili rozšíriť vrtný prieskum na ďalšie časti ložiskového územia (obr. 1). Tento prieskum sa však už robil v rámci projektu Zlatá Baňa-JV (Tözsér, 1983). Vzhľadom na to, že rudné



Obr. 1. Prieskumné územia jednotlivých úloh, ktoré riešia problematiku rúd v zlatobanskom stratovulkáne. 1 — Zlatá Baňa II — banské práce, 2 — Zlatá Baňa — polymetalické rudy — vrtné práce, 3 — Zlatá Baňa JV — vrtné práce, 4 — Zlatá Baňa — polymetalické rudy — geochemické a geofyzikálne práce, 5 — Zlatá Baňa SZ, 6 — Dubník — Hg rudy.

Fig. 1. Prospecting areas of individual projects, which solve the ore problematic in the Zlatá Baňa stratovolcano. 1 — Zlatá Baňa II — mining works, 2 — Zlatá Baňa — polymetallic ores — boreholes, 3 — Zlatá Baňa SE — boreholes, 4 — Zlatá Baňa — polymetallic ores — geochemical and geophysical prospecting, 5 — Zlatá Baňa NW, 6 — Dubník — Hg ores.

štruktúry sú strmé, volili sa šikmé vrty. V centrálnej časti ložiska, preskúmanej už vrtmi, sa pristúpilo k banskému prieskumu v rámci samostatnej úlohy Zlatá Baňa II (Tözsér, Divinec, 1983). Rudné indície v centrálnej zóne čiastkového stratovulkánu Šťavica sa skúmajú v rámci úlohy Zlatá Baňa-SZ (Divinec, 1984).

Metodika prieskumu ložiskového územia a samotného ložiska

Najprv sa urobila a vyhodnotila šlichová prospekcia celého pohoria (Tözsér, 1972), potom sa vyhodnotili regionálne geofyzikálne merania (Bujňáková et al., 1979) a detailné geofyzikálne merania v centrálnej zóne zlatobanského stratovulkánu (Tkáč, 1983), ako aj pôdna metalometria (Divinec, Volko, 1986). Vrtnými prácami sa preskúmala centrálna časť ložiskového územia (vyššie spomenutou sieťou zvislých vrtov 200×200 m), neskôr aj južná časť ložiska (sieťou šikmých vrtov 200×200 m). Nevýhodou bolo, že vzhľadom na rýchle tempo technických prác sa vyššie uvedené etapy čiastočne prekrývali. V súčasnosti sa v centrálnej časti ložiska, tam kde to dovoľuje morfológia terénu, robí banský prieskum.

Celková koncepcia geologickej stavby ložiska Zlatá Baňa

Ložisko rúd farebných a drahých kovov Zlatá Baňa sa nachádza v severnej časti Slanských vrchov v centrálnej zóne zložitého zlatobanského stratovulkánu. Zlatobanský stratovulkán, pomenovaný podľa obce Zlatá Baňa (Kaličiak, 1977, ho definoval ako zlatobanský vulkanický aparát, Tözsér in Burian et al., 1985, ako zlatobanský stratovulkán), je súčasťou východoslovenskej panvy, patriacej do skupiny vnútrohorských molás (Vass, 1981). Panva vznikla a vyvíjala sa v zázemí vyzdvihujúcej sa výplne flyšovej geosynklinály. Súčasťou jej výplne sú aj produkty miocénneho vulkanizmu, či už acidného, ktorého geomorfologické formy nie sú zatiaľ známe, alebo intermediárneho, vo forme reťazí stratovulkánov.

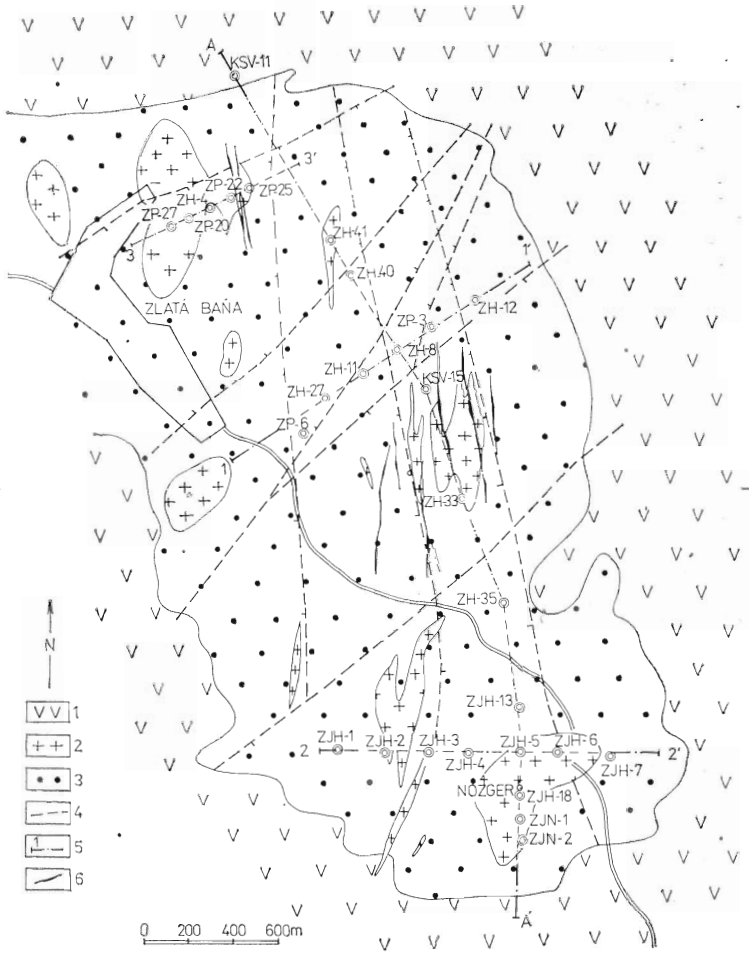
Zlatobanský stratovulkán leží spolu so sedimentmi molasy na predneogénnom podloží, o ktorom sa už z hlbokých vrtov a geofyzikálnych meraní získalo určité množstvo informácií, lenže ich interpretácia je v terajšom štádiu poznania zložitá, u rôznych autorov je často až protichodná, nie je zjednotená nomenklatúra tektonických jednotiek tohto podložia, a ani ich rozsah a tektonická pozícia nie sú zatiaľ uspokojivo doriešené (Grecula et al., 1977; Ďurica, 1982).

Predneogénne horninové komplexy v priestore zlatobanského stratovulkánu na dnešný povrch nevystupujú, a ani vrty realizované v jeho centrálnej zóne (hlboké až do 1800 m) ich nezastihli, neprešli do podložia neogénnej výplne molasovej panvy.

Vrchná hranica predneogénneho podložia, interpretovaná z geofyzikálnych údajov, je v hĺbke od 1500 do 3600 m (Pospíšil, Kaličiak, 1979), vrchná hranica podložia ostatných stratovulkánov Slanských vrchov, okrem stratovulkánu Veľkého Miliča, miestami dosahuje hĺbku až 6000 m, čo má priamy vplyv na procesy prebiehajúce v magmatickom krbe a súvisiace so vznikom hydrotermálnych roztokov.

Spodnú časť centrálnej zóny tvoria polohy ryolitových vulkanoklastík a piesčito-ílovitých sedimentov, ktoré sú miestami pretínané intruzívnymi telesami ryolitov. Celá vulkanicko-sedimentárna sekvencia má pravdepodobne vek egenburg — spodný báden (zatiaľ bez biostratigrafických dôkazov).

Ryolitové vulkanoklastiká možno rozčleniť na tri typy. Ryolitové tufy bez la-



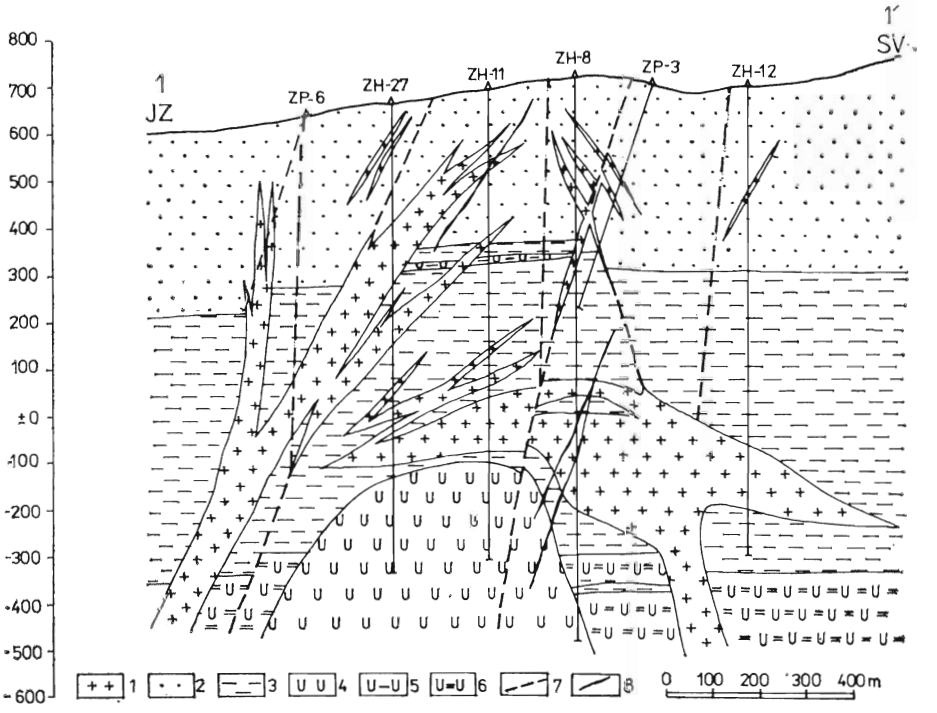
Obr. 2. Geologická mapa centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu. 1 — lávové prúdy a pyroklastiká andezitov prechodnej zóny (stratovulkanického plášťa) zlatobanského stratovulkánu (stredný — vrchný sarmat), 2 — intruzívne telesá dioritových porfyritov (stredný sarmat), 3 — centrálny andezitový komplex (spodný sarmat), 4 — zlomy, 5 — línie geologických rezov, 6 — rudné štruktúry.

Fig. 2. Geological map of the central volcanic zone of the Zlatá Baňa stratovolcano. 1 — lava flows and pyroclastics of andesites from transition zone (stratovolcanic mantle) of the Zlatá Baňa stratovolcano (Middle — Upper Sarmatian), 2 — intrusive bodies of diorite porphyries (Middle Sarmatian), 3 — central andesite complex (Lower Sarmatian), 4 — faults, 5 — lines of geological profiles, 6 — ore structures.

minovanej textúry majú kompaktný vzhľad, všesmernú textúru, špinavobielu farbu. Ich štruktúra je holokryštalická — litokryštalická. Tvoria ich úlomky živca, kremeňa, ryolitu a pemzy. Druhý typ tvoria lapilovo-pemzové tufy hrubšej litoklastickej štruktúry s úlomkami pemzy do 1 cm. Páskované ryolitové tufy až tufity tvoria tretí typ. Je v nich prímes sedimentárneho materiálu. Ryolity z pevných intruzívnych telies majú bielu, sivobielu a bledohnedoružovú farbu, fluidálnu textúru a riedkoporfyrickú štruktúru. Ich minerálne zloženie je dosť monotónne, vý-

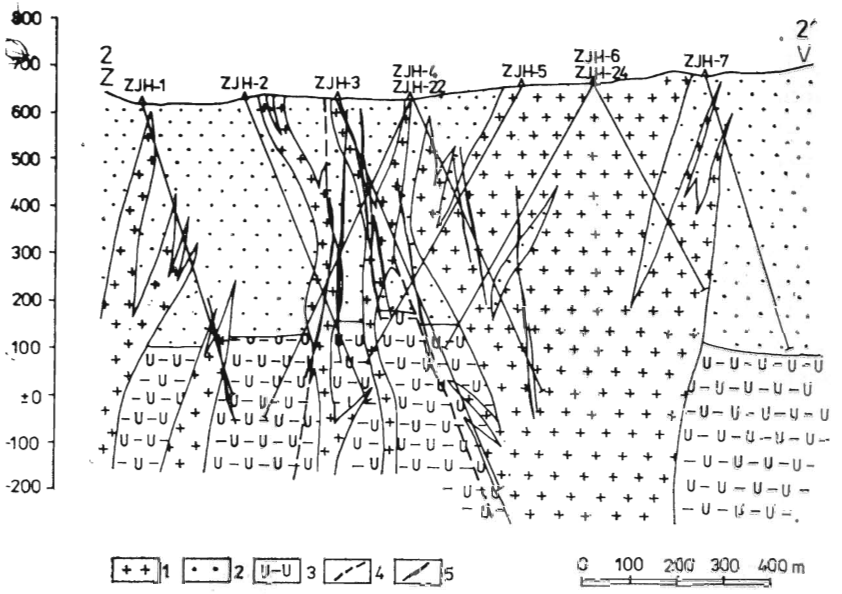
rastlice sú zastúpené plagioklasom, ortoklasom, kremeňom, ojedinele biotitom, z akcesorických minerálov je prítomný granát. Základná hmota má často felzitický charakter, býva tvorená alotriomorfne zrnitými agregátmi kremeňa a živcov, alebo je sklovitá.

Horizonty sedimentov oddeľujú od seba polohy ryolitových vulkanoklastík, ich hrúbka je variabilná, miestami dosahuje až niekoľko sto metrov (obr. 3, 4, 5). Makroskopicky sú to horniny s masívnou alebo laminovanou textúrou, rôznych zrnitostných fácií, miestami s gradačným zvrstvením. Majú pestré sfarbenie, sú sivozelenkasté, zelenohnedé, fialovohnedé, sivé, tmavosivé, čierne, často škvrnité. Faciálne znaky sedimentov naznačujú, že by mohli mať karpatský vek, biostratigrafický dôkaz však zatiaľ nemáme. Štruktúra sedimentárnych hornín je úlomkovitá (psamitická, aleuritická, pelitická). Často sa vyskytujú zmiešané typy štruktúr, prevažujú aleuriticko-pelitické. Stupeň opracovania úlomkov je rôzny, úlomky sú angulárne až suboválne. Prevládajú úlomky



Obr. 3. Priečny geologický rez centrálnou časťou ložiska Zlatá Baňa. 1 — intruzívne telesá dioritových porfyritov (stredný sarmat), 2 — centrálny andezitový komplex (spodný sarmat), 3 — piesčito-ílovité sedimenty (karpat ? — báden ?), 4 — intruzívne telesá ryolitov (karpat ? — báden ?), 5 — ryolitové vulkanoklastiká (karpat ? — báden ?), 6 — ryolitové vulkanoklastiká (egenburg), 7 — zlomy, 8 — rudné štruktúry.

Fig. 3. Geological cross section through the central part of the Zlatá Baňa deposit. 1 — intrusive bodies of diorite porphyries (Middle Sarmatian), 2 — central andesite complex (Lower Sarmatian), 3 — sandy-clayey sediments (Karpatian ? — Badenian ?), 4 — intrusive bodies of rhyolites (Karpatian ? — Badenian ?), 5 — rhyolite volcanoclastics (Karpatian ? — Badenian ?), 6 — rhyolite volcanoclastics (Eggenburgian ?), 7 — faults, 8 — ore structures.



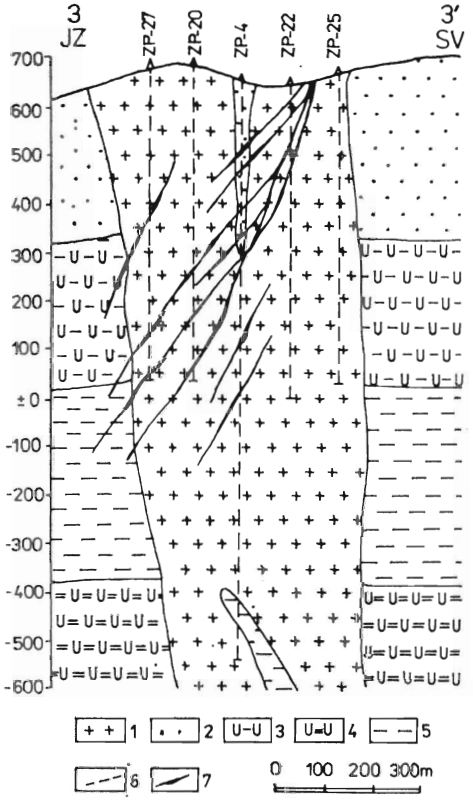
Obr. 4. Priečny geologický rez južnou časťou ložiska Zlatá Baňa. 1 — intruzívne telesá dioritových porfyritov (stredný sarmat), 2 — centrálny andezitový komplex (spodný sarmat), 3 — ryolitové vulkanoklastiká (karpat ? — báden ?), 4 — zlomy, 5 — rudné štruktúry.

Fig. 4. Geological cross section through the southern part of the Zlatá Baňa deposit. 1 — intrusive bodies of diorite porphyries (Middle Sarmatian), 2 — central andesite complex (Lower Sarmatian), 3 — rhyolite volcanoclastics (Karpatian ? — Badenian ?), 4 — faults, 5 — ore structures.

kryštálov kremeňa, živcov, kalcitu, dolomitu, chloritu, z ílových minerálov sú prítomné illit a kaolinit. Tmel úlomkov je kontaktne pórový — výplňový. Pelity sú tvorené hlavne ílovými minerálmi a je pre ne charakteristická tenká vrstevnatosť, striedajú sa vrstvičky klastického materiálu (kremeň, živce) s jemnozrnnejšími vrstvičkami tvorenými ílovými minerálmi, sľudami a organickou hmotou. Psamity majú podradnejšie zastúpenie, ide o strednozrnné až jemnozrnné horniny patriace do skupiny arkózových a drobových pieskovcov. Intrúzie dioritových porfyritov transportovali časť sedimentov do vyšších polôh vo forme útržkov a blokov, ktoré boli kontaktne metamorfované, miestami nadobúdajú až charakter kontaktných rohovcov, následne boli postihnuté mladšími hydrotermálnymi premenami.

Vrchnú časť centrálnej zóny tvorí andezitový komplex, ktorého vek je spodný sarmat (Kaličiak, Repčok, 1987). Andezity sú z väčšej časti silne hydrotermálne premenené (karbonatizované, argilitizované, pyritizované, chloritizované, sericitizované, hematitizované a silicifikované, jednotlivé druhy hydrotermálnych premien sú naložené na seba, zatiaľ sme v ich distribúcii nenašli žiadnu zákonitosť, resp. zonálne usporiadanie). Ich pôvodné textúry a štruktúry sú zastreté, zachovali sa iba miestami. Zatiaľ nevieme s určitosťou, či ide o lávové prúdy vypĺňajúce kráterovú depresiu alebo o extruzívnu kupolu, resp. sústavu kupol andezitového zloženia, alebo o kombináciu oboch prípadov. V žiadnom prípade tu však nejde o strato-

vulkanický komplex, ako ho definoval Kaličiak (1980). Opisované polohy explozívnych vulkanoklastík v ňom sú polohy tenkých, strmo uložených špecifických brekcií.



Obr. 5. Priečny geologický rez severnou časťou ložiska. 1 — dioritové porfyrity (stredný sarmat), 2 — andezitový komplex (spodný sarmat), 3 — ryolitové vulkanoklastiká (karpat ? — spodný báden ?), 4 — ryolitové vulkanoklastiká (egenburg ?), 5 — piesčito-ílovité sedimenty (karpat), 6 — zlomy, 7 — rudné štruktúry.

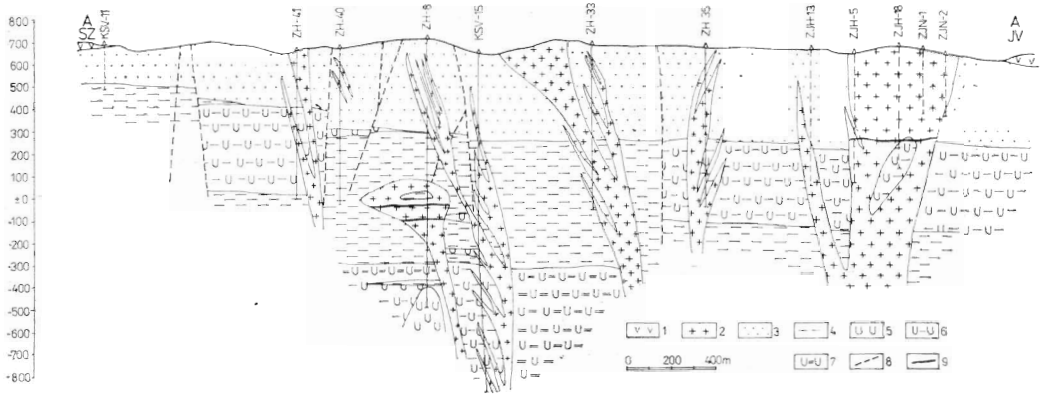
Fig. 5. Geological cross section through the northern part of the deposit. 1 — diorite porphyries (Middle Sarmatian), 2 — andesite complex (Lower Sarmatian), 3 — rhyolite volcanoclastics (Karpatian ? — Lower Badenian ?), 4 — rhyolite volcanoclastics (Eggenburgian ?), 5 — sandy-clayey sediments (Karpatian), 6 — faults, 7 — ore structures.

V rámci andezitového komplexu možno mikroskopicky rozlíšiť niekoľko variet andezitov: hyperstenické, augiticko-hyperstenické, diopsidicko-hyperstenicko-augitické. Zistená variabilita andezitov však nemá vplyv na charakter a intenzitu zrudnenia, ktoré je najviac ovplyvňované stupňom hydrotermálnych premien a reologickými vlastnosťami andezitov.

Andezity majú zväčša výraznú porfyrickú, resp. reliktnú porfyrickú štruktúru. Základná hmota je hemikryštalická s hyalopilitickým, mikropoikilitickým a pilotaxitickým vývojom. Prítomné sú však aj holokryštalické štruktúry. Porfyrické výrastlice sú zastúpené plagioklasom a pyroxénom, len ojedinele amfibolom a biotitom. Pomerné zastúpenie základnej hmoty k porfyrickým výrastliciam je 3:2. Základná hmota je najčastejšie tvorená vulkanickým sklom s mikrolitmi plagioklasov a pyroxénov.

Horniny vrchnej a spodnej časti centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu sú prerážané mladšími intruzívnymi telesami strednosarmatských dioritových porfyritov (Burian et al., 1985; Kaličiak, Repčok, 1987). Tieto intruzívne telesá majú veľmi rozmanité formy: dajky, pne, silly, malé lakolity a nepravidelné telesá (obr. 3, 4, 5). Spolu vytvárajú navzájom prepojenú sústavu intruzívneho komplexu.

Dioritové porfyrity sú tmavosivé, zelenosivé, sivohnedé, svetlosivé, niekedy až bielosivé, ich farba priamo závisí od stupňa hydrotermálnej premeny. Sú celkove hrubozrnnejšie ako andezity, majú výraznú porfyrickú štruktúru, porfyrické výrastlice tvoria najmä plagioklasy a amfiboly, menej pyroxény. Pomer výrastlíc k základnej hmote je zhruba 1:1. Základná hmota má holokryštalický charakter, je hypidiomorfne až alotriomorfne zrnitá alebo aplitická. Skladá sa z plagioklasov, menej z kryštalizačných zárodkov pyroxénov a amfibolov. Mikroskopickým štú-



Obr. 6. Pozdĺžny rez ložiskom Zlatá Baňa. 1 — lávové prúdy a pyroklastiská prechodnej zóny, 2 — intruzívné telesá dioritových porfyritov (stredný sarmat), 3 — centrálny andezitový komplex (spodný sarmat), 4 — piesčito-ílovité sedimenty (karpat ? — báden ?), 5 — intruzívne telesá ryolitov (karpat ? — báden ?), 6 — ryolitové vulkanoklastiká (karpat ? — báden ?), 7 — ryolitové vulkanoklastiká (egenburg ?), 8 — zlomy, 9 — rudné štruktúry.

Fig. 6. Lengthwise geological profile through the Zlatá Baňa deposit. 1 — lava flows and pyroclastics of the transition zone, 2 — intrusive bodies of diorite porphyries (Middle Sarmatian), 3 — central andesite complex (Lower Sarmatian), 4 — sandy-clayey sediments (Karpatian ? — Badenian ?), 5 — intrusive bodies of rhyolites (Karpatian ? — Badenian ?), 6 — rhyolite volcanoclastics (Karpatian ? — Badenian ?), 7 — rhyolite volcanoclastics (Eggenburgian ?), 8 — faults, 9 — ore structures.

diom sa vyčlenilo niekoľko variet dioritových porfyritov: pyroxenické dioritové porfyrity, amfibolicko-pyroxenické a pyroxenicko-amfibolické dioritové porfyrity. Pyroxenické dioritové porfyrity sa javia staršie ako pyroxenicko-amfibolické. Prítomnosť značného množstva amfibolov v dioritových porfyritoch svedčí o vysokom parciálnom tlaku H_2O v magmatickom kozube, jej obsah musel v magme dosiahnuť minimálne 3 hmotn. %.

V spleti intruzívnych telies, na prvý pohľad chaotickej, možno pozorovať niektoré zákonitosti. Dajky majú zväčša smer S—J (sú však aj dajky so smerom SZ—JV a SV—JZ), v distribúcii intruzívnych telies možno rozoznať zreteľne sa črtajúce 3—4 intruzívne centrá (obr. 2). Naznačujú tak možnosť existencie viacerých explozívnych centier už v raných štádiách vývoja andezitového stratovulkánu (okrem čiastkových stratovulkánov Šťavica a Ošvárska, definovaných Kaličiakom a Repčokom, 1987).

Centrálna zóna zlatobanského stratovulkánu má zložitú hrastovo-prepadlinovú stavbu. Najvýraznejší hrast je v severnej časti centrálnej zóny. Je súčasťou hrastu Oblík — Lesíček, definovaného Slávikom a Tözsérom (1973). Menšie hrasty však možno pozorovať v celom rozsahu centrálnej zóny (obr. 3, 4). Hrastovo-prepadlinová stavba centrálnej zóny je spôsobená systémami zlomov SV—JZ a SSZ—JJV smeru, identifikovanými už skôr (Tözsér in Burian et al., 1985).

Vo všetkých typoch hornín budujúcich centrálnu zónu zlatobanského stratovulkánu (ložiskové územie) sú vyvinuté zóny špecifických brekcií, s ktorými súvisí vznik zrudnenia na ložisku (obr. 7). Jedná sa o magmaticko-hydrotermálne, resp. ex-

plozívne hydrotermálne brekcie v zmysle Sillitoa (1985). Tieto brekcie vznikali v určitých zónach zložitými magmatickohydrotermálnymi procesmi nadväzujúcimi na tektonickú predispozíciu. Pri ich vzniku zohralo úlohu niekoľko procesov naložených na seba.

Názory na stavbu centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu sú ovplyvnené stupňom jej poznania. Na základe ojedinelých vrtov a interpretácií regionálnych geofyzikálnych meraní sa vytvoril názor, že centrálna zóna zlatobanského stratovulkánu je vulkanicko-tektonickou depresiou (Tözsér, 1972; Slávik, Tözsér, 1973). Vulkanicko-tektonická depresia sa interpretovala ako výsledok opakujúcich sa kolapsových procesov v pliocéne tesne po vyvrcholení vulkanickej aktivity. Kaličiak (1980) taktiež predpokladá vznik kolapsovej štruktúry (kaldery) v centrálnej zóne zlatobanského stratovulkánu, ktorá prešla zložitým vulkanicko-tektonickým vývojom.

Nové fakty získané pri prieskume ložiska si vyžadujú určitú modifikáciu týchto predstáv. Geologická stavba centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu sa javí v terajšom štádiu poznania takto: Časť centrálnej zóny (totožná zhruba s centrálnou časťou ložiska) je hrastom. Polohy sedimentov a ryolitových vulkanoklastík od neho zaklesávajú na všetky strany. Celkový obraz stavby centrálnej zóny je však komplikovaný tým, že dioritové porfyrity vynášali útržky a bloky sedimentov do vyšších polôh, takže z bodového údaja (akým údaj z vrtu je) niekedy ťažko zistiť, čo je vynesený blok a čo súvislá poloha sedimentov. Na základe predchádzajúcich predstáv a nových poznatkov predpokladáme, že centrálna zóna zlatobanského stratovulkánu je buď oživenou kalderou (z anglického termínu resurgent caldera v zmysle Smitha a Bailyho, 1968) alebo len eróznou kalderou. Stále viac sa však prikláňame k názoru, že Zlatobanská kotlina je len eróznou kalderou, vyerodovanou v mimoriadne silne hydrotermálne premenenom andezitovom komplexe.

Pozícia a charakter zrudnenia na ložisku

Ložiskové telesá — žily a žilníky — majú generálny smer S—J, resp. SSZ—JJV. Sú strmo sklonené na Z i V, miestami sú zvislé (porovnaj obr. 3, 4, 5). Ich smerná dĺžka (interpretovaná z vrtov a geologických rezov) dosahuje až 700 m, vertikálny rozsah je až 500 m. Celková dĺžka hlavného žilníkového ťahu ložiska dosahuje 3 km.

Geochemické a geofyzikálne indície naznačujú existenciu 3—4 paralelných žilníkových ťahov na ložisku. Vrtmi boli zatiaľ potvrdené dva. Jeden systém sa tiahne asi 500 m na V a JV od Zlatej Bane v smere S—J v dĺžke asi 3 km (je to vyššie spomínaný hlavný žilníkový systém ložiska), jeho šírka je 300—400 m. Druhý systém sa tiahne tesne pri V okraji Zlatej Bane, je dlhý asi 1 km, široký 200 m. Oba žilníkové systémy neboli zatiaľ overené v plnom rozsahu. Geologické, geochemické a geofyzikálne indície naznačujú ich pokračovanie smerom na J i na S. Tie isté indície naznačujú existenciu tretieho, resp. aj štvrtého systému, ktoré sa pravdepodobne tiahnu pri Z okraji Zlatej Bane, tiež v smere S—J (pozri aj Divinec, Volko, 1986).

Asi 50 % objemu zrudnenia je v dioritových porfyritoch, predovšetkým v okrajových zónach intruzívnych telies, 40 % je v andezitovom komplexe, zvyšok v ryolitoch a sedimentoch. Rudná výplň (rudné minerály) sa nachádza najmä v tektonických zónach a trhlinách S—J smeru.

Ložisko Zlatá Baňa má polymineralný charakter, spolu bolo na ňom vyčlenených 9 rudných formácií a 24 minerálnych asociácií. Minerály ložiska podrobne opísal

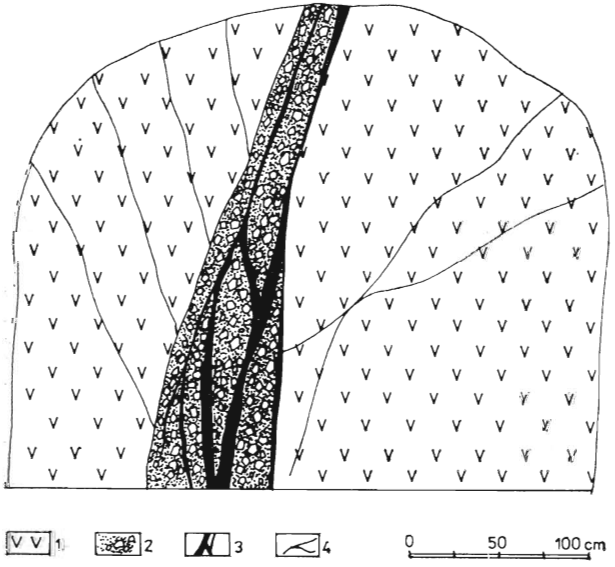
Ďuďa (1979, 1985) a Ďuďa et al. (1981).

Podstatnú časť výplne rudných štruktúr tvoria sulfidické minerály: sfalerit, galenit, chalkopyrit a pyrit. Sú sprevádzané bournonitom, tetraedritom, antimonitom, rumelkou, sulfosoľami Sb a ďalšími, pomerne zriedkavými minerálmi. Okrem rudných minerálov sú vo výplni rudných štruktúr prítomné: dolomit, kalcit, ankerit, manganokalcit, ílové minerály, chlority, menej kremeň, fluorit a baryt.

Rudná mineralizácia ložiska je produktom hydrotermálnej činnosti, ktorá mala polyascendentný charakter, často sa tu nakladali rôzne termálne asociácie minerálov na seba. Vo vrchných partiách centrálnej časti ložiska sú najhojnejšie sfalerit a galenit (v pomere 3:1). Sprevádza ich antimonit, boulangerit, jamesonit, zinkenit, zriedkavo aj hessit, miargyrit a rýdze Au. V hlbších zónach ložiska sa objavuje chalkopyrit, bornit, tetraedrit (niekedy vo forme freibergitu), zriedkavo ich sprevádza rýdzi Bi a miargyrit. Najhlbšie časti ložiska sú charakterizované relatívne chudobnou minerálnou výplňou rudných štruktúr. Okrem všade prítomného pyritu, čiastočne aj sfaleritu a galenitu, sa tu vo väčšom množstve vyskytuje chalkopyrit, pyrotín, miestami aj molybdenit a stanín. V dôsledku polyascendentného charakteru hydrotermálnych roztokov sa v hlbších častiach ložiska nachádzajú aj nižšie termálne minerály, ako rumelka, Pb-Sb sulfosoli a antimonit.

Minerálna výplň väčších žilných štruktúr (s hrúbkou nad 10 cm) je často zonálne usporiadaná, vytvára pásikavé textúry. Okraje tvorí pyrit, potom je zóna sfaleritu a galenitu (niekedy pristupuje aj chalkopyrit), stredné časti sú tvorené karbonátmi a naloženými asociáciami mladších, nižšie termálnych minerálov (rumelka, antimonit, Pb-Sb sulfosoli). Brekciovité typy rúd, ktoré vypĺňajú trhliny, sú tvorené úlomkami hornín tmelených rudnými minerálmi (sfaleritom, galenitom, chalkopyritom a pyritom).

Hlavnými úžitkovými zložkami ložiska sú Zn a Pb, ktoré v menšej miere sprevádza Cu. Ďalšími, veľmi dôležitými úžitkovými zložkami v podpovrchových častiach ložiska sú Ag a Au, ktoré sa vyskytujú buď vo forme samostatných minerálov (rýdze Au, hessit, Ag sulfosoli) alebo vo forme izomorfných a heterogénnych prí-



Obr. 7. Žilná štruktúra v čelbe štôlne J. A. Gemerka. 1 — karbonatizovaný, čiastočne zbrekciovatený andezit, 2 — magmaticko-hydrotermálna brekcia, 3 — žilky rudy, 4 — pukliny v andezite.

Fig. 7. Vein structure in the J. A. Gemerka adit face. 1 — carbonatized, partly brecciated andesite, 2 — magmatic-hydrothermal breccia, 3 — ore veinlets, 4 — cracks in andesite.

mesí v galenite, sfalerite, chalkopyrite a pyrite. Sfalerit obsahuje značné množstvá izomorfne viazaného Cd. V galenite, pyrite a čiastočne aj vo sfalerite je zvýšený obsah Se a Te (viazané izomorfne alebo vo forme mikroinklúzií rôznych teluridov). V pyrite je zvýšený obsah Co. Všetky tieto kovy sú využiteľné a pri vhodnom ekonomickom posúdení ich obsahu by sa podstatne zvýšila bilančnosť ložiska.

Genéza ložiska

Ložisko Zlatá Baňa bezprostredne súvisí (priestorovo i geneticky) s centrálnou zónou zlatobanského stratovulkánu, s jej vývojom a s procesmi, ktoré ju formovali.

Intruzívne telesá dioritových porfyritov a ďalšie produkty vulkanickej činnosti indikujú blízkosť magmatického kozuba, s ktorým spájame aj vznik epigenetického hydrotermálneho zrudnenia ložiska. Séria eruptujúcich intrúzií (od pyroxenických dioritových porfyritov cez amfibolicko-pyroxenické až po pyroxenicko-amfibolické dioritové porfyrity; obr. 8) svedčí o narastajúcom parciálnom tlaku H_2O v magmatickom kozube. V jeho okrajových častiach vznikla zóna taveniny nasýtená H_2O. V dôsledku výstupu magmatického kozuba do vyšších úrovní nastala kryštalizácia tejto taveniny a uvoľňovanie prchavých zložiek. Pretože v podmienkach uzavretého systému, ktorý tu predpokladáme, je objem vznikajúcich kryštálov a uvoľňovanie prchavých zložiek väčší ako objem taveniny nasýtenej H_2O, dochádza v tejto zóne ku generovaniu mechanickej energie. Uvoľňujúca sa mechanická energia vytvára v okolitých horninách rozsiahle systémy trhlín (obr. 8) vyplnených špecifickými brekciami (obr. 7). Svoju úlohu tu zohrala aj tektonická predispozícia. Vznik trhlín postupoval v kolmom smere na najmenšie hlavné napätie, ktoré je v hĺbkach 1—2 km obvykle v horizontálnej rovine (preto sú v ložisku strmé až zvislé trhliny a následne aj rudné štruktúry). Orientácia trhlín v tejto rovine závisí od regionálneho poľa napätí. Počas tvorenia rozsiahleho systému trhlín, ktoré predchádzalo vzniku ložiska, muselo mať toto pole orientáciu S—J. Súviselo to zrejme s orientáciou osí terciérnych panví karpatského oblúka. V ďalších etapách vývoja magmatický krb ustúpil do hĺbky, uvoľnili sa hydrotermálne roztoky, ktoré prúdili systémom vytvorených trhlín, hydraulickým efektom ich ďalej rozširovali a zanášali ich zároveň kryštalizujúcimi rudnými minerálmi, ktoré takto vytvorili ložisko.

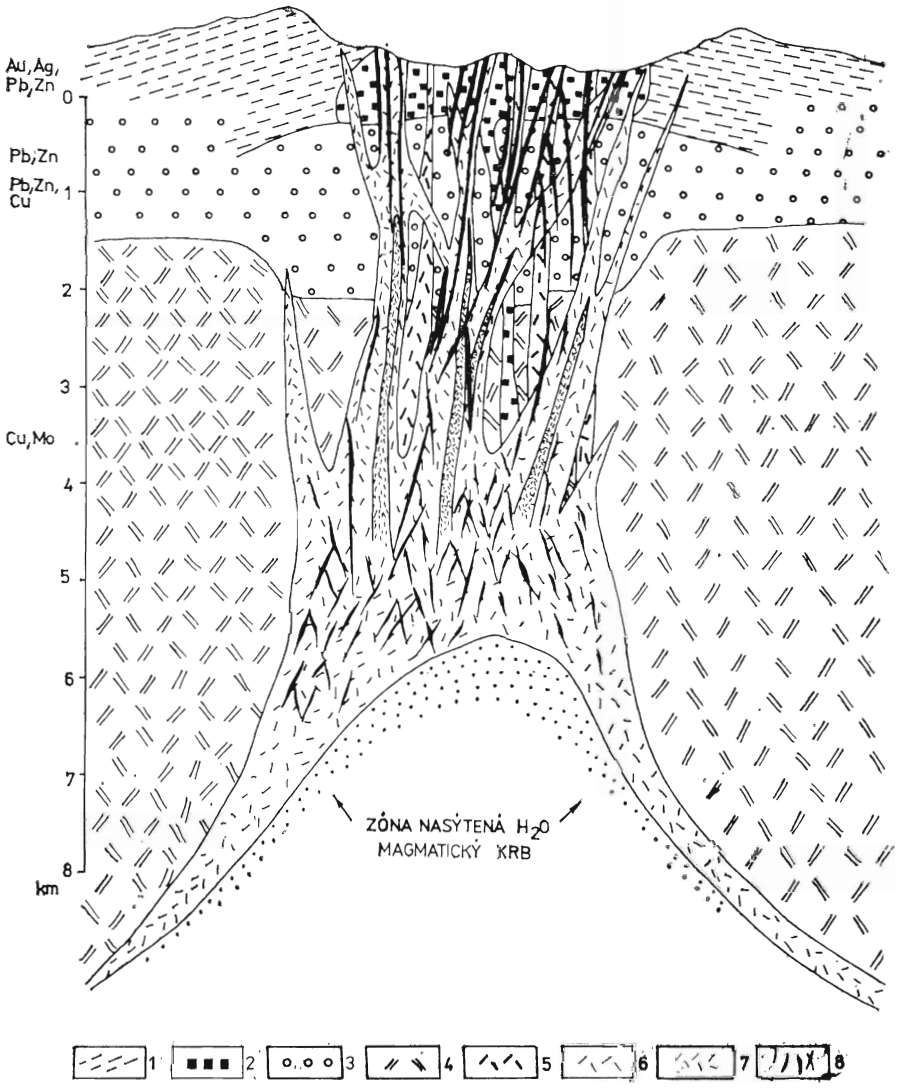
Výsledky prieskumu južnej časti ložiska

Nové výsledky získané z vrtných prác pri prieskume južnej časti ložiska Zlatá Baňa podstatne dopĺňajú predstavy o jeho stavbe a význame.

Rudné štruktúry pokračujú z centrálnej časti ložiskového územia do južnej. Majú tu taktiež generálny smer S—J, strmé sklony (niektoré štruktúry, resp. ich časti sú až zvislé). Na rozdiel od centrálnej časti ložiska však väčšinou so sklonom na V (porovnaj obr. 3 a 4).

Centrálny andezitový komplex tiež kontinuálne pokračuje do južnej časti ložiska, zrejme vypĺňa podstatnú časť centrálnej zóny zložitého zlatobanského stratovulkánu. V tejto časti ložiska však dosahuje miestami hrúbku až 600 m, kým v centrálnej a severnej časti ložiska väčšinou len 250—400 m.

Medzi centrálnou a južnou časťou ložiska je výrazný skok. Centrálna časť ložiska je oproti južnej vyzdvihnutá najmenej o 300 m (obr. 6). Tento výzdvih je spôsobený zlomami SV—JZ smeru. Presnejšie amplitúdu tohto výzdvihu nepoznáme,



Obr. 8. Schematický model vzniku ložiska Zlatá Baňa. 1 — stratovulkanický komplex prechodnej zóny, 2 — andezitový komplex centrálnej zóny, 3 — sedimenty molasy a ryolitové vulkanoklastiká, 4 — predterciérne podložie, 5 —pyroxenické dioritové porfyrity, 6 — amfibolicko-pyroxenické dioritové porfyrity, 7 — pyroxenicko-amfibolické dioritové porfyrity, 8 — rudné štruktúry.

Fig. 8. Schematic model of the Zlatá Baňa deposit origin. 1 — stratovolcanic complex of the transition zone, 2 — andesite complex of the central zone, 3 — sediments of molasse and rhyolite volcanoclastics, 4 — Pre-Cenozoic basement, 5 — pyroxene diorite porphyries, 6 — amphibole-pyroxene diorite porphyries, 7 — pyroxene-amphibole diorite porphyries, 8 — ore structures.

pretože v južnej časti ložiska sme zatiaľ žiadnym vrtom nenavŕtali sedimenty známe z jeho centrálnej časti.

Vertikálny rozsah (hrúbka) ryolitového komplexu v južnej časti ložiska zatiaľ nie je známy. Žiaden z doteraz realizovaných vrtov neprešiel do jeho podložia. Ryolitový komplex je zatiaľ overený technickými prácami v hĺbkovom intervale 450—800 m. Tento údaj je dobre korelovateľný s centrálnou časťou ložiska. V južnej časti ložiska sa však ryolitový komplex nečlení na horizonty polohami ílovito-piesčitých sedimentov (tie tu chýbajú). Tvoria ho tu takmer výlučne vulkanoklastiká, kým v centrálnej časti sú zastúpené aj pevné, efuzívne a intruzívne telesá ryolitov.

Rozmanité formy intruzívnych telies dioritových porfyritov sa vyskytujú aj v južnej časti ložiska. Sú sústredené okolo centra, za ktoré považujeme peň kóty Nozger (obr. 4). Okolo tohto pňa je vyvinutá rozsiahla zóna brekcií, pravdepodobne magmaticko-hydrotermálnych (pozri vyššie), ale aj intruzívnych.

Rudná mineralizácia je rovnaká ako v centrálnej časti ložiska (sfalerit, galenit, pyrit, chalkopyrit). V hlbších častiach (v hĺbke pod 500 m) je relatívne hojnejší chalkopyrit. Špecifickou črtou južnej časti ložiska je vystupovanie zrudnenia v ryolitovom komplexe. Rudné minerály sú tu rozptýlené vo forme výplní dutín v ryolitových vulkanoklastikách. Tieto zrudnené polohy však nie sú ekonomicky bilančné. Všeobecne možno konštatovať, že forma vystupovania zrudnenia závisí od horninového prostredia. V ryolitovom komplexe je zrudnenie rozptýlenejšie ako v intruzívnom komplexe, najkoncentrovanejšie je v andezitovom komplexe. Značná hrúbka andezitového komplexu v južnej časti ložiska dáva tomuto segmentu väčšiu perspektívu, ako sa predkladalo. Pri východnom okraji južnej časti ložiskového územia sa overili rudné štruktúry s antimonitom (antimonit v nich prevažuje nad sfaleritom a galenitom). Zrudnenie overené vrtmi pokračuje až po južný okraj centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu.

Nové poznatky o ložisku získané z banských prác

Banský prieskum časti ložiska sa v rámci etapy vyhľadávacieho prieskumu realizuje preto, že napriek relatívne veľkej hustote vrtných prác existovali ťažkosti pri interpretácii geologickej stavby ložiskového územia, ale najmä pri interpretácii priebehu, rozsahu, skutočnej hrúbky a morfológie rudných telies. Tieto ťažkosti vyplývali zo zložitého a nepravidelného charakteru zrudnenia, ako aj z charakteru informácií, ktoré nám môžu poskytnúť vrty. Vyprojektovala sa pravidelná sieť banských prác, aby sa získali štatistické údaje o frekvencii výskytov zrudnenia v zóne s výskytom subvulkanických intruzívnych telies. Neskôr sa zmenami projektu zmenila metodika banského prieskumu na smerno-sledné rozfáranie rudných štruktúr (vzhľadom na to, že sa ukázalo, že rudná mineralizácia je koncentrovaná do žilno-žilníkových štruktúr).

Cieľom vyššie uvedeného prieskumu je zistiť kontinuitu rudných telies, ich morfológiu, charakter a zákonitosti distribúcie úžitkových zložiek v nich (v horizontálnom i vertikálnom smere) a ich horizontálny a vertikálny rozsah. Vzhľadom na charakter a morfológiu terénu v centrálnej zóne zlatobanského stratovulkánu je to však možné len v podpovrchových častiach ložiska.

Na základe doterajších údajov z banských a vrtných prác môžeme konštatovať, že zrudnenie je priestorovo viazané na tektonicky porušené zóny S-J, prípadne SSZ-JJV priebehu. Niektoré z nich využili aj intrúzie dioritových porfyritov. Tieto

štruktúry slúžili ako výstupné cesty pre hydrotermálne roztoky migrujúce smerom k povrchu.

Ekonomicky významným typom zrudnenia na ložisku je len hydrotermálny žilno-žilníkový typ, ktorý je v smernom priebehu rudných štruktúr vyvinutý v závislosti od fyzikálno-mechanických a geochemických vlastností vulkanického komplexu (andezitového komplexu a intruzívneho komplexu dioritových porfyritov), ktoré priamo podmieňovali charakter tektonického porušenia a boli limitujúcimi faktormi, kontrolujúcimi morfoštruktúrny typ hydrotermálneho zrudnenia.

Rudné štruktúry v centrálnom andezitovom komplexe majú hrúbku do 2 m. Možno ich charakterizovať ako žilné telesá tvorené hydrotermálne premenenou a tektonicky porušenou horninou s rôznym stupňom zbrekciovatenia, v ktorej je vyvinutý nepravidelný žilník rudy (obr. 6) so žilkami s hrúbkou 0,X—X cm, s frekvenciou nadurovania do hrubších šošoviek a hniezd 2—7 m.

Na kontaktoch centrálneho andezitového komplexu s intruzívnymi telesami dioritových porfyritov je vyvinutý brekciovitý typ zrudnenia (vzhľadom na intenzívnejší stupeň porušenia, vyplývajúci z rozdielnych mechanických vlastností stýkajúcich sa hornín). Sú to šošovkovité telesá s hrúbkou 2—5 m, ktoré možno charakterizovať ako brekcie tvorené úlomkami okolitej horniny s medziúlomkovými priestormi vyplnenými karbonátmi a sulfidmi Zn a Pb. V samotných telesách dioritových porfyritov tieto štruktúry prechádzajú do jednotlivých žiliek, hrubých 0,X—5 cm (do žilníkov).

Rudné štruktúry sú strmé, 75—90°, so sklonom na Z i V. V terajšom štádiu banského prieskumu je preverený kontinuálny priebeh rudných štruktúr smerne do 500 m, vertikálne do 60—70 m, pričom treba konštatovať veľkú variabilitu v distribúcii úžitkových zložiek. Vo výplni rudných štruktúr pozorovať rôzne termálne asociácie rudných minerálov naložené na seba (v tej istej štruktúre, na tom istom mieste sa vyskytujú: chalkopyrit, sfalerit, galenit, antimonit, rumelka).

Ekonomicky veľmi zaujímavý sa ukázal obsah zlata a striebra (pozri nižšie) v podpovrchových častiach ložiska.

Výsledky výpočtov zásob

Pre časť ložiska skúmanú v rámci pôvodnej úlohy Zlatá Baňa — polymetalické rudy sa metódou geologických blokov vypočítali zásoby rúd farebných a drahých

TAB. 1

Výsledky výpočtu zásob z centrálnej časti ložiska Zlatá Baňa
Results of ore reserves calculation from the central part of the Zlatá Baňa deposit

Kategória zásob	Množstvo zásob (t)	Kovnatosť				
		Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)
C_2 — bilančné	8 076 000	0,044	0,720	1,943	0,568	18,923
P_1 — bilančné	5 328 000	0,180	0,555	1,800	0,494	18,269
P_1 — nebil.	3 564 000	0,011	0,309	0,647	0,337	8,382

TAB. 2

Výsledky výpočtu zásob z južnej časti ložiska Zlatá Baňa
Results of ore reserves calculation from the southern part of the Zlatá Baňa deposit

Kategória zásob	Množstvo zásob (t)	Kovnatosť				
		Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)
C_2 — bilančné	2 742 000	0,095	1,422	3,395	0,597	34,351
P_1 — bilančné	1 187 000	0,240	0,966	1,573	0,230	19,340

TAB. 3

Priemerný obsah kovov rudných štruktúr zo štôlní
Average metal content of ore structures from adits

Označenie štruktúry	Kovnatosť				
	Cu (%)	Pb (%)	Zn (%)	Au (g/t)	Ag (g/t)
$MS_1 — S_2$ štôlňa Mária	0,060	0,647	1,027	1,849	18,670
$GSl_1 — Sl_2$ štôlňa J. A. Gemerka	0,028	0,367	0,846	1,848	83,140

kovov (Zn, Pb, Cu, Au, Ag), ktoré spĺňajú podmienky pre ich zaradenie do voľných bilančných zásob v kategórii C_2.

Všetky rudné telesá ložiska (v doteraz preskúmanej časti) sú tvorené žilami a žilníkmi so strmými sklonmi, ktoré sa dajú aproximovať doskovitými telesami. Preto sme na výpočet zásob zvolili metódu geologických blokov, ktorá je vhodná pre žilné ložiská. Výsledky výpočtu sú v tab. 1.

V južnej časti ložiska sa vypočítala zásoba rudy metódou geologických blokov podobne ako aj pre centrálnu časť. Výsledky výpočtu sú v tab. 2.

Celkove je zatiaľ na ložisku overených 10 818 000 t rúd v kategórii C_2. Sú to zásoby geologické, s pravými mocnosťami. Priemerná pravá mocnosť blokov v centrálnej časti ložiska je 1,66 m, v južnej časti 1,16 m.

Banskými prácami sa už sledne overilo niekoľko rudných štruktúr. Kompletné výsledky máme zatiaľ len z dvoch. V tab. 3 sú uvedené aritmetické priemery obsahov kovov v týchto štruktúrach.

Záver

Vyššie uvedené výsledky výpočtov zásob ukazujú, že rudný potenciál ložiska Zlatá Baňa je značný. Preskúmaná je však zatiaľ len časť ložiskového územia (totožná s centrálnou zónou zlatobanského stratovulkánu). V súčasnosti prebieha prieskum južného, západného a severného pokračovania ložiska. Predpokladáme, že ložisko tvoria dva paralelné žilníkové ťahy, dlhé 3—4 km, široké 200—400 m. Zatiaľ však poznáme len jeho východné ohraničenie.

Prieskum južnej časti ložiska naznačil,

že jeho rudný potenciál je oveľa väčší, ako sa pôvodne predpokladalo. Nové zistenia o geologickej stavbe dávajú tomuto priestoru i ložiskovému územiu západne od neho, zatiaľ nepreskúmanému vrtmi, značnú perspektívu.

Banským prieskumom sa objasnili niektoré detaily stavby centrálnej zóny zlatobanského stratovulkánu (jej najvrchnejších častí), overila sa kontinuita rudných štruktúr a potvrdilo sa, že napriek ich malej hrúbke je ich smerný rozsah značný. Na základe dosiahnutých výsledkov možno niektoré rudné štruktúry vo vrchných častiach ložiska pokladať za zlatostrieborné, čo tiež značne zvyšuje ekonomickú hodnotu a perspektívu ložiska Zlatá Baňa.

Literatúra

Bujňáková, M., Filo, M., Pospíšil, L. 1979: Slanské vrchy — geofyzikálny prieskum — I. etapa. *Manuskript — archív GO Košice, 53 s.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J., Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Miner. slov., — Monogr., Bratislava, Alfa, 269 s.*

Divinec, Ľ. 1984: Zlatá Baňa-SZ — projekt geologickoprieskumných prác. *Manuskript — archív GO Košice.*

Divinec, Ľ. 1987: Geochémia ložiska Zlatá Baňa. [Kandidátska dizertačná práca.] *Manuskript — Geofond Bratislava, 168 s.*

Divinec, Ľ. et al. 1985: Záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Zlatá Baňa — polymetalické rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava, 200 s.*

Divinec, Ľ., Volko, P. 1986: Charakteristika sekundárnej geochemickej aureoly ložiska Zlatá Baňa, Slanské vrchy. *Miner. slov., 3, 227—236.*

Ďuďa, R. 1979: Zlatá Baňa — Dubník. Keramické íly. *[Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ďuďa, R. 1985: Mineralogické zhodnotenie ložiska Zlatá Baňa. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrych, J., Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., 2, Bratislava, Alfa, 93 s.*

Ďurica, D. 1982: Geológia Východoslovenskej nížiny. *Miner. slov. — Monogr., 1, Bratislava, Alfa, 3—60.*

Grecula, P., Kaličiak, M., Varga, I. 1977: Hornádsky zlomový systém a jeho problémy. *Miner. slov., 6, 419—448.*

Grech, J. 1960: Správa a výpočet zásob z ložiska Zlatá Baňa — Sb rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava, 145 s.*

Kaličiak, M. 1977: Metalogenetické pomery zlatobanského vulkanického aparátu v severnej časti Slanských vrchov. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 114 s.*

Kaličiak, M. 1977: Zlatá Baňa — projekt geologickoprieskumných prác. *Manuskript — archív GO Košice, 78 s.*

Kaličiak, M. 1979: Čiastková záverečná správa a výpočet zásob z úlohy Kapušany — Slanec, Hg a polymetalické rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava, 168 s.*

Kaličiak, M. 1980: Geologická stavba a vývoj neogénneho subsekventného magmatizmu v oblasti zlatobanského vulkanického aparátu (severná časť Slanských vrchov). *Miner. slov., 1, 1—25.*

Kaličiak, M., Ďuďa, R. 1981: Časový vývoj a formačné členenie zrudnenia v zlatobanskom rudnom poli. *Miner. slov., 13, 1—23.*

Kaličiak, M., Repčok, I. 1987: Rekonštrukcia časového vývoja vulkánov v severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov., 5, 401—415.*

Kuthan, M. 1948: Undačný vulkanizmus karpatského orogénu a vulkanologické štúdiá v severnej časti Prešovských hôr. *Práce Št. geol. Úst., Zoš., 17, 87 s.*

Pospíšil, L., Kaličiak, M. 1979: Geologická interpretácia geofyzikálnych meraní v okolí Zlatej Bane. *Miner. slov., 11, 115—125.*

Pták, J. 1956: Zpráva o podrobném sledování propylitizačních pásem v okolí Zlaté Baně u Prešova (list 4467/1) a předběžné zhodnocení rudních výskytů. *Manuskript — Geofond Bratislava, 246 s.*

Sillitoe, R. H. 1985: Ore-related breccias in volcanoplutonic arcs. *Econ. Geol., 6, 1467—1514.*

Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. *[Doktorská dizertačná práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 341 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. Geol. carpath., 24/1, 23—52.*

Smith, R. L., Baily, R. A. 1968: Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer. Mem., 116, 613—622.*

Ťkáč, J. 1983: Zlatá Baňa — detailný geo-

fyzikálny prieskum. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GO Košice.*

Tözsér, J. 1972: Záverečná správa z vyhľadávacieho prieskumu v Prešovsko-tokajskom pohorí. *Manuskript — Geofond Bratislava, 239 s.*

Tözsér, J. 1974: Kapušany — Slanec, projekt vyhľadávacieho prieskumu. *Manuskript — archív GO Košice, 88 s.*

Tözsér, J. 1983: Metalogenéza Slanských vrchov. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — Geofond Bratislava, 196 s.*

Tözsér, J. 1984: Zlatá Baňa-JV — projekt geologickoprieskumných prác. *Manuskript — archív GO Košice, 111 s.*

Tözsér, J., Divinec, Ľ. 1983: Zlatá Baňa II — projekt geologickoprieskumných prác. *Manuskript — archív GO Košice, 97 s.*

The Zlatá Baňa deposit in the light of new geological prospecting data, Eastern Slovakia

The Zlatá Baňa deposit is situated in the northern part of the Slanské vrchy Mts. (East Slovakia) in the central volcanic zone of the compound Zlatá Baňa stratovolcano. The genesis of the deposit is directly connected with the processes, which formed this central zone.

The lower part of the central volcanic zone is built by two horizons of rhyolite volcanoclastics, which are separated by a horizon of sandy-clayey sediments. Both types of the above rocks are locally cross-cut by rhyolite intrusive bodies. The age of the whole sequence is probably Eggenburgian — Lower Pannonian (without biostratigraphical proof).

The upper part of the central volcanic zone consists of the andesite complex, which has the Lower Sarmatian age (Kaličiak, Repčok, 1987). Both parts of the central volcanic zone are cross-cut by younger intrusive bodies of diorite porphyries, which have the Middle Sarmatian age (Tözsér in Burian et al., 1985; Kaličiak, Repčok, 1987). These intrusive bodies have various forms: dykes, necks, stocks, sills, small laccolithes and bodies of irregular shape. Together they form mutually connected system of the intrusive complex. It is possible to distinguished 3—4 intrusive centres in the distribution of the above intrusive bodies. The existence of several explosive centres outlines in the early stages of the development of the andesite stratovolcano.

The central volcanic zone has a compound horst-graben structure. It is a part of the Oblík-Lesíček horst, defined by Slávik and Tözsér (1973). This horst-graben structure is caused by faults of the NE—SW and NNW-SSE strikes respectively.

Zones of specific breccias occur in all rocks, which build the central volcanic zone. The origin of ore mineralization is partly connected with them. The question is about magmatic-hydrothermal and hydrothermal eruption breccias respectively in the sense of Sillitoe (1985).

Ore bodies (veins and stockworks) have generally the N-S ore NNW-SSE direction, dipping steeply to W or E, from place to place they are even vertical. Length of these bodies is from 100 m to 700 m, their thickness is from 0,1 to 2 m.

Overwhelming part of the ore structures filling is formed by sulphides: sphalerite, galena, chalcopyrite and pyrite. They are accompanied by bournonite, tetrahedrite, antimonite, cinnabar and Sb sulphosalts. Besides, the following minerals are present in the ore structures: dolomite, calcite, ankerite, manganocalcite, clay minerals, chlorites, quartz, fluorite and barite. Zinc and lead, accompanied by copper are the main utility components of the deposit. Gold and silver are other, very important components. They occur either in form of their own minerals (native gold, hessite, Ag sulphosalts) or in the form of isomorphous and heterogenous admixtures in galena, sphalerite, chalcopyrite and pyrite.

The genesis of the Zlatá Baňa deposit is directly connected (both spatially and genetically) with the central volcanic zone of the Zlatá Baňa stratovolcano. Intrusive bodies of diorite porphyries and other products of volcanic activity indicate the proximity of a magma chamber. With this magma chamber we connect the origin of epigenetic hydrothermal ore mineralization of the deposit.

In the central and northern part of the deposit there have been calculated 8 mil. tons

ore-grade reserves with the following metal contents: 1.94 % Zn; 0.72 %; 0.044 % Cu; 18.9 g/t Ag; 0.57 g/t Au. In the southern part of the deposit there have been calculated 2.7 mil. tons ore-grade reserves with the following metal content: 3.40 % Zn; 1.42 % Pb; 0.10 % Cu; 34.35 g/t Ag; 0.60 g/t Au. Because the deposit is not contoured, its prospecting continues. The spatial position of ore structures, their extension, continuity and the distribution of components in them are verified.

RECENZIA

M. Koděra a kol.: **Topografická mineralógia Slovenska.** Veda, vydavateľstvo SAV Bratislava, 1986, 580 s., 105 Kčs

Prvý diel Topografickej mineralógie Slovenska zahŕňa heslá od A do Kl včítane rozsiahleho zoznamu publikovanej literatúry. Je prvou topografickou mineralógiou týkajúcou sa iba územia Slovenska. Obsahuje prakticky všetky údaje o mineráloch publikovaných za posledných cca 100 rokov. Je cenove prístupná (105 Kčs), ale žiaľ, jej náklad (1500 exempl.) ju už teraz radí medzi nedostatkovú mineralogickú literatúru. Je zrejmé, že vydavateľ nedocenil jej význam a prínos pre mineralogickú verejnosť.

Osnova knihy je založená na dvoch princípoch — topografickom a genetickom. Topografická časť pozostáva z abecedného opisu mineralogických lokalít vychádzajúceho z platného územného členenia Slovenska z roku 1977. Prioritné postavenie má názov obce, nižšie členenie pozostáva z katastrálnych názvov, resp. zaužívaných historických názvov častí obcí, chotárov atď. Každá lokalita je charakterizovaná geograficky, stručne geologicky a pri každej lokalite sú vyčlenené samostatné genetické celky, v rámci ktorých sú jednotlivé minerály opisované. Toto usporiadanie je veľkým prínosom, pretože umožňuje pretriediť a zaradiť mnohé údaje o mineráloch, čo uľahčilo orientáciu v problematike.

V rámci každého genetického celku sa minerály opisujú v abecednom poradí a je potešiteľné, že autori nielen konštatujú zistené fakty, ale pokúšajú sa aj o ich zhodnotenie. Niektoré minerály navrhujú vyškrtnúť z danej lokality, iné správne lokalizujú, resp. znovu zatrieďujú podľa súčasného stavu poznatkov o mineráloch a ich varietách. Je potrebné vyzdvihnúť skutočnosť, že tam, kde to bolo možné, uvádzajú aj prioritný literárny prameň opisu. Širšia pozornosť sa venovala aj minerálom, ktoré boli prvýkrát opísané na Slovensku alebo ktorých podrobnejšia charakteristika sa opiera o opis zo slovenskej lokality.

Každý minerál je všeobecne charakterizovaný opisom makroskopických vlastností, ale pri mnohých je doplnený aj spôsob ich identifikácie, chemizmus a fyzikálne vlastnosti.

V rámci genetických celkov autori opisujú minerály aj v rôznych typoch surovín, ako sú bauxity, kaustobiolity, jaskynné útvary atď., čím dostáva topografická mineralógia nádych komplexnosti a ucelenosti.

Drvivá väčšina opisov minerálov a mineralogických lokalít sa opiera iba o publikované práce uverejnené do r. 1980, sčasti aj 1981 (práce monografického charakteru), neberie do úvahy nepublikované práce a archívne správy z Geofondu. Pre značný rozsah publikovaných prác za posledných cca 100 rokov (3292 titulov) je to pochopiteľné. Predsa sa ale domnievame, že pre úplnosť by bolo vhodné doplniť to (v spolupráci s Geofondom) v nových vydaniach knihy. Je dobré, že v knihe sa vedľa nových názvov žíl, lokalít a pod. v zátvorke uvádza aspoň raz aj starý názov. Nové pomenovanie žíl mohlo byť ešte dôslednejšie, aspoň tam, kde sa to čiastočne urobilo v rámci rudných revírov. Napr. v oblasti Ráztoky (gemerikum) sa užíva pomenovanie Biela žila namiesto Weisser-gang, podobne žila Hrubá, Široká, ale zároveň sa ponechali názvy žíl Glänzen, Rinner atď. Dôsledné premenovanie historických miestnych názvov cudzieho pôvodu je ťažký problém a mali by sa ním zaoberať najmä publikácie o ložiskách.

Publikácia má veľmi dobrú technickú a polygrafickú úroveň.

Topografická mineralógia Slovenska je nielen veľmi užitočnou, ale aj reprezentačnou publikáciou našej geológie trvácnej hodnoty.

R. Ďuďa, P. Grecula

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 239—248*

Vzťah Hrubej, Gelnickej, Krížovej a Novej žily v slovinsko-gelnickom rudnom poli

MARTIN RADVANEC*, KAROL PIOVARCSY*, IVETA BÖHMOVÁ**

* Geologický prieskum, n. p., 052 40 Spišská Nová Ves
** Agrostav, n. p., 033 01 Liptovský Hrádok

Doručené 6. 7. 1987

Взаимосвязь жил Грубая Гелницкая, Крижова и Нова в словинско-гелницком рудном районе, Восточная Словакия

Взаимосвязь жильных структур (Крижова, Новая, Гелницкая и словинская Грубая жила) в словинско-гелницком рудном районе (СГР) решалась на основании данных геологоразведочных работ при использовании изменчивости средних содержаний железа, меди, кварца и минералогической зональности, которая в рудном районе одинаковая. Из результатов этих изучений была составлена постминералогическая тектоническая модель, которая позволяет предполагать, что жилы Крижова, Новая и Гелницкая являются тектоническими частями словинской Грубой жилы.

Mutual relations of the Hrubá vein, Gelnica vein, Krížová vein and Nová vein in the Slovinky-Gelnica ore field, Eastern Slovakia

We have solved the mutual relations of vein structures (the Krížová, Nová, Gelnica and Slovinky Hrubá vein respectively) in the Slovinky-Gelnica ore field from the data of prospecting works using variability of the Fe, Cu, SiO_2 mean contents and mineralogical zoning, which is equal in the whole ore field. We have also made post-mineralization tectonic model from the results of this study. It follows from this model that the Krížová, Nová and Gelnica veins are tectonic parts of the Slovinky Hrubá vein.

Slovinsko-gelnické rudné pole je jedným z najdôležitejších producentov meďnatých rúd v ČSSR s ťažbou od 13. storočia. Máme teda dostatok údajov o tvare a priestorovom rozmiestnení žilných štruktúr vo vertikálnom i horizontálnom smere. Zistenie vzájomného vzťahu žilných štruktúr má veľký význam pri ich smernom a hĺbkovom prognózovaní.

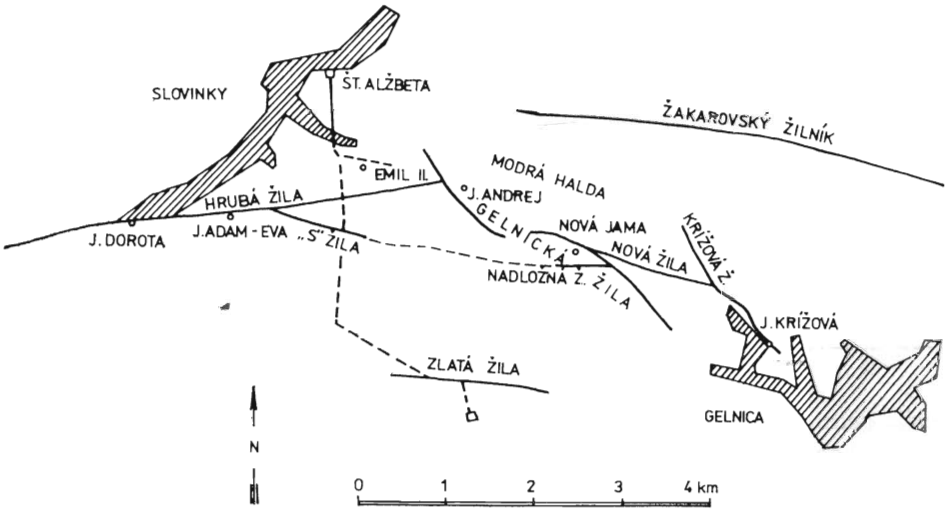
Opis hlavných ložísk v rudnom poli

Slovinsko-gelnické rudné pole patrí východnej časti spišského rudného rajónu v Spišsko-gemerskom rudohorí (Hudáček, 1972). Grecula (1982) ho zaradil do kojšovského príkrovu. Reprezentujú ho hydrotermálne žilné telesá sideritovej formácie, ktoré sú zaradené do skupiny sideri-

tovo-kremeňových žíl s hojnejšími Cu sulfidmi (Varček in Bartalský et al., 1973). Hlavnú minerálnu výplň žíl tvorí siderit, ankerit, pistomezit, Fe-dolomit, kalcit, kremeň, chalkopyrit, tetraedrit, arzenopyrit, pyrit. Na jednotlivých žilách pozorovať vertikálnu minerálnu zonálnosť. Vo vrchných častiach prevláda sideritová mineralizácia, ktorú smerom do hĺbky nahradzuje kremeňovo-sulfidická mineralizácia (Bartalský et al., 1962, 1973). Žily dosahujú priemernú hrúbku od 2 do 4,5 m a vyskytujú sa v prostredí rôznych chloritických, sericitických a grafitických fylitov a porfyroidov.

Slovinská Hrubá žila — hlavné ložiskové teleso v rudnom poli — je súčasťou žilnej zóny V—Z smeru s dĺžkou 6300 m (obr. 1). Nachádza sa tu niekoľko subparalelných rudných žíl, ktoré sa v smere i po sklone nepravidelne spájajú, resp. odbiehajú od Hrubej žily. Významnejšími odžilkami sú: Kremenitá, Severná, Nadložná, Stredná dorotejská a S-žila. Smerný a hĺbkový dosah týchto odžiliek je podstatne menší ako pri Hrubej žile (Bartalský et al., 1973). Generálny sklon slovinskej Hrubej žily je 75° na J. V západnej časti žily sa sklon zväčšuje. Overená hĺbka žily neďaleko jamy Dorotea je 750 m (Piovarcsy, 1984). Predpokladá sa, že žila pokračuje za hranicu doterajšieho ťažobného poľa.

Krížová žila miestami nadobúda charakter žilníka. Jej smerná dĺžka je 2500 m so smerom JV—SZ a so sklonom 65—85° na SV, ktorý sa miestami mení až na JZ. Na žilnej štruktúre sa uplatnili mladšie pohyby, čo spôsobilo tektonické roztrhanie ložiskového telesa pozdĺž smerných porúch. Veľmi časté sú aj priečne zlomy JZ—SV až ZJZ—VSV smeru so sklonom na JV, ktoré spôsobujú odsun každého východnejšieho segmentu žily na SV (Bartalský et al., 1962; to isté pozorujeme aj na Gelnickej žile). Amplitúda odsunu je



Obr. 1. Schematické zobrazenie žilných štruktúr v slovinsko-gelnickom rudnom poli (podľa Popreňáka, 1983, upravil Piovarcsy, 1986). Plná čiara — rudné žily, prerušovaná čiara — čiastočne overené rudné žily.
Fig. 1. Schematic depiction of vein structures in the Slovinky-Gelnica ore field (according to Popreňák, 1983, revised by Piovarcsy, 1986). Full line — ore veins, disconnected line — ore veins verified in parts.

do 10 m. Z hľadiska perspektívy sa predpokladá, že JV časť Krížovej žily (okolo jamy Krížová) bude pre ťažbu najvhodnejšia (obr. 1).

Gelnická žila je paralelná so žilnou štruktúrou Krížová. Má smer SZ—JV, dĺžku 3600 m, sklon 75° na JZ. Na rozdiel od Krížovej žily sa tu nezistil sklon na SZ. V severozápadnej časti sa žila tektonicky styka s Hrubou žilou, za ktorou rýchle vykliňuje (obr. 1).

Prieskumnými prácami sa v ostatných rokoch zistila Nová žila, ktorá sa začína overovať. Má smer ZSZ—VJV až V—Z (obr. 1). Je priečnou žilnou štruktúrou medzi Krížovou a Gelnickou žilou v dĺžke 1470 m. Sklon 65° na S sa v hĺbke mení aj na JZ. Je veľmi silne porušená zvislými priečnymi tektonickými poruchami, ktoré sú podobné ako na Hrubej žile. Jej styk s Krížovou žilou nie je známy, s Gelnickou žilou je tektonický (Piovarcsy, 1987).

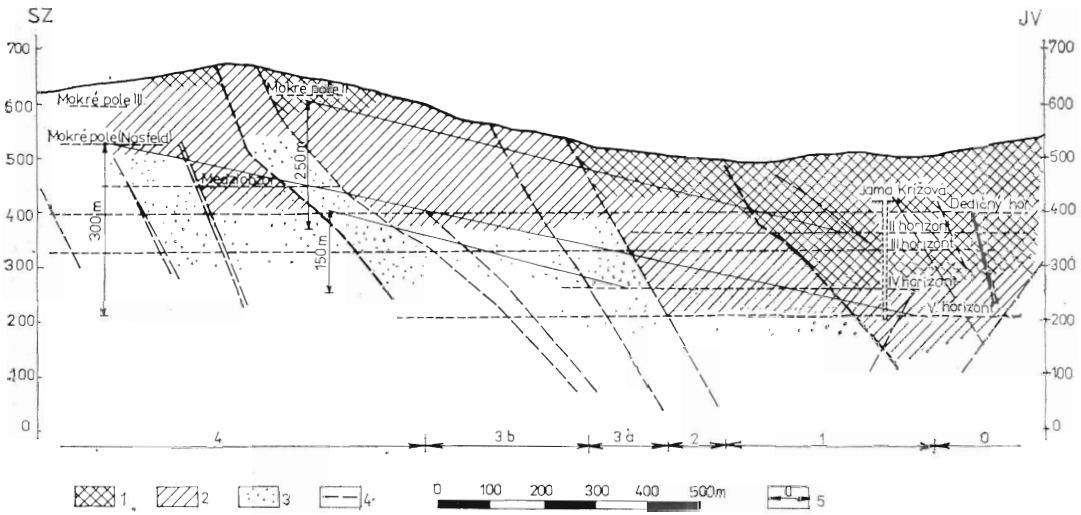
Všetky opisované žily sú doteraz hodnotené ako samostatné žilné štruktúry (Ilavský, 1956; Bartalský et al., 1973; Sasvári, 1983). Hudáček (1972) považuje Hrubú, Gelnickú a Krížovú žilu za jednu žilnú štruktúru (Krížová žila je nadložnou žilou Gelnickej žily). Gelnická žila je podľa neho jednou z dvoch častí východného pokračovania slovinského žilníka, kým druhým segmentom je Krížová žila. Tektonický styk Hrubej a Gelnickej žily hodnotí (l. c.) ako primárny ohyb, ktorý vznikol v predmineralizačnom štádiu žilnej štruktúry.

Hrubá žila na styku s Gelnickou žilou obsahuje najmä siderit, menej kremeň so sulfidmi. Gelnickú žilu na tomto styku tvorí kremeň s chalkopyritom a pyritom. Bernard (1961) a Varček (1962, 1985) zaradili vznik sideritu v SGR do staršej (sideritovej), kým vznik podstatnej časti kremeňa so sulfidmi do mladšej (kremeňovo-sulfidickej) etapy mineralizácie. Mineralizačné etapy sú podľa autorov v Spišsko-gemerskom rudohorí geneticky i časovo odlišné. Gelnickú žilu považujú za mladšiu ako Hrubú žilu (Bernard, 1961; Regásek, 1967). Odvodilo sa to z porovnania minerálnej výplne žíl, vertikálnej a hĺbkovej zonálnosti mineralizácie a hlavne z interpretácie sukcesných vzťahov medzi minerálmi podľa uvedeného názoru na vznik mineralizácie. Iní autori (Schönenberg, 1947; Drnzíková in Bartalský, 1962, 1973; Grecula, 1982 a iní) vyčleňujú na žilách SGR len mineralizačné štádiá a odvodzujú vznik mineralizácie z jedného hydrotermálneho systému. Distribúciu stopových prvkov (Cu, Ag, Bi, As, Ni, Co, Zn, Pb, Sb, Sn) v separovanom siderite, chalkopyrite a tetraedrite na žilách v slovinsko-gelnickom rudnom poli študoval Matula in Hudáček (1972). Zistil zhodu v distribúcii sledovaných prvkov na všetkých porovnávaných žilách. Z toho aj on odvodil, že v celom rudnom poli sa uplatnil jednotný zdroj mineralizácie.

Metodika prieskumu

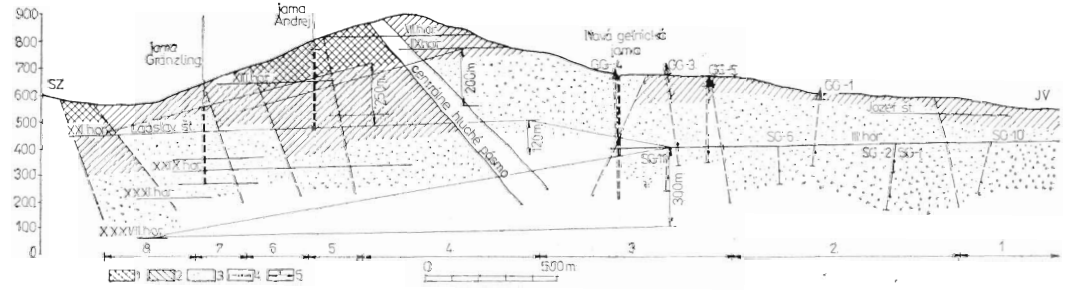
Z máp jednotlivých banských horizontov sme každých 5 m zmerali hrúbku žilnej štruktúry (žily) s presnosťou 0,1 m a obsah Cu, Fe, SiO_2 zo zásekovej vzorky sme priradili zmeranému úseku. Takto sme získali 5017 údajov o premenlivosti chemizmu a hrúbky žíl Gelnická, Krížová, Hrubá (21., 29., 37. banský horizont) a Nová (tu sa prieskum robí iba na jednom banskom horizonte). Pomineralizačné tektonické porušenie žíl sme zistili z podkladov prieskumných prác a zakreslili sme ich do pozdĺžnych rezov. Týmto spôsobom sme rozdelili žilné štruktúry na jednotlivé časti (tektonické segmenty; obr. 2, 3).

Podľa morfológie rudného telesa štruktúry sme odlíšili rozličné formy (tvary): Žilný tvar predstavuje časť žilnej štruktúry, ktorá má lineárny a kontinuitný



Obr. 2. Pozdĺžny rez žilnou štruktúrou Krížová s vertikálnym posunom porudných tektonických segmentov. 1 — výrazne prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 2 — mierne prevláda sideritová a ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 3 — výrazne prevláda sulfidická mineralizácia, 4 — hlavné porudné tektonické poruchy, 5 — označenie tektonických segmentov.

Fig. 2. Lengthwise geological profile through the Krížová vein structure with vertical displacements of post-mineralization tectonic segments. 1 — siderite mineralization considerably prevails over that of quartz-sulphide, 2 — siderite and ankerite mineralization moderately prevails over quartz-sulphide, 3 — sulphide mineralization considerably prevails, 4 — main post-mineralization tectonic faults, 5 — indication of tectonic segments.



Obr. 3. Pozdĺžny rez žilnou štruktúrou Gelnická s vertikálnym posunom porudných tektonických segmentov. 1 — výrazne prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 2 — mierne prevláda sideritová a ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 3 — výrazne prevláda sulfidická mineralizácia, 4 — hlavné porudné tektonické poruchy, 5 — označenie tektonických segmentov.

Fig. 3. Lengthwise geological profile through the Gelnica vein structure with vertical displacement of post-mineralization segments. 1 — siderite mineralization considerably prevails over quartz-sulphide, 2 — siderite and ankerite mineralization moderately prevails over quartz-sulphide, 3 — sulphide mineralization considerably prevails, 4 — main post-mineralization tectonic faults, 5 — indication of tectonic segments.

vývoj bez väčších zmien mocnosti žily. Pod pojmom žilník rozumieme časť žilnej štruktúry s vývojom viacerých žiliek a žíl menších ako vlastná žila. Hrúbku žily a žilníka sme merali spolu s vložkami hornín. Odlíšili sme hrubý žilník (hrúbka nad 5 m) a tenký žilník (hrúbka pod 5 m). V rôznych tvaroch žilnej štruktúry sme sledovali (pri fáraní a v mapách horizontov) aj relatívne vzťahy medzi distribúciou sideritu, sulfidov a kremeňa.

Na každom banskom horizonte v danom tektonickom segmente žilných štruktúr sme spočítali priemernú hodnotu hrúbky a obsahu Cu, Fe a SiO_2 samostatne pre žilný a žilníkové tvary. Priemerné hodnoty sme pomocou štatistických testov zhody navzájom porovnávali. Na základe rovnakých priemerných hodnôt, ktoré sme kontrolovali mineralogickou výplňou v hodnotenom úseku (prevaha sideritovej, ankeritovej alebo kremeňovo-sulfidickej mineralizácie) sme urobili horizontálnu a vertikálnu analýzu distribúcie zložiek (hrúbka, Cu, Fe, SiO_2) a mineralizácie v danom tektonickom segmente žilnej štruktúry. Potom sme v žilnej štruktúre pomocou distribúcie zložiek navzájom porovnávali aj tektonické segmenty.

Naším cieľom bolo určiť smer rastu alebo poklesu priemerných hodnôt sledovaných zložiek vo vertikálnom smere na Gelnickej, Krížovej a Hrubej žile. Z vertikálnej analýzy zmien sledovaných zložiek sme urobili pozdĺžne rezy žilných štruktúr s vertikálnym posunom jednotlivých segmentov oproti sebe (obr. 2, 3).

Krížovú a Gelnickú žilu sme porovnali aj pomocou faktorovej analýzy. Týmto spôsobom sme neporovnali Hrubú žilu (pre malú operačnú pamäť počítača Olivetti) ani Novú žilu (pretože štatistický súbor je iba z jedného horizontu Novej žily, a nie je reprezentatívny). Na strojnovýpočtové spracovanie faktorovou analýzou sme v každom tektonickom segmente na každom horizonte vybrali podľa hodnoty obsahu Fe a hrúbky priemernú, minimálnu a maximálnu hodnotu. (Výber hodnôt podľa obsahu Fe sme urobili preto, že distribúcia obsahu Fe sa pravidelne mení v závislosti od hĺbky. Smerom do hĺbky obsah Fe, teda aj sideritu, výrazne klesá v každom tektonickom segmente. Obsah Cu sa mení náhodne a SiO_2 má opačnú zákonitosť distribúcie ako Fe.) Vo faktorovej analýze sme vychádzali z kosouhlého rotovania faktorovej matice Promax (tab. 1). Podkladom na výpočet faktorovej matice bola korelačná matica (R) párových lineárnych koeficientov medzi premennými: hrúbka žilnej štruktúry, Fe, Cu a SiO_2.

TAB. 1
Rotovaná faktorová matica Promax
The Promax rotated factor matrix

		FAKT. 1	FAKT. 2	FAKT. 3
Hrúbka	K	—0,000	—0,000	**0,732**
	G	0,002	—0,001	**0,715**
Cu	K	0,000	**0,741**	—0,000
	G	—0,001	**0,687**	—0,001
Fe	K	**0,984**	0,056	0,000
	G	**0,897**	0,038	0,016
SiO_2	K	**—0,988**	0,056	0,002
	G	**—0,923**	0,036	0,005

K — Krížová žila (180 meraní), G — Gelnická žila (220 meraní)

Výsledky štúdia

Z analýzy distribúcie priemerných hodnôt Fe, Cu, SiO_2 a mineralogickej zonálnosti na žile Krížová vychádza (obr. 2):

1. Priemerné obsahy na 4. horizonte — tektonický segment 2 (Fe 5,61 hmot. %, Cu 1,33 %, SiO_2 78,45 %), na 3. horizonte — segment 3a (Fe 5,6 %, Cu 0,51 %, SiO_2 69,74 %) a na Dedičnom horizonte — segment 3b (Fe 6,0 %, Cu 1,18 %, SiO_2 75,6 %) sú podľa testov zhody rovnaké. Z toho vyplýva, že vertikálny posun tektonických segmentov 2 a 3 (a, b)

oproti sebe je 150 m. Rovnaká je aj zonálnosť mineralizácie porovnávaných segmentov.

2. Priemerné obsahy na Mokrom poli 2 — segment 3 (Fe 22,74 %, Cu 0,68 %, SiO_2 11,6 %) sú rovnaké ako na 2. horizonte v nultom tektonickom segmente (Fe 23,13 %, Cu 0,33 %, SiO_2 13,2 %). Minerálna výplň žilnej štruktúry v oboch porovnávaných častiach je tiež rovnaká. Vertikálny posun segmentu 3 oproti segmentu 0 je teda 250 m.

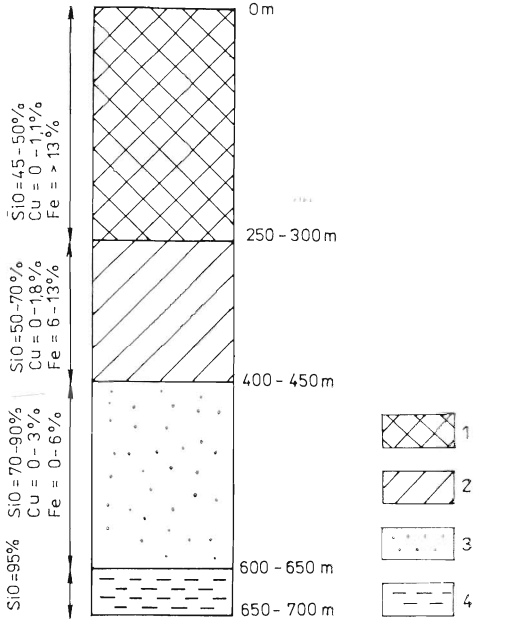
3. Banský horizont Mokré pole (Fe 14,79 %, Cu 0,82 %, SiO_2 40,2 %) má ekvivalent v priemerných obsahoch Fe, Cu, SiO_2 na 5. horizonte nultého segmentu (Fe 13,9 %, Cu 0,69 %, SiO_2 45,3 %). Aj minerálna výplň žily je na oboch horizontoch rovnaká (prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou). Štvrtý segment je potom vyzdvihnutý oproti nultému segmentu o 300 m.

Spojnice rovnakých priemerných hodnôt a rovnakej mineralizácie v porovnávaných horizontoch sú rovnobežné (obr. 2). Znamená to, že uhly oproti výške trojuholníkov sú rovnaké. Tento prípad môže nastať len vtedy, keď zmena mineralizácie a zmeny medzi priemernými obsahmi sledovaných prvkov sú vo vertikálnom smere porovnávaných tektonických segmentov rovnaké. Z toho vyplýva, že rovnaké časti žilnej štruktúry sú vo vertikálnom smere vyplnené rôznou mineralizáciou.

Vertikálnu analýzu porovnania distribúcie priemerných hodnôt Fe, Cu, SiO_2 a mineralogickej zonálnosti sme urobili aj na Gelnickej žile (obr. 3).

Vertikálny výzdvih tektonických segmentov 1, 2, 3 juhovýchodnej časti žilnej štruktúry (za centrálnym hluchým pásmom) oproti časti na SZ je okolo 300 m. Na žile sú približne rovnaké porudné výzdvihy ako na Krížovej žile. Aj zmena zonálnosti mineralizácie v závislosti od hĺbky je rovnaká ako na Krížovej žile a platí aj rovnaká vertikálna distribúcia priemerných obsahov Fe, Cu, SiO_2. Rovnaký je aj sklon a smer porudného tektonického porušenia (obr. 2, 3).

Zistili sme, že v oboch žilách v ich najvrchnejších častiach (0—300 m) výrazne prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou. V strednej časti žilných štruktúr (300—450 m) mierne prevláda sideritová alebo ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou. V spodných častiach (450—650 m) výrazne prevláda kremeňovo-sulfidická mineralizácia.



Obr. 4. Vertikálna zonálnosť na žilných štruktúrach. 1 — výrazne prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 2 — mierne prevláda sideritová a ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 3 — výrazne prevláda sulfidická mineralizácia, 4 — kremeňová mineralizácia.

Fig. 4. Vertical zoning on vein structures. 1 — siderite mineralization considerably prevails over quartz-sulphide, 2 — siderite and ankerite mineralization moderately prevails over quartz-sulphide, 3 — sulphide mineralization considerably prevails, 4 — quartz mineralization.

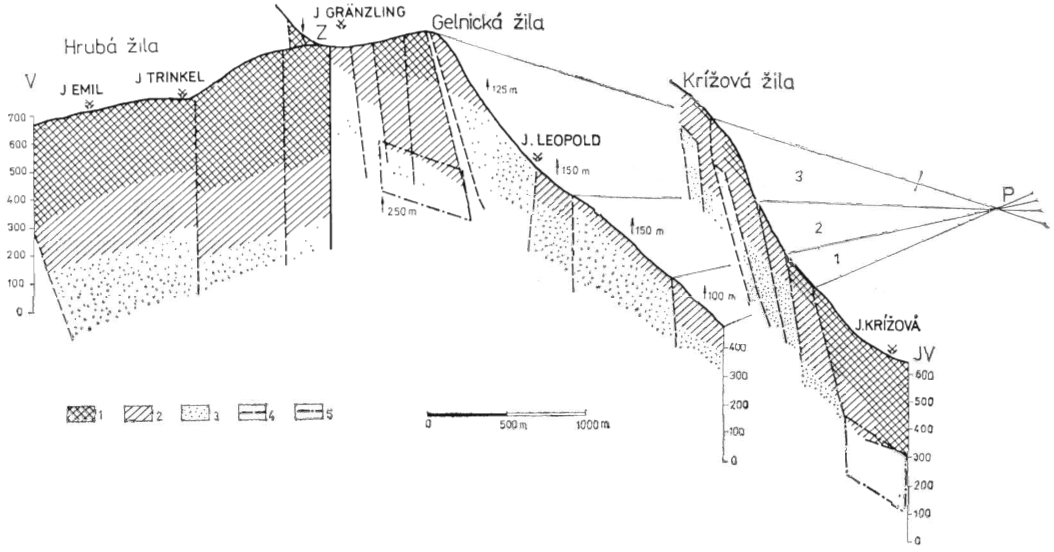
Najspodnejšie časti žilných štruktúr (600—750 m) vypĺňa kremeň bez sideritu a sulfidov (obr. 4).

Z porovnania Gelnickej a Krížovej žily vo faktorovej analýze vychádza, že prvý faktor zaťažujú rovnaké hodnoty premenných Fe a SiO_2, druhý faktor v oboch žilách zaťažuje premenná Cu (0,741; 0,687) a tretí faktor hrúbka (0,732; 0,715). Keď porovnávame faktorové matice (reprezentujú Gelnickú a Krížovú žilu), zistíme, že obe žily sú faktormi opísané rovnako (tab. 1). Táto situácia môže nastať len vtedy, ak sú v oboch porovnávaných súboroch (žilách) rovnaké vzťahy medzi premennými (obe žily sú podľa vzájomných vzťahov porovnávaných parametrov rovnaké).

Interpretácia a diskusia výsledkov

Gelnickú a Krížovú žilu sme zobrazili v trojrozmernom axonometrickom reze spolu s časťou slovinskej Hrubej žily (obr. 5). Novú žilu sme v reze nezobrazili, pretože zatiaľ máme málo údajov o jej vývine (1. horizont). Podkladom na zostrojenie rezu bola plošná mapa v M = 1 : 10 000 a pozdĺžne rezy.

Gelnická a Krížová žila sú podľa distribúcie Fe, Cu, SiO_2 a mineralogickej zonálnosti rovnaké žilné štruktúry. Toto zistenie umožnilo porovnanie jednotlivých horizontov rozdelených podľa tektonických segmentov v oboch žilách navzájom pomocou testov zhody. Tektonický segment 1 na Gelnickej žile je vyzdvihnutý



Obr. 5. Axonometrický rez časťou slovinskej Hrubej žily, Gelnickou a Krížovou žilou s vertikálnou zonálnosťou mineralizácie. 1 — výrazne prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 2 — mierne prevláda sideritová a ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou, 3 — výrazne prevláda sulfidická mineralizácia, 4 — hlavné porudné tektonické poruchy, 5 — prognózne plochy.

Fig. 5. Axonometric projection of the part of the Slovinky Hrubá vein, Gelnica vein and Krížová vein with the vertical zoning of mineralization. 1 — siderite mineralization considerably prevails over quartz-sulphide, 2 — siderite and ankerite mineralization moderately prevails over quartz-sulphide, 3 — sulphide mineralization considerably prevails, 4 — main post-mineralization tectonic faults, 5 — prognostic areas.

oproti svojmu ekvivalentu na Krížovej žile o 100 m. Druhý segment na Gelnickej žile je vyzdvihnutý o 150 m a tretí o 125—150 m (obr. 5). Morfológia povrchu v porovnávaných častiach žíl (tektonické segmenty 1, 2, 3) je tak isto rovnaká (obr. 5).

Vypočítaný výzdvih ekvivalentných tektonických segmentov na Gelnickej a Krížovej žile (150 m) je dôkazom, že porudné tektonické pohyby mali v rudnom poli približne rovnaké účinky. V axonometrickom reze spojením ekvivalentných segmentov na oboch žilách dostaneme jeden priesečník P. Vyjadruje pomer tektonického porušenia porovnaných častí žíl, ktorého hodnota je približne 0,45 (dĺžka segmentu na Krížovej žile k ekvivalentu dĺžky segmentu na Gelnickej žile). Pomer je vyjadrením porudných silových účinkov na žilné štruktúry.

Krížová žila bola pravdepodobne v pozdĺžnom smere SZ—JV viac tektonicky namáhaná ako Gelnická, preto sú segmenty 1, 2, 3 smerne kratšie ako ich ekvivalenty na Gelnickej žile.

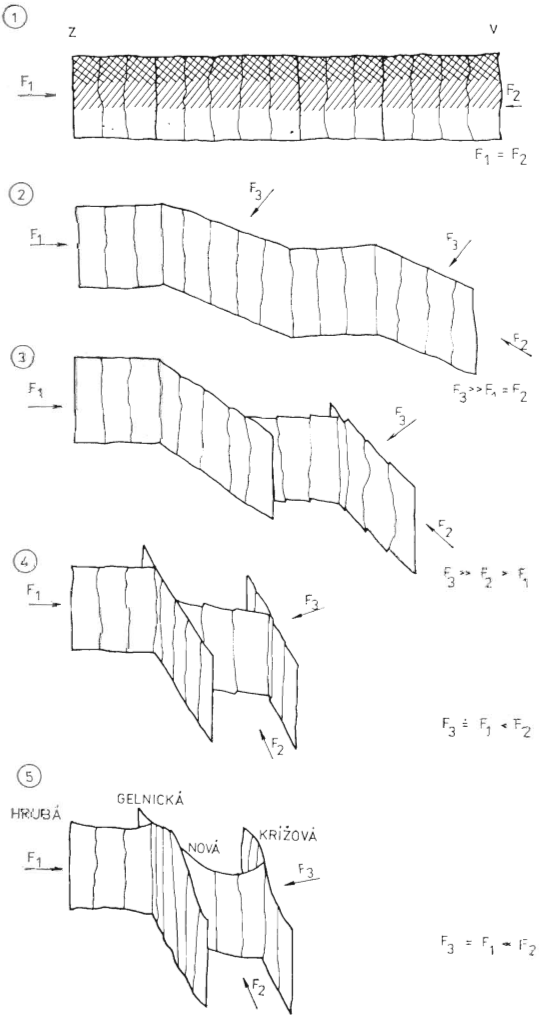
Na slovinskej Hrubej žile v časti od jamy Emil po styk s Gelnickou žilou sme tak isto ako na Krížovej a Gelnickej žile študovali mineralogickú zonálnosť s výpočtom distribúcie priemerných obsahov Fe, Cu a SiO_2. Zistili sme, že zatiaľ overený hĺbkový dosah (750 m) je podobný ako na Gelnickej a Krížovej žile. Vertikálne má mineralizácia takú istú zonálnosť ako na Gelnickej a Krížovej žile. Podľa výsledkov vertikálnej zonálnosti mineralizácie a distribúcie priemerných hodnôt (Fe, Cu, SiO_2) pomocou testov zhody pre celé rudné pole platí jedna vertikálna zonálnosť mineralizácie (obr. 4). Na základe porovnania týchto skutočností je v axonometrickom reze vyjadrený celkový výzdvih Gelnickej žily oproti Hrubej žile veľkosťou okolo 250 m (podľa toho, ktorý tektonický segment korelujeme; obr. 5).

Z faktu, že v slovinsko-gelnickom rudnom poli existuje rovnaká vertikálna zonálnosť mineralizácie, rovnaká distribúcia priemerných obsahov Fe, Cu, SiO_2, rovnaké porudné tektonické účinky a rovnaký vývoj Gelnickej a Krížovej žily, môžeme vyvodiť záver o geneticky jednotnom vzniku Hrubej, Gelnickej, Novej a Krížovej žily. Znázornené je to aj v modeli o porudných deformáciách slovinskej Hrubej žily (obr. 6).

V Hrubej žile kryštalizovali z jedného hydrotermálneho systému minerály s touto vertikálnou zonálnosťou: Vo vrchných častiach žilnej štruktúry prevláda sideritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou. V stredných častiach mierne prevláda ankeritová nad kremeňovo-sulfidickou a v spodných častiach štruktúry výrazne prevláda kremeňovo-sulfidická nad sideritovo-ankeritovou mineralizáciou (obr. 6, 4).

V prvom štádiu pomineralizačnej deformácie bola celá štruktúra vystavená účinkom síl $F_1 = F_2$ (obr. 6). V tomto silovom napätí vznikla podstatná časť porúch, ktoré rozdelili celú štruktúru do tektonických segmentov. V druhom štádiu pomineralizačnej deformácie došlo v blízkosti SSV—JJZ systému zlomov (pravdepodobne systém zlomov, na ktorom je založená Hnilecká dolina) za rovnakých silových účinkov F_1, F_2 k otáčaniu žilnej štruktúry v smere sily F_3 ($F_3 \rangle\rangle F_1 = F_2$). V treťom štádiu deformácie došlo k prekĺznutiu rigidnej žily na východnom konci, ktorý je najviac namáhaný otáčaním (Krížová žila). Pomer silových účinkov sa v tomto štádiu deformácie mení takto: $F_3 \rangle\rangle F_2 > F_1$. Vo štvrtom štádiu deformácie sa prešmykla aj Gelnická žila (preto bola dobývaná aj za tzv. križovaním so slovinskou Hrubou žilou). Silové účinky sa v tomto štádiu menia: $F_3 = F_1 < F_2$. V piatom štádiu deformácie výrazne prevláda účinok sily F_2, ktorá pravdepodobne usporiadala

tektonické segmenty do súčasného stavu (obr. 6). Nová žila je podľa modelu najviac drvenou časťou pôvodnej žilnej štruktúry a tektonicky je viac porušená Krížová žila ako Gelnická žila, pretože



Obr. 6. Model vzniku samostatných žilných štruktúr Hrubá, Gelnická, Nová, Krížová pomineralizačnou tektonickou deformáciou z jednej žilnej štruktúry.

Fig. 6. Model of the origin of individual vein structures (the Slovinky Hrubá vein, Gelnica vein, Nová vein and Krížová vein respectively) from single vein structure by post-mineralization tectonic deformation.

Krížová žila pri otáčaní prekonala dlhšiu dráhu. Relatívne najmenej tektonicky namáhaný je úsek Hrubej žily, pretože otáčanie v blízkosti SSV—JJZ systému zlomov (sila F_3) pôsobilo len vo východnej časti pôvodnej žilnej štruktúry (obr. 6). Doterajšie banské a prieskumné práce potvrdzujú mieru porušenia žilných štruktúr podľa uvedeného modelu.

Konečný (1970) drobnotektonickou analýzou zistil, že smer žíl v rudnom poli sa mení v súlade s plochou S_1 (vrstvová bridličnatosť) fylitov z V—Z smeru v oblasti Hrubej žily do smeru SZ—JV v oblasti Gelnickej žily. Styk slovinskej Hrubej žily s Gelnickou žilou považuje autor za primárny ohyb tak isto ako Hudáček (1972). Z hľadiska nášho modelu hodnotíme výsledky drobnotektonickej analýzy Konečného (1970) ako otáčanie tektonických segmentov zo smeru V—Z do smeru SZ—JV v porudnom štádiu deformácie územia. Z morfologického hľadiska sú žilné štruktúry rozdielne. Slovinská Hrubá žila je v priemere hrubšia (4,5 m) ako Gelnická žila (2,5 m) a Krížová žila (2,0 m). Rozdiely v hrúbke jednotlivých žilných štruktúr môžeme vysvetliť rôznou predmineralizačnou tektonickou prípravou hornín (prevažne fylity) v západnej a východnej časti pôvodnej štruktúry V—Z smeru. Východná časť štruktúry mala menšie hrúbky (2—2,5 m) ako západná (4,5 m).

Z doteraz uvedeného je zrejmé, že pomineralizačné tektonické usporiadanie segmentov sa na jednotlivých žilách vytvorilo jednotným silovým systémom a ten mal veľký význam pri formovaní žilných štruktúr.

Z prognózneho hľadiska uvedený model (obr. 6) poukazuje na to, že hĺbkovú perspektívu na žilných štruktúrach treba chápať rozdielne pre jednotlivé tektonické segmenty žíl. Perspektívu na žilných štruktúrach majú tie časti žilných štruktúr, v ktorých môžeme očakávať celý in-

terval Fe a Cu mineralizácie (obr. 2, 3, 5).

Najlepšiu perspektívu z hľadiska vertikálnej zonálnosti mineralizácie má na Krížovej žile segment 0. Na Gelnickej žile sú to tektonické segmenty v severozápadnej časti žilnej štruktúry (obr. 5). Nová žila má hĺbkovú perspektívu pravdepodobne len v intervale kremeňovo-sulfidickej mineralizácie. Hĺbková perspektíva Hrubej žily pod 37. horizontom (50 m n. m.) v oblasti od jamy Emil až po jamu Gränzling je z hľadiska nášho modelu malá.

Záver

Vzájomný vzťah žilných štruktúr v slovinsko-gelnickom rudnom poli sme riešili z údajov prieskumných prác pomocou porovnania premenlivosti priemerných hodnôt obsahov Fe, Cu, SiO_2 a mineralogickej zonálnosti. Zistili sme, že na žilných štruktúrach Krížová, Nová, Gelnická a Hrubá je rovnaká vertikálna mineralogická zonálnosť. Sideritová mineralizácia v hĺbke 0—300 m výrazne prevláda nad kremeňovo-sulfidickou. V stredných častiach štruktúr (250—450 m) mierne prevláda sideritová alebo ankeritová mineralizácia nad kremeňovo-sulfidickou. V spodných častiach štruktúr (400—650 m) výrazne prevláda kremeňovo-sulfidická mineralizácia nad sideritovo-ankeritovou mineralizáciou. Najspodnejšie časti (600 až 750 m) vypĺňa len kremeň.

Pomocou mineralogickej zonálnosti, faktorovej analýzy a distribúcie priemerných obsahov Fe, Cu, SiO_2 sme zistili, že Krížová a Gelnická žila majú rovnaké vzťahy medzi porovnávanými parametrami (hrúbka, Cu, Fe, SiO_2). Tieto žily sme porovnávali s Hrubou žilou, ktorá má tiež veľmi podobnú vertikálnu mineralogickú zonálnosť a má tiež podobnú distribúciu priemerných obsahov Fe, Cu, SiO_2.

Zo zistených skutočností sme urobili pomineralizačný tektonický model vzťahu študovaných žilných štruktúr, z ktorého vyplýva, že Krížová, Nová a Gelnická žila sú tektonickými časťami Hrubej žily. Porudné tektonické účinky uplatnené v slovinsko-gelnickom rudnom poli mali veľký význam pre súčasné rozmiestnenie žilných štruktúr.

Poďakovanie

Ďakujeme pracovníkom ŽB Slovinky Ing. O. Stettnerovi a Ing. M. Šalamónovi za poskytnutie údajov o časti žily, ktorá sa ťaží.

Literatúra

Bartalský, J., Drnzíková, L., Grecula, P., Návesňák, J. 1962: Žilné ložiská medených rúd vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 61, 215—220.*

Bartalský, J., Grecula, P., 1973: Geologicko-ložisková štúdia Spišsko-gemerského rudohoria. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Bernard, J. H. 1961: Mineralogicko-geochemický výskum rudných žíl SGR. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov. — Monogr. Bratislava, Alfa, 263 s.*

Hudáček, J. 1972: SGR-sever — VP, Cu rudy. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Ilavský, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. *Geol. Práce, Zoš., 46.*

Konečný, S. 1970: Štruktúrno-ložiskový výskum v oblasti rudnianskeho, slovinsko-gelnického a švedlárskeho rudného rajónu. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Regásek, F. 1967: Mineralogicko-paragenetický výskum hydrotermálnych rudných žíl v oblasti Slovinky — Žakarovce — Krompachy. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Sasvári, I. 1983: Vzťah rudných žíl slovinského rudného rajónu k štruktúre okolitých hornín. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript — VŠT Košice.*

Schönenberg, S. 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone Karpathen). *Z. Dtsch. geol. Gesell., 99.*

Varček, C. 1962: Vývoj hydrotermálnej mineralizácie Spišsko-gemerského rudohoria v čase a priestore. *Geol. Práce, Zoš., 61, 101—111.*

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 249—260*

Geologicko-ložisková klasifikácia výskytov zeolitov na Slovensku

IMRICH VARGA

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, 040 11 Košice

Doručené 8. 2. 1988

Геологическая классификация цеолитовых месторождений Словакии

Геологическая классификация цеолитовых месторождений была сделана с использованием 5-ти групп классификационных критерии, из которых три качественные геологические (геологическая среда, морфология аккумуляций, генетические условия возникновения) и две количественные для месторождения (степень разведанности и качественная характеристика рудных тел). Исходная класификация использована для оценки прогнозных ресурсов цеолитового сырья.

Economic geological classsification of zeolite occurrences in Slovakia

Economic geological classification was applied using five groupings of classification criteria from which three are geological and qualitative (geological environment, morphology of bodies and genetic conditions) whereas two further are economic and quantitative (exploration level, technological quality of raw). The resulting classification is used for the assessment of prognostic resources of the zeolite raw.

Výskyty zeolitov na Slovensku sú predmetom mineralogického výskumu už vyše 10 rokov a stali sa cieľom geologicko-prieskumných prác v r. 1982. Od toho obdobia sa vykonali rozsiahle výskumy ich minerálneho zloženia, technologických vlastností a tiež veľké množstvo terénnych pozorovaní, zameraných na zistenie litologických podmienok výskytov a rozsahu zeolitovej mineralizácie v materských horninách. Najväčšie výskyty zeolitovej mineralizácie na východnom i strednom Slovensku boli systematicky overené vrtmi, ktoré umožnili vypočítať zásoby zeolitu, ako novej nerudnej suroviny, a to tak v priemyselných, ako aj v prognóznych kategóriách zásob. Všetky tieto nové údaje doplnila pasportizácia všetkých známych výskytov zeolitovej mineralizácie na Slovensku s cieľom zhodnotiť ich význam ako indikátorov perspektívnych ložiskových telies zeolitovej suroviny. V súvislosti s takou pasportizáciou bolo potrebné jednotlivé výskyty klasifikovať tak z hľadiska ich geologického výskytu (podmienok okolia i samotnej zeolitovej minerali-

zácie), ako aj z hľadiska významu každého výskytu pri zhodnotení prognóz a zistení ložiskových kvalít a rozmerov dotyčného výskytu.

V súvislosti s postupným vzrastom počtu známych výskytov zeolitov vo svete a so vzrastom počtu využívaných ložísk tejto suroviny sa vykonali početné klasifikácie výskytov a ložísk. Pravda, prístupy k jednotlivým klasifikáciám boli rozmanité (prevažne mineralogické alebo empiricko-ložiskové, prípadne štruktúrno-geologické — na stanovenie potenciálne nádejných území ich ďalšieho výskytu) a bezprostredná aplikácia niektorej klasifikačnej schémy na výskyty u nás odkryje aj jej nedostatky vyplývajúce z iného (alebo inakšie spracovaného) faktografického materiálu alebo vyplývajúce z iných účelov klasifikácie.

Klasifikáciu slovenských výskytov zeolitovej mineralizácie už doteraz urobili Šamajová (1979, 1981) a Šamajová a Kraus (1985), vychádzajúc z výsledkov vlastného dlhoročného výskumu zeolitových minerálnych paragenéz v neovulkanitoch. Podľa týchto klasifikácií (Šamajová, 1981) patria výskyty zeolitových paragenéz zistené v neovulkanických komplexoch stredného a východného Slovenska k dvom genetickým typom: mineralizácia hrabovského tufu predstavuje diagenetický typ, zatiaľ čo akumulácie mordenitu v kyslých vulkanogénnych klastikách patria na východnom i strednom Slovensku k hydrotermálnometasomatickému typu mineralizácie. Poznatky ukazujú (Šamajová, l. c.), že zeolity a ílové minerály sa môžu tvoriť z rovnakého prvotného materiálu pod vplyvom pórových vôd za rozličných fyzikálno-chemických podmienok prostredia a určujúcimi faktormi sú: zloženie, zrnitosť, priepustnosť a vek materskej horniny; tlak a teplota; najmä však chemické zloženie pórových roztokov, ich pH, salinita a pomery rozpustených iónov. Tieto podmienky sú v súlade so závermi Haya (1966), a aj Iijima (1980) za rozhodujúci faktor pre klasifikáciu genetických typov zeolitových ložísk považuje zloženie a teplotu pórových roztokov.

Ako uvádzajú Šamajová a Kraus (1985), za rovnakých teplotných podmienok prostredia je hlavným faktorom pH pórových roztokov, ktoré rozhoduje o vzniku zeolitov alebo smektitov na úkor pôvodnej vitroklastickej zložky kyslých vulkanoklastík. Zeolitové minerály sú produktmi alkalického prostredia a pokles hodnoty pH vytvára vhodné podmienky na vznik ílových minerálov. Za takých podmienok nastáva rovnovážny stav pre vznik oboch, zeolitov a smektitov, blízko neutrálneho bodu alebo v slabo alkalických podmienkach (Senderov, Chitarov, 1970). Na druhej strane však kryštalizácia ílových minerálov vedie k vzrastu alkalinity a ku koncentrácii iónov Si v roztokoch, čo môže opätovne nastoliť podmienky vhodné pre kryštalizáciu zeolitových paragenéz. Ako vyplýva z uvedeného, v takej klasifikácii sa využíva najmä minerogenetický aspekt výskytov.

Ložiskovogeologické hľadiská sa uplatnili v rade ďalších klasifikačných schém zeolitových akumulácií najmä na využitie kritérií na prognózovanie nádejných území. Tak Čelišev (1986) delí ložiskové akumulácie zeolitov na vulkanogénno-hydrotermálne, vulkanogénno-sedimentárne a sedimentárne. V súlade s prevládajúcimi názormi Semenov (1985) člení zeolitové ložiská Primorska na východe ZSSR na diagenetické a hydrotermálne a podobný prístup uplatňujú aj Nistratov et al. (1985), keď akumulácie zeolitov zaraďujú podľa príslušnosti k dvom typom hydrotermálnej aktivity, ktorá sa uplatnila buď vo vitroklastických tufoch prikráterových zón (Kamčatka, Primorsko) alebo v rovnakých vitroklastických horninách tektonických depresií a prepadlín (Priamursko a Pri-

morsko), kde sú vulkanoklastiká väčšinou silnejšie premenené a jemnozrnnejšie (vitroklastické tufy a ignimbrity).

Prognostické účely podmienili klasifikáciu ložísk zeolitov navrhnutú Btatovom (1985), ktorá odlišuje regionálne faktory lokalizácie (tu radí štruktúrno-formačné predpoklady a tektonicko-magmatické predpoklady) od lokálnych faktorov mineralizácie (litologické, stratigrafické, hydrogeochemické, biochemické a iné predpoklady výskytov). Ložiskovogeologické hľadiská sa uplatnili aj v známej klasifikácii Mumptona (1973), podľa ktorej možno ložiská prírodných zeolitov na základe spôsobu výskytu, mineralogického zloženia a geologického prostredia (od typických po výnimočné) rozdeliť do šiestich typov. Svoju klasifikáciu však Mumpton (l. c.) nepovažoval za konečnú a uvádza, že niektoré ložiská sú zmiešané typy. Ložiská delí na:

1. ložiská vzniknuté z vulkanogénneho materiálu v podmienkach „uzavretých" systémov soľných jazier,
2. ložiská vzniknuté z rovnakého materiálu v podmienkach „otvorených" systémov sladkých jazier a spodných vôd,
3. ložiská vzniknuté z rovnakého materiálu v príbrežných alebo hlbokomorských podmienkach,
4. ložiská vzniknuté v podmienkach poklesovej metamorfózy (zeolitová fácia),
5. ložiská vzniknuté aktivitou hydrotermálnych roztokov alebo horúcich prameňov,
6. ložiská vzniknuté v jazerných i morských prostrediach bez známeho vplyvu vulkanickej činnosti.

Na problémy so striktným uplatnením tejto klasifikácie sme poukázali pri pokuse využiť ju pri posúdení podmienok vzniku nižnohrabovského ložiska (Varga et al., 1986).

Záverom tohto stručného prehľadu možno uviesť, že hlavným problémom minerogenetických klasifikácií je nedostatočné uplatnenie kvantitatívnych ložiskových hľadísk pri klasifikácii zeolitových koncentrácií, čo obmedzuje ich využitie na kvantitatívne prognózne ciele: jednotlivé faktory výskytov nemožno použiť pri rozhodovaní o výbere vhodných objektov na ďalšie skúmanie. Z takej skúsenosti sme vychádzali aj vtedy, keď sme sa pokúsili výskyty zeolitovej mineralizácie na Slovensku klasifikovať na ložiskovoprognózne účely tak, aby výsledok klasifikácie bol súčasne kvantitatívnym výstupom na zhodnotenie významu toho-ktorého výskytu pri ďalšom overovaní. Na tieto účely sme klasifikáciu založili tak na geologických a mineralogických kritériách, ako aj na ložiskovogeologických a technologických (kvantitatívnych). Uplatnením oboch kritérií sa dosiahlo, že výsledky klasifikácie mohli tvoriť základňu na stanovenie prognóznych zdrojov zeolitovej suroviny a prípadne i východisko pri ich ďalšom overovaní v súlade s požiadavkami.

Geologické prostredie výskytov

Geologické prostredie výskytov klasifikujeme takto:

A 1 Kyslé vulkanogénne klastiká:
A 11 vulkanogénne klastiká usadené v morskom až brakickom prostredí (peliticko-psamitické),
A 12 vulkanogénne klastiká usadené v suchozemskom až limnickom prostredí (pelitické až psefitické),
A 13 vulkanity v kontakte so zvodnenými morskými sedimentmi.
A 2 Intermediárne vulkanity:
A 21 hydrotermálne premenené zóny (mandľovcový až puklinový typ),
A 22 zóny pôsobenia solfatár,
A 23 kontaktné pásma v klastických sedimentoch a xenolity uzavreté vo vulkanitoch.
A 3 Bázické vulkanity:

A 31 produkty postvulkanickej činnosti v mandľovcoch a na puklinách.

Nami pasportizovaných 44 výskytov a ložísk zeolitovej mineralizácie na Slovensku možno s využitím tohto kritéria klasifikovať takto: 17 výskytov (39 %) je v kyslých vulkanogénnych klastikách, 24 výskytov (55 %) v intermediárnych vulkanitoch alebo na ich kontaktoch a 3 výskyty (7 %)v bázických vulkanitoch. Všetky vulkanity sú terciérne a mladšie. Ak sledujeme podrobnejšie členenie, potom prevažná časť výskytov v kyslých vulkanogénnych klastikách spadá do hornín usadených v morskom až brakickom prostredí (12 výskytov — 27 %) a len menšia časť do suchozemských až jazerných hornín (4 výskyty — 9 %). V podskupine A 2 je podstatná časť (18, t. j. 41 %) výskytov na hydrotermálne premenených zónach a len menšia časť (6, t. j. 14 %) v kontaktných pásmach a v xenolitoch. Všetky doteraz prieskumne overované výskyty sú v podskupine A 1, ktorá sa podieľa na všetkých výskytoch 39 percentami (17 výskytov). Distribúcia výskytov podľa kritéria geologického prostredia je v tab. 1.

TAB. 1

Klasifikácia zeolitových výskytov na Slovensku podľa geologického prostredia, morfológie akumulácií a genetických podmienok vzniku
Classification of zeolite occurrences in Slovakia according to the geological environment (A), morphology of bodies (B) and genetic conditions (C)

A Geologické prostredie								
	A 1			A 2			A 3	
Oblasť	A 11	A 12	A 13	A 21	A 22	A 23	A 31	Spolu
1	11	2	1	8	—	4	—	26
2	—	2	—	8	2	—	—	12
3	1	—	—	2	—	—	3	6
Spolu	12	4	1	18	2	4	3	44

B Moroflógia akumulácií					
Oblasť	B 1	B 2	B 3	B 4	Spolu
1	10	3	9	4	26
2	—	2	8	2	12
3	1	—	5	—	6
Spolu	11	5	22	6	44

C Genetické podmienky					
Oblasť	C 1	C 2	C 3	C 4	Spolu
1	10	5	10	1	26
2	—	2	10	—	12
3	1	—	5	—	6
Spolu	11	7	25	1	44

1 — východné Slovensko, 2 — stredné Slovensko, 3 — ostatné oblasti Slovenska.

Morfológia zeolitových akumulácií

Podľa morfológie rozlišujeme 4 typy zeolitových akumulácií:

B 1 stratiformné, konkordantne mineralizované telesá,
B 2 stratiformné telesá, diskordantne mineralizované,
B 3 mandľovcové a puklinové pásma (subvertikálne),
B 4 kontaktné pásma intruzívnych telies.

Morfologické hľadisko distribúcie zeolitovej mineralizácie v rozmanitom geologickom prostredí sa vyznačuje omnoho menšou variabilitou, a preto aj počet klasifikačných kritérií je nižší. Podľa použitých znakov spadá podstatná časť registrovaných výskytov do podskupiny B 3 (22 výskytov — 50 %), ktorá však podľa iných znakov je z ložiskového aspektu málo perspektívna. Podskupina B 1 je zastúpená 11 výskytmi (25 %) dosahujúcimi takmer vždy ložiskové rozmery, podskupina B 4 siedmimi výskytmi (16 %) a podskupina B 2 piatimi výskytmi. Doteraz prieskumne overované typy sú klasifikované v podskupinách B1 a B 2 a takých výskytov je spolu 16 (36 %), čo zodpovedá ich podielu aj podľa geologického prostredia. Výsledky klasifikácie podľa morfológie akumulácií udáva tab. 1.

Genetické podmienky vzniku

Genetické podmienky vzniku zeolitových akumulácií delíme na:

C 1 diageneticko-epigenetické procesy (salinné pórové vody),
C 2 prikontaktné premeny (hydrotermálnometasomatické),
C 3 postmagmatická aktivita zo zdroja viazaného na uzavierajúcu horninu,
C 4 nízkoteplotná hydrotermálna aktivita bez zjavného súvisu s identifikovateľným zdrojom.

Použitie genetického kritéria v kvantitatívnom zmysle je najzložitejšie, pretože jednotlivé kritériá nie sú jednoznačne ohraničené, alebo sú diskutabilné, prípadne podmienky vzniku sú také, že zodpovedajú niekoľkým (viac ako jednej) z uvedených podskupín. Napriek tomu možno 24 výskytov (55 %) zaradiť do podskupiny C 3 (postmagmatická aktivita, najmä v intermediárnych horninách), do podskupiny C 1 spadá 12 výskytov (27 %) a do podskupiny C 2 sedem výskytov (16 %). Prieskumne sme overili výskyty podskupiny C 1 a C 2 (18 výskytov, t. j. 41 %). Výsledky klasifikácie podľa genetických podmienok vzniku sú v tab. 1.

Stupeň geologického overenia

Ako vyplýva z predošlých klasifikačných kritérií, litologické, mineralogické a genetické alebo morfologické kritériá vyjadrujú ložiskový (t. j. ekonomický) význam zeolitových akumulácií iba nepriamo, cez charakteristické prostredie, morfologický či genetický typ, v ktorom sú priemyselne využiteľné akumulácie častejšie, a preto aj viac pravdepodobné. Kvantitatívny prvok v klasifikácii predošlých kritérií je obťažné využiť, preto sme zvolili ďalšie, ložiskovogeologické kritériá, kde kvantifikované údaje možno uplatniť pomerne úspešne. Z kvantitatívnych hľadísk je dôležitý rozmer (veľkosť) akumulácie, kvantitatívne vyjadrený obsah úžitkového minerálu (vyjadrený buď priamo alebo cez jeho určitú kvantifikovanú vlastnosť) a stupeň (úroveň) poznania dôležitých ložiskovogeologických údajov o tom-ktorom výskyte. Tento údaj je mimoriadne dôležitý, ak sa klasifikácia využíva na prognózne účely: určuje klasifikačné poradie v stratégii ďalšieho overovania. Okrem toho stupeň geologického overenia vyjadruje aj možnosť a úplnosť aplikácie kvantitatívnych ložiskových kritérií na prirodzenú akumuláciu

zeolitových minerálov.

Kvalitatívne podmienky výskytov v takom zmysle vyjadrujú ložiskovú kvalitu výskytu určenú nie iba kvantitatívnymi údajmi o výplni ložiska (druh a charakter distribúcie zeolitového minerálu), ale aj veľkosťou (rozmerom) mineralizácie a koncentráciou (intenzitou) v rôznych častiach ložiskového telesa. Tieto kritériá podmieňujú nutnosť dostatočne presne charakterizovať ložiskové teleso s kvantifikáciou údajov, ktoré sa pre túto charakteristiku vyberajú. Na dôležitosť poznania a problémy spojené s presným udaním látkového zloženia akumulácií v ložiskových rozmeroch ukazuje aj skúsenosť, že podstatná časť metodicky zameraných publikácií o zeolitových surovinách vo svete sa zaoberá problematikou stanovenia kvalitatívnych charakteristík suroviny. Údaje sa získavajú buď priamo cez niektorú fyzikálno-chemickú vlastnosť alebo nepriamo, cez kvantitatívne určenie minerálneho obsahu. Tieto okolnosti zároveň upozorňujú na to, že súčasne používanú metodiku určovania kvality zeolitovej suroviny nemožno považovať za definitívnu a pri postupnom zavádzaní nových spôsobov využitia suroviny budú nevyhnutné jej ďalšie modifikácie.

Po zvážení diskutovaných predpokladov sme stupeň geologického overenia klasifikovali takto:

D 1 ložiskové akumulácie so zásobami kat. C_1 a C_2,

D 2 ložiskové akumulácie s prognóznymi zdrojmi P_1,

D 3 ložiskové akumulácie s prognóznymi zdrojmi P_2,

D 4 ložiskové akumulácie s prognóznymi zdrojmi P_3,

D 5 neprognózne výskyty zeolitovej mineralizácie.

Z doteraz známych 44 výskytov zeolitovej mineralizácie sme klasifikovali 9 (20 %) ako ložiskové akumulácie, kým ostatných 35 výskytov (80 %) je z ložiskového hľadiska neprognóznych (približný pomer je 1 : 4).

Medzi ložiskovými akumuláciami sú dve ložiská s overenými zásobami (Nižný Hrabovec a Kučín — Pusté Čemerné). Ložiskové akumulácie s prognóznymi zdrojmi kategórie P_1 sú na troch výskytoch (Bartošova Lehôtka — Paseka, Majerovce a Veľká Tŕňa — Trebuľky). Prognózne zdroje kategórie P_2 sme doteraz nestanovili a prognózne zdroje kategórie P_3 sú na ďalších 4 výskytoch (Vranov nad Topľou — Pod dubom, Petrovce — Oblík vo východoslovenských neovulkanitoch; Nová Bašta na južnom Slovensku a Vígľašská Huta — Kalinka v stredoslovenských neovulkanitoch). Ostatné výskyty dnes považujeme za neprognózne.

Príslušnosť takto klasifikovaných ložiskových akumulácií k jednotlivým typom geologického prostredia, morfológie a genetických podmienok potvrdzuje a kvantifikuje už známe poznatky: ložiská s overenými zásobami sú stratiformné telesá konkordantne mineralizované, ktorých materská hornina sa usadila v morskom až brakickom prostredí a mineralizácia vznikla s prispením salinných pórových vôd. Podobná charakteristika je v prípade jedného výskytu so zdrojmi kat. P_1 (z 3) a v dvoch prípadoch s P_3 (zo 4). Preto možno tento typ prostredia a morfológie, ale i genézy považovať za ložiskovo najvýznamnejší. Významný typ predstavujú i konkordantne uložené vulkanoklastiká v suchozemskom až limnickom prostredí mineralizované diskordantne a na kontakte s intruzívnymi telesami, z ktorých dva výskyty obsahujú zdroje kategórie P_1 a jeden P_3. Z ložiskového hľadiska sú najmenej významné hydrotermálne premenené pásma v intermediárnych vulkanitoch (1 výskyt). Ak počítame iba výskyty, kde ložiskový rozmer je potvrdený alebo pravdepodobný, potom 89 % ložisko-

vých akumulácií predstavuje koncentrácie klinoptilolitu a mordenitu v kyslých vulkanogénnych klastikách, čím sa potvrdzuje význam takých ložísk, inak známy všeobecne aj vo svete.

Distribúcia registrovaných výskytov podľa stupňa geologického overenia je v tab. 2. Z aplikácie tohto kritéria vyplýva aj možnosť klasifikácie podľa posledného kritéria, ktorým sú kvalitatívne podmienky výskytov.

TAB. 2

Klasifikácia zeolitových výskytov na Slovensku podľa geologickej preskúmanosti
Classification of zeolite occurrences in Slovakia according to the exploration level

Oblasť	D					Spolu
	D 1	D 2	D 3	D 4	D 5	
1	2	2	—	2	20	26
2	—	1	—	1	10	12
3	—	—	—	1	5	6
Spolu	2	3	—	4	35	44

Kvalitatívne podmienky výskytov

Rozlišujeme:

E 1 klinoptilolitové ložiská,
E 2 mordenitové ložiská,
E 3 ložiská ostatných zeolitov,
E 11, E 21, E 31 známa distribúcia kvality,
E 111, E 211, E 311 známe osobitné kondície,
E 112, E 212, E 312 neurčené osobitné kondície,
E 1121, E 2121, E 3121 ložisková kvalita podľa analógie,
E 1122, E 2122, E 3122 neložisková kvalita podľa analógie,
E 12, E 22, E 32 neznáma distribúcia kvality,
E 121, E 221, E 321 pravdepodobne ložisková kvalita podľa analógie,
E 122, E 222, E 322 pravdepodobne neložisková kvalita podľa analógie.

Pomerne veľké množstvo faktografického materiálu si vyžiadalo presne vymedzené klasifikačné kritériá, ktorých použitie umožňuje nielen kvalitatívnu charakteristiku prognóznych zdrojov, ale indikuje aj potrebné zameranie ďalších prác na zisťovanie kvalitatívnych charakteristík.

Kvalitatívne podmienky výskytov sa stanovili počas registrácie väčšinou iba z povrchových údajov. Naproti tomu na preskúmaných výskytoch je k dispozícii značný počet údajov, ktoré sú presné. Treba podotknúť, že hodnovernosť údajov z povrchových výskytov je niekedy problematická, najmä z toho dôvodu, že niektoré zo sledovaných vlastností suroviny podliehajú povrchovým (atmosferickým) zmenám (VKA pri 0,15 M koncentrácii výmenného roztoku, objemová hmotnosť).

Klasifikácia podľa predošlých kritérií umožnila na výskytoch známych iba z povrchového vzorkovania stanoviť kvalitatívne podmienky podľa analógie s výskytmi podrobne preskúmanými (napr. Majerovce a Vranov nad Topľou — Pod dubom podľa analógie s oblasťou Kučín — Pusté Čemerné a Nižný Hrabovec, resp. aj pre prognostický výskyt pri Novej Bašte). V prípade mordenitových akumulácií ložiskovú intenzitu kvalitatívnych vlastností možno podľa analógie predpokladať na výskyte Veľká Tŕňa — Trebuľky (podľa analógie s telesami pri Bartošovej Lehôtke — Paseky). Možno tak súdiť, že v rovnakých geologických prostrediach a v podobnej morfologickej a genetickej situácii sa vytvoria také koncentrácie zeolitovej suroviny, ktorých ložiskové parametre sú analogické, a preto pri rozhodnutí o poradí ďalšieho skúmania treba vychádzať z iných predpokladov (veľkosť skrývky, prístupnosť a ostatné technické a ekonomické podmienky).

Kvalitatívne podmienky ložiskových akumulácií sa sledujú na základe distribúcie dvoch vlastností suroviny: výmenná

TAB. 3

Klasifikácia výskytov zeolitu na Slovensku podľa kvalitatívnych podmienok
Classification of zeolite occurrences in Slovakia according to technological requirements

Oblasť	E Kvalitatívne podmienky výskytov															Spolu
	E1					E2					E3					
	E11			E12		E21	E212		E22		E31	E312		E32		
	E111	E112	E1121 E1122	E121	E122	E211	E2121	E2122	E221	E222	E311	E3121	E3122	E321	E322	
1	2	1	2	2	4	-	1	-	1	1	-	-	-	-	12	26
2	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	1	9	12
3	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5	6
Spolu	2	1	2	3	4	-	3	-	1	1	-	-	-	1	26	44

kapacita suroviny (tzv. čiastková pri využití 0,15 M koncentrácie a celková pri 5 M koncentrácii výmenného roztoku NH_4Cl) a rozdiel adsorpčných teplôt (tzv. Δ t). Oba údaje sa používajú buď priamo, alebo sa prostredníctvom nich empiricky určuje zastúpenie zeolitového minerálu v hmotnostných %. Problémom ostáva kvantitatívne stanovenie dvoch zeolitových minerálov vedľa seba (klinoptilolitu a mordenitu), lebo uvedené metódy to neumožňujú. Preto by bolo účelné v budúcnosti ešte rozlišovať klinoptilolitové, mordenitové a zmiešané typy suroviny. Pravda, účelnosť takého delenia by musela vyplynúť z požiadaviek využívateľov suroviny.

Prehľad klasifikácie podľa kvalitatívnych podmienok je v tab. 3. Z registrovaných výskytov tvoria podstatnú časť iba mineralogicky zaujímavé výskyty v intermediárnych a bázických vulkanitoch, ktoré sú buď monominerálne (jeden zeolitový minerál) alebo s pestrou zeolitovou asociáciou. Jeden zeolitový minerál sa vyskytuje v 14 výskytoch, viac zeolitových minerálov v 12 výskytoch. Všeobecne ich najčastejším zeolitom je chabazit, ojedinelé monominerálne výskyty tvorí aj mordenit, klinoptilolit, laumontit a analcím. Na polyminerálnych výskytoch je hlavným minerálom takmer vždy tiež chabazit a spolu s ním (v klesajúcom poradí) je stilbit, laumontit, epistilbit a heulandit, mezonit a natrolit, ojedinele sa vyskytujú mordenit, phillipsit, harmotóm, garronit, skolecit, analcím a gismondín. Podľa existujúcich dát sa na slovenských lokalitách doteraz zistilo 15 minerálnych druhov zeolitov.

Distribúcia minerálnych súčastí v kyslých vulkanogénnych klastikách, ktoré sú ložiskovo významné, ukazuje, že na ich zložení sa podieľajú dve, pravdepodobne i geneticky samostatné minerálne asociácie: klinoptilolit — cristobalit — ílová sľuda, resp. mordenit — adulár — montmorillonit (smektit). Na telesách, kde sú obidve asociácie zastúpené, je neskorší vznik poslednej asociácie evidentný zo snímok v riadkovacom elektrónovom mikroskope.

Súhrnná klasifikácia a zoznam výskytov je v tab. 4.

Záver

Geologicko-ložisková klasifikácia výskytov zeolitovej mineralizácie na Slovensku potvrdila a kvantifikovala už doteraz známe kritériá lokalizácie významnejších telies so zeolitovou mineralizáciou v kyslých vulkanogénnych klastikách, kým početné, ale malé výskyty sa nachádzajú v intermediárnych vulkanitoch a zriedkavo aj v bázických neovulkanitoch. Tieto výskyty však (okrem azda jediného výsky-

TAB. 4

Súhrnná klasifikácia a zoznam zeolitových výskytov
Registered zeolite occurrences and their final classification

Č.	Názov výskytu	Hlavný zeolitový minerál	Klasifikačný znak (podľa tab. 1—3)
1	Nižný Hrabovec — ložisko	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D1 — E111
2	Nižný Hrabovec — Pod Skalou	klinoptilolit	A13 — B4 — C2 — D5 — E122
3	Kučín — Pusté Čemerné	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D1 — E111
4	Majerovce	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D4 — E121
5	Vranov n/T. — Pod dubom	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D4 — E121
6	Vranov n/T. — Fučíkova ul.	mordenit	A11 — B2 — C4 — D5 — E222
7	Vranov n/T. — Lipová ul.	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E122
8	Fintice I	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
9	Fintice II	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
10	Záhradné — Maliniak	chabazit	A23 — B4 — C2/3 — D5 — E322
11	Záhradné II	stilbit	A21 — B3 — C3 — D3 — E322
12	Hubošovce — Lysá stráž	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
13	Vechec	chabazit	A21 — B3/4 — C2/3 — D5 — E322
14	Zlatá Baňa	laumontit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
15	Zemplínske Hámre	stilbit	A23 — B4 — C3 — D5 — E322
16	Veľká Tŕňa — Trebuľka	mordenit	A12 — B2 — C2 — D2 — E2121
17	Veľká Tŕňa	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E1121
18	Remetské Hámre — Morské oko	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
19	Trnava pri Laborci	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
20	Kuzmice	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E1122
21	Vyšná Šebastová — Maglovec	chabazit	A21 — B3/4 — C2/3 — D5 — E322
22	Kazimír	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E122
23	Luhyňa	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E122
24	Poša	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D5 — E1122
25	Petrovce — Oblík	mordenit	A12 — B2 — C2 — D4 — E221
26	Nová Bašta	klinoptilolit	A11 — B1 — C1 — D4 — E121
27	Tisovec — Bánovo	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
28	Vígľašská Huta — Kalinka	chabazit	A22 — B4 — C3 — D4 — E321
29	Stožok	chabazit	A22 — B4 — C3 — D5 — E322
30	Šiatorošská Bukovinka	laumontit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
31	Banská Belá — Žakýľ	heulandit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
32	Prenčov — kameňolom	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
33	Bartošova Lehôtka — Paseka	mordenit	A12 — B2 — C2 — D2 — E2121
34	Bartošova Lehôtka — Jastrabská	mordenit	A12 — B2 — C2 — D5 — E2121
35	Sklené Teplice	laumontit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
36	Gondovo	mordenit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
37	Kozárovce	klinoptilolit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
38	Dobrá Niva	analcím	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
39	Brehy — Liešny potok	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
40	Rudno nad Hronom	chabazit	A21 — B3 — C3 — D5 — E322
41	Fiľakovo — Hradný vrch	phillipsit	A31 — B3 — C3 — D5 — E322
42	Hajnáčka — Hradný vrch	laumontit	A31 — B3 — C3 — D5 — E322
43	Nová Bašta — Medvedzia	garronit	A31 — B3 — C3 — D5 — E322
44	Petrovce — Lazy	chabazit	A23 — B3 — C3 — D5 — E322

tu) nedosahujú také rozmery a mineralizácia také koncentrácie, aby sa dali klasifikovať ako ložiská. Azda to súvisí aj s vývojom intermediárnych vulkanitov na strednom i východnom Slovensku, ktoré sa uložili prevažne v suchozemskom prostredí a v ktorých chýbajú vulkanoklastiká sedimentované v morskom až brackickom prostredí. Tiež zastúpenie pelitickej frakcie vulkanoklastík je malé. S takými podmienkami pravdepodobne súvisí nielen relatívny nedostatok zeolitovej mineralizácie v intermediárnych stratiformných telesách, ale aj relatívny nedostatok ílových minerálov, čo vynikne najmä v porovnaní s obrovskou masou intermediárnych vulkanoklastík. Pravdepodobne iným faktorom, ktorý neumožnil vznik zeolitovej mineralizácie, je nevhodné zloženie pórových roztokov generovaných v prostredí intermediárnych vulkanitov a všeobecne vyššia termalita hydrotermálnej premeny (propylitizácie), navyše odohrávajúca sa v takých P-T podmienkach, kde vznik zeolitových paragenéz je málo pravdepodobný: vyzrážali sa až v závere hydrotermálnych premien a nachádzajú sa v pomerne úzkych pásmach (puklinový a mandľovcový typ).

Počas klasifikácie sme sledovali aj geografickú distribúciu výskytov. Na rozdiel od predpokladov geografická distribúcia vyčlenených typov nemá zvláštny význam. Z registrovaných výskytov je 26 východoslovenských (59 %), 12 stredoslovenských (27 %) a 6 výskytov je v ostatných oblastiach (14 %). Vo východoslovenských neovulkanitoch sa vyskytujú najmä v kyslých vulkanoklastikách a vo forme stratiformných akumulácií. Do rovnakých skupín spadajú iba dva výskyty v stredoslovenských neovulkanitoch. Výskyty v intermediárnych vulkanitoch sú proporcionálne zastúpené (14 a 8). Rovnaké rozdiely možno zistiť pri kritériu morfologického typu a genetických podmienok. Rozdiely vyplývajú z väčšieho rozšírenia kyslých vulkanogénnych klastík na východnom Slovensku.

Výsledky klasifikácie potvrdili, že zeolitové akumulácie na Slovensku dosahujú pri vhodných geologických podmienkach také rozmery a kvalitatívne črty, ktoré umožňujú porovnať ich s podobnými ložiskami v iných, geologicky podobných lokalitách vo svete, kde sa táto surovina využíva. Intenzívne práce na zistení akumulácií suroviny, veľmi podrobné údaje o distribúcii kvalitatívnych vlastností a aj vypočítané zásoby tejto suroviny umožňujú jej rovnako intenzívne využívanie. Ak sa napriek dosiahnutým výsledkom zeolitová surovina v širšej miere doteraz nevyužíva, je to zapríčinené najmä nedokončeným výskumom jej aplikácií. Technicky a ekonomicky podložené a overené aplikácie v súčasnosti nemotivujú zavádzať túto surovinu do každodennej priemyselnej praxe, a to napriek mnohostranným vlastnostiam suroviny, ktoré boli čiastočne aj odskúšané. A tak hoci geologicky overené zásoby suroviny sú značné, nemožno doterajšie práce na zavedenie tejto suroviny a jej úplné „osvojenie" považovať za vyriešené.

Literatúra

Bratov, V. I. 1985: Kriterii prognozirovanija i poiskov ceolitov. *In: Metody diagnostiki i količestvennogo opredelenija soderžanij ceolitov v gornych porodach. Materialy vsesojuz. soveščanija. Novosibirsk, 106—107.*

Čelišev, N. F. 1986: Promyšlenno-geologičeskaja tipizacija ceolitov. *Sov. geol., 2, 54—60.*

Hay, R. L. 1966: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 85, 130 s.*

Iijima, A. 1980: Natural zeolites and zeolitic rocks. *In: Proc. 5th Int. Conference Zeolites, Naples. Napoli, 103—118.*

Kraus, I., Šamajová, E. 1983: Ílové a zeolitové suroviny východoslovenskej panvy. *Manuskript — archív PF UK Bratislava, 90 s.*

Mumpton, F. A. 1973: Worldwide deposits

and utilization of natural zeolites. *Ind. Miner., 30—45.*
Nistratov, Ju. A., Soboleva, T. N., Gorškova, I. E. 1985: Ceolity Nižnego Priamuria, Kamčatky i Primoria. *In: Metody diagnostiki i količestvennogo opredelenija soderžanij ceolitov v gornych porodach. Materialy vsesojuz. soveščanija. Novosibirsk, 189—191.*
Semenov, E. F. 1985: Osobennosti razmeščenija i genezis ceolitov Primoria. *In: Metody diagnostiki i količestvennogo opredelenija soderžanij ceolitov v gornych porodach. Materialy vsesojuz. soveščanija. Novosibirsk, 191—194.*
Senderov, E. E., Chitarov, N. I. 1970: Ceolity, ich sintez i uslovija obrazovanija v prirode. *Moskva, Nauka, 283 s.*
Šamajová, E. 1977: Autigénny klinoptilolit v ryodacitovom tufite z Nižného Hrabovca. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., 32, 111—125.*
Šamajová, E. 1981: Ložiskové výskyty zeolitov v neogéne Západných Karpát. *In: Zb. 4. geol. konfer. Manuskript — Dom techniky ČSVTS. Bratislava, 101—107.*
Šamajová, E., Kraus, I. 1985: Distribution of smectites and zeolites in the West Carpathians. *In: Proc. 5th Meeting European Clay Groups, Prague, 321—327.*
Varga, I., Hodermarská, A., Horský, S., Mihalič, A., Varga, M. 1985: Nižný Hrabovec — zeolitový tuf, predbežný prieskum. *[Záverečná správa a výpočet zásob.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves, Geofond Bratislava.*
Varga, I., Horský, S., Mihalič, A. 1987: Slovensko — zeolity, štúdia. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves, Geofond Bratislava.*

Economic geological classification of zeolite occurrences in Slovakia

Hitherto used classifications of zeolite occurrences in the world are mostly based on mineralogical and genetic criteria. The classifications applied are either setting out from purely geological and mineralogical data (complemented by genetic considerations) or from technological requirements for the zeolite raw. In the first case the resulting classification is mostly aimed to serve for deductions on genetic conditions of the zeolite mineral or mineral assemblage and, due to the lack of quantified data (grade of the raw, distribution pattern of mineral constituents in the assemblage, size of economic concentration), it hardly may be used for assessments of economic value. In the second case however, although quantified data are available, the knowledge is not enough to extrapolate into non-explored areas.

Recently the Slovakian zeolite occurrences have been examined with the aim to assess their significance as a new variety of mineral raw and to account with prognostic reserves of this raw. It appeared that only the combination of geological and minerogenetic criteria with a qualitative meaning and of further economic and technological criteria of quantitative value allow to obtain quantified final classification criteria. The applied criteria include data on lithological, genetic and geometric conditions in a qualitative way (the data are hardly quantifiable) whereas further data as the exploration degree (level) as well as the technological requirements are unambiguously quantified.

For the indicated purpose, the applied classification criteria used in the five various groupings were as follows:

A Geological environment
A1 Acidic volcanogenous clastics
A11 Volcanogenous clastics sedimented in marine to brackish environment (pelitic to psammitic sediment)
A 12 Volcanogenous clastics sedimented in continental environment (dry land and limnic environment)
A13 Volcanite in contact with wet marine sediment
A2 Volcanite of intermediate composition
A21 Hydrothermal altered zone (amygdaloidal to fissure type)
A22 Zone of solphatara acticity
A23 Contact of volcanite towards sediments and xenolith enclosed in volcanic rock
A3 Basic volcanite
A31 Product of postvolcanic activity in amygdales and fissures
B Morphology of zeolite-bearing body
B1 Stratabound body concordantly mineralized
B2 Stratabound body discordantly mineralized

B3 Amygdaloidal and fracture zone (subvertical attitude)
B4 Contact zone of intrusive body
C Genetic conditions
C1 Diagenetic to epigenetic process (saline interstitial water)
C2 Contact-near alteration (hydrothermal-metasomatic)
C3 Postmagmatic activity of within mother-rock source
C4 Low temperature hydrothermal alteration without evident relation to any identifiable source

The indicated three groupings of criteria may be considered to be purely qualitative. To the contrary, further two groupings are indicating quantitative classification criteria:

D Exploration level
D1 Deposit size with reserves of C1 and C2 category
D2 Deposit size with prognostic reserves of P1 category
D3 Deposit size with prognostic reserves of P2 category
D4 Deposit size with prognostic reserves of P3 category (deposit size probable)
D5 Unprognostic mineral occurrence. Unambiguously quantitative classification is needed in applying the following criteria.
E Technological requirements
E1 Clinoptilolite raw
E2 Mordenite raw
E3 Occurrence of other zeolite mineral(s)
E11, E21, E31 Known distribution of technological parameters
E111, E211, E311 Technological requirements determined
E112, E212, E312 Technological requirements undetermined
E121, E221, E321 Workable quality inferred
E1122, E2122, E3122 Non-workable quality inferred
E12, E22, E32 Unknown distribution of technological parameters
E121, E221, E321 Workable quality inferred
E122, E222, E322 Non-workable quality inferred

Obtained classification results for 44 zeolite occurrences in Slovakia show that economic deposits of zeolite tuff (clinoptilolite and/or mordenite) have quality and size comparable with other deposits of zeolite minerals in the world. Accounted reserves of the zeolite raw are base for a more wide use of this new kind of mineral raw in the national economy.

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 261—270*

SÚHRNNÝ REFERÁT

Hlavné výsledky a smery geologickoprieskumnej činnosti v oblasti stredoslovenských neovulkanitov

JÁN BURIAN*, JURAJ KNÉSL**

* Geologický prieskum, n. p., geologický úsek, 969 00 Banská Štiavnica
** Geologický prieskum, n .p., geologická oblasť, 974 01 Banská Bystrica

Doručené 3. 3. 1987

Основные результаты и пути геологоразведочной деятельности в районе среднесловацких неовулканитов

В работе приведена оценка результатов геологоразведочных работ за прошедшик 35 лет, то есть за период существования геологоразведочного предприятия. Главное внимание уделяется щавницкому и кремницкому рудным районам, которые и впредь представляют основной потенциал источников полиметалической и драгоценной минерализации Чехословакии. Кроме основных результатов геологоразведочных работ в работе приведены и основные пути геологоразведочных работ до 2000 года с учётом концепции словацкого геологического управления.

Main results and tendencies in geological prospecting of the Middle Slovakian neovolcanic area

Results of geological prospecting in the last 35 years, e. i. during the activity of a regional geological team, are recapitulated in the article. The main attention is paid to the areas of the Štiavnica and Kremnica ore districts respectively, which still represent one of the principal potential sources of base and precious metals in the CSSR. The most important plans of prospection geology in this century planned in agreement with the development of the Slovak geological office, are presented in the article in addition to the above main results, which have been achieved by geological prospection.

Oblasť stredoslovenských neovulkanitov v histórii i dnes predstavuje jeden z najvýznamnejších zdrojov polymetalickej a drahokovovej mineralizácie v celej ČSSR. Najväčší rozmach baníctva tu bol v 17. a 18. storočí, odkedy rozvoj ťažby postupne upadal. V 20. storočí sa ťažba rúd farebných a drahých kovov sústredila do oblasti Banskej Štiavnice a Kremnice.

Geologická činnosť v tejto oblasti sa začala rozvíjať až po ukončení druhej svetovej vojny, keď začiatkom 50. rokov vznikli rezortné organizácie geologického prieskumu a v širšej miere sa začal rozvíjať i zá-

kladný geologický výskum terajšieho Geologického ústavu D. Štúra v Bratislave.

Počiatočné geologickoprieskumné práce sa v súlade s industrializáciou Slovenska zamerali hlavne na riešenie konkrétnych problémov spojených s obnovou a ďalším rozvojom ťažby v aktívnych banských revíroch.

V roku 1958 došlo k zmene v organizácii geológie v ČSR, ktorú dovtedy usmerňoval Vládny výbor pre geológiu. Z rezortných podnikov vznikol samostatný rezort zjednotenej geológie vedený Ústredným geologickým úradom v Prahe, ktorý komplexne zabezpečoval geologickú činnosť v štáte. Ďalším medzníkom bolo federálne usporiadanie ČSSR v októbri 1968. V Bratislave vznikol Slovenský geologický úrad, ktorý od roku 1969 riadi slovenskú geológiu.

V podmienkach zjednotenej geológie došlo postupne k progresívnemu rozvoju geologických vied, základného i aplikovaného geologického výskumu a geologického prieskumu.

Organizačné zmeny v usporiadaní slovenskej geológie sa pozitívne odrazili už začiatkom 70. rokov, keď dochádza k tvorbe širších koncepčných zámerov na riešenie regionálnych celkov so zameraním na intenzívnejší rozvoj domácej surovinovej základne. Proces zdokonaľovania a postupnej intenzifikácie geologického prieskumu v oblasti stredoslovenských neovulkanitov a jeho prínos pre národné hospodárstvo v podobe nových zásob a zdrojov rudných surovín stručne opisujeme v ďalších častiach príspevku.

Štiavnické vrchy

Geologické práce v tejto oblasti sa začali rozvíjať v 50. rokoch, keď vznikli podniky geologického prieskumu. V tom čase neboli k dispozícii dostatočné poznatky o geologickej stavbe ani o ložiskových pomeroch. Nízka úroveň geologického poznania, ale aj nedostatok odborných kádrov limitovali rozvoj geologickoprieskumných prác. Tie sa spočiatku realizovali prevažne banskými dielami v blízkopovrchových úrovniach. Koncepčný rozvoj geologického prieskumu postrádal zodpovedajúce regionálne poznatky o vývoji vulkanizmu a jemu zodpovedajúcej metalogenéze. Chýbali aj dostatočné informácie o podloží neovulkanitov. Známa bola len hydrotermálna žilná polymetalická a drahokovová mineralizácia. Preto bol i rozsah geologickoprieskumných prác nižší, často orientovaný subjektívnymi predstavami, bez širšieho poznania geologicko-ložiskových zákonitostí a ich vzťahu k vulkanicko-tektonickému vývoju oblasti.

Národný podnik Západoslovenský rudný prieskum realizoval v rokoch 1955 až 1961 geologický prieskum na magnetitovom ložisku Vyhne-Klokoč, kde sa overilo teleso metasomatických Fe rúd v rozsahu vyše 2,5 mil. ton s priemerným obsahom 35,9 % Fe (Gavora, Hruškovič, 1963). V rokoch 1960 až 1968 Gavora skúmal viacero menších výskytov Fe metasomatických rúd v širšom okolí Vyhní so sumárnym overením ďalších 4,5 mil. ton s priemernou kovnatosťou 32,98 % Fe. Popri banských prácach sa tu realizovali aj vrty do hĺbky 300—400 m.

Geologické práce zamerané na zhodnotenie žilnej drahokovovej a polymetalickej mineralizácie boli orientované hlavne mimo ťažobných priestorov aktívnych banských prevádzok. V rokoch 1958 až 1959 Polák overoval polymetalické rudy na žile Amália na Rozgrunde. Vrtné práce zasiahli len blízkopovrchové úrovne. V priestore rudných stĺpov sa zhodnotilo 44,8 kt polymetalických rúd v kat. C-2 a 245 kt prognóznych zásob s kovnatosťou 0,47 % Pb, 4,74 % Zn, 0,1 % Cu, 0,2 g/t Au a 44 g/t Ag.

V tomto období sa sledovali žilné štruktúry aj v starom banskom revíre Rudno nad Hronom. Sprístupnenie starých banských diel sledujúcich žilu Anna bez doplňujúceho vrtného prieskumu nepriniesli novšie pozitívne výsledky.

Veľmi zaujímavé poznatky pri overovaní drahokovovej mineralizácie zistil Polák (1959—1962) v priestore Baniek pri sledovaní žilného systému Rummel — Hoffer. Na úrovni prognóznych zásob vrtmi overil 1 mil. ton rúd s priemerným obsahom 5,1 g/t Au a 42 g/t Ag. V tom istom čase na žile Ochsenkopf v kat. C-2 zhodnotil 38 kt polymetalických rúd s obsahom 0,58 % Pb, 2,80 % Zn a 0,3 % Cu.

Začiatky 60. rokov priniesli veľa nových regionálnych, ale aj lokálnych geologických poznatkov. Pracovníci GÚDŠ Bratislava pod vedením Kuthana spolu s kolektívom VŠT Košice pod vedením Šaláta a neskôr Rozložníka vykonali geologické mapovanie a ďalší výskum na zostavenie generálnej geologickej mapy územia ČSSR v mierke 1 : 200 000. Koděra ucelene spracoval priestorovú zonálnosť rudnej mineralizácie v štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne. V roku 1963 došlo k významnému objavu polymetalickej hydrotermálnometasomatickej mineralizácie v priestore štiavnickej šachty Alžbeta, ktorý priniesol prvý poznatok o novom type zrudnenia.

Neskôr sa do čela nového prúdu v geológii dostal GÚDŠ, ktorý spolu s pracovníkmi vysokých škôl (VŠT Košice, PF UK Bratislava) do roku 1970 uskutočnil regionálny ložiskový výskum v oblasti Štiavnických vrchov, najmä v ich štiavnicko-hodrušskom rudnom rajóne. Výskum pozostával z nového geologického mapovania v mierke 1 : 25 000, z mineralogicko-petrografických a ďalších štúdií a z overenia tretieho rozmeru geologickej stavby. Zistil sa charakter a pozície podložia neovulkanitov, vulkanicko-tektonického vývoja oblasti a vymedzila sa štiavnická kaldera a jej centrálna zóna (Konečný, 1969). Dokumentovali to štruktúrne vrty série KOV a HDŠ do hĺbok 1200 až 1500 m od povrchu. Týmito vrtmi sa potvrdila hydrotermálnometasomatická polymetalická mineralizácia aj v priestore južného rudného poľa ložiska Banská Štiavnica (Burian, 1970). Okrem nej sa našli ďalšie dva nové typy netradičného zrudnenia.

Rozložník a Zábranský (1970) objavili vrtom HDŠ-3 v doline Zlatno južne od Hodruše žilníkovo-impregnačnú mineralizáciu medi v skarnizovanom súvrství vrchného triasu, viazanú na prieniky žíl a dajok granodioritového porfýru. Burian (1970) v priestore južného rudného poľa ložiska Banská Štiavnica objavil polymetalické a medené žilníkovo-impregnačné zrudnenie vystupujúce v medzižilných priestoroch v rôznych hĺbkových úrovniach. Štruktúrne vrty preukázali aj značný hĺbkový dosah zrudnenia, ktorý na viacerých miestach presahuje hĺbku 1300 m od povrchu.

Uvedené a ďalšie poznatky priniesli úplne nový pohľad na perspektívnosť celej oblasti. Na ich základe sa odvíja ďalšia stratégia vyhľadávania a geologického prieskumu. Začiatkom 70. rokov sa spracovali prvé projekty prác na ložisku Banská Štiavnica, prevažne pod úrovňou dedičného obzoru v severnom, centrálnom a južnom rudnom poli.

Týmto prácam predchádzalo spracovanie banskohistorickej štúdie z oblasti Piargu (Klubert, 1968), vyhľadávací prieskum v Banskej Štiavnici na úrovni dedičného obzoru, 3. a 5. hlbokého obzoru v priestore šácht Maximilián, Alžbeta, Emil a Michal. Klubert v rokoch 1965 až 1970 na žilách Ochsenkopf, Bakali, Terézia a Bíber overil 1,5 mil. ton nových bilančných zásob v kat. C-1 a C-2. Z nich metasomatické rudy v priestore šachty Alžbeta na žile Bíber predstavujú 535,6 kt s kovnatosťou 5,07 % Pb, 9,21 % Zn a 0,41 % Cu. V tom-

to období sa realizovali podzemné vrty, ktoré priniesli nové poznatky o hĺbkovom pokračovaní hlavných žilných systémov. Viaceré z nich (séria Mi) overili predtým mineralogicky vymedzenú medenú zónu pod úrovňou dnešného 2. hlbokého obzoru. V nadväznosti na tieto práce boli realizované vrty KOV-43 a 44, ktoré overili pokračovanie rudných štruktúr v severnej časti ložiska. Vrty ŠB-1 až 4 sledovali pokračovanie niektorých žilných štruktúr za dobývacím priestorom v južnom rudnom poli ložiska Banská Štiavnica.

Postupne vznikala ucelená koncepcia rozvoja geologického prieskumu v celej oblasti, zameraná predovšetkým na overenie nových zdrojov polymetalických a medených rúd. Jej prioritná orientácia platí dodnes. Prvým smerom je vyhľadávanie a prieskum rudných zdrojov v ťažobných priestoroch. Druhým je orientácia geologického prieskumu do oblasti mimo aktívnej ťažby.

Moško overil na úrovni dedičného obzoru v severnom rudnom poli ložiska Banská Štiavnica na žilách Terézia, Ochsenkopf a v menšej miere aj na žilách Bíber a Špitaler bilančné zásoby polymetalických rúd v kat. C-2 v množstve 955 kt s kovnatosťou 1,96 % Pb, 1,85 % Zn, 0,17 % Cu, 0,15 g/t Au a 12,4 g/t Ag.

Geologický prieskum v bani Rozália v Hodruši (uskutočnil ho Gavora v rokoch 1974—1984 na úrovni 8. a 10. obzoru) overoval žilu Bakali, žilu Rozália a žilníkovo-impregnačné polymetalické zrudnenie medzi týmito žilami. Na žile Rozália podzemné vrty overili 841 kt medených rúd v kat. C-2 s kovnatosťou 0,65 % Cu a 2,99 g/t Ag. Na žile Bakali sa predbežne overilo 416,6 kt nových zásob v kat. C-2 s kovnatosťou 0,66 % Pb, 1,42 % Zn, 0,19 % Cu a 15,8 g/t Ag. Predbežný prieskum polymetalického žilníkovo-impregnačného zrudnenia vhodného na veľkokapacitnú ťažbu v kat. C-1 a C-2 overil 4185 kt zásob bilančných rúd nízkej kvality: 0,82 % Pb, 0,86 % Zn, 0,21 % Cu a 5,65 g/t Ag. Tieto, aj keď len počiatočné výsledky zásadne ovplyvňujú plánovaný rozvoj ťažby v závode n. p. Rudné bane v Hodruši-Hámroch.

Geologický prieskum pod dedičným obzorom si vyžiadal výstavbu nových šácht a najmä odvodňovanie a vetranie. V máji 1975 sa začala prevádzka na Novej šachte pri Šobove, prehĺbenej až po úroveň 5. hĺbkového obzoru, t. j. o 380 m hlbšie ako dedičný obzor.

V rokoch 1978 až 1979 sa vykonali geologické práce potrebné na projektovanie a realizáciu Novej odvodňovacej štôlne, smerujúcej od Hrona pri obci Voznica do Banskej Štiavnice na úrovni 220 m n. m. Išlo o geologicko-geofyzikálne mapovanie a overenie trasy NOŠ na povrchu v dĺžke 14 km šiestimi vrtmi do úrovne štôlne. Realizáciu NOŠ zabezpečuje n. p. Banské stavby Prievidza tunelovacím strojom Wirth s priemerom 3,25 m od roku 1980. V decembri 1986 mala štôlňa dĺžku 10 km.

S cieľom sprístupniť hlbšie časti rudných štruktúr v Hodruši a Banskej Štiavnici sa v súčasnosti stavia niekoľko dôležitých banských diel. V bani Rozália v Hodruši sa z autotunela dlhého 720 m buduje nová slepá šachta, ktorá sprístupní 5. hĺbkový obzor. V južnej časti ložiska Banská Štiavnica sa ukončila rekonštrukcia šachty Maximilián a buduje sa nová šachta Roveň. Prepojenie týchto dvoch šácht umožní realizovať geologickoprieskumné práce na úrovni dedičného a hlbších obzorov v južnom rudnom poli.

Od roku 1986 sa plne rozvinul predbežný geologický prieskum na úrovni 2. hĺbkového obzoru centrálneho rudného poľa ložiska Banská Štiavnica. Už prvé výsledky, zistené pri sledovaní hlavných žilných štruktúr, sú priaznivé. Potvrdili a upresnili naše predpoklady o pokračovaní rudných žilných systémov v prostredí

intruzívneho telesa granodioritu, ktorý má priaznivé podmienky na tvorbu otvorených zlomových puklín s brekciovou výplňou rudných stĺpov. Hrúbka prvého rudného stĺpa na žile Terézia sledovaného blízko hlavného prekopu Michal dosahuje 16 až 18 m. Bilančné zrudnenie má polymetalický charakter s vyšším podielom chalkopyritu.

Žila Bíber, overovaná v rovnakej hĺbke, má už mineralizáciu medenej zóny, zatiaľ čo žila Špitaler je podľa prvých výsledkov, podobne ako žila Terézia, polymetalická.

V posledných 16 rokoch sa geologický prieskum vykonáva na území mimo ťažobných priestorov. V rokoch 1971 až 1980, nadväzujúc na výsledky základného geologického výskumu, sa overilo nové ložisko medenoporfýrových rúd skarnového typu Zlatno (Burian et al., 1980; Burian, Smolka, 1982). Ložisko je geneticky i štruktúrne spojené s malou intrúziou granodioritového porfýru, ktorá vnikla do spodnej etáže centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu. Rudná zóna s priemerným obsahom medi 0,34 % je lokalizovaná v rovine prieniku intrúzie cez pestré súvrstvie vrchného triasu. Akumulácie medených rúd žilníkovo-impregnačného typu sú lokalizované v kontaktnometasomatických Ca-Mg-skarnoch v plášti, ako aj vo vlastnom telese intrúzie. Overené zásoby predstavujú 66 mil. ton v kat. C-2, z čoho 18 mil. ton sú rudy s obsahom 0,6 % Cu.

V rokoch 1975 až 1984 sa v širšom okolí hodrušsko-vyhnianskeho rudného poľa uskutočnil vyhľadávací prieskum vrtmi z povrchu. Bol zameraný na overenie hĺbkového pokračovania hlavných žilných štruktúr do optimálnej úrovne 1200 m od povrchu. Priniesol viaceré nové poznatky o geologickej stavbe a výsledne zhodnotil (Gavora, 1984) prognózne zdroje drahokovových rúd v rozsahu 3,5 mil. ton s priemerným obsahom 0,92 g/t Au a 74,07 g/t Ag spolu s 2,6 mil. ton polymetalických rúd s kovnatosťou 1,14 % Pb, 1,06 % Zn, 0,25 % Cu a 0,36 g/t Ag. Priamym dôsledkom riešenia tejto prieskumnej úlohy je nový schválený projekt vyhľadávacieho prieskumu rudnej štruktúry Ján — Benedikty pri Vyhniach a riešenie smerného a hĺbkového pokračovania žily Bakali, ktoré sa realizuje od roku 1985.

Od roku 1980 sa uskutočňuje vyhľadávací prieskum v priestore medzi obcami Rudno nad Hronom, Brehy a Pukanec s cieľom overiť geofyzikálne anomálie (Filo, 1980—1984) a výsledky prognózneho hodnotenia tejto oblasti počas etapy základného geologického výskumu realizovaného tímom pracovníkov GÚDŠ pod vedením Brlaya a Lexu. Podľa overených poznatkov v oblasti vystupujú 3 typy mineralizácie (Smolka et al., v tlači). V blízkopovrchových podmienkach je evidovaná historicky známa drahokovová mineralizácia lokalizovaná v kremeňovo-karbonátových žilách. Ďalej sa objavilo nové žilno-žilníkové polymetalické zrudnenie, ktoré sa v súčasnosti zhodnocuje. Vrty ho zachytili v dĺžke okolo 1000 m, pričom smerne možno jeho rozsah predpokladať až do 3 km. Hrúbka zrudnených úsekov je v rozmedzí od 2 do 10 m, hĺbka od 300 do 620 m. Zrudnenie má bilančný vývoj. V hlbších úrovniach bola zistená medenoporfýrová mineralizácia s obsahom medi do 0,6 %, ktorá pre malý rozsah nemá zatiaľ priemyselný význam.

Do roku 1991 sa má prehodnotiť povrch centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu na ploche 125 km^2. Pomocou aplikovaných geologických, geochemických a geofyzikálnych metód tu budú vyčlenené konkrétne prognózne plochy s indikáciami najmä netradičných typov zrudnenia. Po vyhodnotení jednotlivých území sa priebežne spracujú nové návrhy na overenie pozitívnych výsledkov.

Od roku 1986 sa začal realizovať vyhľa-

dávací prieskum v takto vymedzenom území medzi obcou Vysoká a kótou Šementlov. Je zameraný na možný výskyt žilníkovo-impregnačnej mineralizácie medeného a polymetalického typu v prostredí prieniku malej intrúzie granodioritového porfýru cez podložie a spodnú etáž neovulkanitov podobne ako na ložisku Zlatno.

Doterajšie priaznivé a v mnohom aj prekvapivé výsledky geologického prieskumu v Štiavnických vrchoch potvrdzujú správnosť orientácie geologických prác do tejto oblasti. Už terajšie poznatky dovoľujú v závislosti od technických možností koncentrovať geologickoprieskumné práce do hlavných uzlov podľa dôležitosti a postupne zvyšovať ich kapacitu urýchľovaním rozvoja geologického prieskumu. Táto činnosť priamo nadväzuje na prípravu rozsiahlejšej ťažby rúd farebných a drahých kovov, najmä v spojitosti s výstavbou domácej základne hutníckeho spracovávania koncentrátov v Bruntáli.

Kremnické vrchy

Rudný rajón Kremnických vrchov je historicky známym významným nositeľom drahokovovej mineralizácie (kremnické rudné pole v centrálnej časti rajónu) a monometalickej ortuťovej mineralizácie (malachovské rudné pole vo východnej časti rajónu). Ťažba ortuťových rúd tu bola zastavená už začiatkom 19. storočia, ale kremnické Au-Ag rudy sa intenzívne ťažili až do roku 1970, kedy bola ťažba vzhľadom na vtedajšie nízke ceny drahých kovov zastavená.

V uplynulých 35 rokoch, teda v období, keď môžeme hovoriť o geologickom prieskume v dnešnom slova zmysle, tu možno vyčleniť 3 etapy prieskumu.

Začiatkom 50. rokov sa prvé prieskumné práce v Kremnických vrchoch sústreďujú do bezprostrednej blízkosti známych ložísk (Kremnica), resp. do miest už opustených výskytov (Malachov). Tieto práce obmedzeného rozsahu a zamerané výlučne na momentálne potreby ťažby v Kremnici, resp. na obnovovanie starých banských prác na Hg rudy, pochopiteľne, nemohli priniesť nové konkrétne výsledky v podobe väčších prírastkov zásob či nových názorov na perspektívy prieskumných objektov.

V druhej etape geologickoprieskumnej činnosti (1959—1969) sa na území Kremnických vrchov realizujú prvé fázy vyhľadávacieho prieskumu, zamerané na ortuťovú mineralizáciu (Knésl et al., 1972). Na ložisku Kremnica sa na úrovni vyhľadávacieho prieskumu skúma ložisko pripovrchových drahokovových rúd Šturec v centre poľa a výskyt Sb mineralizácie v podloží I. kremnického žilného systému.

Výsledkom systematického vyhľadávania Hg mineralizácie (hlavne šlichová prospekcia vodných tokov celého pohoria a priľahlých oblastí) bola identifikácia radu užšie lokalizovaných sekundárnych mechanických aureol HgS v malachovskom poli (Veľká studňa, Dolná skala, Nemecký vrch, Trávny Ždiar), ale i v ďalších oblastiach (Kopernica, Čertov vrch, Turček, Cérová a rad ďalších).

Vyhľadávacím prieskumom na ložisku Šturec bolo overených cca 1,5 mil. ton drahokovových rúd v kat. zásob C-2 s priemerným obsahom okolo 2,2 g/t Au a 15 g/t Ag a niekoľko desiatok tisíc ton Sb rúd priemernej kovnatosti okolo 2 % Sb, ktoré boli v rokoch 1970 až 1972, počas likvidácie kremnického zlatorudného baníctva, aj vyťažené (Reimont, 1969).

Ďalším medzníkom prieskumnej činnosti je rok 1969, keď sa utvoril SGÚ. Prieskum začal riešiť úlohy v súlade s celonárodnou a celoštátnou koncepciou rozvoja domáceho surovinového bohatstva, a nie iba s momentálnymi záujmami ťažobných podnikov.

Celá geologickoprieskumná aktivita je koordinovaná a úzko súvisí s prácami základného geologického a geofyzikálneho výskumu. V Kremnických vrchoch to boli hlavne práce ÚÚG (Fiala, 1961), GÚDŠ (Konečný et al., 1983; Stohl, 1976) a Geofyziky (Konečný et al., 1973). Základný ložiskový výskum vykonali pracovníci PF UK Bratislava (Böhmer et al., 1976). Zásadný obrat v nazeraní na perspektívy kremnického drahokovového poľa znamenali práce Böhmera a jeho spolupracovníkov: dali podnet na renesanciu prieskumnej činnosti koncom 70. rokov, t. j. v období po uzavretí kremnického baníctva. Cenné poznatky o geologicko-ložiskovej stavbe kremnického ložiska prinášajú v poslednom období i práce Rudných baní, závod Kremnica (Štubňa, 1985).

Monometalické ortuťové rudy

Výsledkom intenzívnej prieskumnej činnosti zameranej na vyhľadávanie a overovanie ortuťovej mineralizácie bolo vyhľadanie a preskúmanie priemyselného ložiska Veľká studňa, ktoré sa v súčasnosti už ťaží. Ložisko leží v centrálnej časti malachovského poľa a je vyvinuté v prostredí strednoeocénnych karbonatických pieskovcov v podloží neovulkanickej formácie Zlatej studne vrchnobádenského veku. Zrudnenie tvorí rumelka sprevádzaná malými množstvami pyritu, markazitu a arzenopyritu. Rudná mineralizácia je vyvinutá v podobe nepravidelných žilníkov a impregnácií, ktoré miestami vytvárajú hniezda a zhluky bohatej rudy, a je viazaná takmer výhradne na rozpadavé karbonatické pieskovce, resp. na karbonatické brekcie vyvinuté v JZ časti ložiska. Pokiaľ sa rudná mineralizácia vyskytuje i v paleogénnych zlepencoch, tak iba v puklinovej forme a má podstatne menší ekonomický význam (Knésl, 1979). Impregnačno-žilníkové zrudnenie má všesmerný charakter a výraznú väzbu na lokálne litologické faktory. Optimálnym prostredím na vyzrážanie rumelky z ortuťonosných roztokov boli karbonatické pieskovce a dolomitické brekcie paleogénneho súvrstvia v bezprostrednom podloží paleogénnych ílovcov (litologické faktory). Významnú úlohu pri formovaní vhodného litologického prostredia zohrali tektonické pohyby, počas ktorých sa karbonatické pieskovce a dolomitické brekcie podrvili.

Bilančné ortuťonosné teleso je západovýchodného smeru, z obidvoch strán tektonicky ohraničené. Severným i južným smerom je ohraničenie ložiska nevýrazné, dodatočnými prieskumnými prácami Rudných baní sa v poslednom období zistilo, že ďalšie rudné zásoby môžeme predpokladať južným smerom. Mocnosť zrudnenia v rámci telesa kolíše od 2 do 20 m, kvalita zrudnenia vnútri telesa je mimoriadne variabilná. Kovnatosť tzv. hluchých úsekov dosahuje stotiny % Hg, kovnatosť najbohatších úsekov nezriedka presahuje i 1 % Hg. Ložisko bolo preskúmané povrchovými vrtmi a následne kombináciou banských prác a podzemných málojadrových vrtov až na úroveň zásob kat. C-1. Celková kapacita ložiska prevyšuje 500 000 ton rudy s priemernou kovnatosťou medzi 0,15 až 0,20 % Hg. Banskotechnické podmienky ložiska komplikujú svahové a kryhové deformácie v nadloží ložiska.

V malachovskom poli sa zistili ďalšie ortuťonosné štruktúry analogického charakteru (Dolná skala, Pri jazere), resp. vyvinuté v karbonatických horninách mezozoika (Trávny Ždiar, Nemecký vrch). Najperspektívnejšie sa javí výskyt Nemecký vrch, kde ortuťová mineralizácia v podobe impregnácií rumelky je viazaná na chočské dolomity triasového veku rozpadajúce sa na piesok (Knéslová et al., 1983).

Na južnom okraji kremnického poľa pri Kopernici bol zistený a preskúmaný odlišný typ Hg mineralizácie — v podobe po-

vlakov a žilníkov rumelky v intenzívne silicifikovaných ryolitových horninách charakteru sekundárnych kvarcitov sarmatského veku. Pre malé rozmery a povrchovú deštrukciu výskyt nemá praktický význam, v širšom okolí však existujú možnosti vyhľadania analogických výskytov väčšieho rozsahu.

Drahokovová mineralizácia

Vyhľadávací prieskum na drahokovovú mineralizáciu sa v kremnickom rudnom poli realizuje od roku 1979. Je zameraný jednak na vyhľadávanie pripovrchových drahokovových rúd v severnom i južnom pokračovaní ložiska Šturec (v súlade s ťažobným prieskumom a ťažobnými zámermi Rudných baní na tomto ložisku), jednak na zistenie hĺbkového pokračovania žíl I. kremnického systému v severnej časti poľa a na orientačné zisťovanie perspektív žíl III. systému v západnej časti poľa.

V ložisku Šturec, reprezentovanom pripovrchovými časťami niekoľko desiatok m mocných kremenných žíl s drahokovovou mineralizáciou I. žilného systému v centrálnej časti poľa (žily Schrämen a Hlavná, v minulosti intenzívne exploatované), sa už koncom 8. 5RP začne pokusná, postupne sa zvyšujúca povrchová ťažba. Zásoby tohto ložiska činia niekoľko miliónov ton rudy, dosahujú priemernú kovnatosť okolo 1,5 g/t Au a 10 až 15 g/t Ag a sú overené v kat. zásob C-1 a C-2 (Štubňa, 1985).

Severné smerné pokračovanie ložiska je predmetom prieskumných prác (kombinácia banských prác a podzemných vrtov), ktoré tu budú ukončené v roku 1990. Ich doterajšie výsledky, aj keď ukazujú na podstatne menšiu mocnosť žíl a na nepravidelnejšiu distribúciu Au a Ag, dovoľujú predpokladať, že sa tu podarí zabezpečiť niekoľko ďalších mil. ton Au-Ag rúd bilančných obsahov. V južnom pokračovaní ložiska Šturec smerné pokračovanie mineralizácie overovali prieskumné práce orientačného charakteru (ryhy, povrchové vrty). Na rozdiel od predchádzajúcich výsledkov (Reimont, 1969) sa tu zistili bilančné úseky drahokovovej mineralizácie. Oproti štureckému ložisku je tu o niečo nižší obsah Ag, žily sú menšej mocnosti a sú sklonené na západ.

Hĺbkový vrtný prieskum v severnej časti kremnického poľa (okolie Kremnických Baní) potvrdil, že žily I. systému tu pokračujú do hĺbkových úrovní pod Hlavnou dedičnou štôlňou (270 m n. m.), t. j. do spodnej časti zlatostudnianskej formácie budovanej intruzívnymi horninami charakteru dioritov, gabrodioritov až gabier. Smerom do hĺbky tu súčasne dochádza k výrazným kvalitatívnym zmenám rudnej mineralizácie v prospech Ag a polymetalickej mineralizácie. Zatiaľ čo polymetalickú mineralizáciu tu tvorí prevažne klasická asociácia stredoslovenských neovulkanitov (galenit, sfalerit, chalkopyrit; Knésl, Veľký, 1984), v poslednom období sa zistilo (Maťo et al., 1987), že časť obsahov Ag je tu viazaná na teluridy (hlavne hessit). Prítomnosť teluridov striebra na kremnickom ložisku, ktorá tu doteraz nebola známa, môže mať v budúcnosti i praktický význam.

Priemerná kovnatosť v minulosti ťažených častí žíl I. žilného systému v priestore Kremnických Baní (šachta Anna) sa pohybovala v rozmedzí 2 až 4 g/t Au pri približne desaťnásobnom obsahu Ag. V hĺbkových úrovniach okolo a pod Hlavnou dedičnou štôlňou sa znižuje priemerný obsah Au (od 0,3 do 1,6 g/t), podstatne sa zvyšuje obsah Ag (50 až 250 g/t), Pb, Zn a hlavne Cu. Rudnú výplň možno charakterizovať ako komplexnú drahokovovo-polymetalickú rudu, ktorej ekonomicky najcennejšou zložkou je Ag a ktorej súčasťou je priemyselný obsah Au, Cu, Pb a Zn. Dosiaľ overené kvantifiko-

vané prognózne zdroje kat. P-1 a P-2 s priemerným prepočítaným obsahom Ag okolo 90 g/t, v množstve prevyšujúcom 10 mil. ton rudy sa nachádzajú v hĺbkach od 400 do 1100 m pod súčasným povrchom a predstavujú potenciálny možný zdroj koncentrátu pre budovaný hydrometalurgický kombinát v Bruntáli.

V okrajových častiach kremnického rajónu boli v posledných rokoch zistené i významnejšie indície medenoporfýrovej mineralizácie (Knésl et al., 1986). V samotnej oblasti kremnického poľa sa prítomnosť medenej mineralizácie a sporadicky i molybdenitu konštatovala i v intruzívnych horninách zlatostudnianskej vulkanickej formácie v medzižilných priestoroch I. žilného systému. Geochemické a geofyzikálne indície medenoporfýrovej mineralizácie sa zistili hlavne v západnej časti Kremnických vrchov (okolie Rematy) a na severe rajónu (širšie okolie Turčeka).

Ďalšie rudné rajóny stredoslovenských neovulkanitov

Metalogeneticky perspektívne územie v širšom okolí Pukanca, kde sa v súčasnosti uskutočňujú rozsiahle vyhľadávacie práce (súčasť novobansko-kľakovského rudného rajónu), je opísané v časti o geologickoprieskumnej činnosti v Štiavnických vrchoch. Ďalšie oblasti stredoslovenských neovulkanitov (zvyšok novobansko-kľakovského rudného rajónu, rudný rajón Poľana — Javorie v zmysle Ilavského, 1976) boli v uplynulých 35 rokoch skúmané iba okrajovo, a to hlavne v období počiatkov prieskumu v 50. rokoch. V súlade s koncepčnými cieľmi slovenskej geológie po roku 1969 sú tieto územia predmetom prác základného geologického a ložiskového výskumu. Rozsiahlejšie prieskumné práce sú tu naplánované až v 9. 5RP.

Novobanské drahokovové žily, v minulosti pomerne intenzívne exploatované, boli objektom iba rekognoskačných prieskumných prác, ktoré, pochopiteľne, nemohli priniesť zásadnejšie zmeny v názoroch na neperspektívnosť tohto ložiska. Prieskumné práce nepatrného rozsahu sa v 50. až 60. rokoch realizovali tiež v okolí vyťaženého ložiska rúd farebných kovov Ján Nepomucký pri Veľkom Poli, v okolí výskytu Cu v Kuliarovej doline a rýdzej síry pri Kalinke v Javorí.

Počas šlichovacích prác v Kremnických vrchoch bola zošlichovaná i oblasť pohoria Vtáčnik, predtým orientačne i Poľana (Knésl et al., 1972). Boli identifikované viaceré mechanické sekundárne aureoly HgS (najvýraznejšia pri Cérovej vo Vtáčniku) a nevýrazné anomálie Au (okolie Prochota). Prospekčný význam zistených anomálií sa zatiaľ bližšie neskúmal.

Ďalšie smery rozvoja geologického prieskumu v stredoslovenských neovulkanitoch

V roku 1984 sa zdroje v oblasti stredoslovenských neovulkanitov na základe komplexného prehodnotenia doterajších geologických, ložiskových, geofyzikálnych a ďalších poznakov prognózne zhodnotili prvý raz. Ako hlavné prognózne oblasti kontrastne vystupujú širšie územia Štiavnických a Kremnických vrchov, kde sú najväčšie predpoklady ďalšieho rozvoja domácej surovinovej základne rúd farebných a drahých kovov. Pozoruhodné sú tiež poznatky o možnej prítomnosti netradičných surovín hliníka v oblasti stratovulkánu Javorie.

Geologický prieskum v Štiavnických vrchoch v období najbližších 10 až 15 rokov sa bude rozvíjať v zmysle koncepcie Slovenského geologického úradu. Prioritne sa zameriava na vyhľadávanie a prieskum centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu, hlavne na hlbšie úrovne ložiska Banská

Štiavnica v jeho centrálnom a južnom rudnom poli, ako aj v priestore bane Rozália v Hodruši. V tomto období bude ukončená Nová odvodňovacia štôlňa, nové šachty Roveň a Rozália. Rovnako sa ukončí a zhodnotí predbežný prieskum na 2. hĺbkovom obzore v centrálnom rudnom poli z Novej šachty v Banskej Štiavnici. V celej šírke sa rozvinie vyhľadávací prieskum na dedičnom obzore južného rudného poľa s využitím šachty Maximilián a Roveň, lokalizovaných v katastri obce Štiavnické Bane.

V priebehu najbližších 5 až 8 rokov sa predpokladá ukončiť vyhľadávací prieskum na polymetalickej rudnej štruktúre Ján — Benedikty pri Vyhniach. Po zhodnotení vyšších etáp prieskumu a ich očakávaných pozitívnych výsledkov pribudne v Štiavnických vrchoch ďalšia nová ťažobná kapacita pre domáce hutnícke spracovávanie týchto rúd v Bruntáli.

V roku 1991 sa ukončí komplexné geologicko-geofyzikálne prehodnotenie povrchu centrálnej zóny štiavnického stratovulkánu a jej blízkeho okolia v mierke 1 : 10 000, zavŕšené novou geologickou a prognóznou mapou rovnakej mierky. V nadväznosti na túto úlohu sa ukončí vyhľadávací prieskum zameraný na overenie lokality Vysoká — Šementlov. Rozvinú sa geologické práce na ďalších lokalitách vymedzených podľa stupňa dôležitosti na základe komplexného prognózneho zhodnotenia širšieho sledovaného územia.

Predpokladá sa začiatok vyhľadávacieho prieskumu kombinovanou metodikou pomocou banských a vrtných prác na polymetalickej rudnej štruktúre pri Pukanci, kde očakávame i overenie nových zásob drahokovových, hlavne strieborných rúd.

V Kremnických vrchoch sa prvoradá pozornosť bude venovať centrálnej časti kremnického poľa, kde v súlade s ťažobnými zámermi závodu Rudné bane Kremnica bude do roku 1990 preskúmané na úrovni zásob kat. C-2 severné i južné smerné pokračovanie ložiska Šturec.

Záverečnou správou s kvantifikovanými prognóznymi zdrojmi kat. P-1 sa v roku 1988 ukončí vyhľadávací prieskum v severnej časti poľa, kde doterajšie výsledky poukazujú na reálnu možnosť overenia priemyselných zdrojov komplexných drahokovových polymetalických rúd v hĺbkovom pokračovaní I. žilného systému. Súčasne sa touto úlohou získajú základné poznatky o hydrogeologických pomeroch pod Hlavnou dedičnou štôlňou, čo vytvorí predpoklady pre zásadné prieskumné riešenie hlavných prognóznych kapacít kremnického ložiska, ktoré sa nachádzajú v hĺbkových úrovniach, ktoré predchádzajúca ťažba nedosiahla. Uvažuje sa, že hĺbkový prieskum v oblasti Kremnice sa začne v rokoch 1989 až 1990 (zahustenie povrchových vrtov, rekonštrukcia šachty Ľudovíka, banský prieskum) s cieľom zabezpečiť dostatočné prírastky zásob klasických drahokovových rúd pre kontinuálne pokračovanie ich ťažby po roku 2000, keď sa vyťaží ložisko Šturec. Hlavným cieľom týchto prác by však malo byť postupné vyhľadávanie a overovanie komplexných drahokovových polymetalických rúd, ktoré by po roku 2000 mohli predstavovať zdroj koncentrátov pre Bruntál.

V súlade s výsledkami prognózovania medenoporfýrových rúd v celej oblasti stredoslovenských neovulkanitov a s doterajšími poznatkami z ich vyhľadávania sa v najbližšom období vykoná prieskum zameraný na vyhľadávanie ich primárneho zdroja, a to hlavne v Remate a Turčeku.

Ďalšie prieskumné práce, ktoré zabezpečia nové prírastky zásob, sa predpokladajú južne a západne od ťažobného ložiska Hg rúd Veľká studňa v 3. 5RP.

Mineralia slov.
20 *(1988), 3, 271—288*

DISKUSIA

Vzťah geologického vývoja, ložiskotvorných procesov a prognózneho hodnotenia zdrojov nerastných surovín gemerika

PAVOL GRECULA

Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice

Doručené 15. 2. 1988

Отношения геологического развития, рудообразующих процессов и прогнозной оценки источников полезных ископаемых гемерика

Спишско-гемерское рудогорие (гемерикум) в рамках Западных Карпат включает больше всего рудных месторождений. Это прежде всего жильные гидротермальные месторождения (железо, медь, сурьма, серебро, золото, никель и кобальт), стратиформные полиметалические месторождения (медь, свинец, цинк) связаные с базальтово-кератофировым вулканизмом, метасоматические железо-карбонатовые и магнезитовые месторождения. В последние годы было найдено и месторождение оловянных руд. В работе анализируются генетические критерии минерализации с апликацией плито-тектонического моделя палеозойского бассейна гемерика. Заключением каждого типа месторождений вычленены районы прогнозных источников рудного сырья.

Relations between geological development, ore genesis and prognostic forecast of ore deposit occurrences in the Gemeric unit

Most of the West Carpathian ore deposits occur in the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. (Gemeric unit). These are hydrothermal ore veins (iron-copper, antimony-silver-gold and nickel-cobalt ores), strata-bound base-metal deposits (copper-lead-zinc ores) related with volcanites of basalt-keratophyre composition and metasomatic siderite as well as magnesite deposits. Even deposits of tin ore have recently been discovered in the area. Genetic conditions of ore generation are discussed in the paper using plate-tectonic model of the Gemeric basin development in Paleozoic time. Finally, for each of the indicated type of ore deposit, the areas of prognostic sources of ore accumulation are indicated.

Vplyv teórie platňovej tektoniky na objasňovanie geologických, tektonických a metalogenetických procesov je vo svete taký veľký, že ju musíme brať do úvahy. Predchádzajúce roky sa u nás vyznačovali akýmsi váhaním pri aplikácii postulátov platňovej tektoniky, hoci sa objavili pozoruhodné práce o tejto problematike aj z oblasti Západných Karpát.

Bolo by veľmi prospešné dešifrovať celý geologický vývoj Západných Karpát z pohľadu platňovej tektoniky, t. j. od pre-

kambria až po recentné geologické udalosti, stanoviť hlavné vývojové a deformačné etapy a týmto etapám, ako aj ich litologickým, magmatickým, metamorfným a tektonickým procesom prisúdiť ich metalogenetický význam. Na takomto podklade by sa mali lokalizovať zóny, tektonické jednotky až lokality, ktoré by mohli byť nositeľom určitého (možno aj nového) typu nerastnej suroviny. To si vyžaduje pomocou faciálnej analýzy litologicko-tektonických jednotiek, petrológie hornín (najmä magmatitov) a dešifrovaním metamorfných procesov rekonštruovať sedimentačné paleobazény, geotektonické pozadie magmatickej aktivity, ako aj paleohydroteriem, ktoré podmienili vznik napr. stratiformných ložísk nerastných surovín, ako aj ďalšie tektonické a metamorfné udalosti. Pozorovania a skúsenosti z rozličných častí sveta poukazujú na to, že typ kôry zohral v čase, keď prebiehali určité geologické procesy, jednu z rozhodujúcich úloh aj pri vzniku rozličných typov nerastných surovín. O iných rudonosných formáciách uvažujeme v období riftingu a o iných v subdukčno-kolíznom období. Vývojové a deformačné modely by mali byť syntézou výsledkov podrobného analytického štúdia. Analýzu vývoja stavby Západných Karpát treba urobiť až po najmladšiu zlomovo-blokovú stavbu (resp. začať ňou), ktorá staršie geologické fenomény porušila, silne deštruovala, ale ktorá sa v určitých oblastiach stala prostredím pre uplatnenie sa mladého magmatizmu, ale aj mineralizačných pochodov, ktoré sú časovo, resp. aj geneticky späté s touto neogénnou magmatickou aktivitou.

Množstvo geologických a technických prác, ktoré sa realizuje v oblasti Západných Karpát, poskytlo už mnoho zaujímavých výsledkov týkajúcich sa tak ich stavby, ako aj metalogeneticko-ložiskovej problematiky. Ukazuje sa napr., že stratiformné polymetalické zrudnenie gemerika zodpovedá určitej časovej a geotektonickej etape vývoja staropaleozoického bazénu s vývojom bimodálnej vulkanickej formácie a že má stabilné miesto v litostratigrafickej sekvencii. Je to dobrý model nielen pre gemerikum, ale aj pre iné staropaleozoické oblasti Západných Karpát, kde je intenzita metamorfózy väčšia. Oblasť gemerika a Malých Karpát je vhodná na posúdenie významu čiernych bridlíc, a to najmä pre ich metalonosnosť, resp. ako zdroj kovov pri mineralizačných procesoch, ale aj z hľadiska energetických surovín. Postupne sa objasňuje aj úloha metamorfózy, ako významného činiteľa pri metalogenetických procesoch v geologickom vývoji Západných Karpát. V gemeriku sa postupne zhromažďujú údaje o metamorfogénnom pôvode hydroteriem, z ktorých vznikali žilné ložiská. Intenzita metamorfózy, ako aj východiskové horninové prostredie tzv. pestrých sérií sú príznačné pre volfrámonosné a zlatonosné (resp. vzácnokovové) formácie. Z toho pohľadu treba hodnotiť aj úlohu granitov (najmä Sn-Mo mineralizácie) pri ložiskotvorných procesoch, ich časový a genetický vývoj, ako aj ich geotektonické pozadie.

Ďalším rozpracovaním vyššie uvedených poznatkov a námetov týkajúcich sa stavby a metalogenézy Západných Karpát by sa malo dospieť nielen ku globálnemu, ale až k lokalitnému prognóznemu oceneniu nerastného potenciálu nášho územia.

Geologické pozadie hodnotenia ložiskotvorných procesov

V Spišsko-gemerskom rudohorí (ďalej len SGR) sme sa o to pokúsili predovšetkým realizáciou projektu SGR — geofyzika, začiatkom roku 1976, keď sa prezentovala platňovotektonická interpretácia vývoja stavby a metalogenézy (Grecula, 1982). Platňovotektonické pozadie riešenia

mnohých sporných otázok gemerika nie je bezproblémové, naopak, vynorili sa ďalšie problémy včítane metalogenetických, s ktorými súvisí aj posudzovanie rudného potenciálu oblasti.

Vážnym teoretickým problémom, ale s praktickým dosahom, je napr. stanovenie modelu vzniku žilných rudných ložísk. Doterajšie predstavy vzniku rúd, najmä žíl, sa geneticky spájali s intrúziami granitu, ktorý mal byť aj zdrojom kovov. Takmer súčasne so svetovým vývojom názorov na genézu ložísk na prelome sedemdesiatych a osemdesiatych rokov aj komplexné geologické práce v SGR priniesli údaje, že podstatnej časti žilnej a metasomatickej mineralizácie treba prisudzovať iný zdroj zrudnenia (energetický aj materiálový), ako sú granity. Vytvoril sa metamorfný model zrudňovacích procesov (Grecula, 1982), podľa ktorého vznik roztokov (fluíd) a ich obohacovanie sa o kovové prvky sa deje počas metamorfózy sedimentárnych a vulkanických komplexov, z ktorých sa uvoľňovali nielen H_2O, CO_2, HCl, ale aj kovy, ktoré sa prenášali po vhodných puklinových systémoch do vyšších, chladnejších častí zemskej kôry, kde sa vyzrážali. Tento model pre gemerikum ďalej rozpracoval Radvanec (1987). Uplatnenie spomenutého modelu vzniku rudných žíl znamená, že v oblastiach, kde sa nachádzajú vyššie metamorfované horniny (vrchná časť amfibolitovej fácie, granitizácia), nemožno očakávať žilné ložiská sideritovo-sulfidickej formácie. Preto sa vývoj žíl v SGR nedá očakávať v tzv. hluchých centrálnych zónach pohoria (skrytých žilných štruktúrach), pretože v tejto oblasti sú prítomné horniny s vyššou metamorfózou. Preto ani v ostatných kryštalinických oblastiach Slovenska nemožno očakávať spišsko-gemerský typ mineralizácie. Na druhej strane v prostredí vyšších metamorfitov sa vyskytujú Sb, As, Ag, Au žily, resp. vzácnokovová mineralizácia. Z vyššie uvedeného dôvodu podstatne stúpla vážnosť a potreba petrologického a petrometalogenetického štúdia metamorfitov pre prognózne oceňovanie priestorového rozmiestnenia žíl (ktoré si však vyžaduje aj moderné prístrojové vybavenie, resp. medzinárodnú spoluprácu). So štúdiom metamorfózy teda súvisí aj určovanie dosahu hĺbky žíl, čo je vážnym problémom hĺbkovej perspektívy žilných ložísk SGR, a teda aj orientácie vyhľadávacieho prieskumu. Pri hodnotení žíl, ktoré sú z nejakých príčin nepriaznivo vyvinuté v tých častiach, kde sa skúmali, sa často uvádza, že priaznivý môže byť práve hĺbkový vývoj žily, a nezvažujú sa spomenuté genetické podmienky, teda, či je vôbec predpoklad, aby tam žila už mohla vzniknúť.

Vypracoval sa aj model vývoja paleozoických sedimentačných bazénov gemerika z pohľadu platňovej tektoniky (Grecula, 1982). Ukazuje sa, že pre riftový model vývoja staršieho paleozoika je najviac údajov. Podľa tohto modelu existoval oceánsky bazén, ale aj nadväzujúce bazény s prechodným a kontinentálnym typom kôry. Takéto geotektonické pozadie vzniku rozličných typov sedimentov a magmatických hornín v rozličných častiach sedimentačného priestoru sa odrazilo aj pri neskoršom formovaní sa ložísk rúd. Na základe toho potom v jednotlivých dnešných zónach (tektonických jednotkách) gemerika očakávame iba určitý typ mineralizácie žilných alebo stratiformných ložísk. Z tohto pohľadu sa mení aj predstava o priestorovom zonálnom usporiadaní ložísk. Možno povedať, že každá tektonická (príkrovová) jednotka, ktorá obsahuje určitú časť výplne pôvodného sedimentačného priestoru, má aj charakteristický typ zrudnenia, odlišujúci sa od susedných tektonických jednotiek. Na tomto základe zmenu mineralizácie v priestore (tzv. zonálnosť mineralizácie) a prognózne

hodnotenie rozličných typov mineralizácie v jednotlivých tektonických jednotkách hodnotíme rozdielne.

Zistila a preukázala sa príkrovová stavba gemerika, a to tak variské príkrovy, ako aj alpínske tektonické štruktúry. Vyriešenie štýlu stavby (t. j. vrásovo-prešmykovej, príkrovovej, blokovej, prítomnosť veľkých strižných zón) znamená aj zistenie tektonických štruktúr vhodných na vývoj a zachovanie rudných telies, resp. na ich deštrukciu. Jednoznačne sa potvrdilo, že ložisková zóna na severe gemerika (iba od Mlynkov po Gelnicu) je najpriaznivejšia situácia pre zabezpečenie nových zdrojov sideritových a sideritovo-sulfidických rúd žilného typu. Okrem známych žíl sa potvrdzuje prítomnosť predpokladaných žíl (Hudáček et al., 1987).

Na základe mnohých ďalších údajov vychádzajúcich z prác veľkého kolektívu geológov a geofyzikov pracujúcich v SGR, ale najmä na základe údajov zhrnutých v záverečných a čiastkových správach projektu SGR — geofyzika (Grecula, Kucharski et al., 1981; Grecula, Kucharič et al., 1985; Grecula et al., 1984) sa pokúsime načrtnúť hlavné genetické kritériá ložísk, ich vyhľadávacie príznaky a prognózne ocenenie.

Genetické kritériá mineralizácie, príznaky jej vyhľadávania a prognózneho hodnotenia

Žilné ložiská komplexných rúd

Hodnotenie žilných ložísk SGR z pohľadu terajších kritérií ich využívania (ťažby) a súčasne z geologického pohľadu je rozporuplné. Platí a v zásade bude ešte platiť tendencia, že prieskum na žilné typy sa v budúcnosti bude obmedzovať, resp. sa sústredí do oblastí existujúcich ťažobných závodov.

Ťažko možno očakávať, že v SGR pribudne ďalšie veľké ložisko typu Rudnian, Sloviniek, Gelnice a Rožňavy. Podľa rozličných štatisticko-prognostických úvah (GLŠ — SGR; Bartalský et al., 1973) jedno veľké ložisko v SGR ešte chýba. Ak by to bola pravda, najskôr ho možno objaviť v severogemerickej zóne.

SGR je však bohatšie na stredne veľké ložiská (pod ložiskom sa rozumie aj viac žíl vedľa seba) žilných typov, rádove s 3—5 mil. ton rudnej zásoby. Pravda, najviac je malých ložísk (cca 1 mil. ton zásob). Takže hoci prognóznych zdrojov komplexných rúd žilných typov v SGR je asi 180 mil. ton (Grecula et al., 1984), ich využiteľné množstvo pri súčasných stimuloch ťažby je asi 15—20 %.

To je asi limitujúcim faktorom ďalšieho prieskumu žilných ložísk, lenže žilné ložiská budú v nasledujúcich rokoch naďalej tvoriť najväčší rudný potenciál SGR, resp. ťažobnú základňu v SGR. Preto problém získavania všetkých (alebo väčšiny) prvkov z rúd SGR je už roky prvoradým problémom ekonomického zhodnotenia rúd SGR, a tým aj celej geologicko-ložiskovej problematiky v SGR.

Z analýzy tektonických štruktúr SGR vychádza, že časť SGR na východ od spojnice Kojšov — Zlatá Idka je silne tektonicky postihnutá a žilné ložiská sú znehodnotené. Upozornili sme na to v správe SGR-východ, kde sme uviedli, že ani také indície, ako je Vodná baňa, nemajú pre uvedený dôvod perspektívu. Najnovší prieskum to potvrdil (Daniel, Mihál', 1986). Podobne možno hovoriť aj o medzevskom príkrove. Z priaznivej bilancie treba vyňať aj ložiská, ktoré sa dostali do veľkých tektonických pásiem (strižných zón), ako transgemerické, smolnícke, košicko-margecianske, betliarsko-dobšinské a i., a ktoré sú šošovkovité (väčšinou by sa overili iba malé rudné šošovky). Perspektívne sú teda iba väčšie tektonické bloky, ktoré sú menej porušené a majú vhodné litologické prostredie, priaznivý tektonický štýl a sú

mimo zón vyššej metamorfózy a mimo širokých strižných zón.

Zohľadňuje to aj nasledujúce hodnotenie:

1. Najperspektívnejšia je severogemerická zóna (čo je známe), a to od Mlynkov po Žakarovce. Avšak aj v tejto zóne sa ukazuje, že niektoré úseky sú menej perspektívne až neperspektívne. Novoveskohutianske ložiskové pásmo od Haniskovej po Dobšinú je vtiahnuté do širokej strižnej zóny a je silne tektonicky znehodnotené. V tejto oblasti je aj vulkanické súvrstvie permu, s ktorým novoveskohutiansky typ žilnej mineralizácie najviac asociuje, veľmi slabo vyvinuté, čo tiež znižuje perspektívu tejto oblasti.

Gretlianske žilné pásmo sa od osady Biele Vody až takmer po sedlo Gretla viaže na úzku (100—200 m) tektonickú zónu, značne zošupinatenú, v ktorej sú miestami komplexy karbónu vyzdvihnuté až na povrch. V tejto gretlianskej tektonickej zóne sa vyskytuje aj spomínané žilné zrudnenie. Väčšina známych žíl tohto pásma, v minulosti ťažených alebo preskúmaných, je šošovkovitá a leží v mylonitizovanom horninovom prostredí. Je to zapríčinené aj tým, že gretlianske žilné pásmo je v spomínanej oblasti na povrchu v nadmorskej výške 700—1000 m, kde sa silne prejavuje aj vplyv vertikálneho členenia zlomov, a teda aj intenzívnejšieho porušenia žíl. Preto by bolo vhodné preskúmať toto žilné pásmo v úrovni 300—700 m n. m.

Mlynské žily západným smerom vchádzajú do mlynskej tektonickej zóny a sú tektonicky znehodnotené. Východným smerom až po Grajnár sú v kremeňovom vývoji s početnými indíciami v permskom súvrství južne od Knoly. Aj keď ich vývoj v podloží permských zlepencov by mal byť priaznivý, je predpoklad, že by tu väčšinou už mali byť spodné časti žíl, a to aj s prihliadnutím na vyššiu metamorfózu hornín rakoveckého príkrovu. Bolo by vhodné tento predpoklad preveriť.

Ráztocké žily smerom na západ prechádzajú do kremeňového vývoja. Hĺbkový dosah zrudnenia ráztockých žíl od severu na juh (od gretlianskych žíl) je veľmi pravdepodobne postupne plytší, a teda menej perspektívny.

Žily medzi obcou Hnilec, Čierna Hora, Nálepkovo, Šajkán predstavujú väčšinou už spodné časti žíl. Niektoré z nich už ležia v amfibolitoch. Ich perspektíva je veľmi obmedzená a zmenšuje ju aj silná tektonická porušenosť územia. Podobná situácia je aj východne od Nálepkova a medzi Švedlárom a Starou Vodou.

Oblasť Bindt — Závadka — Rudňany sa v ostatných rokoch intenzívne skúmala a skúma s priaznivými výsledkami v rudnianskej oblasti. Objavili sa nové žilné štruktúry Matej a Jakub (Hudáček et al., 1987) s kvalitným zrudnením a je nádej, že severnejšie od nich by sa mohli vyskytovať ešte ďalšie žily, ktoré by spolu so Severnou žilou a žilou Zlatník mohli vytvoriť nové ložisko Rudňany. Aj staré ložisko Rudňany (žila Droždiak, Hrubá a Zapálenica) ešte poskytuje nádej na objavenie menšieho prírastku zásoby v západnej časti žily Droždiak. Skúma sa aj východné pokračovanie rudnianskych žíl v podloží mezozoika Galmusu. Západný okraj rudnianskych žíl je dosť výrazne poznačený deštrukciou na rudnianskej zlomovej zóne smeru SV—JZ, ktorá sťažuje ich hľadanie smerom k Závadke a Bindtu. Staré ložiskové rajóny Závadka a Bindt sú veľmi málo priaznivé na významnejšie akumulácie rúd a ložisko Bindt je už vyťažené bez priaznivého hĺbkového vývoja žíl. Nádejnejšie je hľadať v severných častiach Bindtu a Závadky, kde by mohol pokračovať gretliansky rudný ťah (Hudáček, 1987, 1988).

Oblasť Slovinky — Gelnica sa tiež skúma s veľmi priaznivými výsledkami (Pio-

varcsy, Badárová, 1987), a to najmä v riešení hĺbky a západného pokračovania slovinskej Hrubej žily. V západnej časti Lacemberskej doliny sa však perspektíva slovinských žíl výrazne zmenšuje a za horským hrebeňom smerom k Švedláru a Starej Vode je minimálna. Treba očakávať, že aj hĺbkový vývoj gelnických žíl, a to aj žily Krížovej, bude menej priaznivý (spodné časti žíl).

2. Oblasť Rožňavy je rudným rajónom s vysoko perspektívnym rudným revírom Mária (blok Kalvária) a s dožívajúcim revírom Rožňava-baňa (blok Tureckej). V oblasti vrchu Turecká je preskúmaný a takmer vyťažený celý hĺbkový interval žilných štruktúr. Hĺbka žíl medzi 29. a 35. horizontom predstavuje najspodnejšie časti žíl (zóna vzniku žíl) bez ďalšej perspektívy. Nepatrná nádej na prírastky zásob je v severozápadnej časti Tureckej a v podloží karbónskych hornín. Veľmi priaznivé sú výsledky prieskumu žily Mária i novoobjavenej žily Strieborná (Abonyi, 1978; Rozložník, Mesarčík, 1985) a súbežných žíl. Juhozápadné a severovýchodné ukončenie žíl bude v súbežných zlomových zónach smeru SZ—JV v doline rieky Slaná a v oblasti Čučmy. Blok Kalvárie je oproti bloku Tureckej poklesnutý, preto spodné časti žíl tu môžu byť nižšie, ako je to v oblasti Tureckej. Žiaľ, podrobnejšie geologické hodnotenie rudného revíru Mária sa iba začalo, preto naše úvahy sú veľmi orientačné. Tretia oblasť rožňavského rudného rajónu (Rákoš, Rozgang) je na prírastky zásob veľmi málo perspektívna predovšetkým pre nepriaznivý hĺbkový vývoj žíl.

3. Oblasť Krásnohorské Podhradie — Drnava—Pača má litologické prostredie vhodné pre priaznivý vývoj žíl (metapsamity, porfyroidy), aj pre ich dobrý hĺbkový dosah. Nepriaznivým faktorom je široká smolnícka tektonická zóna a z juhu rožňavská zlomová zóna, v ktorých sa žily zachovali iba útržkovite. Ale aj napriek tomu si táto oblasť zaslúži preverenie v blokoch s menšou tektonickou porušenosťou.

4. V súvislosti s pripravovanou ťažbou na Jedľovci by otázka hĺbky a východného pokračovania ložiska smerom na V, ako aj východné pokračovanie ložiska Humel mala byť aktuálna už v nasledujúcom desaťročí.

5. Oblasť Prakovce — Perlová dolina — Kojšov s početnými žilami a s predpokladaným priaznivým hĺbkovým aj smerným vývojom patrí k tým, ktoré by v blízkosti Gelnice mohli vytvoriť ťažobnú bázu s viacerými menšími ložiskami.

Antimonitové rudy

Antimonitové rudy sa viažu na stredný pruh SGR, resp. na humelský príkrov. Ich výskyt nesúvisí s prítomnosťou (vývojom) tej-ktorej tektonickej jednotky. Majú tieto zákonitosti výskytu:

— Obyčajne sa vyskytujú oddelene od žíl sideritovo-sulfidickej formácie (okrem malých výnimiek).

— Sú v prostredí vyššie termicky metamorfovaných hornín.

— Príznačná je blízkosť granitu. Vo východnej časti SGR sa zrudnenie začína 30—70 m, v strednej časti 70—150 m a v západnej časti 100—300 m nad granitom.

— Priama väzba s granitom nie je, preto ani pripovrchový výskyt granitu neindikuje nutnú prítomnosť Sb zrudnenia.

— Charakteristická je blízka prítomnosť čiernych metapelitov (najmä v podloží, žily sú naopak väčšinou v očkatých zelených metapelitoch).

— Často sa vyskytujú v zónach tektonického drvenia (sekundárny, pomineralizačný jav, ktorý je veľmi významný), takže smerný priebeh žíl je často postmineralizačne usmernený a v dôsledku toho sú rudné telesá veľmi šošovkovité a deš-

truované.

— Spodné časti žíl sú väčšinou kremeňovo-antimonitové s Au, vrchné, vykliňujúce časti žíl obsahujú galenit, sfalerit, ale aj siderit a chalkopyrit. Prechod do komplexných sideritovo-sulfidických rúd nie je známy.

— Tak ako iné žily, aj Sb žily majú pásmový priebeh. Významne sa však uplatnila bloková stavba (vertikálny pohyb po zlomoch je 100—600 m, čo znamená, že pri cca 300 m vertikálnom intervale vývoja zrudnenia na hranici blokov sa Sb zrudnenie môže končiť alebo začínať).

— Pri vyhľadávaní Sb ložísk je vždy aktuálna otázka prítomnosti Au na tomto type ložísk, a to tak v centrálnych častiach rudných telies, ako aj v spodných, väčšinou už iba kremeňových častiach žíl. Tento typ zrudnenia je vlastne v SGR najperspektívnejší na zabezpečenie zásoby Au rúd.

Vyhľadávanie antimonitových rúd má tiež svoje špecifiká:

— V pásmach výskytu Sb zrudnenia možno očakávať aj ďalšie neznáme žily, a to v rámci väčšieho (km) tektonického bloku.

— Treba dôkladne poznať blokovú stavbu, metamorfný stupeň premeny hornín, morfológiu (teda aj rozmiestnenie) granitu a pochopiteľne geologickú stavbu na podklade modernej geologickej mapy, čo je prvý stupeň k hodnoteniu územia. Napr. tektonický blok na povrchu bez indícií Sb, ale v hĺbke 300—600 m so zvýšenou metamorfózou a granitom môže mať Sb zrudnenie 100—300 m pod povrchom, v iných podmienkach aj hlbšie.

— Priame geofyzikálne vyhľadávanie Sb žíl je obyčajne neúspešné. Nepriame geofyzikálne údaje pomáhajú získať objektívnejší geologický obraz o území. Ale to je možné iba vtedy, ak sa všetky fyzikálne profily verifikujú a geológ súčasne odoberie litogeochemické vzorky. V opačnom prípade sú geofyzikálne merania málo prospešné.

— Pri geochemickom vyhľadávaní sa Sb zrudnenie neprejaví zvýšeným obsahom Sb (obsah Sb v čiernych metapelitoch s lyditmi niekoľkonásobne prevyšuje klarkové hodnoty), ale ak sú vrchné časti žíl ešte pod povrchom, tak zvýšeným obsahom Pb, Zn, Bi, As; hlbšie časti žíl zase asociáciou Sb, Bi, As. Výsledky horninovej geochémie je opäť nutné konfrontovať v teréne, pretože dosť podobné asociácie sa objavujú v pásmach čiernych bridlíc, ale aj vo viacej metamorfovaných horizontoch rudonosných komplexov stratiformného zrudnenia (čo sa v teréne ľahko odlíši).

— Pri geologickom mapovaní treba vyčleniť zóny intenzívnej kataklázy, pretože v týchto zónach nie je ani pri priaznivých iných kritériách pravdepodobné, aby sa zachovali významnejšie telesá zrudnenia.

— Dlhodobé skúsenosti ukázali, že vyhľadávať alebo technickými prácami skúmať iba jednu žilu či malú oblasť (pokiaľ nie je už predtým detailne rozpracovaná) nie je úspešné. Najmä etapa vyhľadávania by sa mala sústrediť na vybrané (tzv. anomálne) celky. Zachovanie metodickej postupnosti by malo byť nutnosťou všade okrem starých banských úsekov, kde podľa archívnych materiálov možno projektovať technické práce.

— Účelnosť banských prác pre prieskum Sb ložísk je všeobecne známa. Potreba dlhých prekopov naprieč predpokladanými zónami je najoptimálnejšia pre nájdenie aj nových ložísk — štruktúr, a to v blokoch vyhovujúcich vyššie uvedeným kritériám a predtým preverených 2—3 orientačnými vrtmi do hĺbky 300—500 m.

Na základe vyššie uvedených poznatkov sa pokúsime hodnotiť niektoré oblasti SGR, ktoré by mohli byť podkladom pre diskusiu o ďalšej orientácii vyhľadá-

vania Sb ložísk.

Oblasť Zlatá Idka sa skúmala v rámci úlohy SGR-východ. Centrálna časť je neperspektívna. Otvorením starej štôlne Hennel bez ďalších prác nemožno JV riešenie považovať za ukončené, ale podľa doterajších výsledkov prác na úlohe SGR — geofyzika významnejšiu perspektívu tejto časti nepripisujeme. Keďže zlatoidčiansky typ Sb rúd je priestorovo tesne spätý s granitom a siaha cca 100—150 m nad granit, potom prvoradou úlohou je pomocou detailnej gravimetrie poznať hĺbku a morfológiu telesa granitu a pozornosť sústrediť na bezprostrednú zónu granit — okolná hornina.

SZ pokračovanie pruhu Zlatej Idky, aj napriek novorealizovanej štôlni Mariana a vrtom ID-1 a ID-4, je riešené dosť bodovo, bez prihliadnutia k celkovému geologickému hodnoteniu územia až po Trochanku a Kojšovskú hoľu. V tejto časti okrem typu zlatoidčianskych žíl predpokladáme aj antimonitový typ žíl. Poukazujú na to aj indície Sb zrudnenia v oblasti Kojšovskej hole, Trochanky, ako aj ďalej na západ v oblasti Kloptane a tiež významné geochemické anomálie. SZ smerom sa granit ponára až do hĺbky 600—900 m od povrchu, preto na povrchu významnejšie prejavy zrudnenia nemožno očakávať, avšak hĺbky 200—400 m sú perspektívne.

Oblasť Smolnícka Huta — Tinesova dolina — Kloptaň — Trochanka je západným pokračovaním humelského príkrovu na SZ a Z od Zlatej Idky. Staré ložisko Tinesgrund predstavuje iba jeden vyzdvihnutý blok z celého pruhu a je veľmi pravdepodobné, že rozfárané boli iba vrchné časti žíl. Táto oblasť má rovnaké geologické predpoklady ako západná časť Zlatej Idky a navrhujeme celú oblasť skúmať jednotne. Najmä oblasť Tinesova dolina — Kloptaň je zaujímavá, ale opäť v hĺbkach s nadmorskou výškou približne ako ložisko Tinesgrund (cca 700 m n. m. a nižšie). Priaznivejšia situácia pre bližší povrchový výskyt Sb zrudnenia je v oblasti Smolnícka Píla, lenže veľká tektonická porušenosť (morfologicky málo členitý reliéf) nedáva nádej na zachovanie väčších rudných telies.

Oblasť Tinesova dolina — Kloptaň — Trochanka patrí teda k najperspektívnejším na výskyt Sb zrudnenia, ale v nadmorskej výške cca 500—800 m pod centrálnym chrbtom SGR.

V oblasti Smolnícka Píla — Bystrý potok sú známe ložiská Margita a Rozabela vyťažené, avšak v bloku, v ktorom sa uvedené žily nachádzajú, sme zistili nádejné tektonické štruktúry (južne od žíl). Východný úsek žíl už vchádza do drvenej zóny a podobne aj západné pokračovanie (žila Pekelná a Juraj) je už ovplyvnené transgemerickým zlomovým pásmom. JV okraj tohto pásma je intenzívne mylonitizovaný a žily sú silne rozbité. Aj keď v transgemerickom zlomovom pásme je najviac na povrch vystupujúcich Sb ložísk (je to aj najvýraznejšie priečne zlomové pásmo vnútri gemerika, s najväčším vyzdvihom tektonických blokov, dosiek a šupín), ich význam pri JV okraji pásma bude malý. Z toho pohľadu treba menej perspektívne hodnotiť aj najväčšie sústredenie geochemických anomálií (Gargulák, 1984), tektonicko-štruktúrnych príznakov a povrchových indícií v tejto zóne. Juhovýchodný okraj transgemerického pásma indikuje azda najvýraznejšiu geofyzikálnu anomáliu v SGR a práve aj početné Sb indície zvádzajú, že mu poniektorí pripisujú prvoradý prospekčný význam pre Sb zrudnenie. Perspektívna je stredná a severná časť pásma, ale až v JZ (rožňavskej) časti a iba pokiaľ je v humelskom príkrove.

Z toho vidíme, že perspektívne je zaujímavá oblasť Štofovej doliny (Rozabela,

Margita) včítane nových štruktúr od známych žíl.

Oblasť Rožňavskej doliny sa skúma projektmi Čučma — I. podetapa a Čučma — Grexa (Pecho, 1982; Rozložník, 1985; Mesarčík et al., 1987). Je v transgemerickom zlomovom pásme a platí pre ňu to, čo pre oblasť Smolnícka Píla — Bystrý potok. Oblasť štôlne Andrej predstavuje dosť homogénny blok v rámci transgemerického pásma a radíme ho k perspektívnym oblastiam, ale s predpokladom, že tu už môžu byť prítomné spodné časti Sb žíl.

Vo vrchnej časti rožňavskej doliny zistili početné indície (geochemické aj minerálne) aj pracovníci GÚDŠ (Gargulák et al., 1985). Tieto indície sú v silne drvenej zóne transgemerického pásma vo vrcholových častiach pohoria (Okrúhly chrbát, Ramzáš), kde pristupuje aj drvenie spôsobené vetvením zlomov (tektonický strom), čo znamená, že aj tu stredná a severná časť pásma vo výške okolo 600—800 m n. m. môže byť zaujímavá, a to s riešením z oblasti uzáveru Starovodskej doliny.

Oblasť Betliar — Volovec nepovažujeme za dostatočne geologicky zhodnotenú. Prieskum na žilu Straková sa skončil negatívne (Rozložník et al., 1985). JZ pokračovanie štruktúry vchádza do širokého zlomového pásma, tým sú jej perspektívy veľmi obmedzené; na SV sa štruktúra dostala do vyzdvihnutého bloku s granitom, je teda bez perspektívy, avšak jej ďalšie SV pokračovanie ostalo na úrovni úvah. Pritom je žila Straková ďalšou ukážkou možného výskytu Sb zrudnenia aj mimo známeho hlavného Sb pruhu, pokiaľ sú tam ďalšie vhodné geologické faktory uvedené v úvode tejto state. Podľa našich údajov tieto faktory v SV pokračovaní štruktúry Straková jestvujú.

Oblasť Poproč — Humel. Žila Ferdinand sa novšie skúmala štôlňou a oblasť Lazov vrtmi (Rozložník, 1984). Ukázalo sa, že žila Ferdinand, ako aj Anna a Agneška predstavujú najspodnejšie časti žíl. Západné ukončenie žíl je tektonické, s poklesom bloku (podľa údajov gravimetrie) o 200 m, ale 300 m západne je pokles už 400—500 m a od doliny Zábava po dolinu Humel 500—800 m. Žily popročskej oblasti už nepatria humelskému, ale južnejšiemu, jedľoveckému príkrovu (doteraz sa lokalita Poproč-Sb vždy zaraďuje do pruhu Betliar — Čučma — Bystrý potok — Tinesova dolina, čo nie je opodstatnené). Od Poproča západne po Jedľovec vidno zmenu mineralizácie od kremeňa + Au + Sb cez polymetalický typ ložísk Humel až po Fe-Cu žily v jedľoveckom rudnom poli. Žily Anna a Agneška (Sb) západne od zlomu majú početné indície Sb zrudnenia, avšak v západnejšom bloku už tieto indície nie sú. Podľa geofyzikálnych, geochemických a geologických údajov Sb pruh pokračuje smerom na západ do oblasti Humela, nie však na ložisko Humel (hoci nie je vylúčené, že ložisko Humel je iba vrcholovou časťou Sb žíl so sideritom a minerálmi Pb, Zn, As, Bi, Sb). Aj napriek negatívnemu výsledku orientačných vrtov v oblasti Lazov územie je potenciálnym výskytom Sb zrudnenia, nie však v pripovrchových častiach. Keďže ani morfologický terén nie je už výrazne členený, aj v prípade pozitívnych výsledkov vyhľadávania by sa prieskum musel obmedziť iba na vrty.

Oblasť Smolnícka Huta — Ostrý vrch (SZ od Pače) je na povrchu bez rudných indícií. Je to jedľovecko-rožňavská rudná zóna, preto by sme tu na prvý pohľad mohli očakávať žilné typy komplexných rúd. V súčasnosti však nemáme vyriešený (zdanlivo nezaujímavý) problém tzv. porfyroidov. Od jeho výsledkov bude závisieť, či v tejto oblasti možno očakávať Sb rudy, komplexné rudy, či dokonca Sn rudy. Predbežne sa na základe makropozorovaní z verifikácie geofyzikálnych výsledkov

javí, že najskôr by sa tu mohlo vyskytovať Sb zrudnenie, ale značne hlboko (t. j. asi 200—300 m n. m.; je možné, že po geologickom mapovaní sa vyčlenia aj vyššie vyzdvihnuté bloky).

Ostatné oblasti. Sb mineralizácia sa môže vyskytovať v ktoromkoľvek príkrove. Jej koncentrovanejší výskyt má asi dve vážne podmienky:

1. V danom príkrove musia byť prítomné holecké vrstvy (čierne metapelity s bohatým zastúpením lyditov) a spodný pestrý vulkanický komplex. Najviac lyditov má humelský príkrov, menej jedľovecký a prakovský, veľmi málo mníšanský, kým v ostatných príkrovoch sú lydity zriedkavé až vzácne.

2. Musí byť zaznamenaná vyššia termická metamorfóza. Je veľmi pravdepodobné, že k významnejšej koncentrácii Sb zrudnenia došlo, ak sú obe podmienky priaznivé. Veľká oblasť medzi Gočovom, Hnilcom a Tichou Vodou má vyššiu až vysokú termickú metamorfózu na povrchu, ale nepatrné indície Sb zrudnenia. Podľa stupňa metamorfózy by to mal byť veľmi perspektívny rajón, avšak nevýznamná prítomnosť holeckých vrstiev predchádzajúcu prognózu neguje.

Oblasť južne od Dobšinej (Hlboká dolka), ďalej severne od Švedlára a severne od Helcmanoviec sa iba teraz skúma v rámci úlohy SGR — geofyzika. Perspektívnejším sa zdá byť pruh Helcmanovce (Banské) — Mníšek. Je však v transgemerickom pásme a v kojšovskom príkrove, ktorý tu obsahuje aj pomerne pekne vyvinuté holecké vrstvy.

Početné výskyty Sb minerálov, resp. aj samostatné Sb žilné indície vo východnej časti SGR naznačujú prítomnosť spodných častí komplexných žilných rúd. Avšak časť územia od spojnice Kojšov — Zlatá Idka na východ je už v zóne intenzívnej tektonickej kompresie (spodné, transportné časti príkrovov, ako aj strižná košicko-margecianska zóna charakteru strike-slipe zóny), takže žilné štruktúry, a to nielen Sb žily, sú intenzívne deštruované.

Na základe vyššie uvedenej analýzy možno vyvodiť záver:

— Treba realizovať geologický program v oblasti Čučma — Rožňavská dolina a technický program usmerňovať podľa priebežných geologických výsledkov. Oblasť dôkladne geologicky a ložiskovo zhodnotiť a výsledky uplatniť pri ďalšej orientácii vyhľadávania Sb ložísk.

— V súčasnosti možno za najperspektívnejšie považovať oblasti: Štofova dolina, Tinesova dolina — Kloptaň (až Trochanka) a až v ďalšej etape Humel — Poproč, Betliar — Volovec, Helcmanovce — Mníšek.

— Iné oblasti riešiť iba orientačnými vrtmi v rámci overovania anomálnych oblastí, vytypovaných na základe výsledkov úlohy SGR — geofyzika a projektov GÚDŠ.

Z vyššie uvedených kritérií sa dá predpokladať, že množstvo prognóznych zdrojov Sb rúd v SGR je podstatne vyššie, ako sa doteraz vyťažilo a že sú prítomné aj ložiská typu Čučmy a Poproča, avšak nie v blízkopovrchových častiach. Veľmi generalizovane možno povedať, že podstatná časť zdrojov Sb rúd je približne v tej istej nadmorskej výške, ako sú vyťažené ložiská, teda v úrovni 400—700 m n. m., čo je však miestami 300—500 m pod povrchom, a to vyhľadávanie značne sťažuje.

Stratiformné polymetalické zrudnenie

Reprezentantmi stratiformného polymetalického zrudnenia sú ložiská Smolník a Jaloviči vrch pri Mníšku nad Hnilcom. Najviac výskytov tohto zrudnenia je v mníšanskom príkrove, menej v kojšovskom a medzevskom, dosť samostatný a mierne odlišný typ je v rakoveckom

príkrove. Z doterajších poznatkov z úlohy SGR — geofyzika, Mníšek — Prakovce a Smolník máme nasledujúce pozorovania:

— Zrudnenie sa vyskytuje v 2 stratigrafických horizontoch, tzv. spodný a vrchný rudonosný horizont.

— Obidva horizonty sú priestorovo späté s pestrým (bazaltovo-keratofýrovým) horizontom.

— Prítomnosť silicitov a silicifikovaných metapelitov (vulkanosilicitov, hydrotermálnych konvekčných fluíd) je typická pre rudonosné horizonty.

— Významné akumulácie sú v oblastiach v paleoaktívnych tektonických uzloch a diatrémach s prítomnosťou výlevov a sillov bazaltov a keratofýrov (kde sú iba pyroklastické horniny, rudonosný horizont je síce vyvinutý, ale iba s nevýznamnou rozptýlenou pyritovo-hematitovou mineralizáciou).

— Spodný rudonosný horizont je prevažne pyritovo-chalkopyritový, vo vrchnom pristupuje sfalerit (často ako hlavný minerál) a galenit.

— Priestorová minerálna zonálnosť je vyvinutá v obidvoch horizontoch.

— Rudonosné horizonty sú zvrásnené a prešmykmi dotvorené do vrásovo-prešmykovej stavby, a sú teda súčasťou litologických a tektonických jednotiek, čomu zodpovedá metodika vyhľadávania. Vyhľadávanie stratiformného polymetalického zrudnenia je v súčasnosti už veľmi podrobne rozpracované. Z doterajších zistení uvádzame:

1. Rudonosné horizonty sa dobre prejavujú a ľahko mapujú, výborne sa indikujú pôdnou aj horninovou metalometriou. Geofyzikálne sa indikujú aj priamo (ak vychádzajú na povrch a majú aspoň 10 m mocnosť rudonosných fylitov), veľmi dobre sa indikujú pestré vulkanické komplexy, v ktorých sú rudonosné horizonty.

2. Na vyhľadávanie a voľbu metodiky prieskumu je potrebná (a dnes už známa) podrobná litostratigrafická a tektonická mapa (so zameraním na stanovenie tektonických štýlov územia).

3. Pozornosť treba venovať drobnoštruktúrnej analýze s cieľom stanoviť priebeh a sklon osí b anktiklinál a synklinál, redukciu rudonosných horizontov, analýzu blokovej stavby až po mikrobloky a pod.

4. Pomocou prvkovej a minerálnej asociácie možno stanoviť predpokladanú zonálnosť, a teda aj očakávané centrum mineralizácie.

5. Ukázalo sa, že faktorovú analýzu možno použiť na lokalizáciu najoptimálnejšieho územia pre vyhľadávací prieskum (vulkanické centrá, silicity, väčšia mocnosť pestrého vulkanického komplexu, slabá metamorfóza; Radvanec, Bartalský, 1987).

6. Po geologickej analýze územia v prvom slede je vhodné použiť orientačné vrty a podľa charakteru tektonickej stavby (priebeh a morfológia rudných telies) voliť aj banský prieskum.

7. Prieskum treba robiť vždy na základe poznania širšieho územia, nie jednej lokality.

Podľa vyššie uvedených kritérií môžeme jednotlivé oblasti hodnotiť takto:

Smolník. Už pred niekoľkými rokmi a teraz nanovo sme zhodnotili ložisko Smolník, ležiace v jedľoveckom príkrove (Ilavský, 1964; Grecula, 1972, 1982; Onačila, 1984). Priemyselný typ zrudnenia končí na poruche Červenej doliny (východná časť), ďalej na východ postupne vyznieva aj rudonosný horizont a na povrchu sú už podložné čierne metapelity, čím je limitované aj východné pokračovanie smolníckeho ložiska. Zrudnenie siaha po 10. horizont, potom je už iba pyritové zrudnenie a asi 300 m pod 10. horizontom končí aj synklinála s rudonosným horizontom. Západne od zlomu v Smolníckom potoku rudonosný horizont poklesáva najmenej o 400—600 m. Okrem toho

podľa pomerov na Červenom vrchu (najzápadnejší výskyt smolníckeho ložiska) zrudnenie už má znaky okrajových častí ložiska, hoci obsah Cu tu bol ešte okolo 1 %. Južné rameno synklinály smolníckeho ložiska obsahuje už iba pyritové vtrúseniny a je neperspektívne.

Južne od Smolníka sú výskyty rudonosného horizontu, ktoré sú paralelné so smolníckym ložiskom. Obsahujú iba pyrit so zvýšeným obsahom Sn a Mo, čo v rámci zonálnosti poukazuje na periférnu časť pôvodného bazénika.

Pred ukončením ťažby na ložisku by bolo vhodné doriešiť hĺbku 3. (západného) bloku smolníckeho ložiska (ložisko sa v pozdĺžnom smere delí na 3 bloky — stredný je najviac poklesnutý, východný je vyzdvihnutý, západný je mierne vyzdvihnutý; ale ďalší západný blok bez známeho zrudnenia hlboko klesá). Pokračovanie zrudnenia západne od poruchy Červeného vrchu by sa žiadalo overiť 2 vrtmi (stredný a východný blok je v ostatných rokoch riešený vrtom G-35 a ďalšími vrtmi GÚDŠ; Ilavský, 1964; Onačila et al., 1984).

Kotlinec. Sú to staré indície asi 2 km južne od smolníckeho ložiska, avšak novšie sú indikované geochemicky, ale aj geofyzikálne prítomnosťou väčšieho bázického telesa v hĺbke okolo 150—200 m pod povrchom. Keďže je to najnádejnejší výskyt v smolníckej oblasti, je vhodné orientačne ho preveriť (2—3 vrty do 300 m). Ostatné indície od Kotlinca východne k Štósu do doliny Porče sú síce početné, na iných miestach by vzbudili záujem, ale tu ide o nesmierne zošupinatenú zónu so silne deštruovanými ložiskovými a litologickými štruktúrami, a okrem toho na známych výskytoch obsah Cu je pod 0,1 %, preto ich neodporúčame na vyhľadávanie.

Oblasť Mníšek nad Hnilcom — Helcmanovce — Prakovce. Je to najväčšia prognózna oblasť v mníšanskom príkrove. Staré dobývky sú na Jalovičom vrchu, v Hutnej doline a južne od Prakoviec. V ostatných 10 rokoch sa tejto oblasti venovala pozornosť, a to najmä projektom SGR-východ a Mníšek — Prakovce. Z pôvodného projektovaného zámeru sa však realizovali v plnom rozsahu iba banské práce a časť vrtov. Pozornosť sa sústredila iba na jeden blok Jalovičieho vrchu. Projekt mal okrem zabezpečenia zásob kat. C-2 preveriť (ako etalónová oblasť) existenciu 2 rudonosných horizontov v 2 stabilných litostratigrafických úrovniach, pozíciu zrudnenej polohy v tektonickej stavbe (štruktúry rudných telies) a správnu voľbu metodiky vyhľadávania a prieskumu.

Možno konštatovať, že geologicko-ložisková predstava sa realizáciou prác potvrdila, metodika prieskumu bola správna, zabezpečilo sa plánované množstvo zásob rudy. Z toho vychodí, že tento model stratiformných polymetalických rúd, a to aj s prihliadnutím na výsledky ložiska Smolník a ďalších údajov z úlohy SGR — geofyzika, možno aplikovať pre tento typ zrudnenia na celú oblasť SGR. Vyjadrenia niektorých geológov (a to aj v rozličných prognóznych štúdiách), že problematika stratiformných rúd v SGR je nevyriešená a že sú diametrálne názorové rozdiely na ich genézu, priestorové rozmiestnenie a pod., hodnotíme ako neopodstatnené.

Z výsledkov terajšieho prieskumu ložiska Jalovičí vrch možno hodnotiť aj oblasť Hutnej doliny, Prakoviec a Ostrého vrchu na Z od Mníška nad Hnilcom. Je reálny predpoklad zabezpečiť v tejto oblasti cca 5—7 mil. t kondičných rúd. Hodnotou sú však tieto rudy iba v limitnej norme, preto asi nebudú pre ťažobnú organizáciu zaujímavé. Ukončenie prieskumu na stratiformné polymetalické rudy v oblasti Mníška nad Hnilcom by znamenalo prakticky na určitú dobu prestať sa zaoberať týmto

typom zrudnenia, hoci množstvom zásob patrí oblasť Mníška nad Hnilcom až Prakoviec k stredne veľkým ložiskám. Preto v príhodnom čase považujeme za účelné v nadväznosti na projekt Mníšek — Prakovce preskúmať spomínané výskyty v tejto oblasti, najmä územie Hutnej doliny.

Oblasť Perlová dolina — Kojšov. Je to východné pokračovanie rudonosného horizontu z oblasti Mníška nad Hnilcom. Hlavne oblasť Perlovej doliny má predpoklady významnejších akumulácii zrudnenia, množstvom zásob však nedosiahne úroveň mníšanskej oblasti, preto jej preverenie treba ponechať na neskoršie obdobie.

Stará Voda — Švedlár. Početné indície, geochemické prejavy a geofyzikálne indikácie v širšej oblasti kopca Genier južne od Švedlára a ďalej západne k Starej Vode sú lákavé na vyhľadávanie. Avšak z prognózneho hľadiska sa bude táto oblasť dať zhodnotiť až po vyhotovení geologickej mapy a v prípade nádejnosti sa vyhľadávanie predpokladá už koncom 90. rokov.

Smerom na Z je mníšanský príkrov redukovaný, až zaniká, a tým sa strácajú aj prognózy na tento typ zrudnenia. Až medzi Stromišom a Dobšinou sa opäť objavuje v redukovanej forme, s rudonosným horizontom, ale bez významnejších indikačných prejavov.

Oblasť Dobšiná — Stromiš. Jediná významná indícia je bývalé ťažené ložisko Leander, ktoré podľa archívnych údajov má znaky tak žilno-žilníkového, ako aj impregnačného ložiska. Bansky sa v minulosti preverilo v dĺžke asi 150 m s indíciami v dĺžke asi 300 m. Okrem silicitov a silicifikovaných svetlých metaklastík so zrudnením (rozptýlené aj žilníkové, mocnosť na povrchu podľa verifikačných údajov cca 15 m, rudonosný horizont dosahuje mocnosť 50—70 m a možno ho sledovať v dĺžke asi 1 km) sú tu aj bázické horniny spolu s keratofýrmi a celý komplex zodpovedá asi spodnému pestrému vulkanickému komplexu. Podľa údajov z verifikácie väčšie perspektívy tomuto typu zrudnenia tu nedávame.

Územie sa rieši projektom Dobšiná — Vlachovo a bude treba čakať na jeho dôkladné vyhodnotenie a stanovenie kritérií pre tento typ mineralizácie.

Rudonosný horizont sa vyskytuje aj v oblasti Stromiša v podloží ryolitov, ale bez zaujímavejších indícií, hoci prítomnosť ryolitov je jedným z ukazovateľov možnej prítomnosti stratiformného zrudnenia. Do pozornosti ho odporúčame až po zhodnotení úlohy Dobšiná — Vlachovo.

Ostatné výskyty. Patrí k nim viacej výskytov v kojšovskom príkrove (južne od Prakoviec, západne od Kojšova, Lacemberská dolina, severne od Švedlára, južne od Dobšinej, pri Brusníku), ktorých väčšinu sme v rámci úlohy SGR — geofyzika neskúmali, nepredpokladáme, že si v najbližších 5 rokoch zaslúžia pozornosť.

Zrudnenie v rulovo-amfibolitovom komplexe rakoveckého príkrovu. Zrudnenie sa viaže na spodný pestrý vulkanický komplex (Grecula, Kucharski, 1981), má však mnohé odlišnosti. Pokiaľ je tento komplex nízko metamorfovaný, väčšinou sa prejavuje iba výraznými geochemickými anomáliami, nenachádzame v ňom minerálne koncentrácie. Iba vo vyššie metamorfovaných komplexoch (ruly, pôvodne keratofýrovo-diabázové pyroklastiká, silicity, pieskovce) obsahujú aj jemnozrnnú rozptýlenú Pb-Zn-Cu mineralizáciu. Obsah kovu však dosahuje iba 0,1—0,3 %, ale zrudnenie zaberá rozsiahle plochy v podloží amfibolitov a najmä v oblasti Klátov — Košická Belá sa odhaduje niekoľko desiatok miliónov ton týchto chudobných rúd. V súčasnosti asi nebudú predmetom intenzívneho záujmu, hoci vo svete sa týmto masovým chudobným rudám už ve-

nuje veľká pozornosť. V týchto komplexoch sú však aj metamorfogénne impregnačno-žilníkové formy, ktoré vytvárajú aj bohatšie zóny (v lome Klátov bola 4 m mocná impregnačno-žilníková zóna, v ktorej obsah Cu v zásekových vzorkách bol v priemere 1,8 %; vo vrte SGR-V-9 na JV od Košickej Belej bolo iba 0,3 Cu, ale celkový obsah Cu, Pb, Zn bol vyše 1 %). Sú to veľkoplošné indície a s prihliadnutím na obidva vyššie uvedené dôvody si tento typ zrudnenia zasluhuje orientačné preskúmanie s cieľom vytypovať bohatšie zóny s Cu, Pb, Zn mineralizáciou. V rulách je aj zvýšený obsah Ni, Co, Ag a ďalších prvkov.

Také isté zrudnenie je aj v oblasti Dobšinej, kde koncentrácia sulfidov v rulách sa sústreďuje už do pásiem a s nimi pravdepodobne súvisí aj vznik Ni-Co-Cu žíl (podobne aj v oblasti Rudnian). Oblasť Dobšinej si preto v prvom rade vyžaduje riešenie postavenia komplexu metamorfitov (rulovo-amfibolitový komplex) voči ostatným komplexom staršieho paleozoika a riešenie tektonickej stavby (interpretuje sa ako prešmyková — Kamenický, výrazne bloková s nemetamorfovaným karbónom a s vývojom žíl hlavne mimo „rakoveckej série" — Rozložník a pod.) a z toho potom treba vydedukovať vývoj žilnej a stratiformnej mineralizácie. Zhodnotenie starých údajov je nevyhnutné, ale prvoradé je zhodnotiť celú oblasť Dobšinej na základe súčasných znalostí a potom to konfrontovať s archívnymi údajmi. Lokálne overenie vybraných žilných štruktúr bolo s negatívnym výsledkom urobené až v povojnovom období, preto geologickú prípravu a zhodnotenie územia považujeme za prvoradé.

Čierne bridlice (holecké vrstvy) a pestrý vulkanický komplex. Už od začiatku úlohy SGR — geofyzika sa geochemicky veľmi dobre indikuje horizont čiernych bridlíc s lyditmi a karbonátmi, ktorý je nositeľom 10 až 100-násobného zvýšenia rudných prvkov oproti iným horninám. Má to predovšetkým metalogenetický význam. Vyššie metamorfované komplexy čiernych bridlíc so sekrečnými kremeňmi sú nositeľmi Au mineralizácie a termicky metamorfované časti aj V zrudnenia, najmä tam, kde organická substancia prechádza do grafitovej, resp. antracitickej. Nie všetky horizonty čiernych bridlíc spĺňajú tieto podmienky, avšak humelský príkrov (resp. čierne bridlice v podloží rulovo-amfibolitových komplexov) je pre to dosť priaznivý. Zvýšený obsah Au je aj vo vyššie metamorfovaných karbonátoch v prostredí čiernych bridlíc, majúcich povahu skarnoidov. Preveriť treba aj rodonity. Posúdiť význam čiernych bridlíc je predovšetkým geologicko-technologický program. Čierne bridlice sú nielen zdrojovým horizontom kovov žilných a metasomatických rúd, ale aj netradičných surovín.

Spätosť holeckých vrstiev s pestrým vulkanickým komplexom si žiada lokálne preveriť aj tento horizont (na prítomnosť Au a Ag v silicitoch), ale najmä pôvodné keratofýrové horniny, ktoré sú nielen keramickou surovinou, ale najmä nositeľom vzácnych kovov a zemín (najmä ak sú mobilizované v procese ultrametamorfózy).

Pri stratiformnej polymetalickej mineralizácii možno záverom odporúčať:

— V príhodnom období pokračovať v riešení stratiformných ložísk v mníšanskej oblasti novým projektom, resp. 2—3 menšími projektmi na jednotlivé bloky v nadväznosti na projekt Mníšek — Prakovce, a to po zhodnotení genetických kritérií v rámci celého Spišsko-gemerského rudohoria.

— Napriek plánovanému ukončeniu ťažby ložiska Smolník je vhodné orientačnými vrtmi preveriť západné pokračovanie ložiska.

— V rámci anomálnych oblastí overiť

význam indície Kotlinec.

— Na príklade lokality Leander zistiť zákonitosti zmien mineralizácie v dôsledku vyššej metamorfózy.

— Oblasť Dobšinej zhodnotiť z regionálnejšieho dosahu a v prvej etape s dôsledným geologickým vyhodnotením územia.

— Orientačne overiť anomálne oblasti s polymetalickým zrudnením v rulách v oblasti Klátov — Košická Belá.

— Riešiť problém ložiskového významu čiernych bridlíc a pestrého vulkanického komplexu.

Stratiformné sideritové rudy

Sústreďujú sa do oblasti nižnoslanskej depresie. Oblasť Nižnej Slanej je riešená projektom Nižná Slaná-okolie s cieľom preveriť indície z vrtov južne od Nižnej Slanej.

Pri verifikácii východne od Nižnej Slanej sme konštatovali, že geologicko-tektonická štruktúra ložiska Nižná Slaná pokračuje východne od doliny. Geofyzikálne ani geochemicky sa to neindikovalo (ťažko to aj predpokladať). V podloží tzv. porfyroidov východne od Nižnej Slanej predpokladáme prítomnosť čiernych bridlíc s karbonátmi v obdobnej pozícii a s rovnakou metamorfózou ako v oblasti ložiska. Pruh karbonátov ležiaci na povrchu asi 800—1000 m na sever nie je pokračovaním ložiska Mano, ale najpravdepodobnejšie pokračovaním ložiska Ignác-Gampeľ. Do akej miery tu budú prítomné karbonáty a ich sideritizácia, ťažko predpokladať. Nie je objasnené ani južné pokračovanie ložiska Ignác-Gampeľ. Podľa našich poznatkov o tektonickej stavbe západnej časti gemerika jeho pokračovanie treba hľadať v podloží ložiska Mano v hĺbke okolo 600 m. Za veľmi nedostatočne preskúmanú z hľadiska výskytu Fe-metasomatitov považujeme celú oblasť nižnoslanskej depresie, kde sa realizujú iba lokálne projekty a práce v rámci úlohy SGR — geofyzika sa tu začnú v nasledujúcich rokoch. Tu sa bude problém sideritových rúd skúmať aj s prihliadnutím na iné typy zrudnenia.

Cínová mineralizácia

Veľa príznakov možného výskytu Sn mineralizácie v SGR spôsobil oprávnený záujem o vyhľadávanie a prieskum tejto mineralizácie. Prieskum ložiska Hnilec overil priemyselné zásoby (Drnzík, 1982), poskytol mnoho geologických údajov a nádejí na nájdenie ďalších ložísk. Postupne sa však niektoré oblasti ukázali ako málo perspektívne (východná časť SGR), zistilo sa, že nie všetky „vyčnievajúce" telesá granitov sú kupolami s možnou greizenizáciou a že vlastne iba málo telies granitov predstavuje diferencovaný a intruzívny granit. Uvedené problémy sú známe od začiatku vyhľadávania Sn mineralizácie, ibaže raz sa zveličuje, alebo ignoruje jeden názor, inokedy druhý, pretože exaktnejšie údaje chýbajú.

Pozornosť sa sústredila na západnú časť SGR (Delava — Peklisko, Hnilec-okolie, Gemerská Poloma, Dlhá dolina), kde je sústredených najviac geochemických, šlichových a lokálne aj minerálnych indícií. Okrem toho v tejto časti je granit najbližšie k povrchu. To boli hlavné dôvody na uprednostnený prieskum Sn mineralizácie (resp. vzácnokovovej) v spomínaných častiach.

V ostatnom období sa najatraktívnejšia ukázala byť oblasť Dlhej doliny, kde na povrchu je odkryv bohatej greizénovo-kassiteritovej mineralizácie, ďalej sú tu zóny s turmalinizáciou, škvrnitými kontaktnými bridlicami, ako aj so zisteným zvýšeným obsahom vzácnych kovov (Nb, Ta, Sn, Li) v Na-granitoch vo vrte DD-3 v rámci úlohy SGR-VTM (Malachovský,

1983) a novšie aj v niektorých vrtoch realizovaných v rámci projektu Gemerská Poloma (Dianiška, 1987), kde sa táto oblasť podrobne skúma geologicky, geochemicky a početnými vrtmi.

Celkové hodnotenie granitového problému gemerika (a teda aj vzácnokovovej mineralizácie) je v súčasnosti veľmi rozdielne. Z prác na úlohe SGR — geofyzika, ale už aj z výsledkov projektu SGR — VTM a iných úloh sa zistilo, že:

— odhliadnuc od veku granitov, máme granity intruzívne a autochtónne, teda nediferencované,

— niektoré telesá tvoria kontaktné dvory, iné nie,

— veľká väčšina granitov je na mineralizáciu sterilná,

— granity nie sú zdrojom kovov ani žilnej, ani metasomatickej mineralizácie,

— Sn mineralizácia sa vyskytuje tak v endokontakte, ale najmä v exokontakte granitov a v ich žilných apofýzach, ako aj vo forme vtrúsenín v metamorfitoch,

— zrudnenie aj v rámci jedného telesa má iba lokálne rozšírenie.

V súvislosti s poznaním litologickej náplne staršieho paleozoika a s rozširujúcimi sa vedomosťami o metamorfóze a genéze granitov sa ukazuje, že:

— Spodný a vrchný pestrý vulkanický komplex (lokálne s rudonosným stratiformným polymetalickým zrudnením) obsahuje nielen farebné kovy, ale aj drahé a vzácne kovy včítane Sn, Mo, Nb, Ta, Li, Ag, Au atď., miestami viac, inde nepatrne koncentrované. Všetky stratiformné ložiská a indície typu Smolník obsahujú aj zvýšený obsah Sn a Mo, lokálne až 600 ppm Sn a 800 ppm Mo (južne od Smolníka; Radvanec, Grecula, 1986), ba v prostredí vyššie metamorfovaných rúd je obsah Sn v rude nad 1 %, prítomný je scheelit a iné vyššie termálne minerály (výskyt Alžbeta; Kantor, 1954).

— Turmalínovce (silicity a iné sedimenty s vysokým obsahom B a ďalších prvkov) sú normálnym členom pestrých vulkanicko-sedimentárnych komplexov, a to nielen v gemeriku.

— Pestré vulkanické komplexy obsahujú keratofýry alebo ich pyroklastiká, v niektorých príkrovoch aj desiatky m mocné (kojšovský, menej prakovský), s ktorými často asociujú aj silicity so zvýšeným obsahom kovov, resp. až rúd. Preto je tento komplex v zónach ultrametamorfózy zdrojom vzniku kovonosných Na-granitov, resp. Na-metatektitov, lokálne s významnou koncentráciou prvkov, ktoré boli už v pôvodných keratofýrových a bazaltových horninách, ako aj v spomínaných silicitoch — paleohydrotermách vyliatych do sedimentačného priestoru.

— Rozličné variety nedokonale pretavených granitov gemerika sú dôsledkom najmä rozličného východiskového horninového materiálu, ale aj krátkeho času na ultrametamorfózu v „pestrých" a početných udalostiach variského orogénu.

— Granity kolíznych oblastí často predstavujú nedokonale pretavené horninové sekvencie bez výraznejšej diferenciácie.

— Názory o stratiformnej povahe určitej časti Sn mineralizácie sa častejšie začínajú objavovať nielen v zahraničnej, ale už aj v domácej tlači.

— Metamorfóza a východiskový horninový materiál sa ukazujú byť hlavnými nositeľmi mnohých typov mineralizácií.

— Ani skarny, ktoré sa zistili v gemeriku, nie sú ukazovateľom intrúzie granitu a s ním spätých metasomatických procesov, ale skôr ide o regionálne metamorfované horniny pestrého vulkanického komplexu (ku ktorému patria aj hematitovo-magnetitové rudy).

— Granity gemerika v niektorých telesách, napr. Humel, Betliar, Podsúľová (PSS-1), Čučma (RS-1), ale aj Dlhá dolina (DD-5, DD-3, DD-12), predstavujú nedokonale pretavené sedimenty či vulkanity

bez znakov diferenciácie. Vysoký iniciálny pomer $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Kovách et al., 1985) poukazuje na veľmi nedokonale pretavené horniny. Vysoký obsah B, ale čiastočne aj F, ako aj ostatné petrologické údaje poukazujú, že ide o nízkoteplotné granity.

— Pravdepodobne veľká väčšina tzv. Na-granitov nepredstavuje časť zonálne usporiadaných diferencovaných granitov, ale ide buď o granitizáciu Na-keratofýrových hornín, s ktorými (ako sme uviedli) je spätý aj zvýšený obsah rozličných kovov, alebo o Na-metasomatózu spätú s „vrením" granitizujúcej sa horniny, resp. taveninovo-restitovej masy na začiatku retrográdnej vetvy ultrametamorfózy, kedy dochádza aj k najväčšiemu uvoľneniu fluíd, ktoré spôsobujú rozličné typy metasomatických premien včítane Na-metasomatózy.

— Turmalinizácia granitov nie je prejavom zrelosti granitu, ale naopak znakom (typ Betliar) postupujúcich granitizačných fáz, resp. prítomnosť bóru je „urýchľovačom" granitizačných procesov.

Z vyššie spomenutých zistení, ale aj z ďalších petrochemických hodnotení gemerických granitov vychádza, že niektoré gemerické granity sú typicky cínonosné. Veľmi mnoho údajov už od čias objavenia ložiska Hnilec však nabáda k opatrnosti pred prehnaným priaznivým cínonosným hodnotením gemerických granitov. Je veľa geochemických anomálií, ale málo minerálnych koncentrácií.

Ak predpokladáme, že pestrý vulkanický komplex bol rozhodujúcim pri „dodávke" kovov granitoidom vzniklým zo sedimentov a vulkanitov staršieho paleozoika, tak najperspektívnejší je kojšovský príkrov, v ktorom leží aj ložisko Hnilec.

Ak akceptujeme, že najstaršie granity podľa Rb/Sr datovania (Kovách et al., 1981, 1985) sú granity v oblasti Hnilca a najmladšie v južných príkrovoch, potom najväčší predpoklad dokonalejšieho pretavenia a diferenciácie včítane intrúzií majú granity severnej zóny.

Granity ostatných príkrovov budú väčšinou granitoidnými metatektitmi bez diferenciácie a iba lokálne možno predpokladať „intrúzie" hlbšie ležiacich granitoidných tavenín.

Terajší stav poznania granitov gemerika vedie skôr k uvážlivosti pri rozhodovaní o programe vyhľadávania vzácnokovovej mineralizácie, ktorá je prítomná, ale tak jej genetické, ako aj vyhľadávacie kritériá sú v štádiu intenzívneho bádania. Preto je vhodné oblasť Dlhej doliny po realizovaní projektovaných prác veľmi detailne geologicky zhodnotiť a vyvodiť genetické a vyhľadávacie kritériá Sn, resp. vzácnokovovej mineralizácie a naďalej z tohto pohľadu skúmať kojšovský príkrov.

Literatúra

Drnzík, E. 1982: Hnilec-juh, Sn rudy. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Daniel, J., Mihál, F. 1986: Záverečná správa — Vodná baňa, Cu rudy. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Gargulák, M., Chmelík, J., Böhmer, L. 1985: Zhodnotenie prognóz Sb rúd v oblasti Zlatý stôl — Bystrý potok. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava, 144 s.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum — segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Miner. slov. — Monogr., Bratislava, Alfa, 263 s.*

Grecula, P. 1984: Spišsko-gemerské rudohorie, prognózy rudných surovín. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P., Kucharski, R. 1981: Komplexná geologicko-geofyzikálna interpretácia východnej časti SGR. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P., Kucharič, L. 1985: SGR — geofyzika, rudy a nerudy. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves, 292 s.*

Hudáček, J., Hrušovský, S., Fabian, M. 1987: Nové rudné štruktúry v severnej časti rudnianskeho rudného poľa. *Geol. Průzk., 29, 161—165.*

Ilavský, J. 1964: Smolník, gisement stratiforme polymétamorphisé de minérais sulphure. *Geol. Sbor., 15/2, 299—310.*

Kantor, J. 1954: Chalkograficko-petrogra-

fické pozorovania na sulfidickom ložisku Alžbeta v Bystrom potoku. *Geol. Sbor., 5.*

Malachovský, P. 1983: SGR — vysokotermálna mineralizácia. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Mesarčík, I. 1987: Záverečná správa Čučma okolie, Sb rudy. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Onačila, D. 1984: Čiastková záverečná správa, výpočet prognóznych zásob $CuFeS_2$ rúd v oblasti Smolníka. *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pecho, J. 1980: Geologický výskum antimonitových ložísk v oblasti Betliar — Čučma — Volovec. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Pecho, J. 1982: Výpočet prognóznych zásob Sb rúd v oblasti Čučmy v množstve 1 mil. ton kat. D-2, D-3 (časť III — Zlatý stôl). *Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.*

Piovarcsy, K., Badárová, I. 1987: Nové geologické výsledky z geologickoprieskumných prác na slovinskej Hrubej žile západne od jamy Dorotea. *Geol. Průzk., 29, 295—298.*

Rozložník, O. 1984: Záverečná správa z úlohy SGR — Sb — Poproč, VP. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Rozložník, O. 1985: Betliar — Straková, Sb. *[Záverečná správa.] Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Zlocha, J. 1988: Prognózy niklovo-kobaltových rúd v oblasti Dobšinej. *Geol. Průzk., 30, 36—40.*

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 20, číslo 3, júl 1988.

Vydáva Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, š. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 26. 7. 1988.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.

The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca. P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1988.

Plán odborných akcií

Slovenskej geologickej spoločnosti pri SAV na 2. polrok 1988

V 2. polroku 1988 usporiadajú pobočky Slovenskej geologickej spoločnosti (Bratislava, Banská Bystrica, Košice, Spišská Nová Ves a Žilina) a odborné skupiny (geofyzika, geochemicko-mineralogická ,hydrogeológia, inžinierska geológia, ložisková, paleontologická, sedimentologická a zberatelia minerálov a skamenelín) pri Ústrednom výbore Slovenskej geologickej spoločnosti nasledujúce akcie:

Bratislavská pobočka (predseda doc. RNDr. D. Hovorka, DrSc.)

22. 9. 1988
I. Kravjanský: *Geologický zákon a jeho zabezpečenie.*
J. Tözsér: *Prehľad svetových trendov vo vyhľadávaní nerastných surovín a zdrojov podzemných vôd.* Zabezpečuje D. Hovorka.
29. 9. 1988
I. Vaškovský et al.: *Aktuálne problémy geologickej stavby územia Veľkej Bratislavy.* Zabezpečuje O. Miko.
20. 10. 1988
Seminár: *Význam granátov pre genézu eruptívnych a metamorfovaných hornín.* Zabezpečuje D. Hovorka a M. Dyda.
24. 11. 1988
M. Mišík, J. Jablonský, M. Sýkora: *Zlepence strihovských vrstiev, otázka zdrojových oblastí juhomagurského sedimentačného priestoru.* Zabezpečuje M. Sýkora.

Geofyzikálna skupina (predseda RNDr. D. Obernauer, CSc.)

10. 11. 1988
Geofyzikálny seminár: *Fórum mladých.* Zabezpečuje D. Obernauer.

Geochemicko-mineralogická skupina (predseda RNDr. K. Vrana, CSc.)

15. 9. 1988
Prednáškové popoludnie: *Chemické zloženie zrážok v ČSSR a jeho aplikácia v geochémii vôd.* Zabezpečuje K. Vrana a D. Bodiš.
3. 11. 1988
Prednáškové popoludnie: *Najnovšie poznatky z kremnického rudného rajónu* (Ľ. Mafo). *Metamorfóza kryštalinika Západných Karpát* (M. Janák, Š. Kahan). *Aplikácia vlnovodisperznej a energodisperznej mikroanalýzy geologických materiálov* (Jurek, Hulínsky). Zabezpečuje P. Ženiš a V. Vilinovič.

Hydrogeologická skupina (predseda RNDr. V. Dovina, CSc.)

11.—14. 10. 1988
IX. celoštátna hydrogeologická konferencia v Pardubiciach: *Zásoby podzemných vôd v panvových štruktúrach* (v spolupráci s odbornou skupinou hydrogeológie ČSMG a Stavebnou geológiou Praha).
17. 11. 1988
Seminár: *Nové poznatky z hydrogeologického výskumu v Českom masíve. Aktuálne poznatky z hydrogeologického výskumu Západných Karpát.* Zabezpečuje V. Dovina.
1. 12. 1988
Seminár: *Metodika výskumu a hodnotenia geotermálnych zdrojov.* Zabezpečuje O. Franko.

Inžinierskogeologická skupina (predseda RNDr. R. Holzer, CSc.)

8. 9. 1988
M. Matula: *O súčasnom stave zostavovania inžinierskogeologických máp a informácia o novej smernici SGÚ a ČGÚ pre inžinierskogeologické mapovanie.* Zabezpečuje R. Holzer.
september 1988
Exkurzia: *Nové poznatky z regionálno-geologického výskumu Slovenska.* Zabezpečuje R. Holzer a I. Modlitba.
6. 10. 1988
Seminár: *Problémy využitia stavebného kameňa v ČSSR.* Zabezpečuje D. Čabalová.
15. 12. 1988
J. Rybař: *Inžinierskogeologický prístup k riešeniu stability svahov a lomových stien v Kanade.* Zabezpečuje R. Holzer.

Paleontologická skupina (predseda RNDr. J. Michalík, CSc.)

13. 10. 1988
J. Kříž, J. Pevný: *Grand Canyon — defilé 400 miliónmi rokov histórie našej planéty.* Zabezpečuje J. Michalík.
8. 12. 1988
S. Buček: *Svet podmorských lúk — paleoekológia a životné prostredia fanerozoických zelených rias.*
M. Peterčáková, L. Ožvoldová, A. Ondrejíčková: *Planktón druhohorných morí — vývoj a význam jurských a kriedových rádiolárií.* Zabezpečuje J. Michalík.

Sedimentologická skupina (predseda Ing. R. Marschalko, DrSc.)

27. 10. 1988
V. Ďurovič: *Petrografický výskum mladšieho paleozoika obalových jednotiek tatrika (západné Slovensko).* Zabezpečuje R. Marschalko.
22. 12. 1988
M. Ďurovičová: *Sedimentárno-petrografický výskum keupru Považského Inovca a Tríbeča.* Zabezpečuje R. Marschalko.

Skupina zberateľov minerálov a skamenelín (predseda RNDr. J. Miškovic)

8. 10. 1988
IV. stretnutie zberateľov nerastov a skamenelín v Bratislave. Zabezpečuje J. Miškovic.

Banskobystrická pobočka (predseda RNDr. M. Háber, CSc.)

23. 9. 1988
V. A. Kovalenker: *Genetické zvláštnosti ložísk Au-Ag-Te asociácie.* Zabezpečuje M. Háber.
20. 10. 1988
J. Burian, J. Knésl: *Niektoré problémy genézy Cu-porfýrových a skarnových ložísk.* Zabezpečuje M. Háber.
17. 11. 1988
Seminár: *Nové poznatky z aplikácie geofyziky pri rudnom a nerudnom prieskume oblasti Stredoslovenského kraja.* Zabezpečuje P. Komora.

Košická pobočka (predseda RNDr. P. Grecula, DrSc.)

september 1988
J. Jetel: *Praktické dôsledky hydraulickej neuniformity horninového masívu.* Zabezpečuje M. Kaličiak.
október 1988
Seminár: *Výsledky geologického výskumu, prieskumu a ťažby magnezitov v oblasti Dábravského masív — Lubeník* (v chate SMZ Hrádok). Zabezpečuje J. Slavkovský.

Prednáškové popoludnie: *Skúsenosti zo zahraničných ciest* (S. Karoli, Ľ. Petro, J. Molnár a ďalší). Zabezpečuje M. Kaličiak.
november 1988
Seminár: *Inžinierskogeologické podmienky pre občiansku výstavbu na území Košíc.* Zabezpečuje M. Šindler.
Prednáškové popoludnie: *O východoslovenských neovulkanitoch* (Z. Bacsó, P. Bačo, Ľ. Divinec). Zabezpečuje P. Grecula.
december 1988
Geofórum '88: Kinematika zlomov a blokov. Blokovo-zlomová stavba. Zabezpečuje P. Grecula.

Spišskonovoveská pobočka (predseda RNDr. J. Hurný, CSc.)

september 1988
J. Daniel et al.: *Nové výsledky geologického prieskumu v severogemerickom perme.*
október 1988
A. Steiner, Ľ. Kucharič, M. Hojnos, J. Géczy: *Využitie geofyzikálnych metód pri poznávaní geologických fenoménov SGR v detailoch i v regionálnej mierke.*
november 1988
P. Šesták: *Aplikácia matematických metód a využitie výpočtovej techniky v geológii.*

Žilinská pobočka (predseda RNDr. Á. Tužinský)

september 1988
J. Jetel: *Porovnávacie parametre pri regionálnom hodnotení stupňa zvodnenia hornín.*
október 1988
Seminár: *Význam a úlohy balneohistórie na Slovensku.*
V. Mencl: *Cyklus prednášok o inžinierskej geológii a geotechnike.*

RNDr. A. Biely, CSc.
vedecký tajomník SGS

DISKUSIA

Pavol Grecula

Vzťah geologického vývoja, ložiskotvorných procesov a prognózneho hodnotenia zdrojov nerastných surovín gemerika **271**

RECENZIA

Rudolf Ďuďa, Pavol Grecula

Topografická mineralógia Slovenska (M. Koděra a kol.) **238**

DISCUSSION

Pavol Grecula

Relations between geological development, ore genesis and prognostic forecast of ore deposit occurrences in the Gemeric unit **271**

BOOK REVIEW

Rudolf Ďuďa, Pavol Grecula

Topographical Mineralogy of Slovakia (M. Koděra et al.) **238**

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves
Geofond Bratislava
Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Nafta, k. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť Bratislava
Slovenský geologický úrad v Bratislave

49 374