VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

SLOVENSKÉ
NAFTOVÉ ZÁVODY
N. P., ĎBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

MINERALIA SLOVACA

ROČNÍK III • ČÍSLO 11

MINERALIA SLOVACA

Časopis venovaný geologickej problematike nerastných surovín Slovenska, inžinierskej geológii, hydrogeológii a činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti.

La revue est consancrée aux questions et problèmes géologiques de matières premières minérales, à la géologie de l'ingénieur et hydrogéologie, et aussi à l'activité de la Société géologique Slovaque.

Journal specialized in geological questions of mineral deposits, in questions of engineering geology and hydrogeology and activity of the Slovak Geological Society.

Die Zeitschrift ist dem Problem der nutzbaren Bodenschätzen, der Ingenieur-geologie und der Hydrogeologie gewidment. Gleichzeitig befast sich die MINERALIA SLOVACA mit der Tätigkeit der Slovakischen geologischen Gesellschaft.

Журнал освещает геологические проблемы полезных ископаемых, инжинерной геологии, гидрогеологии и деятельность Словацкого геологического общества

REDAKČNÁ RADA:

Ing. Ján SLÁVIK, CSc., predseda Slovenského geologického úradu a predseda redakčnej rady
Doc. dr. Cyril VARČEK, CSc., predseda Slovenskej geologickej spoločnosti
Ing. Ján BARTALSKÝ, podnikový riaditeľ Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves
dr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc.
Ing. Pavol BUJALKA
dr. Oto FUSÁN, DrSc.
Ing. Ivan KRAVJANSKÝ
dr. Bartolomej LEŠKO, DrSc.
dr. Anton PORUBSKÝ, CSc.
Ing. Ivan PAGÁČ
Prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc.
dr. Ivan ŠARÍK
Ing. Milan ŤAPÁK
prom. geológ Imrich VARGA
dr. Ľudovít IVAN, CSc.
dr. Pavol GRECULA, CSc., vedecký redaktor
dr. Vladimír KUNA, zodpovedný redaktor

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ
3902001022169

Časopis venovaný geologickej problematike nerastných surovín Slovenska, inžinierskej geológii, hydrológii a činnosti Slovenskej geologickej spoločnosti

MINERALIA SLOVACA

1971

BRATISLAVA—SPIŠSKÁ NOVÁ VES

Zodpovedný redaktor: Dr. Vladimír Kuna
Vedecký redaktor: Dr. Pavol Grecula, CSc.

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava
Inžinierskogeologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina
Slovenské naftové závody, n. p., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava

Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

© Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

OBSAH

GEOLÓGIA LOŽÍSK

Miroslav Slavkay: Ložiská polometalických rúd pri Ponikách 181
Katarína Mandáková — Lýdia Drnzíková — Jozef Hudáček: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty 215
Cyril Varček: Potvrdenie identifikácie niektorých akcesorických Ni-minerálov zo sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria pomocou elektrónkovej mikrosondy . . 231

SPRÁVY

Stanislav Polák: Príspevok k metalogenéze Inovca 237
Michal Maheľ: Humenské pohorie v svetle niekoľkých nových stratigrafických poznatkov 243
Zoltán Bacsó: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu 247
Pavel Ostrolucký: Vyhľadávací geofyzikálny, geologický a hydrogeologický prieskum v centrálnej časti provincie Kordofan v Sudáne 251
Pavel Hvoždara: Indície vysokotermálnych Au a W mineralizácií v tatroveporidách . . 255

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — SPRÁVY ZO SYMPÓZIÍ

Milan Matula: Inžiniersko-geologické problémy seizmických oblastí USA 261
Haber Milan — Babčan Ján: Predbežná identifikácia sulfosolí 5 $PbS.HgS.3Sb_2S_3$ a pokus o jej syntézu 261
Cyril Varček: Identifikácia niektorých sulfosolí a niklových minerálov zo Spišsko-gemerského rudohoria pomocou mikrosondy 262
Radovan Kvet: Puklinové zóny v Československu 262
Ľubomír Kopecký: Geologický vývoj a vulkanizmus Mesiaca 263
Quido Záruba: Geológia Prahy a stavba metra 264

Správa zo sympózia o hydrogeochémii a biochémii v Tokiu 265
Rudolf Holcer: Medzinárodné sympózium o inžiniersko-geologickom mapovaní . . . 267

RECENZIE

I. I. Bok: Osnovy rudnoj geologii 213
G. Larsen — G. V. Chilinger: Diagenez i katagenez osadočných obrazovanii 269

SOMMAIRE

Miroslav Slavkay: Les gisements de minerais polymetalliques près de Poniky 181
Katarína Mandáková — Lýdia Drnzíková — Jozef Hudáček: Nouvelles données sur les roches éruptives du gisement metallifère de Rudňany et sur leur produits metasomatiques 215
Cyril Varček: Identification de quelques minereaux accessoires du nickel se trouvant aux Gisements de sidérite des Monts métalifères du Spiš du Gemer (Spišsko-gemerské rudohorie) confirmée par la sonde électronique 231
Stanislav Polák: Contribution à la métallogénie de la montagne du Považský Inovec . 237
Zoltán Bacsó: Remarques sur les nouveaux minéraux et la matières premières du Vihorlat 247
Pavel Ostrolucký: La prospection géophysique, géologique et hydrogéologique dans la partie centrale de la Province de KORDOFAN Soudan 251

CONTENTS

Miroslav Slavkay: Polymetallic Ore Deposits near Poniky 209
Katarína Mandáková — Lýdia Drnzíková — Jozef Hudáček: Eruptive rocks and their metasomatic products in the Rudňany ore-district 229

Cyril Varček: Identification of Some Accesory Nickel Minerals Occuring on the Siderite Deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie Mts. by Electron-probe Microanalyser . 235
Stanislav Polák: A contribution to metallogenesis of the Považský Inovec mautains . . 242
Michal Maheľ: The Humenské pohorie Mts. from the Sight of Some New Stratigraphic Information 246
Zoltán Bacsó: Prospectiva in the Vihorlat Mts. 250

СОДЕРЖАНИЕ

Михал Магель: Гуменские горы в светле некоторых новых стратиграфических данных

INHALT

Pavel Hvoždara: Anzeichen hochthermaler Au und W — Mineralisation in den Tatraveporiden 259

Ložiská polometalických rúd pri Ponikách

MIROSLAV SLAVKAY

Les gisements de minerais polymétalliques près de Poniky.

L'auteur décrit les gisements de minerais polymétalliques se trouvant dans la région de Poniky, où en 1958—1968 on a effectué les recherches géologiques. Dans la première part de cet article on présente une brève caracteristique de la structure géologique de cette région sur la base des résultats obtenus par ces recherches. On décrit la stratigraphie des unités tectoniques délimitées (la nappe de Križná, de Choč et de Drienka) et des sediments du Tertiaire et du Quaternaire. On défini une nouvelle unité tectonique d'une importance secondaire représentée par les bréches carbonatées (Crétacé supérieur — Écoène inférieur?). La deuxième part est consacrée à la description des gisements prospectés du plomb et du zinc se trouvant dans le Triasique moyen de la nappe de Drienka et de Choč et à celle du cuivre situés dans les roches volcanogènes du Triasique inférieur de la nappe de Drienka. Drienok est le gisement du plomb et du zinc le plus étendu de cette région. Á l'exception de la structure géologique détaillée de celui-ci l'article apporte quelques nouvelles connaissances sur la question de morphologie des zones minéralisées et de dolomitisation et minéralisation épigénétique. On y accorde une attention particulière à l'analyse microtectonique et aux relations entre la minéralisation et les structures. En conclusion on présente les connaissances les plus importantes constatées sur la base des recherches géologiques de cette région.

V rokoch 1958—1968 bola časť územia Zvolenskej vrchoviny na JV od Banskej Bystrice (širšie okolie Poník) predmetom detailnejšieho geologického prieskumu. Je to územie zaujímavé nielen komplikovanou geologickou stavbou, ale aj výskytom ložísk nerastných surovín, časť ktorých bola tiež preskúmaná. V tejto práci predkladám nové poznatky o geologickej a tektonickej stavbe s hlavným zameraním na ložiskové pomery územia. Podáva sa stratigrafia vymedzených tektonických jednotiek (krížňanský, chočský príkrov a príkrov Drienka) a sedimentov terciéru a kvartétu. Vymedzuje sa nová tektonická jednotka nižšieho radu, za ktorú sa pokladajú karbonatické brekcie (vrchná krieda — spodný eocén?). Podstatná časť príspevku sa týka ložiskových pomerov Pb—Zn zrudnenia v strednom triase chočského príkrovu a príkrovu Drienka a Cu zrudnenia vo vulkanogénnych horninách spodného triasu príkrovu Drienka.

Stručný prehľad geologickej stavby územia

V území sa vymedzili tieto hlavné tektonické jednotky:

krížňanský príkrov,
chočský príkrov,
príkrov Drienka

Ako samostatnú tektonickú jednotku nižšieho radu, treba vyčleniť súvrstvie karbonatických brekcií, na ktoré sa po jeho vzniku (vrchná krieda až spodný eocén?) presunul príkrov Drienka i chočský príkrov vo forme násunu 1—2 km dĺžky, tentoraz však smerom na juh až juhovýchod. Pritom došlo aj k posunu vlastného súvrstvia k juhu.

Ďalej sa na stavbe územia podieľajú:
Zlepence a numulitové vápence stredného eocénu, neogénne sedimenty a produkty terciérneho vulkanizmu, kvartérne sedimenty a zvetralinový plášť.

Tabuľka č. 1

			PRÍKROV DRIENKA	CHOČSKÝ PRÍKROV
TRIAS	RÉT		?	?
	NÓR	Sevant		
		Alaun		
		Lác	?	HAUPTDOLOMIT
	KARN	Tuval	DOLOMITY	
		Júl		LUNZSKÉ VRSTVY
	LADIN	Kordevól	Preplástky zelených bridlíc WETTERSTEINSKÉ DOLOMITY	
		Langobard		REIFLINGSKÉ VÁPENCE
		Fasan	WETTERSTEINSKÉ VÁPENCE	
	ANIS	Illýr	Lavicovité a krinoidové vápence REIFLINGSKÉ VÁPENCE	
		Pelson	STEINALMSKÉ VÁPENCE Polohy svetlých vápencov GUTENSTEINSKÉ VÁPENCE	DOLOMITY polohy paleočadičov a pikritov
		Hydasp	DOLOMITY	GUTENSTEINSKÉ VÁP. s vložkami bridlíc
	SKÝT	Kampil – postvulkanické	Pestrofarebné bridlice	?
		Kampil – vulkanické	PALEORYOLITY, PALEOANDEZITY (pyroklastiká a bridlice)	
		Kampil – predvulkanické vrstvy	Ílovité vápence s polohami bridlíc a pieskovcov	
		Seis	Červenohnedé bridlice PIESKOVCE sivé, ružové polohy SÁDROVCOV Sivé a červené bridlice	
PERM			Fialovohnedé sľudnaté bridlice Drobové pieskovce	
KARBÓN			Ílovité a sľudnaté bridlice arkózové a drobové pieskovce droby, zlepence a vložky LYDITOV	

Stratigratická tabuľka podľa J. Bystrického 1964 (Doplnil M. Slovkay, 1968).

Krížňansky príkrov

Jeho stavebné prvky sa vyskytujú najmä v severnej a západnej časti územia (príloha 1). Sú budované horninami stredného triasu až spodnej kriedy. Vynára sa tu otázka či horniny permu a spodného triasu patriace obalu ľubietovskej zóny treba považovať za člena krížňanského príkrovu alebo nie. Riešenie tejto otázky však znemožňujú vyššie ležiace tektonické jednotky, ktoré zakrývajú styk krížňanského príkrovu s obalom ľubietovskej zóny. Touto otázkou sa najnovšie zaoberal J. Jaroš (1967), ktorý spomínanú oblasť považuje za „domovskú pre krížňanskú jednotku". Podobne J. Losert (1962) ju považuje spolu s ľubietovskou zónou za autochtonnú jednotku, zatiaľ čo M. Maheľ a kol. (1964) ju zaraďuje do série Veľkého Boku.

Stredný trias v území nebol jednoznačne dokázaný. K nemu hádam môžeme priradiť polohu vápencov v podloží súvrstvia karbonatických brekcií juhovýchodne od Ponickej Lehôtky (zachytenú vrtom).

Počnúc karnom a nórom všetky stratigrafické stupne krížňanskej jednotky už vystupujú na povrch. *Karn-nór* reprezentujú rozpadové dolomity, vyvinuté na báze, ktoré smerom k nadložiu prechádzajú do vrstiev karpatského keupru tvorených pestrofarebnými bridlicami a šošovkami dolomitu.

Rét tvoria lavice vápencov striedajúce sa s doskami tmavých a hnedých bridlíc. Sú to vápence kalové, organodetritické a lumachelové, zriedkavejšie krinoidové, pseudooolitické a oolitické. Z nich popísala početné fosílie M. Kochanová (1963).

Výrazným stratigrafickým stupňom je *lias* tvorený pestrou paletou litofaciálnych typov, z ktorých najrozšírenejšou sú tmavé vápence, krinoidové vápence hierlatskej fácie a červené hľuzovité vápence adnetského typu. Menej sú zastúpené vápence cyanofytové (M. Vedejová, 1968). Vápence obsahujú bohaté spoločenstvo fauny, ktoré popísala V. Kollárová (1957).

Hranica lias — dogger nie je jasná hlavne v miestach, kde sú vyvinuté sliene a ílovce. Tieto považujeme (v zmysle D. Andrusova, 1959) za prechodné súvrstvie (toark — aalen). *Dogger — malm* je zastúpený tabuľkovitými a doštičkovými často kremitými vápencami pestrých farieb, ílovitými vápencami a vápnitými ílovcami. Vo vrchnej časti vystupujú svetlé kalpionelové vápence pleťovohnedej a svetlosivej farby patriace *titónu*. Spojovací článok medzi jurou a spodnou kriedou tvoria svetlosivé ílovité vápence (titón — berias).

Spodná krieda je zastúpená tabuľkovitými až tenko lupenitými vápencami, slieňovcami a vápnitými ílovcami vo vrchnej časti s vložkami rohovcových vápencov (M. Slavkay a kol. 1968). V horninách spodnej kriedy sú miestami vyvinuté polohy dolomitov mocnosti niekoľkých metrov. Vrstvy spodnej kriedy patria *neokómu*.

Chočský príkrov

Tektonicky vystupuje nad horninami krížňanskej jednotky a je rozšírený v severnej a juhozápadnej časti územia (príloha 1). Poznáme len jeho mladšie členy ako spodný trias. *Stredný trias* je zastúpený tmavosivými vápencami gutensteinského typu miestami s vložkami svetlých vápencov a dolomitov. Tieto vápence pri Dúbravici, na zvetralých plochách, pripomínajú červičkovité vápence popísané z Malej Fatry J. Bystrickým (1965). Nad vápencami ležia sivé la-

vicovité dolomity. V severnej časti územia sú silne rozpadavé. V uvedených dolomitoch sa miestami vyskytujú paleočadiče a biotitické pikrity (M. Slavkay 1964, D. Hovorka — M. Slavkay 1965), ktoré považujeme za submarínne výlevy do sedimentačnej pánvy v triase.

Nadložie dolomitov tvoria reiflingské vápence s početnými hľuzami rohovcov rôznej veľkosti a sú najvrchnejším členom stredného triasu. Nepatria len najvrchnejšiemu ladínu ako sa prv interpretovali (D. Andrusov 1959), ale ilýru a celému ladínu. Ide o koreláciu s bielovažským vývinom triasu chočského príkrovu, ktorého stratigrafia bola doložená paleontologicky (A. Biely — J. Bystrický, 1965).

Vrchný trias je reprezentovaný lunzskými vrstvami a hlavným dolomitom. V lunzských vrstvách silne prevládajú ílovito aleuritické bridlice nad pieskovcami, tvoriacimi len vložky malých mocností. Vrstevný sled je zakončený dolomitom, ktorý priraďujeme, podobne ako J. Losert (1963), k *nóru.*

Príkrov Drienka

Ako samostatnú tektonickú jednotku prvého radu ho vyčlenil J. Bystrický (1964). Túto jednotku považuje za presunuté gemeridné mezozoikum so zatiaľ neobjasneným vzťahom k vyšším subtatranským príkrovom.

Najstarším členom príkrovu Drienka sú vrstvy, ktorým pripisujeme karbónsky vek. Vystupujú na báze v severnej časti územia (I. Kravjanský — M. Slavkay, 1966). Tvoria ich drobnozrnné zlepence, sivé arkózové pieskovce, hnedé piesčito-sľudnaté bridlice, sivé ílovité bridlice, jemnozrnné hnedé a sivozelené pieskovce, droby a drobové pieskovce miestami aj polohy tmavosivých kremitých hornín — lyditov (M. Slavkay a kol. 1968). Vo vrchnej časti obsahujú vložky červenohnedých bridlíc a pieskovcov, ktoré už reprezentujú prechodné súvrstvie medzi karbónom a permom.

Vrstvy *permu* sú vyvinuté len rudimentárne a tvoria ich červené pieskovce a bridlice často sľudové, menej arkózové pieskovce a arkózy.

Najmohutnejšie sú vyvinuté horniny *skýtskeho* veku. Ležia diskordantne na karbóne, resp. na horninách spodnejších tektonických jednotiek. Môžeme v nich odlíšiť súvrstvie *seisu a kampilu* (J. Losert 1963). Spodný seis tvoria naružovelé až fialovohnedé a sivé nazelenalé pieskovce, arkózové pieskovce a bridlice podobných farieb. Miestami sú v nich vložky anhydritu a sadrovca.

Hranica seis — kampil je nejasná. Ku *kampilu* už môžeme spoľahlivo priradiť vápnité bridlice a ílovité vápence, v ktorých je zastúpená kampilská fauna popísaná D. Štúrom (1868), M. Maheľom (1956), V. Náprstkom (1958) a J. Bystrickým (1966). Horniny obsahujú aj vložky aleuritov a pieskovcov.

Kampilský sedimentačný proces bol prerušený vulkanickou činnosťou (M. Slavkay 1964, 1965a) a tak vznikol typický horizont, ktorý vyčleňujeme ako vulkanické vrstvy kampilu. Na ich báze je vyvinutý subakválny fialovohnedý paleoandezitový tuf, nad ktorým vystupujú telesá rôznych variet paleotrachytov až paleoandezitov, často oddelené od seba vložkami bridlíc a ílovitých vápencov s kampilskou faunou. Vo vrchnej časti vystupujú kyslé variety paleoryolitov. Vyvinuté sú aj vložky pyroklastík, z ktorých zvlášť treba vyčleniť ignimbrity (v zmysle M. Marschala 1935), typicky vyvinuté práve v tomto území (M. Slavkay 1965a).

Záver kampilskej sedimentácie vyprodukoval ešte pestré súvrstvie bridlíc i pieskovcov, miestami s vložkami ílovitých vápencov a pri styku s horninami stredného triasu aj vložky vápencov podobných vápencom gutensteinského typu.

Stredný trias detailne spracoval a v súvrství vápencov a dolomitov po prvý raz zistil zastúpenie wetersteinských vápencov a reflingských vápencov, a pomocou dasycladaceí stratigraficky rozčlenil J. Bystrický (1964, 1966) a po stránke mikrofaciálnej M. Vedejová (1968).

Najspodnejším členom sú tmavosivé dolomity spodného *hydaspu*. Gutensteinské vápence nad nimi v najvyššej časti, už obsahujú dasycladaceae a patria preto vrchnému *hydaspu* až *pelsónu*. Sú niekoľko desiatok metrov mocné, niekedy obsahujú i vložky dolomitov a svetlých vápencov. M. Vedejová (1968) v nich vyčleňuje, podľa klasifikácie R. L. Folka 1959, 1961, 3 mikrofácie (G—1 až G—3), mikrit so zastúpením organických i anorganických zložiek, oosparit až dolomitizovaný oosparit a mikrit bez zložiek alebo s ich akcesorickým zastúpením.

Jeden z najdôležitejších horizontov stredného triasu tvoria svetlé masívne vápence *pelsónu*, bohaté na flóru. Sú rozšírené v okolí kót Drienok a Skálie. Miestami sú v nich dasycladaceae v takom množstve, že ich môžeme nazývať dasycladaceové vápence. M. Vedejová (1968) v nich vyčlenila päť mikrofácií (P—1 až P—5), biomikrit a biodismikrit s voľnými biogénnymi zložkami, biomikrit až biopelsparit, biosparit, mikrit a oosparit až pseudooosparit.

K *ilýru* možno začleniť tmavé hľuzovité vápence s rohovcami (reiflinské vápence) a ich laterálny ekvivalent krinoidové svetlé vápence. Sú bohaté na organické zbytky hlavne krinoideá a brachiopóda. Pre toto súvrstvie sú charakteristické 3 typy mikrofácií: biomikrit a rohovcový biomikrit, slabopremytý biosparit a biosparit s voľnými biogénnymi zložkami (M. Vedejová 1968).

Najmladším stupňom známym v príkrove Drienka je *ladín*. Patria k nemu vápence wettersteinské s polohami sivých i tmavosivých vápencov. Obsahujú početné zvyšky húb, gastropód a lamelibranchiát. Ojedinele sa v nich vyskytujú hniezda bohaté na dasycladacea. Obsahujú typické evinošpongiové štruktúry. Z mikrofácií môžeme v nich vyčleniť biosparit až slabo premytý biosparit a biosparit s klastickou prímesou (M. Vedejová 1968). Nad vápencami ležia svetlé zrnité dolomity. V okolí kóty Borovie sa v nich vyskytujú vložky zelených bridlíc čo môže naznačovať, že toto súvrstvie už patrí vrchnému triasu — *karnu*.

Súvrstvie karbonatických brekcií a zlepencov

Je to súvrstvie, ktorého vznik doteraz nie je jednoznačne vysvetlený. Tvorí pásmo JZ—SV smeru a tiahne sa od Čačína až k Podbrezovej, kde sa ponára pod paleogénne zlepence.

J. Losert (1963) toto súvrstvie považuje za spojovací článok medzi spodným triasom obalu ľubietovskej zóny a keuperskými vrstvami krížňanskej jednotky a tým za tektonicy rozdrvené horniny stredného triasu. Nazval ich dolomitické tektonity.

Na základe výsledkov geologického prieskumu predpokladáme, že ide o transgresívne súvrstvie vrchnej kriedy, až spodného paleogénu prv vzniknutých príkrovov. Považujeme horniny súvrstvia za sedimentárne brekcie s polymiktným zložením úlomkov (I. Kravjanský — M. Slavkay, 1966). Vyskytujú sa v nich tiež vložky typických polymiktných zlepencov a pelitických sedimentov.

Brekcie a zlepence sú tvorené rôznymi typmi hornín. Najčastejšie sú to kalové vápence, tmavosivé až čierne celistvé vápence (lias), sivé kalové vápence so saccocóma sp. a svetlosivé laminované vápence (dogger — sp. malm), oolitické vápence, dolomity a pseudooolitické vápence (rét-spodný lias), cyanofytové vápence (sinemúr), rôzne typy kryštalických vápencov a dolomitov pravdepodobne stredného triasu, bridlice a pieskovce. Základnú hmotu tvorí mikrokryštalický kalcit s prímesou klastického kremeňa (M. Daňová 1968).

Zlepence a numulitové vápence

Sú vyvinuté len v reliktoch pánvičky pri kóte Rušenovo, kde spolu s rôznymi typmi vápencov tvoria bloky a okruhliakový materiál vypĺňajúci pánvičku. Zlepence a numulitové vápence patria *strednému eocénu.* (J. Bystrický, 1964), ale panvička zrejme vznikla až po strednom eocéne.

Neogénne sedimenty a produkty terciérneho vulkanizmu

Tvoria v území len relikty. Ich mocnosť kolíše v medziach 10—110 m, čo je spôsobené hlavne predneogénnym reliéfom. Môžme v nich vyčleniť 2 hlavné horizonty — štrkovú formáciu a vulkanogénno-sedimentárnu formáciu.

Štrková formácia vystupuje na báze neogénu a z okruhliakov silne prevládajú kremence, kremité pieskovce, zlepence a bridlice z hornín obalu ľubietovskej zóny. Ide zrejme o spodný miocén a vrstvy môžeme paralelizovať s kordíckou štrkovou formáciou v zmysle D. Andrusova (1954). Od tejto formácie treba odlišovať štrky v nadloží vulkanogénno-sedimentárneho komplexu, v ktorom sa na zložení okruhliakového materiálu podieľajú aj vulkanogénne horniny masívu Poľany. Podľa J. Loserta (1963) by mohli patriť banskobystrickej štrkovej formácii (v zmysle D. Andrusova 1954).

Vulkanogénno-sedimentárnu formáciu tvoria tufy, tufity a íly s prímesou vulkanického materiálu a v malej miere aglomeráty. Sú rozšírené hlavne v okolí Dúbravice a Poník. V tomto súvrství sa vyskytujú aj vrstvičky lignitického uhlia (J. Kotásek — A. Grenar — V. Kudělásek, 1954). Známe sú aj pokusy o jeho ťažbku ako to uvádza V. Mach (1920). Pri Dúbravici sa vyskytuje aj známe ložisko diatomitov, ktoré sa ťažilo už pred II. svetovou vojnou. Novšie ložisko preskúmal J. Bako (1958) a I. Kravjanský (1961). Panvička, podľa B. Pacltovej (1956), patrí *sarmatu až panónu.*

Kvartérne sedimenty

Sú vyvinuté len v malej miere, pričom ide hlavne o fluviálne sedimenty v údolných nivách, o svahové uloženiny, výplne krasových útvarov a podobne. Za zmienku stojí alúvium doliny Predbane, kde sme pri metalometrickom prieskume zistili vysoké obsahy Pb, Zn a Cu a prieskumom potvrdili, že ide o kvartérne ložisko. Východne od Poník sa vyskytujú hliny vhodné ako tehliarska surovina. Na južnom okraji výskytu bola v minulosti miestna tehelňa.

Tektonika v ložiskovom území

Po vytvorení príkrovovej a šupinovej stavby uplatnila sa v značnej miere mladá zlomová tektonika.

Na ložisku Drienok môžeme vyčleniť dva hlavné systémy zlomov. Prvý z nich

je systém východ — západ, ktorý je starší a s väčšou amplitúdou poklesov. Druhý je mladší, severojužný, dosahuje menšie amplitúdy poklesov. Lokálne na týchto zlomoch sú vyvinuté aj prešmyky a posuny.

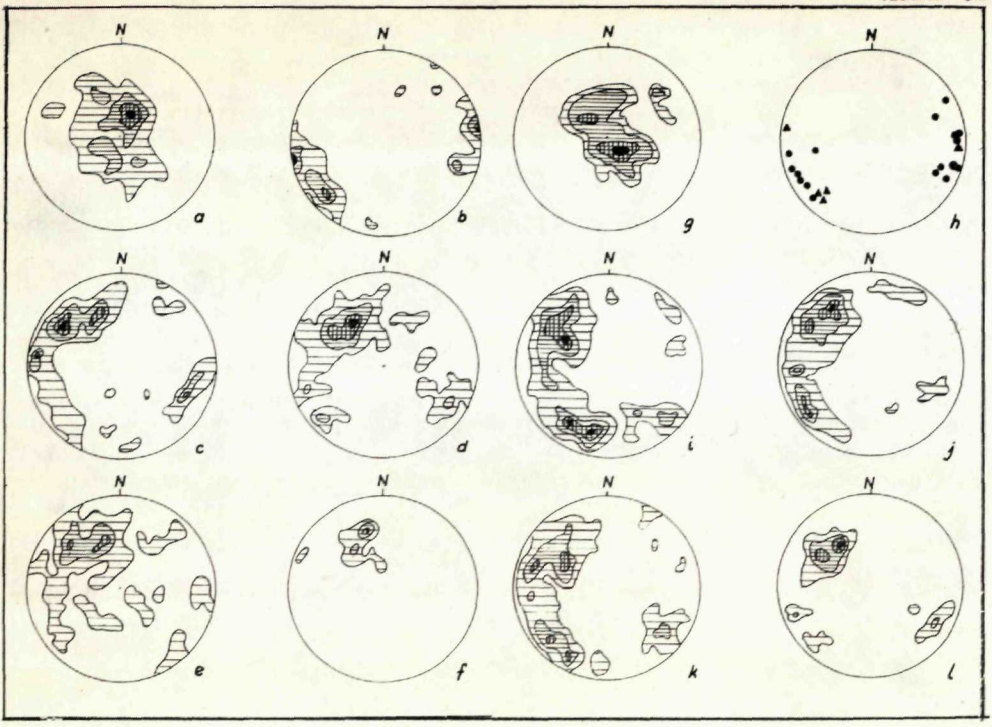
Celá kryha vápencov poklesla pozdĺž tektonických línií A a D (príloha č. 3) do hĺbky niekoľko sto metrov. Pretože ich obidve krídla prikrývajú sedimenty neogénu, môžeme ich považovať za prednogénne. Druhým znakom podporujúcim tento názor je denudácia predneogénneho reliéfu, takže dnes na severnom krídle v podloží neogénnych sedimentov už nemáme zachované strednotriasové horniny.

Kryha vápencov a dolomitov bola segmentovaná mladšími zlomami približne severo-južného smeru, avšak s menšou amplitúdou poklesu (desiatky metrov). Sú to hlavne zlomy X_1, X_2, ε', δ, β, e, c (príloha č. 3) a iné. Takto zaklesnutá a tektonicky rozlámaná kryha sa stala vhodným a dostupným prostredím pre hydrotermálne roztoky, ktoré neskoršie spôsobili dolomitizáciu a rudnú mineralizáciu.

Ako vidieť z mapy a rezov (príloha č. 3), zlomy majú väčšinou poklesový, menej prešmykový charakter. Je to dôsledok vyrovnania síl voči poklesávaniu podložia (I. Kravjanský — M. Slavkay 1966). Miestami dochádzalo i k pootočeniu krýh pri poklesoch, takže niektoré zlomy (d, e) majú v južnej časti poklesový, v severnej prešmykový charakter. Amplitúdy poklesov sa pohybujú okolo 1 až 40 m. Pritom, keď nastal po zlome pokles, z hľadiska vyrovnania síl došlo na druhom súklonnom zlome k zdvihnutiu inej kryhy, takže z hľadiska väčšieho územia tieto amplitúdy niekedy ani nepozorujeme (I. Kravjanský — M. Slavkay, 1966). Výplň porúch tvorí väčšinou mylonit s úlomkami okolitých hornín a tektonickým ílom, ale sú aj poruchy s lystrickými plochami.

Hlavné zlomy na celom ložisku majú smery sklonov približne paralelne so smerom V—Z a S—J, naproti tomu sprievodné a sperené poruchy sú orientované k nim diagonálne. V západnej časti ložiska sú dva najrozšírenejšie systémy, ktoré v tektonograme (tab. č. 2 — i) vytvárajú dve výrazné maximá. Je to jednoduché maximum so smerom sklonu 120°/45° a dvojité maximum so smerom sklonov 20°/65° a 35°/65° (každé z uvedených maxím predstavuje 5 % všetkých trhlín). Ďalším ale menej výrazným je maximum so smerom sklonu 315/75° (3 % všetkých trhlín). Vo východnej časti sú tiež dve výrazné maximá (Tab. č. 2. j) obidve dvojité. Ich smery sklonov sú u prvého 120°/70° (4 % trhlín) a 145°/65° (5 % trhlín), u druhého 45°/80° (4 % trhlín) a 65°/70° (4 % trhlín). Súhrnný diagram (Tab. č. 2 — 1) v podstate predstavuje priemer východnej a západnej časti. Vo všetkých diagramoch maximá pólov puklín sa zoskupujú do pása podľa veľkého oblúka.

Pri skúmaní diagramov vidíme *úzky vzťah medzi maximami B osí* (Tab. č. 2 - b, h) *a maximami trhlín.* Maximá trhlín sú práve v miestach, do ktorých by mali padať póly *ac* a *bc* puklín vzhľadom k priebehu osí *B*. Tiež vychádza závislosť medzi vrstevnatosťou (Tab. č. 2 — a) a priebehom osí *B*. Dve výrazné maximá pólov plôch vrstevnatosti 300°/20° (17 %) a 135°/30° (6 %) potvrdzujú synklinálnu stavbu ložiskového územia. Pritom je synklinála otvorená k SV, kde sa generálne ukláňa aj jej os. Spojnica maxím je pritom orientovaná takmer kolmo na priebeh *B* osí. Keď teraz porovnáme diagram pólov trhlín z východnej časti ložiska s diagramom *B* osí a vrstevnatostí vidíme, že hlavný štruktúrny smer vykonštruovaný z veľkého oblúka prechádzajúceho maximami pólov puklín je skoro paralelný s priebehom osí *B* VSV—ZJZ a s plochami vrstevnatosti. Štruk-



Tabuľka č. 2

a) Súhrnný diagram pólov plôch ss — vrstevnatosti širšieho okolia, bez ohľadu na tektonické jednotky (1—3—5—7 %, 335 meraní)
b) Súhrnný diagram b osí mikrovrás širšieho okolia bez ohľadu na tektonické jednotky (1—5—10 %, 40 meraní)
c) Súhrnný diagram pólov, trhlín a puklín širšieho okolia bez ohľadu na tektonické jednotky (1—2—3 % 680 meraní)
d) Súhrnný diagram pólov, trhlín s minerálnou výplňou z celého skúmaného okolia (1—3—5—7 percent, 117 meraní)
e) Diagram pólov, trhlín a porúch na ložisku Farbište (1—3—5 %, 150 meraní)
f) Diagram pólov, trhlín s minerálnou výplňou na ložisku Farbište (0,5—1—1,25 %, 27 meraní)
g) Póly plôch vrstevnatosti na ložisku Drienok (1, 2, 4, 6 %, 160 meraní)
h) Bodový diagram osi b spodného triasu príkrovu Drienok (23 meraní) -seis, o kampil
i) Póly porúch a trhlín v západnej časti ložiska Drienok (1—3—4—5 %, 303 meraní)
j) Póly porúch a trhlín vo východnej časti ložiska Drienok (1—3—4—5 %, 241 meraní)
k) Súhrnný diagram pólov porúch a trhlín na ložisku Drienok (1—2—3 %, 675 meraní)
l) Póly trhlín s minerálnou výplňou na ložisku Drienok (2—4—6—8 %, 85 meraní)

Table 2.

a. Complex diagram of ss — schistosity plane poles of the wider area without respect to tectonic units (1 — 3 — 5 per cent, 335 measurements).
b. Complex diagram of axis b of minor folds of the wider area without respect to tectonic units (1 — 5 — 10 per cent, 40 measurements).
c. Complex diagram of fissure and joint poles of the wider area without respect to tectonic units (1 — 2 — 3 per cent, 680 measurements).
d. Complex diagram of fissure poles with mineral filling from the whole area observed (1 — 3 — 5 — 7 per cent, 117 measurements).

túrny smer v západnej časti ložiska zase prebieha takmer kolmo k prvému. Keď si bližšie všimneme diagram osí *B* (Tab. č. 2 — b, h) vidíme, že jednotlivé osi sa tiež koncentrujú okolo veľkého oblúka, ktorý však úplne neuzatvárajú. To naznačuje miernu undukáciu *B* osí a spolu s vrstevnatosťou na horizontálne a mierne šikmé vrásy, pritom však nevalcovité.

Z uvedeného úzkeho vzťahu medzi tektonickými prvkami vzniknutými pri alpínskej orogenéze (hlavne násunové plochy, *ac, bc,* a diagonálne pukliny i dislokácie) a terciérnymi rupturálnymi teknickými prvkami môžeme usudzovať, že vznik terciérnych tektonických prvkov bol podmienený pohybom hlavne po *ac* a *bc* pukliách. Podrobne som preštudoval poruchu V—Z smeru A, predstavujúcu diagonálny pokles s odklonom do 30° k východu. Vznik línie považujem za predmiocénny, pretože sedimenty neogénu sa usadzovali už na oddenudované časti severného krídla, ktoré zaujalo po pohyboch relatívne vyššiu polohu.

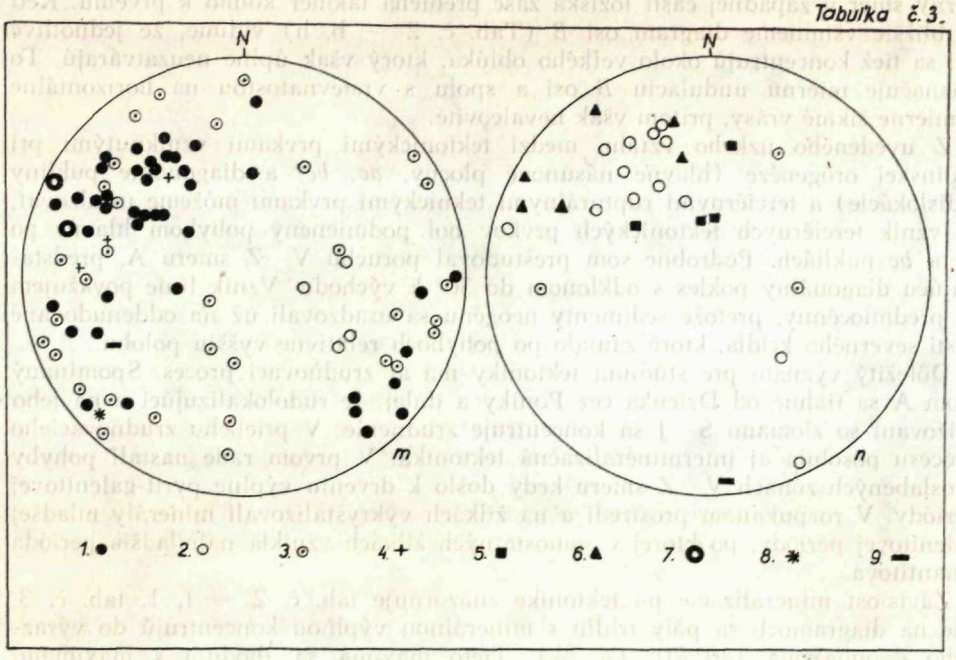
Dôležitý význam pre štúdium tektoniky má aj zrudňovací proces. Spomínaný zlom A sa tiahne od Drienka cez Poniky a ďalej. Je rudolokalizujúci a na jeho križovaní so zlomami S—J sa koncentruje zrudnenie. V priebehu zrudňovacieho procesu pôsobila aj intermineralizačná tektonika. V prvom rade nastali pohyby v oslabených zónach V—Z smeru kedy došlo k drveniu výplne pyrit-galenitovej periódy. V rozpukanom prostredí a na žilkách vykryštalizovali minerály mladšej galenitovej periódy, po ktorej v samostatných žilkách vznikla najmladšia perióda tenantitová.

Závislosť mineralizácie na tektonike znázorňuje tab. č. 2 — f, 1, tab. č. 3, kde na diagramoch sa póly trhlín s minerálnou výplňou koncentrujú do výrazného dvojmaxima 120°/70° (4 %). Tieto maximá sa zhodujú s maximami puklín a trhlín. Trhliny s mineralizáciou sa tiež zhlukujú do pásma okolo veľkého oblúka a ich hlavný štruktúrny smer je SV—JZ (približne paralelný s osami *B*).

Pohyby na tektonických líniach sa neskončili po ich vzniku, ale prebiehali ešte dlhú dobu. Tak možno vysvetliť, že niektoré tektonické línie posúvajú horniny mezozoika oveľa viac ako sedimenty neogénu. Sú však aj poruchy, na ktorých došlo k väčšiemu poklesu neogénu a dokonca aj kvartéru (ložisko Dúbravica a hĺbenie PV—1).

---

e. Diagram of fissure and dislocation poles on the Farbište deposit (1 — 3 — 5 per cent, 150 measurements).
f. Diagram of fissure poles with mineral filling on the Farbište deposit (0,5 — 1 — 1,25 per cent, 27 measurements).
g. Schistosity plane poles on the Drienok deposit (1 — 2 — 4 — 6 per cent, 160 measurements).
h. Point diagram of axis b in Lower Triassic of the Drienka Nappe (23 measurements) — Seiss and Campill.
i. Dislocation and fissure poles in the west part of the Drienok deposit (1 — 3 — 4 — 5 per cent, 303 measurements).
j. Dislocation and fissure poles in the east part of the Drienok deposit (1 — 3 — 4 — 5 per cent, 241 measurements).
k. Complex diagram of dislocation and fissure poles on the Drienok deposit (1 — 2 — 3 per cent, 675 measurements).
l. Fissure poles with mineral filling on the Drienok deposit (2 — 4 — 6 — 8 per cent, 85 measurements).



Tabuľka č. 3

m) Bodový diagram pólov trhlín s minerálnou výplňou na ložisku Drienok (85 meraní)
n) Bodový diagram pólov, trhlín s minerálnou výplňou na ložisku Farbište (27 meraní)
1 — Pb, Zn rudy; 2 — Cu rudy; 3 — kalcit; 4 — pyrit; 5 — spekularit; 6 — baryt; 7 — rodochrozit; 8 — opalizácia; 9 — limonit

Table 3.

m. Point diagram of fissure poles with mineral filling on the Drienok deposit (85 measurements).
n. Point diagram of fissure poles with mineral filling on the Farbište deposit (27 measurements).
1 — Lead-zinc ores, 2 — Copper ores, 3 — Calcite, 4 — Pyrite, 5 — Specular hematite, 6 — Barite, 7 — Rhodochrosite, 8 — Opalization, 9 — Limonite.

LOŽISKOVÉ POMERY

Polymetalické zrudnenie, prípadne len zrudnenie jedného kovu, sa vyskytuje *v rôznych stratigrafických horizontoch príkrovov.* Jednotlivé typy zrudnenia sa však *najčastejšie obmedzujú na určité prostredia.* Podľa toho môžeme ložiská skúmaného územia rozdeliť na ložiská:

1. prevažne vystupujúce v silikátových horninách spodného triasu, pri ktorých prevláda Cu mineralizácia,
2. vystupujúce v karbonatických horninách stredného triasu až spodnej kriedy, kde dominuje Pb—Zn mineralizácie.

Toto delenie akceptoval v podstate už J. Losert (1965) a I. Kravjanský — M. Slavkay (1966).

V spodnom triase poznáme niekoľko výskytov Cu rúd. Najväčší je výskyt v okolí kóty Farbište (574,8), príloha č. 2.

Ložiskové teleso je lineárne pretiahnuté v severovýchodnom smere s úklonom 30—60° na JV. Mocnosť kolíše v medziach 1—10 m, pričom smerom do hĺbky sa rapídne zmenšuje až na nulu. Hlavným rudným minerálom hypogénnej paragenézy je tenantit. Spolu s ďalšími minerálmi vytvára sukcesnú schému: *kremeň — pyrit — bornit — chalkopyrit — tenantit — chalkozín — baryt.* Zo sekundárnych minerálov sú to *azurit, malachit, melakonit a limonit.* Tyrolit uvádza tiež O. Potměšil (1960) a okrem iného popisuje v hypogénnej paragenéze aj lamelárny bornit, ktorý podľa P. Ramdhora (1960), vzniká pri teplote 270°—400 °C. To by naznačovalo, že ide o ložisko mezotermálne. Vznik tohto hydrotermálneho ložiska môžeme klásť do obdobia *vrchná krieda až terciér,* pretože je lokalizované na drvené pásmo SV smeru, ktoré vzniklo vplyvom vrásnivých pohybov subhercýnskej fázy.

Pri detailnom štúdiu vulkanogénnych hornín územia som zistil značný podiel pyroklastík na stavbe vulkanického komplexu. Pyroklastiká sú rozšírené tiež v okolí Farbišťa a spomínané ložisko leží práve v brokových až bombičkových tufoch. Takmer vo všetkých prípadoch sa zrudnenie vyskytuje v pyroklastikách a len v malej miere v paleoryolitoch a paleoandezitoch (žila v štôlni). Z toho usudzujem, že práve *pyroklastiká boli veľmi vhodným prostredím pre cirkuláciu roztokov a vyzrážanie rudného obsahu v nich.*

Ďalšie dva výskyty majú len malý význam. Prvý z nich na ceste medzi Ponickou Lehôtkou a Frbišťom, tvoria len uhličitany Cu. Druhý významnejší výskyt je v SV časti kampilských paleovulkanitov a smeruje od sútoku Driekyne so Suchou Driekyňou k Ľubietovej.

Významným, hoci len mineralogickým, je výskyt Cu mineralizácie vo vrtoch PO-1 a D-100, ležiacich západne od severného okraja Poník. Zrudnenie sa nachádza na styku komplexu vulkanogénnych hornín vrchného kampilu s klastickými podložnými sedimentami kampilu. Je tu vrstva jemnozrnného kremitého pieskovca s bazálnym sadrovcovým tmelom, ktorá je impregnovaná chalkopyritom, pyritom, v menšej miere aj hematitom.

Je to zrudnenie veľmi pripomínajúce typ zrudnenia od Šankoviec, ktoré uvádzajú J. Kantor (1955), J. Kantor — M. Maheľ (1953). C. Varček — F. Regásek (1962) považujú podobné zrudnenie Z JV časti Spišskogemerského rudohoria skôr za hydrotermálne. I. Ilavský (1958) zase za syngenetické sedimentárne ekvivalenty sideritových žíl v staršom podloží len menšiu úlohu. Na druhej strane metasomatóza sa uplatnila vo väčšej miere najmä pri vzniku a ich vznik dáva do súvislu s vývermi hydrotermálnych roztokov do sedimentačného priestoru.

V našom prípade výskyt uvedenej Cu mineralizácie dávame do súvisu so vznikom tenantitových rúd na Farbišti.

Mineralizácia Cu sa obmedzuje hlavne na spodný trias, ale vyskytuje sa aj v strednom triase (ložisko Drienok), kde tvorí najmladšiu tenantitovú prínosovú periódu. Indície Cu rúd uvádza J. Losert (1965) aj z červených krinoidových vápencov liasu so zrnkami chalkopyritu. Podobné indície sú známe aj v jurských vápencoch z južného okolia Slovenskej Ľupče, odkiaľ ich uvádzajú, na základe oznámenia M. Mišíka, C. Varček — F. Regásek (1962).

Polymetalické zrudnenie

Ložiská Pb — Zn rúd sa vyskytujú prevažne v strednotriasových vápencoch a dolomitoch príkrovu Drienka, v ktorých je aj najväčšie ložisko územia — Drienok (príl. č. 3). Pb — Zn rudy sa vyskytujú v pruhu tiahnucom sa od ložiska Drienok smerom na SV. *Koncentruje sa hlavne na križovaní dvoch tektonických systémov východozápadného so severojužným.*

Vo vápencoch a dolomitoch chočského príkrovu sa Pb mineralizácia vyskytuje vo vrchnom toku Veľkého Plavna. Ide o slabú impregnáciu galenitu v dolomitizovaných strednotriasových vápencoch. Druhým dôležitejším výskytom je ložisko Stráža, vzdialené cca 600 m na SV od rovnomennej kóty (697). Je to ložisko s prevahou karbonatických rúd Pb, Zn a len s reliktami galenitu.

Okrem týchto výskytov sme zistili ojedinelé zrnká galenitu vo vrte P-9 pri Drienku. J. Losert (1965) uvádza žilky dolomit-ankeritického karbonátu so zrnkami galenitu v sutine čiernošedých dogger-malmských vápencov, SZ od Farbišťa a ešte niekoľko ďalších indícií.

Morfológia mineralizovaných zón a podmienky lokalizácie ložiska.

Ložisko Drienok je umiestnené v dolomitoch a vápencoch stredného a v nepatrnej miere aj spodného triasu príkrovu Drienka (je vzdialené skoro 2 km na západ od obce Poniky).

V hlavnom prekope šachty Drienok je rudné teleso priemernej kvality vzdialené od šachty asi 200 m na západ. Má neostré ohraničenie a nepravidelný tvar. Je vyvinuté vo forme drobných žiliek a impregnácií najmä v drvených úsekoch a v mylonite. Na obrázku č. 4 vidieť jeho detailnejšie rozmiestnenie. Zaujímavá je funkcia tektonického ílu, pod ktorým sa vyzrážal rudný obsah z roztokov, a ktorý tak tvorí strop zrudnenia.

Obr. č. 1

BLOKDIAGRAM RUDNÉHO TELESA NA LOŽISKU DRIENOK

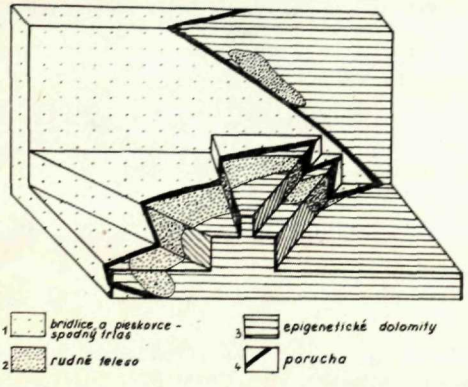


Figure 1. Block diagram of the ore body on the Drienok deposit.
1 — Shales and limestones — Lower Triassic, 2 — Ore body, 3 — Epigenetic dolomites, 4 — Fault.

Ďalšie rudné teleso bolo zistené v komíne KD-2 asi 500 m západne od šachty. Tvorí ho breakcia dolomitu tmelená jemným kompaktným dolomitom s impregnáciou galenitu a sfaleritu. Úlomky brekcií sú často lemované pyritom, menej galenitom a sfaleritom. Charakter zrudnenia dokumentujú najlepšie paralelné rezy vzorkami (obr. č. 6). Okrem impregnácií je prítomné aj množstvo žiliek galenitu s pyritom a sfaleritom. Tiež boli zistené mladšie žilky, ktoré prerážajú brekcie s rudnými minerálmi a ktoré predstavujú na ložisku mladšiu galenitovú periódu (obr. č. 5). Tu sa zistili i šošovky hrubokryštalického galenitu s pyritom a hypergénnym ceruzitom.

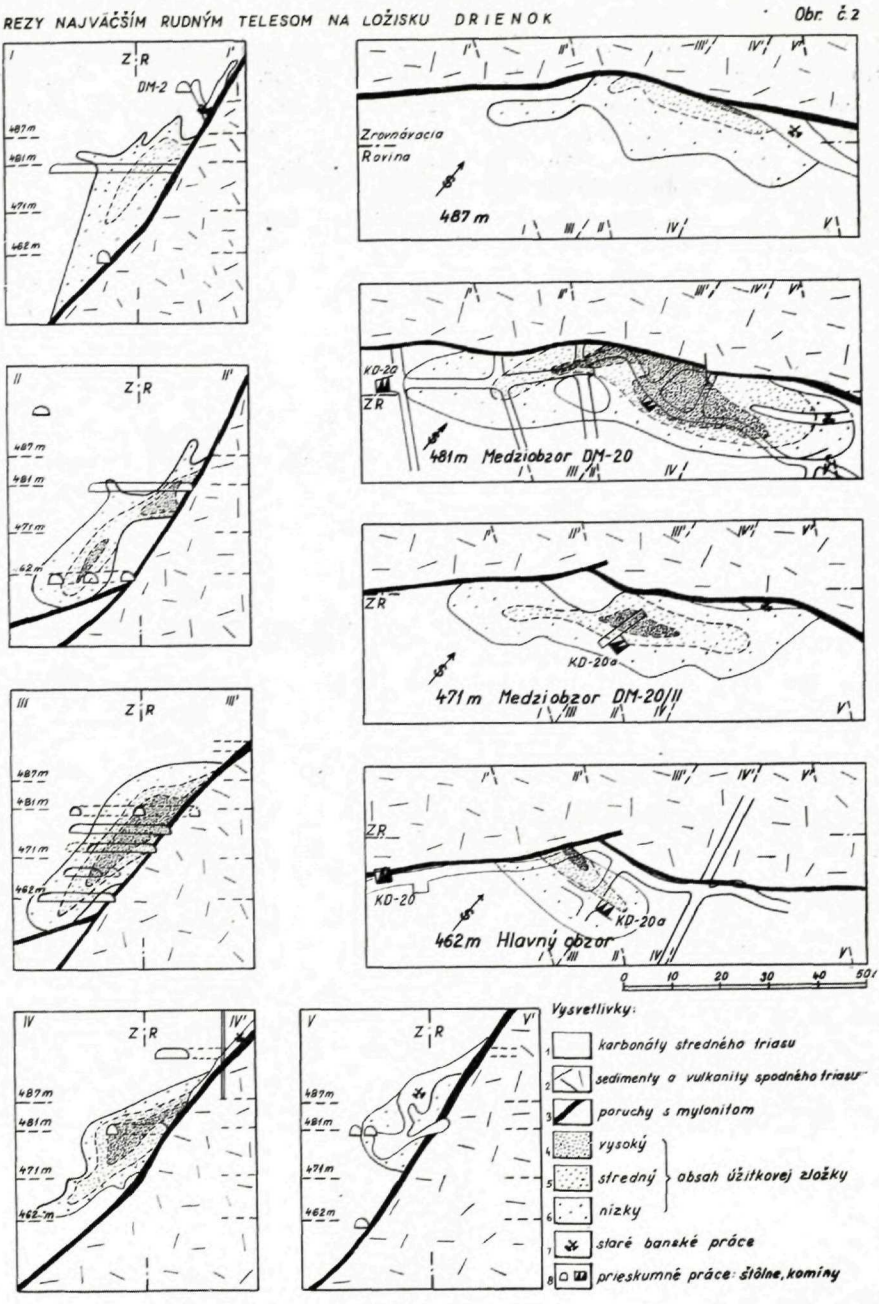


Figure 2. Sections through the largest ore body on the Drienok deposit.
1 — Middle Triassic carbonates 2 — Lower Triassic sediments and volcanites, 3 — Faults with mylonite, 4 — High content of useful mineral, 5 — Medium content of useful mineral, 6 — Low content of useful mineral, 7 — Old minig works, 8 — Prospecting works: galleries, chutes.

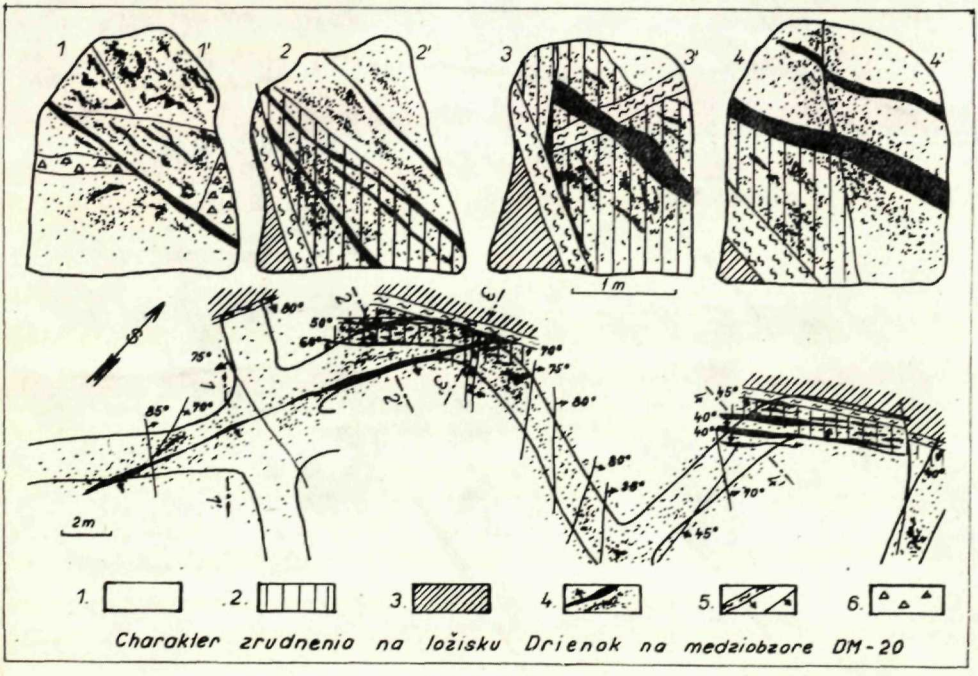
Rudné teleso v okolí vrtu D-20 predstavuje najlepšie preskúmanú a najbohatšiu časť zo známych rudných telies na ložisku (obr. 1 a 2). Je veľmi zložité, hoci kontúry podľa chemických analýz prebiehajú pomerne plynule. Teleso tvoria drobné i väčšie žilky galenitu miestami so sfaleritom a brekcie dolomitov tmelené pyritom, galanitom, menej sfaleritom. Miestami zhluky galenitu dosahujú až centimetrové veľkosti (obr. č. 3).

Pomerne veľké rudné teleso, ale s nízkou kovnatosťou, je asi 1 km JZ od šachty v okolí vrtu D-31, kde obsahy Pb dosahujú až 12 %.

Všetky uvedené prípady naznačujú nanajvýš zložitú morfológiu rudných telies a ich nepravidelné rozmiestnenie.

Epigenetická dolomitizácia a rudná mineralizácia

Mineralógiou ložiska Drienok sa zaoberalo viac pracovníkov. Boli to J. Kotásek — V. Kudělásek (1962), J. Losert (1962, 1963, 1965), M. Rieder — P. Povondra (1962), J. Sluka (1965), R. Kušík (1965) a iní.



Obr. č. 3

Obr. č. 3

1. Epigenetický dolomit (dolomitiz. strednotriasové vápence). 2. Skrasovatelé polohy. 3. Bridlice a pieskovce spodného triasu. 4. Zrudnenie Pb, Zn impregnácie a žilky s udaním sklonu. 5. Poruchy s mylonitom a bez neho, s udaním sklonu. 6. Zbrekciovatelé horniny.

Figure 3. Character of mineralization on the Drienok deposit (Stope-drift DM-20).
1 — Epigenetic dolomite (dolomitized Middle Triassic limestones), 2 — Karstificated layers, 3 — Shales and sandstones of Lower Triassic age, 4 — Lead-zinc mineralization, impregnations and veinlets, dip shown, 5 — Dislocations with/without mylonite, dip shown, 6 — Brecciated rocks.

Sám som sa zaoberal touto problematikou, výsledky ktorej v ďalšom uvádzam.

Hlavnou horninou, v ktorej sú rozmiestnené rudné telesá, sú dolomity. Pôvodne to boli vápence, ktoré neskoršie, pôsobením roztokov obsahujúcich značné množstvo Mg, boli zmenené na dolomity. Dnes sa zrudnenie vyskytuje skoro výlučne v epigenetických dolomitoch a tvorí mineralizované zóny s veľmi nepravidelnou konfiguráciou. Mineralizované zóny sú na niektorých miestach tvorené slabou impregnáciou rudnými komponentami, na iných je impregnácia bohatá a obsahy Pb dosahujú hodnotu 5—20 %. V mnohých prípadoch zrudnenie tvorí tmel brekcií dolomitov, inokedy vypĺňuje jemné žilky a žily dosahujúce mocnosť až 30 cm s maximálnym obsahom do 80 % Pb. Mnohé z týchto žiliek majú páskovanú symetrickú stavbu. To skôr naznačuje na priame vylúčenie rudného obsahu z roztokov ako na metasomatózu, ktorá tu hrala len menšiu úlohu .Na druhej strane metasomatóza sa uplatnila vo väčšej miere najmä pri vzniku nepravidelných zhlukov a impregnácií.

Najdôležitejšie problémy, s ktorými sme sa pri prieskume ložiska zaoberali, sú nesporne dolomitizácia, genéza zrudnenia a vzájomný vzťah dolomitizácie a zrudnenia.

V týchto otázkach dospeli vyššie uvedení autori k určitým rozporom. Najzávažnejší z nich je relatívny vek dolomitizácie voči zrudneniu. Podľa výsledkov R. Kušíka (1965) je zrudnenie staršie ako vznik hlavnej masy dolomitov. Na základe veľkosti zrna vyčleňuje dolomit štyroch generácií a hovorí, že prvá generácia je predrudná, ďalšie vznikli spolu so zrudnením, ale hlavná masa až po zrudnení. K týmto záverom dochádza aj na základe idiomorfizmu dolomitových zŕn vo vzťahu k rudným minerálom. Idiomorfné obmedzenie považuje za prejav mladšieho veku dolomitu vzhľadom na jeho kryštalizačnú silu. Vznik zrudnenia kladie do diagenetického štádia karbonátov stredného triasu.

Po detailnom mineralogickom rozbore, ako aj na základe už skôr uvedených výsledkov som dospel k názoru, že dolomitizácia predstavuje starší a zrudnenie mladší mineralizačný prínos. Obidva procesy považujem za epigenetický prejav mineralizácie.

Tektonická činnosť počas mineralizácie sa odrazila vznikom prínosových periód: dolomitovej, pyrit-galenitovej, mladšej galenitovej a tenantitovej, oddelených od seba intermineralizačnou tektonikou rôznej intenzity (tab. č. 5).

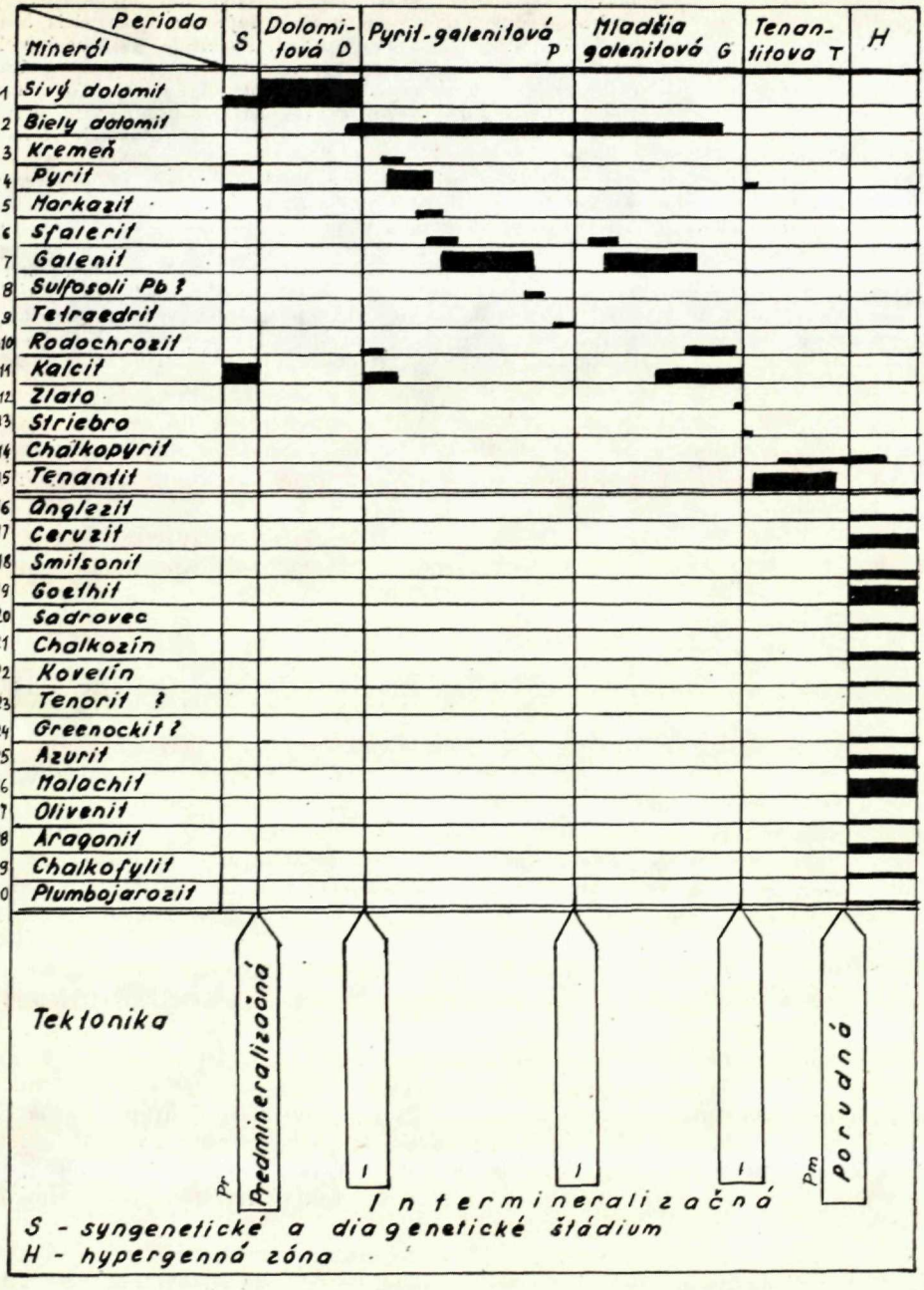
Dolomitová perióda

Jej zástupcom je *sivý dolomit* ako produkt hydrotermálne metasomatických procesov prebiehajúcich vo vápencoch kampilu až ilýru. Je jemnokryštalický až hrubokryštalický. Jeho sfarbenie kolíše medzi svetlosivou a čiernou farbou. Ako sme zistili, dolomit si zachováva do značnej miery farbu pôvodných hornín. Dolomity vzniknuté premenou svetlých pelsónskych vápencov sú svetlé, čiernych hľuzovitých vápencov čierne, pričom obsahujú veľa SiO_2 z rohovcov. Dolomity, ktoré vznikli zo sivých krinoidových vápencov sú sivé, často so zachovanými dolomitizovanými článkami krinoidov a podobne. Dôležitým znakom dolomitov je prítomnosť pórov. Na okrajoch pórov sú zrná dolomitov zakončené idiomorfne vyvinutými plochami čnejúcimi do ich vnútra. Pri póroch sú zrná hrubokryštalické, smerom od nich sa veľkosť kryštálov zmenšuje. To vedie k predpokladu, že pri dolomitizácii došlo k odnosu časti pôvodných vápencov, čo spôsobilo aj vznik uvedených pórov, len zriedka vyvinutých v pôvodných horninách. Ich výplň tvorí najčastejšie biely dolomit, kalcit, alebo minerály mladších prínosových periód. Je to jeden zo znakov svedčiacich o dolomitizácii ako o procese predchádzajúcom zrudňovací proces. Pri dolomitizácii nastali aj podstatné chemické zmeny a preskupenia kysličníkov. Produkty dolomitizácie najlepšie znázorňuje foto 7, kde organogénny vápenec je zatláčaný kryštalickým dolomitom, pričom pigment je vytláčaný na okraje zŕn a tvorí relikty na štiepnych trhlinkách. Môžeme tu hovoriť o frontálnej dolomitizácii.

Pri styku dolomitov a vápencov vidieť, že hranica medzi nimi je ostrá avšak do vápenca zabiehajú početné výčnelky dolomitov pozdĺž rôznych trhlín vrstev-

Tabuľka č. 4

Sukcesná schéma minerálov ložiska Drienok (M. Slovkay 1965).



natosti a podobne. Chemické analýzy preto pochopiteľne ukazujú zmenšovanie obsahu MgO od dolomitov smerom k vápencom na pomerne veľkú vzdialenosť, ale len vo vzorkách zásekových, kde dochádza k zmiešaniu vápenca a dolomitu. Rozšírenie dolomitov je pomerne veľké a riadi sa určitými zákonitosťami. V najväčšej mohutnosti sú dolomity vyvinuté pozdĺž tektonických línií V—Z a S—J smeru, po ktorých zaklesla kryha strednotriasových vápencov a dolomitov. V tých miestach dosahuje ich mocnosť okolo 100 m. Smerom na juh a východ sa mocnosť dolomitov zmenšuje len na niekoľko metrov jednak preto, že sa podložie (spodnotriasové horniny) uvedeným smerom dvíha, jednak pre zníženie intenzity dolomitizácie.

Nad túto hladinu, ktorá je tvorená vrchným ohraničením dolomitov voči vápencom, vyčnievajú pozdĺž tektonických línií dolomitové telesá až na povrch prerážajúce všetky stratigrafické horizonty vyskytujúce sa v nadloží.

Dolomitizácii nepodľahli len vápence stredného triasu, ale aj vložky vápencov a ílovitých vápencov v bridliciach kampilu v druhom krídle uvedených tektonických líniní. V ílovitejších častiach nastala aj veľmi slabá chloritizácia. S dolomitizáciou karbonátov je pravdepodobne spojená aj silná chloritizácia paleovulkanitov, ktoré sa vyskytujú v tesnej blízkosti dolomitizovaných častí.

V poslednom štádiu dolomitovej periódy sa začal vylučovať biely dolomit a kalcit na trhlinách a na póroch v hydrotermálne metasomatickom dolomite.

Metasomatický pochod sa tu mohol uplatniť najmä vďaka vhodnému usporiadaniu hornín. Toto usporiadanie vzniklo už pri sedimentácii a bolo zvýraznené pôsobením tektonických pochodov, keď vápence a dolomity zaklesli do hornín, ktoré nemohli byť metasomatickými pochodmi nahradené. Roztoky prichádzajúce po tektonických líniach spôsobili tak rast dolomitovej zóny okolo nich smerom do nahradzovanej horniny. Pri nahradzovaní došlo k rozpúšťania a odnášaniu niektorých komponentov (najmä CaO), ktoré sa v periférnych častiach mohli vylúčiť z roztoku a tak vytvoriť pomerne hojné epigenetické žilky kalcitu. V ďalšom priebehu došlo k vytvoreniu trhlín už v nahradenej hornine — dolomite, ktoré tvorili časť prírodných ciest. Tu už nemohlo v priebehu dolomitovej periódy dôjsť k nahradzovaniu, preto v týchto priestoroch nastalo vylučovanie komponentov, pre ktoré boli vhodné pt podmienky. Bol to práve biely dolomit a na konci dolomitovej periódy kalcit.

Pyrit-galenitová perióda

Pohyby na oslabených miestach sa obnovovali a vznikali tak miestami tektonické brekcie dolomitov a rôzne trhliny. Úlomky brekcií sú už obaľované minerálmi pyrit-galenitovej periódy, ktoré sa vylúčili aj na rôznych trhlinách a vrstevnatosti.

Najstarším jej minerálom je biely dolomit, ktorého vylučovanie pokračuje takmer počas celého trvania rudonosného procesu. Najčastejšie tvorí jemné žilky s drúzovými dutinami, kde vystupuje vo forme romboédrov. Je prevažne bielej, zriedka ružovej farby.

Zároveň s ním sa začína vylučovať rodochrozit. Bol nájdený len ojedinele vo forme

Table 4. Mineral succession schema on the Drienok deposit.
1 — Grey dolomite, 2 — White dolomite, — 3 — Quartz, 4 — Pyrite, 5 — Marcasite, 6 — Sphalerite, 7 — Galena, 8 — Lead sulphosalts?, 9 — Tetrahedrite, 10 — Rhodochrosite, 11 — Calcite, 12 — Gold, 13 — Silver, 14 — Chalcopyrite, 15 — Tennantite, 16 — Anglesite, 17 — Cerussite, 18 — Smithsonite, 19 — Goethite, 20 — Gypsum, 21 — Chalcocite, 22 — Covellite, 23 — Tenorite(?),
24 — Greenockite(?), 25 — Azurite, 26 — Malachite, 27 — Olivenite, 28 — Aragonite, 29 — Chalcophyllite, 30 — Plumbojarosite.
S — Syngenetic and diagenetic stage, D — Dolomite period, P — Pyrite-galena period, Y — Younger galena period, T — Tennantite period, H — Hypergene (Supergene) zone.

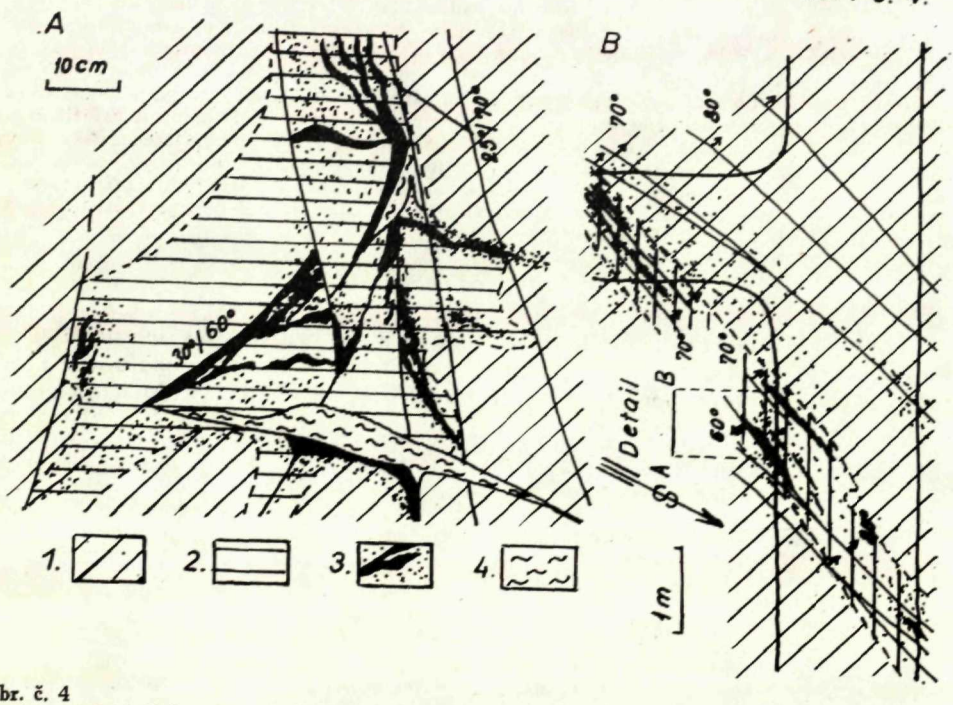
tenkých ružových žiliek. Kremeň bol zistený len v nepatrnom množstve ako idiomorfné kryštálky čnejúce pyramidálnymi koncami do dutín. Jedným z hlavných minerálov je pyrit. Často tvorí kolomorfné útvary s radiálne lúčovitou stavbou a koncentrickým usporiadaním (foto 1). Nie sú zriedkavé ani sferolity. Tvorí obruby rudných žiliek na skôr vylúčenom bielom dolomite a obsahuje aj úlomky brekcií. To naznačuje na jeho vznik s nízkotermálnych roztokov. Pyrit využil tiež trhliny na styku dolomitových zŕn a hranice ojedinelých ooidov takže tvorí koncentrické telieska. Vyskytuje sa často aj vo forme kryštálov. Tvorí hexaédre, oktaédre i pentagonálne dodekaédre. Kryštály pyritu sú vzhľadom ku kolomorfnému pyritu často staršie. Bežný je tiež v podobe nepravidelných zŕn a monominerálnych žiliek. Radiálne lúčovité agregáty sú izotrópne a röntgenometrický boli identifikované ako pyrit. Koncom vylučovania pyritu menšie intermineralizačné pohyby spôsobili jeho rozdrvenie a zbrekciovatenie.

Markazit podobne ako pyrit tvorí kolomorfné útvary (foto 6) a reťaze sferolitov s koncentrickou stavbou. Zatláča pyrit po trhlinách a je vzácny.

Sfalerit sa vyskytuje na ložisku ako vedľajší minerál, ale v niektorých častiach ložiska dokonca prevláda nad galenitom. Je mladší ako pyrit a často zatláča dolomit, pričom uzatvára jeho relikty. V okolí žiliek tvorí jemné vtrúseniny. V odrazenom svetle je svetlosivý a v polarizovanom svetle škoricovohnedý. Pri meraní mikrotvrdosti vykázal 212,2 kg/mm² (M. Háber, 1964). Zaujímavý je prípad zatláčania dolomitových žiliek sfaleritom, v ktorom sa zachovala ich stavba. Tvorí jemné vtrúseniny v karbonátoch a podiela sa aj na páskovej stavbe v žilkách, najmä mladšej galenitovej periódy, kde jeho idiomorfne vyvinuté konce čnejú do stredu. Boli najdené aj čire slabonažltlé kryštálky jeho odrody kleiofánu (röntgenometricky určené ako sfalerit). Vo viacerých prípadoch vytvára typickú kolomorfnú štruktúru.

Hlavným rudným minerálom je galenit. Tvorí jemné vtrúseniny najčastejšie v dutinách

Obr. č. 4.



Obr. č. 4
1. Epigenetický dolomit. 2. Oddolomitizované časti. 3. Žilky a impregnácie Pb-Zn zrudnenia. 4. Tektonický íl (tvorí strop zrudnenia).

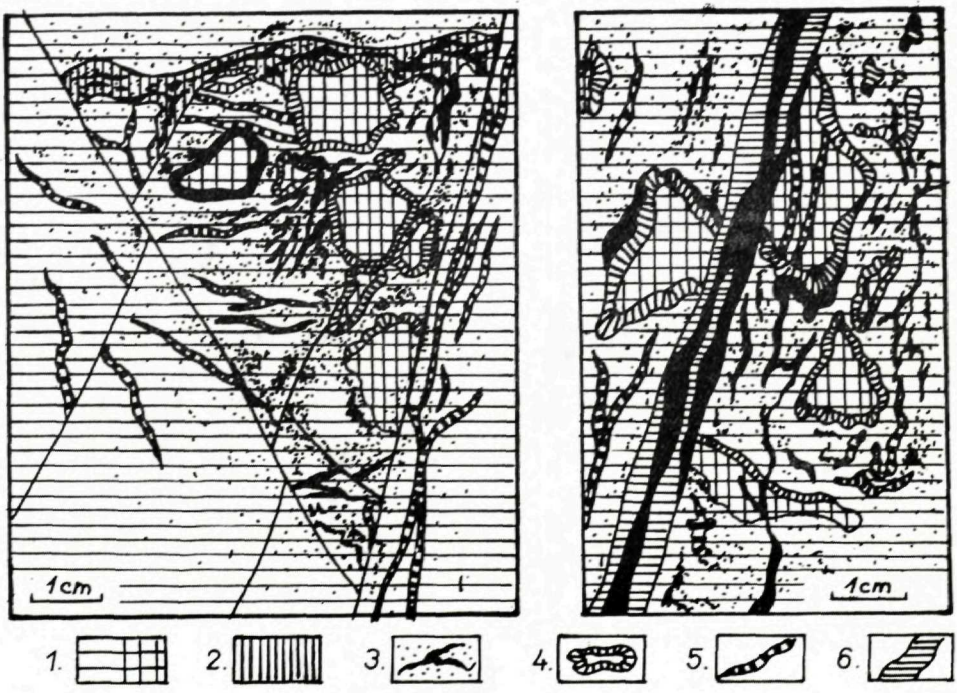
Figure 4.
1 — Epigenetic dolomite, 2 — Dolomiteless parts, 3 — Lead-zinc mineralization veinlets and impregnations, 4 — Fault gouge (forming the hanging-wall of mineralization).

vzniknutých pri dolomitizácii, prípadne zatláča v nich starší kalcit. Vyskytuje sa aj vo forme zhlukov veľkých niekoľko decimetrov, ale najčastejšie tvorí žilky v rozpukanom dolomite a rôzne zhluky i lemy okolo úlomkov brekcií podobne ako pyrit. Vo forme žiliek preráža kolomorfné tvary pyritu, sfalerit a ostatné staršie minerály. V niektorých prípadoch vykryštalizoval v jadre kolomorfného pyritu (foto 4) a v prívodnej trhline. Po trhlinách i štiepateľnosti zatláča dolomitové i kalcitové zrná. Pri štruktúrnom leptaní v HCl s použitím elektrického prúdu ukázala sa zrnitá stavba. Pri leptaní s HCl + lieh (P. Ramdohr, 1962) som nedosiahol kladné výsledky. Vzácne sa vyskytujú náznaky kostrovitého rastu galenitových kryštálov. Metasomatický galenit je prevažne jemnokryštalický s reliktami dolomitu a kalcitu. Práve tieto relikty spolu so sekundárnym ceruzitom spôsobujú jeho oceľovosivý, trochu matný, vzhľad.

Uzatvára priestory drúz ako jeden z najmladších minerálov. Zatláčanie anglezitom a ceruzitom odhaľuje niekedy zrnitú štruktúru galenitu. Hranice jednotlivých zŕn môžeme pozorovať aj na základe orientácie štiepnych trhlín pozdĺžneho a trojuholníkového tvaru, zvýraznených pri brúsení leštených výbrusov. Pomohli tiež odhaliť koncentrickú stavbu galenitu (foto 2, 3).

Vo forme veľmi jemných žiliek prerážajúcich sfalerit a na hraniciach dolomitových zŕn sa vyskytuje zatiaľ presne neurčený minerál s nízkou tvrdosťou a odrazivosťou podobnou galenitu, ale anizotrópny. Mohlo by ísť o nejakú sulfosoľ Pb. V malej miere je tiež prítomný tetraedrit.

Obr. č. 5



Obr. č. 5
1. Sivý dolomit (horniny a úlomky brekcií). 2. Tmavosivý mylonit. 3. Žilky a impregnácie galeniut. 4. Koncentrický a sférolitický pyrít. 5. Žilky bieleho dolomitu a kalcitu. 6. Kalcit mladšej galenitovej periódy.

Figure 5.
1 — Grey dolomite (rocks and fragments of breccias), 2 — Dark grey mylonite, 3 — Veinlets and impregnations of galena, 4 — Concentric and spherulitic pyrite, 5 — Veinlets of white dolomite and calcite, 6 — Calcite of the Younger galena period.

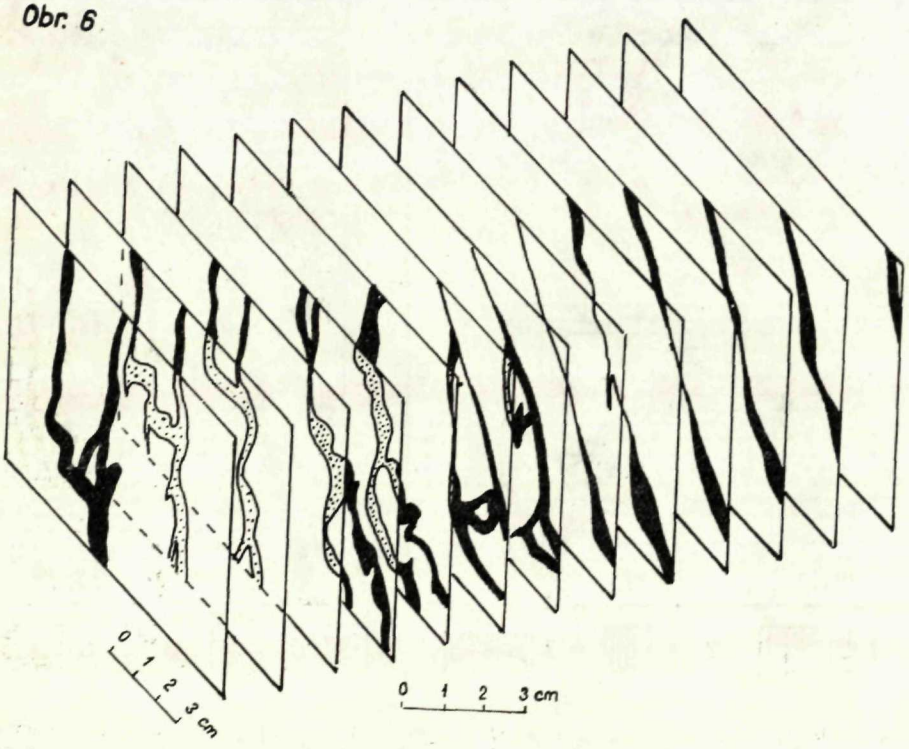
Sukcesia je teda nasledovná: *rodochrozit — kremeň — pyrit — markazit — sfalerit — galenit(?) sulfosoľ Pb — tetraedrit.* Biely dolomit sa vylučoval počas celej periódy.

Mladšia galenitová perióda

Zrudnenie vystupuje vo forme žiliek s páskovanou stavbou, ktoré sú symetrický a asymetricky vyplnené.

Sukcesia minerálov je tu nasledovná: *pyrit — sfalerit — galenit — kalcit — rodochrozit — zlato.* Biely dolomit sa opäť vylučoval skoro počas celej periódy. Najviac je zastúpený galenit, ktorý ako jeden z najmladších minerálov vypĺňuje drúzy a vystupuje na puklinách. V ojedinelých prípadoch sa na puklinách, porušujúcich minerály pyrit-galenitovej periódy, vzácne vyskytuje zlato. Chemické analýzy zrudnenia (dokimastika) vykázali 0,2 g Au/t.

Obr. 6

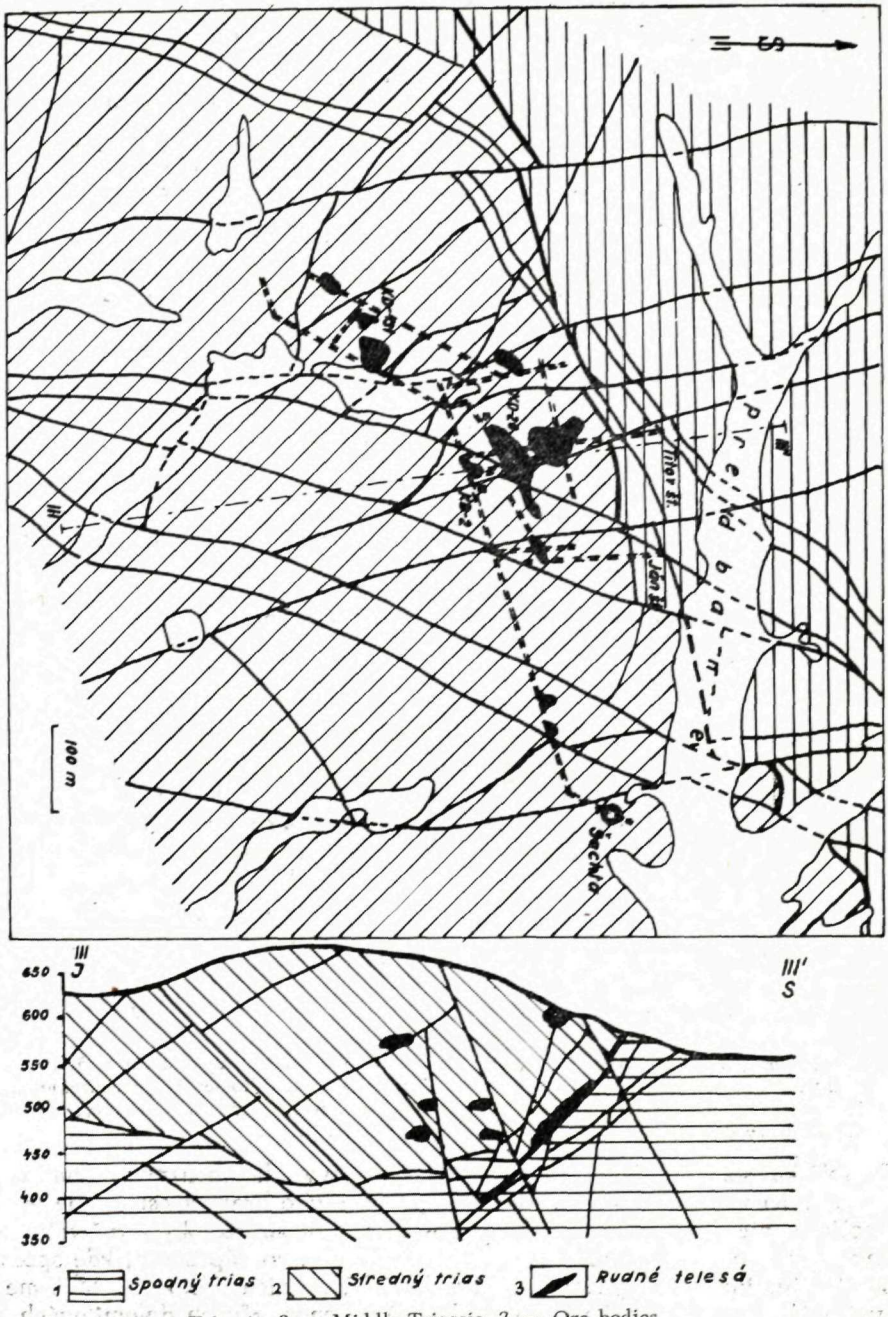


Obr. č. 6
Paralelné rezy vzorkou. Čierne — žilka galenitu, bodkované — žilka galenitu zakrytá predchádzajúcimi rezmi.

Figure 6.
Parallel sections of specimen. Black, veinlet of galena; spotted, veinlet of galena covered by the preceding sections.

Schematické rozmiestnenie rudných telies premietnuté na povrch a do rezu III-III'

Obr. č. 7


III
III'
J
S
650
600
550
500
450
400
350
100 m
Jáchymov
Jáchymov II
Jáchymov III
Jáchymov IV
Jáchymov V
Jáchymov VI
Jáchymov VII
Jáchymov VIII
Jáchymov IX
Jáchymov X
Jáchymov XI
Jáchymov XII
Jáchymov XIII
Jáchymov XIV
Jáchymov XV
Jáchymov XVI
Jáchymov XVII
Jáchymov XVIII
Jáchymov XIX
Jáchymov XX
Jáchymov XXI
Jáchymov XXII
Jáchymov XXIII
Jáchymov XXIV
Jáchymov XXV
Jáchymov XXVI
Jáchymov XXVII
Jáchymov XXVIII
Jáchymov XXIX
Jáchymov XXX
Jáchymov XXXI
Jáchymov XXXII
Jáchymov XXXIII
Jáchymov XXXIV
Jáchymov XXXV
Jáchymov XXXVI
Jáchymov XXXVII
Jáchymov XXXVIII
Jáchymov XXXIX
Jáchymov XL
Jáchymov XLI
Jáchymov XLII
Jáchymov XLIII
Jáchymov XLIV
Jáchymov XLV
Jáchymov XLVI
Jáchymov XLVII
Jáchymov XLVIII
Jáchymov XLIX
Jáchymov L
Jáchymov LI
Jáchymov LII
Jáchymov LIII
Jáchymov LIV
Jáchymov LV
Jáchymov LVI
Jáchymov LVII
Jáchymov LVIII
Jáchymov LIX
Jáchymov LX
Jáchymov LXI
Jáchymov LXII
Jáchymov LXIII
Jáchymov LXIV
Jáchymov LXV
Jáchymov LXVI
Jáchymov LXVII
Jáchymov LXVIII
Jáchymov LXIX
Jáchymov LXX
Jáchymov LXXI
Jáchymov LXXII
Jáchymov LXXIII
Jáchymov LXXIV
Jáchymov LXXV
Jáchymov LXXVI
Jáchymov LXXVII
Jáchymov LXXVIII
Jáchymov LXXIX
Jáchymov LXXX
Jáchymov LXXXI
Jáchymov LXXXII
Jáchymov LXXXIII
Jáchymov LXXXIV
Jáchymov LXXXV
Jáchymov LXXXVI
Jáchymov LXXXVII
Jáchymov LXXXVIII
Jáchymov LXXXIX
Jáchymov XC
Jáchymov XCI
Jáchymov XCII
Jáchymov XCIII
Jáchymov XCIV
Jáchymov XCV
Jáchymov XCVI
Jáchymov XCVII
Jáchymov XCVIII
Jáchymov XCIX
Jáchymov C
Jáchymov CI
Jáchymov CII
Jáchymov CIII
Jáchymov CIV
Jáchymov CV
Jáchymov CVI
Jáchymov CVII
Jáchymov CVIII
Jáchymov CIX
Jáchymov CX
Jáchymov CXI
Jáchymov CXII
Jáchymov CXIII
Jáchymov CXIV
Jáchymov CXV
Jáchymov CXVI
Jáchymov CXVII
Jáchymov CXVIII
Jáchymov CXIX
Jáchymov CXX
Jáchymov CXXI
Jáchymov CXXII
Jáchymov CXXIII
Jáchymov CXXIV
Jáchymov CXXV
Jáchymov CXXVI
Jáchymov CXXVII
Jáchymov CXXVIII
Jáchymov CXXIX
Jáchymov CXXX
Jáchymov CXXXI
Jáchymov CXXXII
Jáchymov CXXXIII
Jáchymov CXXXIV
Jáchymov CXXXV
Jáchymov CXXXVI
Jáchymov CXXXVII
Jáchymov CXXXVIII
Jáchymov CXXXIX
Jáchymov CXL
Jáchymov CXLI
Jáchymov CXLII
Jáchymov CXLIII
Jáchymov CXLIV
Jáchymov CXLV
Jáchymov CXLVI
Jáchymov CXLVII
Jáchymov CXLVIII
Jáchymov CXLIX
Jáchymov CL
Jáchymov CLI
Jáchymov CLII
Jáchymov CLIII
Jáchymov CLIV
Jáchymov CLV
Jáchymov CLVI
Jáchymov CLVII
Jáchymov CLVIII
Jáchymov CLIX
Jáchymov CLX
Jáchymov CLXI
Jáchymov CLXII
Jáchymov CLXIII
Jáchymov CLXIV
Jáchymov CLXV
Jáchymov CLXVI
Jáchymov CLXVII
Jáchymov CLXVIII
Jáchymov CLXIX
Jáchymov CLXX
Jáchymov CLXXI
Jáchymov CLXXII
Jáchymov CLXXIII
Jáchymov CLXXIV
Jáchymov CLXXV
Jáchymov CLXXVI
Jáchymov CLXXVII
Jáchymov CLXXVIII
Jáchymov CLXXIX
Jáchymov CLXXX
Jáchymov CLXXXI
Jáchymov CLXXXII
Jáchymov CLXXXIII
Jáchymov CLXXXIV
Jáchymov CLXXXV
Jáchymov CLXXXVI
Jáchymov CLXXXVII
Jáchymov CLXXXVIII
Jáchymov CLXXXIX
Jáchymov CXC
Jáchymov CXCI
Jáchymov CXCII
Jáchymov CXCIII
Jáchymov CXCIV
Jáchymov CXCV
Jáchymov CXCVI
Jáchymov CXCVII
Jáchymov CXCVIII
Jáchymov CXCIX
Jáchymov CC
Jáchymov CCI
Jáchymov CCII
Jáchymov CCIII
Jáchymov CCIV
Jáchymov CCV
Jáchymov CCVI
Jáchymov CCVII
Jáchymov CCVIII
Jáchymov CCIX
Jáchymov CCX
Jáchymov CCXI
Jáchymov CCXII
Jáchymov CCXIII
Jáchymov CCXIV
Jáchymov CCXV
Jáchymov CCXVI
Jáchymov CCXVII
Jáchymov CCXVIII
Jáchymov CCXIX
Jáchymov CCXX
Jáchymov CCXXI
Jáchymov CCXXII
Jáchymov CCXXIII
Jáchymov CCXXIV
Jáchymov CCXXV
Jáchymov CCXXVI
Jáchymov CCXXVII
Jáchymov CCXXVIII
Jáchymov CCXXIX
Jáchymov CCXXX
Jáchymov CCXXXI
Jáchymov CCXXXII
Jáchymov CCXXXIII
Jáchymov CCXXXIV
Jáchymov CCXXXV
Jáchymov CCXXXVI
Jáchymov CCXXXVII
Jáchymov CCXXXVIII
Jáchymov CCXXXIX
Jáchymov CCXL
Jáchymov CCXLI
Jáchymov CCXLII
Jáchymov CCXLIII
Jáchymov CCXLIV
Jáchymov CCXLV
Jáchymov CCXLVI
Jáchymov CCXLVII
Jáchymov CCXLVIII
Jáchymov CCXLIX
Jáchymov CCL
Jáchymov CCLI
Jáchymov CCLII
Jáchymov CCLIII
Jáchymov CCLIV
Jáchymov CCLV
Jáchymov CCLVI
Jáchymov CCLVII
Jáchymov CCLVIII
Jáchymov CCLIX
Jáchymov CCLX
Jáchymov CCLXI
Jáchymov CCLXII
Jáchymov CCLXIII
Jáchymov CCLXIV
Jáchymov CCLXV
Jáchymov CCLXVI
Jáchymov CCLXVII
Jáchymov CCLXVIII
Jáchymov CCLXIX
Jáchymov CCLXX
Jáchymov CCLXXI
Jáchymov CCLXXII
Jáchymov CCLXXIII
Jáchymov CCLXXIV
Jáchymov CCLXXV
Jáchymov CCLXXVI
Jáchymov CCLXXVII
Jáchymov CCLXXVIII
Jáchymov CCLXXIX
Jáchymov CCLXXX
Jáchymov CCLXXXI
Jáchymov CCLXXXII
Jáchymov CCLXXXIII
Jáchymov CCLXXXIV
Jáchymov CCLXXXV
Jáchymov CCLXXXVI
Jáchymov CCLXXXVII
Jáchymov CCLXXXVIII
Jáchymov CCLXXXIX
Jáchymov CCXC
Jáchymov CCXCI
Jáchymov CCXCII
Jáchymov CCXCIII
Jáchymov CCXCIV
Jáchymov CCXCV
Jáchymov CCXCVI
Jáchymov CCXCVII
Jáchymov CCXCVIII
Jáchymov CCXCIX
Jáchymov CCC
Jáchymov CCCI
Jáchymov CCCII
Jáchymov CCCIII
Jáchymov CCCIV
Jáchymov CCCV
Jáchymov CCCVI
Jáchymov CCCVII
Jáchymov CCCVIII
Jáchymov CCCIX
Jáchymov CCCX
Jáchymov CCCXI
Jáchymov CCCXII
Jáchymov CCCXIII
Jáchymov CCCXIV
Jáchymov CCCXV
Jáchymov CCCXVI
Jáchymov CCCXVII
Jáchymov CCCXVIII
Jáchymov CCCXIX
Jáchymov CCCXX
Jáchymov CCCXXI
Jáchymov CCCXXII
Jáchymov CCCXXIII
Jáchymov CCCXXIV
Jáchymov CCCXXV
Jáchymov CCCXXVI
Jáchymov CCCXXVII
Jáchymov CCCXXVIII
Jáchymov CCCXXIX
Jáchymov CCCXXX
Jáchymov CCCXXXI
Jáchymov CCCXXXII
Jáchymov CCCXXXIII
Jáchymov CCCXXXIV
Jáchymov CCCXXXV
Jáchymov CCCXXXVI
Jáchymov CCCXXXVII
Jáchymov CCCXXXVIII
Jáchymov CCCXXXIX
Jáchymov CCCXL
Jáchymov CCCXLI
Jáchymov CCCXLII
Jáchymov CCCXLIII
Jáchymov CCCXLIV
Jáchymov CCCXLV
Jáchymov CCCXLVI
Jáchymov CCCXLVII
Jáchymov CCCXLVIII
Jáchymov CCCXLIX
Jáchymov CCCL
Jáchymov CCCLI
Jáchymov CCCLII
Jáchymov CCCLIII
Jáchymov CCCLIV
Jáchymov CCCLV
Jáchymov CCCLVI
Jáchymov CCCLVII
Jáchymov CCCLVIII
Jáchymov CCCLIX
Jáchymov CCCLX
Jáchymov CCCLXI
Jáchymov CCCLXII
Jáchymov CCCLXIII
Jáchymov CCCLXIV
Jáchymov CCCLXV
Jáchymov CCCLXVI
Jáchymov CCCLXVII
Jáchymov CCCLXVIII
Jáchymov CCCLXIX
Jáchymov CCCLXX
Jáchymov CCCLXXI
Jáchymov CCCLXXII
Jáchymov CCCLXXIII
Jáchymov CCCLXXIV
Jáchymov CCCLXXV
Jáchymov CCCLXXVI
Jáchymov CCCLXXVII
Jáchymov CCCLXXVIII
Jáchymov CCCLXXIX
Jáchymov CCCLXXX
Jáchymov CCCLXXXI
Jáchymov CCCLXXXII
Jáchymov CCCLXXXIII
Jáchymov CCCLXXXIV
Jáchymov CCCLXXXV
Jáchymov CCCLXXXVI
Jáchymov CCCLXXXVII
Jáchymov CCCLXXXVIII
Jáchymov CCCLXXXIX
Jáchymov CCCXC
Jáchymov CCCXCI
Jáchymov CCCXCII
Jáchymov CCCXCIII
Jáchymov CCCXCIV
Jáchymov CCCXCV
Jáchymov CCCXCVI
Jáchymov CCCXCVII
Jáchymov CCCXCVIII
Jáchymov CCCXCIX
Jáchymov CD
Jáchymov CDI
Jáchymov CDII
Jáchymov CDIII
Jáchymov CDIV
Jáchymov CDV
Jáchymov CDVI
Jáchymov CDVII
Jáchymov CDVIII
Jáchymov CDIX
Jáchymov CDX
Jáchymov CDXI
Jáchymov CDXII
Jáchymov CDXIII
Jáchymov CDXIV
Jáchymov CDXV
Jáchymov CDXVI
Jáchymov CDXVII
Jáchymov CDXVIII
Jáchymov CDXIX
Jáchymov CDXX
Jáchymov CDXXI
Jáchymov CDXXII
Jáchymov CDXXIII
Jáchymov CDXXIV
Jáchymov CDXXV
Jáchymov CDXXVI
Jáchymov CDXXVII
Jáchymov CDXXVIII
Jáchymov CDXXIX
Jáchymov CDXXX
Jáchymov CDXXXI
Jáchymov CDXXXII
Jáchymov CDXXXIII
Jáchymov CDXXXIV
Jáchymov CDXXXV
Jáchymov CDXXXVI
Jáchymov CDXXXVII
Jáchymov CDXXXVIII
Jáchymov CDXXXIX
Jáchymov CDXL
Jáchymov CDXLI
Jáchymov CDXLII
Jáchymov CDXLIII
Jáchymov CDXLIV
Jáchymov CDXLV
Jáchymov CDXLVI
Jáchymov CDXLVII
Jáchymov CDXLVIII
Jáchymov CDXLIX
Jáchymov CDL
Jáchymov CDLI
Jáchymov CDLII
Jáchymov CDLIII
Jáchymov CDLIV
Jáchymov CDLV
Jáchymov CDLVI
Jáchymov CDLVII
Jáchymov CDLVIII
Jáchymov CDLIX
Jáchymov CDLX
Jáchymov CDLXI
Jáchymov CDLXII
Jáchymov CDLXIII
Jáchymov CDLXIV
Jáchymov CDLXV
Jáchymov CDLXVI
Jáchymov CDLXVII
Jáchymov CDLXVIII
Jáchymov CDLXIX
Jáchymov CDLXX
Jáchymov CDLXXI
Jáchymov CDLXXII
Jáchymov CDLXXIII
Jáchymov CDLXXIV
Jáchymov CDLXXV
Jáchymov CDLXXVI
Jáchymov CDLXXVII
Jáchymov CDLXXVIII
Jáchymov CDLXXIX
Jáchymov CDLXXX
Jáchymov CDLXXXI
Jáchymov CDLXXXII
Jáchymov CDLXXXIII
Jáchymov CDLXXXIV
Jáchymov CDLXXXV
Jáchymov CDLXXXVI
Jáchymov CDLXXXVII
Jáchymov CDLXXXVIII
Jáchymov CDLXXXIX
Jáchymov CDXC
Jáchymov CDXCI
Jáchymov CDXCII
Jáchymov CDXCIII
Jáchymov CDXCIV
Jáchymov CDXCV
Jáchymov CDXCVI
Jáchymov CDXCVII
Jáchymov CDXCVIII
Jáchymov CDXCIX
Jáchymov D
Jáchymov DI
Jáchymov DII
Jáchymov DIII
Jáchymov DIV
Jáchymov DV
Jáchymov DVI
Jáchymov DVII
Jáchymov DVIII
Jáchymov DIX
Jáchymov DX
Jáchymov DXI
Jáchymov DXII
Jáchymov DXIII
Jáchymov DXIV
Jáchymov DXV
Jáchymov DXVI
Jáchymov DXVII
Jáchymov DXVIII
Jáchymov DXIX
Jáchymov DXX
Jáchymov DXXI
Jáchymov DXXII
Jáchymov DXXIII
Jáchymov DXXIV
Jáchymov DXXV
Jáchymov DXXVI
Jáchymov DXXVII
Jáchymov DXXVIII
Jáchymov DXXIX
Jáchymov DXXX
Jáchymov DXXXI
Jáchymov DXXXII
Jáchymov DXXXIII
Jáchymov DXXXIV
Jáchymov DXXXV
Jáchymov DXXXVI
Jáchymov DXXXVII
Jáchymov DXXXVIII
Jáchymov DXXXIX
Jáchymov DXL
Jáchymov DXLI
Jáchymov DXLII
Jáchymov DXLIII
Jáchymov DXLIV
Jáchymov DXLV
Jáchymov DXLVI
Jáchymov DXLVII
Jáchymov DXLVIII
Jáchymov DXLIX
Jáchymov DL
Jáchymov DLI
Jáchymov DLII
Jáchymov DLIII
Jáchymov DLIV
Jáchymov DLV
Jáchymov DLVI
Jáchymov DLVII
Jáchymov DLVIII
Jáchymov DLIX
Jáchymov DLX
Jáchymov DLXI
Jáchymov DLXII
Jáchymov DLXIII
Jáchymov DLXIV
Jáchymov DLXV
Jáchymov DLXVI
Jáchymov DLXVII
Jáchymov DLXVIII
Jáchymov DLXIX
Jáchymov DLXX
Jáchymov DLXXI
Jáchymov DLXXII
Jáchymov DLXXIII
Jáchymov DLXXIV
Jáchymov DLXXV
Jáchymov DLXXVI
Jáchymov DLXXVII
Jáchymov DLXXVIII
Jáchymov DLXXIX
Jáchymov DLXXX
Jáchymov DLXXXI
Jáchymov DLXXXII
Jáchymov DLXXXIII
Jáchymov DLXXXIV
Jáchymov DLXXXV
Jáchymov DLXXXVI
Jáchymov DLXXXVII
Jáchymov DLXXXVIII
Jáchymov DLXXXIX
Jáchymov DXC
Jáchymov DXCI
Jáchymov DXCII
Jáchymov DXCIII
Jáchymov DXCIV
Jáchymov DXCV
Jáchymov DXCVI
Jáchymov DXCVII
Jáchymov DXCVIII
Jáchymov DXCIX
Jáchymov DC
Jáchymov DCI
Jáchymov DCII
Jáchymov DCIII
Jáchymov DCIV
Jáchymov DCV
Jáchymov DCVI
Jáchymov DCVII
Jáchymov DCVIII
Jáchymov DCIX
Jáchymov DCX
Jáchymov DCXI
Jáchymov DCXII
Jáchymov DCXIII
Jáchymov DCXIV
Jáchymov DCXV
Jáchymov DCXVI
Jáchymov DCXVII
Jáchymov DCXVIII
Jáchymov DCXIX
Jáchymov DCXX
Jáchymov DCXXI
Jáchymov DCXXII
Jáchymov DCXXIII
Jáchymov DCXXIV
Jáchymov DCXXV
Jáchymov DCXXVI
Jáchymov DCXXVII
Jáchymov DCXXVIII
Jáchymov DCXXIX
Jáchymov DCXXX
Jáchymov DCXXXI
Jáchymov DCXXXII
Jáchymov DCXXXIII
Jáchymov DCXXXIV
Jáchymov DCXXXV
Jáchymov DCXXXVI
Jáchymov DCXXXVII
Jáchymov DCXXXVIII
Jáchymov DCXXXIX
Jáchymov DCXL
Jáchymov DCXLI
Jáchymov DCXLII
Jáchymov DCXLIII
Jáchymov DCXLIV
Jáchymov DCXLV
Jáchymov DCXLVI
Jáchymov DCXLVII
Jáchymov DCXLVIII
Jáchymov DCXLIX
Jáchymov DCL
Jáchymov DCLI
Jáchymov DCLII
Jáchymov DCLIII
Jáchymov DCLIV
Jáchymov DCLV
Jáchymov DCLVI
Jáchymov DCLVII
Jáchymov DCLVIII
Jáchymov DCLIX
Jáchymov DCLX
Jáchymov DCLXI
Jáchymov DCLXII
Jáchymov DCLXIII
Jáchymov DCLXIV
Jáchymov DCLXV
Jáchymov DCLXVI
Jáchymov DCLXVII
Jáchymov DCLXVIII
Jáchymov DCLXIX
Jáchymov DCLXX
Jáchymov DCLXXI
Jáchymov DCLXXII
Jáchymov DCLXXIII
Jáchymov DCLXXIV
Jáchymov DCLXXV
Jáchymov DCLXXVI
Jáchymov DCLXXVII
Jáchymov DCLXXVIII
Jáchymov DCLXXIX
Jáchymov DCLXXX
Jáchymov DCLXXXI
Jáchymov DCLXXXII
Jáchymov DCLXXXIII
Jáchymov DCLXXXIV
Jáchymov DCLXXXV
Jáchymov DCLXXXVI
Jáchymov DCLXXXVII
Jáchymov DCLXXXVIII
Jáchymov DCLXXXIX
Jáchymov DCXC
Jáchymov DCXCI
Jáchymov DCXCII
Jáchymov DCXCIII
Jáchymov DCXCIV
Jáchymov DCXCV
Jáchymov DCXCVI
Jáchymov DCXCVII
Jáchymov DCXCVIII
Jáchymov DCXCIX
Jáchymov DCC
Jáchymov DCCI
Jáchymov DCCII
Jáchymov DCCIII
Jáchymov DCCIV
Jáchymov DCCV
Jáchymov DCCVI
Jáchymov DCCVII
Jáchymov DCCVIII
Jáchymov DCCIX
Jáchymov DCCX
Jáchymov DCCXI
Jáchymov DCCXII
Jáchymov DCCXIII
Jáchymov DCCXIV
Jáchymov DCCXV
Jáchymov DCCXVI
Jáchymov DCCXVII
Jáchymov DCCXVIII
Jáchymov DCCXIX
Jáchymov DCCXX
Jáchymov DCCXXI
Jáchymov DCCXXII
Jáchymov DCCXXIII
Jáchymov DCCXXIV
Jáchymov DCCXXV
Jáchymov DCCXXVI
Jáchymov DCCXXVII
Jáchymov DCCXXVIII
Jáchymov DCCXXIX
Jáchymov DCCXXX
Jáchymov DCCXXXI
Jáchymov DCCXXXII
Jáchymov DCCXXXIII
Jáchymov DCCXXXIV
Jáchymov DCCXXXV
Jáchymov DCCXXXVI
Jáchymov DCCXXXVII
Jáchymov DCCXXXVIII
Jáchymov DCCXXXIX
Jáchymov DCCXL
Jáchymov DCCXLI
Jáchymov DCCXLII
Jáchymov DCCXLIII
Jáchymov DCCXLIV
Jáchymov DCCXLV
Jáchymov DCCXLVI
Jáchymov DCCXLVII
Jáchymov DCCXLVIII
Jáchymov DCCXLIX
Jáchymov DCCL
Jáchymov DCCLI
Jáchymov DCCLII
Jáchymov DCCLIII
Jáchymov DCCLIV
Jáchymov DCCLV
Jáchymov DCCLVI
Jáchymov DCCLVII
Jáchymov DCCLVIII
Jáchymov DCCLIX
Jáchymov DCCLX
Jáchymov DCCLXI
Jáchymov DCCLXII
Jáchymov DCCLXIII
Jáchymov DCCLXIV
Jáchymov DCCLXV
Jáchymov DCCLXVI
Jáchymov DCCLXVII
Jáchymov DCCLXVIII
Jáchymov DCCLXIX
Jáchymov DCCLXX
Jáchymov DCCLXXI
Jáchymov DCCLXXII
Jáchymov DCCLXXIII
Jáchymov DCCLXXIV
Jáchymov DCCLXXV
Jáchymov DCCLXXVI
Jáchymov DCCLXXVII
Jáchymov DCCLXXVIII
Jáchymov DCCLXXIX
Jáchymov DCCLXXX
Jáchymov DCCLXXXI
Jáchymov DCCLXXXII
Jáchymov DCCLXXXIII
Jáchymov DCCLXXXIV
Jáchymov DCCLXXXV
Jáchymov DCCLXXXVI
Jáchymov DCCLXXXVII
Jáchymov DCCLXXXVIII
Jáchymov DCCLXXXIX
Jáchymov DCCXC
Jáchymov DCCXCI
Jáchymov DCCXCII
Jáchymov DCCXCIII
Jáchymov DCCXCIV
Jáchymov DCCXCV
Jáchymov DCCXCVI
Jáchymov DCCXCVII
Jáchymov DCCXCVIII
Jáchymov DCCXCIX
Jáchymov DCCC
Jáchymov DCCCI
Jáchymov DCCCII
Jáchymov DCCCIII
Jáchymov DCCCIV
Jáchymov DCCCV
Jáchymov DCCCVI
Jáchymov DCCCVII
Jáchymov DCCCVIII
Jáchymov DCCCIX
Jáchymov DCCCX
Jáchymov DCCCXI
Jáchymov DCCCXII
Jáchymov DCCCXIII
Jáchymov DCCCXIV
Jáchymov DCCCXV
Jáchymov DCCCXVI
Jáchymov DCCCXVII
Jáchymov DCCCXVIII
Jáchymov DCCCXIX
Jáchymov DCCCXX
Jáchymov DCCCXXI
Jáchymov DCCCXXII
Jáchymov DCCCXXIII
Jáchymov DCCCXXIV
Jáchymov DCCCXXV
Jáchymov DCCCXXVI
Jáchymov DCCCXXVII
Jáchymov DCCCXXVIII
Jáchymov DCCCXXIX
Jáchymov DCCCXXX
Jáchymov DCCCXXXI
Jáchymov DCCCXXXII
Jáchymov DCCCXXXIII
Jáchymov DCCCXXXIV
Jáchymov DCCCXXXV
Jáchymov DCCCXXXVI
Jáchymov DCCCXXXVII
Jáchymov DCCCXXXVIII
Jáchymov DCCCXXXIX
Jáchymov DCCCXL
Jáchymov DCCCXLI
Jáchymov DCCCXLII
Jáchymov DCCCXLIII
Jáchymov DCCCXLIV
Jáchymov DCCCXLV
Jáchymov DCCCXLVI
Jáchymov DCCCXLVII
Jáchymov DCCCXLVIII
Jáchymov DCCCXLIX
Jáchymov DCCCL
Jáchymov DCCCLI
Jáchymov DCCCLII
Jáchymov DCCCLIII
Jáchymov DCCCLIV
Jáchymov DCCCLV
Jáchymov DCCCLVI
Jáchymov DCCCLVII
Jáchymov DCCCLVIII
Jáchymov DCCCLIX
Jáchymov DCCCLX
Jáchymov DCCCLXI
Jáchymov DCCCLXII
Jáchymov DCCCLXIII
Jáchymov DCCCLXIV
Jáchymov DCCCLXV
Jáchymov DCCCLXVI
Jáchymov DCCCLXVII
Jáchymov DCCCLXVIII
Jáchymov DCCCLXIX
Jáchymov DCCCLXX
Jáchymov DCCCLXXI
Jáchymov DCCCLXXII
Jáchymov DCCCLXXIII
Jáchymov DCCCLXXIV
Jáchymov DCCCLXXV
Jáchymov DCCCLXXVI
Jáchymov DCCCLXXVII
Jáchymov DCCCLXXVIII
Jáchymov DCCCLXXIX
Jáchymov DCCCLXXX
Jáchymov DCCCLXXXI
Jáchymov DCCCLXXXII
Jáchymov DCCCLXXXIII
Jáchymov DCCCLXXXIV
Jáchymov DCCCLXXXV
Jáchymov DCCCLXXXVI
Jáchymov DCCCLXXXVII
Jáchymov DCCCLXXXVIII
Jáchymov DCCCLXXXIX
Jáchymov DCCCXC
Jáchymov DCCCXCI
Jáchymov DCCCXCII
Jáchymov DCCCXCIII
Jáchymov DCCCXCIV
Jáchymov DCCCXCV
Jáchymov DCCCXCVI
Jáchymov DCCCXCVII
Jáchymov DCCCXCVIII
Jáchymov DCCCXCIX
Jáchymov CM
Jáchymov CMI
Jáchymov CMII
Jáchymov CMIII
Jáchymov CMIV
Jáchymov CMV
Jáchymov CMVI
Jáchymov CMVII
Jáchymov CMVIII
Jáchymov CMIX
Jáchymov CMX
Jáchymov CMXI
Jáchymov CMXII
Jáchymov CMXIII
Jáchymov CMXIV
Jáchymov CMXV
Jáchymov CMXVI
Jáchymov CMXVII
Jáchymov CMXVIII
Jáchymov CMXIX
Jáchymov CMXX
Jáchymov CMXXI
Jáchymov CMXXII
Jáchymov CMXXIII
Jáchymov CMXXIV
Jáchymov CMXXV
Jáchymov CMXXVI
Jáchymov CMXXVII
Jáchymov CMXXVIII
Jáchymov CMXXIX
Jáchymov CMXXX
Jáchymov CMXXXI
Jáchymov CMXXXII
Jáchymov CMXXXIII
Jáchymov CMXXXIV
Jáchymov CMXXXV
Jáchymov CMXXXVI
Jáchymov CMXXXVII
Jáchymov CMXXXVIII
Jáchymov CMXXXIX
Jáchymov CMXL
Jáchymov CMXLI
Jáchymov CMXLII
Jáchymov CMXLIII
Jáchymov CMXLIV
Jáchymov CMXLV
Jáchymov CMXLVI
Jáchymov CMXLVII
Jáchymov CMXLVIII
Jáchymov CMXLIX
Jáchymov CML
Jáchymov CMLI
Jáchymov CMLII
Jáchymov CMLIII
Jáchymov CMLIV
Jáchymov CMLV
Jáchymov CMLVI
Jáchymov CMLVII
Jáchymov CMLVIII
Jáchymov CMLIX
Jáchymov CMLX
Jáchymov CMLXI
Jáchymov CMLXII
Jáchymov CMLXIII
Jáchymov CMLXIV
Jáchymov CMLXV
Jáchymov CMLXVI
Jáchymov CMLXVII
Jáchymov CMLXVIII
Jáchymov CMLXIX
Jáchymov CMLXX
Jáchymov CMLXXI
Jáchymov CMLXXII
Jáchymov CMLXXIII
Jáchymov CMLXXIV
Jáchymov CMLXXV
Jáchymov CMLXXVI
Jáchymov CMLXXVII
Jáchymov CMLXXVIII
Jáchymov CMLXXIX
Jáchymov CMLXXX
Jáchymov CMLXXXI
Jáchymov CMLXXXII
Jáchymov CMLXXXIII
Jáchymov CMLXXXIV
Jáchymov CMLXXXV
Jáchymov CMLXXXVI
Jáchymov CMLXXXVII
Jáchymov CMLXXXVIII
Jáchymov CMLXXXIX
Jáchymov CMXC
Jáchymov CMXCI
Jáchymov CMXCII
Jáchymov CMXCIII
Jáchymov CMXCIV
Jáchymov CMXCV
Jáchymov CMXCVI
Jáchymov CMXCVII
Jáchymov CMXCVIII
Jáchymov CMXCIX
Jáchymov M
Jáchymov MI
Jáchymov MII
Jáchymov MIII
Jáchymov MIV
Jáchymov MV
Jáchymov MVI
Jáchymov MVII
Jáchymov MVIII
Jáchymov MIX
Jáchymov MX
Jáchymov MXI
Jáchymov MXII
Jáchymov MXIII
Jáchymov MXIV
Jáchymov MXV
Jáchymov MXVI
Jáchymov MXVII
Jáchymov MXVIII
Jáchymov MXIX
Jáchymov MXX
Jáchymov MXXI
Jáchymov MXXII
Jáchymov MXXIII
Jáchymov MXXIV
Jáchymov MXXV
Jáchymov MXXVI
Jáchymov MXXVII
Jáchymov MXXVIII
Jáchymov MXXIX
Jáchymov MXXX
Jáchymov MXXXI
Jáchymov MXXXII
Jáchymov MXXXIII
Jáchymov MXXXIV
Jáchymov MXXXV
Jáchymov MXXXVI
Jáchymov MXXXVII
Jáchymov MXXXVIII
Jáchymov MXXXIX
Jáchymov MXL
Jáchymov MXLI
Jáchymov MXLII
Jáchymov MXLIII
Jáchymov MXLIV
Jáchymov MXLV
Jáchymov MXLVI
Jáchymov MXLVII
Jáchymov MXLVIII
Jáchymov MXLIX
Jáchymov ML
Jáchymov MLI
Jáchymov MLII
Jáchymov MLIII
Jáchymov MLIV
Jáchymov MLV
Jáchymov MLVI
Jáchymov MLVII
Jáchymov MLVIII
Jáchymov MLIX
Jáchymov MLX
Jáchymov MLXI
Jáchymov MLXII
Jáchymov MLXIII
Jáchymov MLXIV
Jáchymov MLXV
Jáchymov MLXVI
Jáchymov MLXVII
Jáchymov MLXVIII
Jáchymov MLXIX
Jáchymov MLXX
Jáchymov MLXXI
Jáchymov MLXXII
Jáchymov MLXXIII
Jáchymov MLXXIV
Jáchymov MLXXV
Jáchymov MLXXVI
Jáchymov MLXXVII
Jáchymov MLXXVIII
Jáchymov MLXXIX
Jáchymov MLXXX
Jáchymov MLXXXI
Jáchymov MLXXXII
Jáchymov MLXXXIII
Jáchymov MLXXXIV
Jáchymov MLXXXV
Jáchymov MLXXXVI
Jáchymov MLXXXVII
Jáchymov MLXXXVIII
Jáchymov MLXXXIX
Jáchymov MXC
Jáchymov MXCI
Jáchymov MXCII
Jáchymov MXCIII
Jáchymov MXCIV
Jáchymov MXCV
Jáchymov MXCVI
Jáchymov MXCVII
Jáchymov MXCVIII
Jáchymov MXCIX
Jáchymov MC
Jáchymov MCI
Jáchymov MCII
Jáchymov MCIII
Jáchymov MCIV
Jáchymov MCV
Jáchymov MCVI
Jáchymov MCVII
Jáchymov MCVIII
Jáchymov MCIX
Jáchymov MCX
Jáchymov MCXI
Jáchymov MCXII
Jáchymov MCXIII
Jáchymov MCXIV
Jáchymov MCXV
Jáchymov MCXVI
Jáchymov MCXVII
Jáchymov MCXVIII
Jáchymov MCXIX
Jáchymov MCXX
Jáchymov MCXXI
Jáchymov MCXXII
Jáchymov MCXXIII
Jáchymov MCXXIV
Jáchymov MCXXV
Jáchymov MCXXVI
Jáchymov MCXXVII
Jáchymov MCXXVIII
Jáchymov MCXXIX
Jáchymov MCXXX
Jáchymov MCXXXI
Jáchymov MCXXXII
Jáchymov MCXXXIII
Jáchymov MCXXXIV
Jáchymov MCXXXV
Jáchymov MCXXXVI
Jáchymov MCXXXVII
Jáchymov MCXXXVIII
Jáchymov MCXXXIX
Jáchymov MCXL
Jáchymov MCXLI
Jáchymov MCXLII
Jáchymov MCXLIII
Jáchymov MCXLIV
Jáchymov MCXLV
Jáchymov MCXLVI
Jáchymov MCXLVII
Jáchymov MCXLVIII
Jáchymov MCXLIX
Jáchymov MCL
Jáchymov MCLI
Jáchymov MCLII
Jáchymov MCLIII
Jáchymov MCLIV
Jáchymov MCLV
Jáchymov MCLVI
Jáchymov MCLVII
Jáchymov MCLVIII
Jáchymov MCLIX
Jáchymov MCLX
Jáchymov MCLXI
Jáchymov MCLXII
Jáchymov MCLXIII
Jáchymov MCLXIV
Jáchymov MCLXV
Jáchymov MCLXVI
Jáchymov MCLXVII
Jáchymov MCLXVIII
Jáchymov MCLXIX
Jáchymov MCLXX
Jáchymov MCLXXI
Jáchymov MCLXXII
Jáchymov MCLXXIII
Jáchymov MCLXXIV
Jáchymov MCLXXV
Jáchymov MCLXXVI
Jáchymov MCLXXVII
Jáchymov MCLXXVIII
Jáchymov MCLXXIX
Jáchymov MCLXXX
Jáchymov MCLXXXI
Jáchymov MCLXXXII
Jáchymov MCLXXXIII
Jáchymov MCLXXXIV
Jáchymov MCLXXXV
Jáchymov MCLXXXVI
Jáchymov MCLXXXVII
Jáchymov MCLXXXVIII
Jáchymov MCLXXXIX
Jáchymov MCXC
Jáchymov MCXCI
Jáchymov MCXCII
Jáchymov MCXCIII
Jáchymov MCXCIV
Jáchymov MCXCV
Jáchymov MCXCVI
Jáchymov MCXCVII
Jáchymov MCXCVIII
Jáchymov MCXCIX
Jáchymov MCC
Jáchymov MCCI
Jáchymov MCCII
Jáchymov MCCIII
Jáchymov MCCIV
Jáchymov MCCV
Jáchymov MCCVI
Jáchymov MCCVII
Jáchymov MCCVIII
Jáchymov MCCIX
Jáchymov MCCX
Jáchymov MCCXI
Jáchymov MCCXII
Jáchymov MCCXIII
Jáchymov MCCXIV
Jáchymov MCCXV
Jáchymov MCCXVI
Jáchymov MCCXVII
Jáchymov MCCXVIII
Jáchymov MCCXIX
Jáchymov MCCXX
Jáchymov MCCXXI
Jáchymov MCCXXII
Jáchymov MCCXXIII
Jáchymov MCCXXIV
Jáchymov MCCXXV
Jáchymov MCCXXVI
Jáchymov MCCXXVII
Jáchymov MCCXXVIII
Jáchymov MCCXXIX
Jáchymov MCCXXX
Jáchymov MCCXXXI
Jáchymov MCCXXXII
Jáchymov MCCXXXIII
Jáchymov MCCXXXIV
Jáchymov MCCXXXV
Jáchymov MCCXXXVI
Jáchymov MCCXXXVII
Jáchymov MCCXXXVIII
Jáchymov MCCXXXIX
Jáchymov MCCXL
Jáchymov MCCXLI
Jáchymov MCCXLII
Jáchymov MCCXLIII
Jáchymov MCCXLIV
Jáchymov MCCXLV
Jáchymov MCCXLVI
Jáchymov MCCXLVII
Jáchymov MCCXLVIII
Jáchymov MCCXLIX
Jáchymov MCCL
Jáchymov MCCLI
Jáchymov MCCLII
Jáchymov MCCLIII
Jáchymov MCCLIV
Jáchymov MCCLV
Jáchymov MCCLVI
Jáchymov MCCLVII
Jáchymov MCCLVIII
Jáchymov MCCLIX
Jáchymov MCCLX
Jáchymov MCCLXI
Jáchymov MCCLXII
Jáchymov MCCLXIII
Jáchymov MCCLXIV
Jáchymov MCCLX

Tenantitová perióda

Je zaujímavá výskytom na žilách SSV smeru, ktoré pretínajú staršie tektonické línie so zrudnením starších prínosových periód. Líši sa od nich žilnou výplňou a stavbou žíl.

Najstaršími minerálmi sú pyrit a striebro. Pyrit tvorí ojedinelé zrná, miestami s idiomorfným obmedzením, ponorené v tenantite. Striebro má vysokú odrazovitosť a často tvorí nepravidelné zrná a dendritické útvary. Je biele s nažltlým až naružovelým odtieňom. Hlavným minerálom je tenantit. Vyskytuje sa v samostatných žilách Ján štôlne a v starých banských prácach. Podľahol do značnej miery hypergénnym procesom, takže dnes tvorí len relikty a so sekundárnymi minerálmi typickú slučkovitú štruktúru. Bol dokázaný aj röntgenometricky.

Chalkopyrit je zastúpený len sporadicky vo forme drobných nepravidelných zŕn. Niekedy uzatvára drobné zrnká striebra bielej farby. V závere tejto periódy vykryštalizoval kalcit, ktorý je zastúpený len v malej miere.

Sukcesia je: *pyrit — striebro — tenantit — chalkopyrit — kalcit.*

Minerály hypergénnej zóny

Východ ložiska na povrch a skrasovatenie okolitých hornín vytvorili vhodné prostredie pre rozvoj procesov hypergénnej zóny. Niektoré zo sekundárnych minerálov vznikli v zóne druhotného obohatenia ako chalkozín, kovelín, chalkopyrit (len v malej miere). V hypergénnej zóne vznikli nižšie uvedené minerály: *anglezit, ceruzit, smitsonit, goethit, sadrovec, chalkozín, kovelín, tenorit, azurit, malachit, olivenit, aragonit, greenockit, dendrity Mn.*

Hypergénna zóna obsahuje aj ďalšie minerály, ktoré sa však bežnými mineralogickými metódami nepodarilo zistiť.

K procesu hypergénnej zóny treba počítať aj *krasovú činnosť.* Jedným z dôležitých prejavov krasu sú hnedé polohy v dolomitoch. Sú to pórovité horniny so sekundárnym kalcitom sfarbené hydroxidmi Fe. Ide vlastne o sekundárne vápence. Ich vznik je sprevádzaný odnosom Mg, čiže oddolomitizovaním. Je ťažko vysvetliť tento pochod, ale chemické zloženie uvedených polôh už poukazuje na vápnité dolomity až dolomitické vápence. Tento proces je hádam zvýraznený prítomnosťou H_2SO_4 v roztokoch, ktorá vznikla rozkladom sulfidov v hypergénnej zóne. Ako príklad uvádzam obr. č. 4, na hlavnom prekope, kde je hnedá poloha sekundárnych kalcitov vyvinutá v tesnej blízkosti zrudnenia. Smerom k periférii stráca hnedé sfarbenie na intenzite až úplne prejde do nezmeneného sivého dolomitu.

Otázka relatívneho veku minerálov

Niektoré kritériá, ktoré sa používajú pre zistenie relatívneho veku minerálov si možno vysvetliť dvojzmyselne. Mám na mysli najmä idiomorfizmus minerálov. Idiomorfné obmedzenie sa raz pripisuje najstarším, inokedy najmladším minerálom. Vysvetlenie spôsobu rastu kryštálov veľmi vplýva i na závery dôležitých otázok genézy a zrudňovacieho procesu.

Na ložisku som v prvom rade študoval prejavy idiomorfizmu dolomitových zŕn na hranici vápenec-dolomit. Makroskopicky je táto hranica ostrá. Nie je však priamočiara, ale veľmi nepravidelne lalokovitá, pričom roztoky využívali rôzne trhliny a pukliny, vrstevnatosť a iné oslabené miesta vo vápencoch, kde spôsobili dolomitizáciu. Podobne vyzerá aj mikroskopická hranica (foto 7). Môžeme na nej vyčleniť 3 pásma. Prvé pásmo je zložené z xenomorfných dolomitových zŕn,

druhé pásmo tvoria idiomorfné kryštálky vo vápenci a zhluky dolomitových zŕn, ktoré sú uprostred xenomorfné a na okraji idiomorfné. Sú viazané na drobné pukliny, stylolity, sutury, okraje fosílií a pod. Toto pásmo je len niekoľko cm, resp. mm mocné. Tretie pásmo tvorí pôvodný vápenec niekedy značne rekryštalizovaný. V prvom štádiu rastu dolomitových zŕn vznikli idiomorfné klence dolomitu, ktoré rástli na úkor rozpúšťajúceho sa vápenca. Ďalším rastom sa zbližovali a navzájom prerážali, takže došlo k vzniku agregátu dolomitových zŕn xenomorfného obmedzenia. Na stenách pórov žiliek s rudnými minerálmi, idiomorfné konce dolomitových zŕn čnejú do ich vnútra. Žilky majú veľmi často symetrickú stavbu čo poukazuje na to, že nedošlo k metasomatóze, ale k vyplneniu pórov a trhlín (foto 5). To potvrdzuje najmä kolomorfný pyrit, sfalerit, ktorý sa vyzrážal na zrná dolomitov, pričom koncentrická stavba pyritu rešpektuje morfológiu podkladu a tak priamo dokazuje starší vek dolomitu. Starší vek bieleho dolomitu dokazuje aj jeho výskyt na žilkách, kde na voľne čnejúce klence narastajú drobné tiež idiomorfné kryštálky pyritu pričom ešte nezaplnili celý priestor a tvoria tak geódy a drúzy. Tieto a podobné okolnosti ma vedú k tomu, *nepovažovať ložisko za čisto metasomatické ale za kombinované žilníkovometasomatické*, pričom na ložisku sa v prevážnej miere uplatňoval proces vylučovania rudných minerálov do trhlín a pórov, a metasomatické pochody sa uplatnili najmä pri procese dolomitizácie.

Okolorudné premeny

Hlavným produktom okolorudných premien je dolomit. I. Kravjanský (1961) vyslovil názor, že pravdepodobne ide o prejavy hydrotermálnej alterácie vápencov a neskoršie (1964) už spája dolomitizáciu so zrudnením a považuje ju za hydrotermálnu. J. Sluka (1962, 1965), považuje dolomity v prevažnej miere za vzniknuté diageneticko-epigenetickými procesmi v zmysle D. Andrusova z roku 1955.

Otázkou dolomitizácie sa zaoberal i M. Ivanov (1962, 1964) a považuje ju za výsledok hydrotermálneho zrudňovacieho procesu.

J. Losert (1963, 1965) vyčleňuje dva typy dolomitov. Prvý pokladá za metasomatický, druhý „dolomity-rytmity" za uloženiny rytmicky sa striedajúcich podmienok sedimentácie.

Na základe podrobnejšieho štúdia vzájomných vzťahov dolomitizácie k ostatným horninám tiež som dospel k názoru o hydrotermálne-metasomatickom pôvode väčšiny dolomitov na ložisku. Nápadná je tiež zhoda rozšírenia dolomitov a silne chloritizovaných paleoandezitov v spodnom triase.

Dolomitizácii nepodľahli len vápence stredného triasu, ale aj ílovité vápence v kampile v blízkosti tektonických línií. *Dolomitizácia je v úzkom spojení s poruchami*, ktoré pretínajú nielen stratigrafické horizonty príkrovu Drienka, ale aj násunové plochy ďalších dvoch tektonických jednotiek prvého radu — chočského a krížňanského príkrovu.

J. Losert (1963a) vyčlenil na ložisku dolomity-rytmity syngenetického pôvodu. Podľa nášho zistenia ide tu o tabuľkovité vápence, ktoré boli zatlačené dolomitom v okolí poruchy a nie o dolomity syngenetického pôvodu. Tieto tabuľkovité vápence majú charakter lokálneho rozšírenia a obmedzujú sa na súvrstvie ilýru najmä na polohy hľuzovitých vápencov s rohovcami.

Genéza ložiska Drienok

Otázkam zrudnenia západokarpatských ložísk venovalo pozornosť viac našich geológov, ale hlavne Š. Ogurčák (1956), J. Ilavský (1957), J. Ilav-

ský — I. Čillík (1959), I. Kravjanský (1959, 1962, 1967), J. Hak (1959), B. Cambel (1962), C. Varček — F. Regásek (1962), J. Losert (1959, 1962, 1965) a iní. V svojich prácach sa dotýkajú aj otázok genézy ložísk v mezozoických horninách.

Genéza ložísk podobného typu je veľmi diskutovanou otázkou na celom svete. Jednotnosť názorov sa neprejavila takmer u žiadneho ložiska. Stoja tu oproti sebe dva hlavné názory. Jeden poukazuje na pôvod magmatický, druhý na sedimentárny. Podobné skupiny zástancov obidvoch názorov sa vytvorili aj u pracovníkov, ktorí ložisko Drienok v tomto smere spracovávali.

J. Losert (1965) považuje ložisko za epigenetické, metasomatické, vzniknuté po karpatskej orogenéze a uvádza aj jeho juvenilný pôvoôd. Ložisko považuje za poladínske.

Za ložisko hydrotermálne metasomatické vzniknuté v epitermálnych podmienkach ho považuje I. Kravjanský (1961). Po stanovení absolutného veku olova J. Kantorom (1965) vysvetľuje jeho vznik regeneráciou (I. Kravjanský — M. Slavkay. 1966).

Obidve možnosti vzniku, t. j. epigeneticky i syngeneticky, pripúšťa I. Čillík (1964). V prvom rade ložisko považuje za epigeneticky impregnačné, ako produkt niektorej z fáz neogénnej vulkanickej činnosti. Pripúšťa však možnosť syngenetického nahromadenia rudných komponentov s dodatočnou distribúciou pri diagenetických pochodoch. M. Ivanov (1962) ho viaže na hypoabysálnu intruzívnu fázu terciérneho magmatizmu.

Dôležitým krokom vo vývoji názorov na genézu ložiska bolo stanovenie absolútneho veku olova u galenitu z pyrit-galenitovej a mladšej galenitovej periódy J. Kantorom (1965) a to zo vzoriek, u ktorých bol dokázaný vzájomný vekový vzťah galenitu obidvoch períód mineralogickými metódami. Zastáva názor, že Pb-Zn mineralizácia na ložisku Drienok nemôže mať genetický vzťah k mladoterciérnej metalogenéze. Dokazuje tiež podobnosť izotopického zloženia s nepochybne variskými ložiskami západnej Európy a s Pb mineralizáciou východných Álp, čo nepovažuje za rozpor s triasovým vekom mineralizácie. Ďalej poukazuje na veľmi diskutovaný problém či ide o hydrotermálnu, primárne epigenetickú, alebo remobilizovanú mineralizáciu. Tiež uvádza, že keby sa pripustil juvenilný pôvod mineralizácie vrchnokriedového a spodnokriedového veku, izotopické zloženie v týchto ložiskách by bolo potom charakterizované vzorcom označených Houtermansom ako anomália bleibergského typu (B), čo značí, že pôvodná mineralizácia bola premiestnená hydrotermálnymi pochodmi do mladších hornín bez toho, aby roztoky sa obohatili o juvenilné alebo radiogénne olovo. Tým vzniká stav anomálny, lebo izotopický vek olova je starší ako horniny, v ktorých je umiestnené. Ako uvádza J. Kantor (1962), modelový vek olova udáva dobu odtrhnutia rudného olova od magmy. Bližšie túto problematiku zhrňuje I. Kravjanský (1967).

Pre názornosť uvádzam výsledky izotopického rozboru spomínaných vzoriek galenitu zistené J. Kantorom v roku 1965—1966.

	Pb 204	Pb 206	Pb 207	Pb 208
Pyrit-galenitová perióda	1,358	25,00	21,28	52,37
	1,000	18,40	15,67	38,57
	5,434	100,00	85,15	209,58
Mladšia galenitová perióda	1,359	25,01	21,29	52,34
	1,000	18,40	15,66	38,51
	5,434	100,00	85,12	209,28

Po vynesení týchto hodnôt do grafu zostaveného J. Kantorom (1962) a doplneného I. Kravjanským (1967) vidíme, že ležia blízko čiary oddeľujúcej trias od permu ale ešte v triase.

J. Kantor i po týchto výsledkoch považuje za potrebné urobiť ešte detailné štúdia mineralogických, geochemických a geologických vzťahov medzi rozdielnymi typmi Pb—Zn mineralizácie v triasových vápencoch a dolomitoch. Štúdiu týchto vzťahov som preto v priebehu ďalšieho prieskumu ložiska venoval zvýšenú pozornosť a jeho výsledky sú čiastočne zakotvené v prácach o lo-

žisku Drienok (M. Slavkay 1965, M. Slavkay in I. Kravjanský 1965 a I. Kravjanský — M. Slavkay 1966). V ďalšom podávam pozorovania, ktoré nasvedčujú viac na pokriedový vek mineralizácie. V prvom rade chcem poukázať na spätosť zrudnených zón s križovaním tektonických línií V—Z a S—J smeru. V zaklesnutých kryhách pozdĺž obidvoch tektonických systémov sa koncentrujú telesá bohatšieho zrudnenia. Je to hlavne na poruchách X_1, X_2 pri ich križovaní s poruchou A. Ide o rudné teleso, v ktorom žilky dosahujú cm a decimetrové mocnosti. Sú známe aj ďalšie podobné telesá.

O *potektonickom vzniku zrudnenia* svedčí prítomnosť rudných zón v hydrotermálne-metasomatických dolomitoch úzko spätých s predrudnými zlomami. Ďalej sú to brekcie dolomitov tmelené pyritom, galenitom menej sfaleritom (obr. č. 5). Jedným z dôležitých znakov je zistenie mineralizácie dolomitizovaných kampilských vápencov v podloží tektonickej línie X_1. Nie menej dôležitým je výskyt mineralizácie Pb v krinoidových vápencoch ilýru na severnom svahu masívu Drienka a južnejšie v hľuzovitých vápencoch. Toto zistenie dokazuje, že do nadložných vápencov sa predsa dostali hydrotermálne rudonosné roztoky. Keď sa teda tam dostali boli to vlastne ony, ktoré boli nositeľmi zrudnenia aj v prípade mineralizácie dolomitov. *Prítomnosť sulfosolí svedčí skôr pre hydrotermálny pôvod ako pre diagenetický. Mineralogické štúdia však nepoukazujú ani na znaky typické pre ložiská vzniknuté regeneráciou* (napr. obrátená sukcesia minerálov, nezvyklá asociácia prvkov atď.).

Podľa výsledkov štúdií, ktoré sme urobili, považujem ložisko za *epigenetické, hydrotermálne* a predpokladám, že *vzniklo až po vyvrásnení Západných Karpát*, lebo sa viaže na tektoniku podmienenú vznikom vrás a príkrovov ako aj na mladšie terciérne zlomy. *Najskôr ho možno spájať s magmatickou aktivitou, ktorej produktom sú prejavy vulkanickej činnosti stredoslovenských neovulkanitov.*

Vzniku mineralizácie tak pripisujem miocénny vek s tým, že pôvod rudnej zložky v mineralizačných roztokoch nie je zatiaľ spoľahlivo vysvetlený.

V genetickej klasifikácii V. I. Smirnova (1965) môžeme ložisko zaradiť do série endogénnych a skupiny i triedy hydrotermálnych teletermálnych ložísk.

Podľa genetickej klasifikácie H. Scheneiderhöhna (1957) môžeme ložisko zaradiť k jeho tretej magmatickej hlavnej skupine — ložiskám hydrotermálnym, formácii Pb—Ag—Zn rúd.

Zrudnenie v alúviu doliny Predbane

Ložisko bolo objavené metalometrickým prieskumom, ktorý sa robil pre vymedzenie anomálií v okolí známeho ložiska Drienok.

Alúvium je tvorené v prevážnej miere hlinami, piesčitými hlinami a štrkmi. Štrky sa vyskytujú vo vrchných častiach a tvoria ich nielen úlomky znosu z okolitých hornín, ale aj úlomky háld ako pozostatky starej banskej činnosti. I. Kravjanský ich považuje za zbytky ručného preberania rudného materiálu v dávnych dobách.

Predpokladám, že alúvium vzniklo ako sedimentačný produkt potôčka tečúceho v hornej časti doliny Predbane, ale hlavne ako produkt rónového znosu z okolitých svahov. Pretože v komplexe karbonatických hornín zrudnenie vychádza na povrch, považujem akumuláciu úžitkových zložiek za produkt zvetrávania znosu a sedimentácie primárneho zrudnenia. Samozrejme voda v alúviu ďalej pôsobila na rudné komponenty a značne prispela k ich ďalšej premene, takže dnes je v alúviu veľká prevaha uhličitanového Pb nad sulfickým. Celková dĺžka zrudnenej časti alúvia je vyše 600 m, šírka 30—110 m a mocnosť kolíše v medziach 1—10 m (príloha č. 3).

Sedimenty alúvia boli podrobené sedimentárne-petrografickému výskumu. Preparáty vyhodnotili M. Sandanus a V. Šalagová (1968). Boli identifikované minerály: anglezit, amfibolit, apatit, azurit, baryt, biotit, brookit, ceruzit, distén, skupina epidot-zoisitu, granáty, hematit, chlorit, karbonáty, korund, leukoxén, limonit, magnetit, malachit, markazit, rýdza meď, muskovit, skupina pyroluzitu, pyrit, pyroxény, rutil, silimanit, staurolit, turmalín, zirkón, organické zbytky, kremeň, úlomky hornín, vulkanické sklo a živce.

Pri porovnaní hornín v geologickej mape s výsledkami sedimentárne-petrografického výskumu vidíme, že väčšina minerálov reprezentuje horniny z najbližšieho okolia. Jedine minerály patriace kryštalickým bridliciam nemajú priamy ekvivalent v horninách blízkeho okolia. Možno ich pripísať štrkovým formáciam neogénu, ktoré obsahujú kryštalické bridlice vo forme okruhliakov.

Na stavbe spodnej časti alúvia sa podieľajú hlavne íly a piesky, naproti tomu vo vrchnej časti úlomky pieskovcov, vápencov a dolomitov. Podstatné množstvo olova, zinku a medi je koncentrované v pelitickej frakcii, ktorú tvorí hlavne illit s prímesou kalcitu, dolomitu, hydrátov Fe a niekedy s väčším obsahom organických zložiek.

ZÁVER

Geologickým prieskumom sme zistili závažné geologické poznatky, ktoré zásadne prispeli k poznaniu geologickej stavby centrálnej časti Západných Karpát, na základe ktorých sa môžu urobiť určité korekcie, najmä čo sa týka tektoniky, vzťahu subtatranských príkrovov k príkrovu Drienka a nerastných surovín.

Jedným z najdôležitejších poznatkov bolo vymedzenie príkrovu Drienka a jeho paralelizácia s muránskym mezozoikom.

Ďalej sú to:

1. Zistenie diametrálne odlišného charakteru vulkanogénnych hornín v príkrove Drienka tzv. melafýrov chočského príkrovu a dôkaz ich kampilského veku v príkrove Drienka.
2. Zistenie pyroklastík v komplexe kampilských vulkanogénnych hornín, z ktorých najpozoruhodnejšie sú ignimbrity, signalizujúce vznik na súši.
3. Zistenie prejavov vulkanickej činnosti v dolomitoch stredného triasu chočského príkrovu vo forme výlevov biotitického pikritu a paleočadičov.
4. Predpoklad o sedimentárnom vzniku súvrstvia karbonatických brekcií, pre ktorý svedčí viac výsledkov doterajších pozorovaní ako pre vznik tektonický.
5. Zistenie násunov spodnejších príkrovov na príkrovy vrchnejšie do vzdialenosti 1—2 km od severu k juhu. Tiež násun uvedených príkrovov na súvrstie karbonatických breskcií opäť od severu.
6. Zistenie reliktov paleogénnej pánvičky s horninami obsahujúcimi numulity.
7. Zistenie a overenie pokriedovej zlomovej tektoniky.
8. Vyčlenenie mikrofaciálnych typov karbonátov stredného triasu príkrovu Drienka a ich vzájomná korelácia.

Podstatnú časť prieskumu tvorili otázky zrudňovacích procesov a produktov ich činnosti. Na tomto poli sme získali nižšie uvedené výsledky:

1. Dolomitizácia v okolí ložiska Drienka je spätá s hydrotermálnou činnosťou a je jej nastarším produktom. Vystupuje po zlomových líniach a postihuje nielen karbonáty stredného triasu a kampilu príkrovu Drienka, ale aj karbonáty chočského príkrovu.
2. Zrudnenie Pb—Zn sa viaže na vhodné litologické horizonty v príkrove Drienka a v chočskom príkrove a vystupuje najmä v nadloží križovania tektonických línií V—Z zo S—J smerom.
3. Zrudnenie sa neobmedzuje len na dolomitizované časti vápencov ale je aj na časti samotných vápencov.

4. Absolútny vek olova z ložiska Drienok sa rozchádza s poznatkami o vystupovaní zrudnenia. Podľa nich považujeme ložisko za epigenetické, žilníkovo-metasomatické a vzniknuté po vytvorení príkrovov.
5. Mineralizáciu považujeme za produkt činnosti magmatického zdroja, ktorý vyprodukoval aj komplex vulkanogénnych hornín stredného Slovenska v neogéne.
6. Vo vzdialenejších častiach od ložiska Drienok sme overili, že pod príkrovom Drienka sú vyvinuté vhodné litologické horizonty pre akumuláciu zrudnenia, ktoré by mohli byť pod známym ložiskom zrudnené.
7. Po podrobnejšom prieskume niekoľkých miest s bohatšou koncentráciou Pb na ložisku Drienok sme zistili maximálnu variabilitu úžitkovej zložky s veľmi nepravidelnou konfiguráciou. Preto sa hranice zrudnených telies mohli vymedziť len na základe výsledkov chemických rozborov vzoriek.
8. Zrudnenie Cu v komplexe vulkanogénnych hornín kampilu sa obmedzuje v prevažnej miere na pyroklastické horniny, ktoré sa tak ukazujú ako vhodné prostredie pre kumuláciu.

Geologickým prieskumom sme získali okrem hlavného cieľa prieskumu, t. j. preskúmania Pb—Zn ložiska Drienok a anomálií Pb—Zn—Cu rúd v území, aj prehľad o ďalších surovinách.

V prvom rade chcem spomenúť množstvo opustených prác starých železorudných baní koncentrovaných v obale ľubietovskej zóny. Významnejšie sú však možné kumulácie polymetalických rúd v spojitosti s vhodnými štruktúrami v podloží príkrovu Drienka. Z nerudných surovín je potenciálna možnosť zaistiť zásoby tehliarskych surovín, vápencov na rôzne účely, stavebných kameňov, rozpadavých dolomitov a diatomitov.

Doručené: 20. 8. 1970
Uverejniť doporučil: dr. Ján Bystrický DrSc.
doc. dr. Cyril Varček CSc.

Geologický prieskum, národný podnik,
Spišská Nová Ves
Geologické stredisko — Košice

LITERATÚRA

ANDRUSOV D., 1954: O veku výplne turčianskej kotliny a vývine pliocénu na strednom Slovensku. — Geol. sborník, roč. V., č. 1.—4. Bratislava
ANDRUSOV D., 1955: O pôvode slovenských dolomitov a dolomitových pieskov — Geologický sborník VI., 3—4 — Bratislava.
ANDRUSOV D., 1959: Geológia Československých Karpát. Zv. II. Bratislava.
BAKO J., 1958: Výpočet zásob diatomitu v Dúbravici v kategórii C_2. Archívna správa GÚDŠ Bratislava.
BIELY A. BYSTRICKÝ J., 1964: Die Dasycladacean in der Trias Westkarpaten., — Geol sbor. Slov. akad. vied 15, 2, Bratislava.
BÖHMER M., 1955: Metodika vyhľadávania a prieskumu ložísk — interné skriptá, FGGVUK, Bratislava.
BYSTRICKÝ J., 1964: Stratigrafia a vývin triasu série Drienka. — Správy o geol. výskumoch v r. 1963 Slovensko.
BYSTRICKÝ J., 1964: Stratigrafia a Dasycladacea triasu série Drienka. — Archív GP, stred. B. Bystrica.
BYSTRICKÝ J., 1967: O veku „chočských dolomitov". — Časopis pre mineralógiu a geológiu. Ročník 12. 3. Praha.
BYSTRICKÝ J., 1966: La stratigrahpie et les Dasydacies du Trias moyen de la série du Drienok. — Geol. sborník XII., 2 Bratislava.
BYSTRICKÝ J., 1967: O veku „chočských dolomtov". — Časopis pre mineralógiu a geológiu. Ročník 12, č. 3, Praha.
CAMBEL B., 1962: K problémom metalogenézy v Západných Karpatoch. — Geol. práce 62, Bratislava.
ČILLÍK I. 1964: Výsledky geologického výskumu a prieskumu na ložisku Pb—Zn rúd v okolí Poník. — Správy o geolog. výskumoch v r. 1963, 2. Slovensko.
DAŇOVÁ M., 1968: Správa o výskume súvrstvia karbonátových brekcií v okolí Poník. — Manuskript, archív GP, geol. stred. Banská Bystrica.

FOLK R. L., 1959: Practical petrographic classification of limestones. — Bull, Assoc. Petrol. Geol. 43, 1—38 Tulsa.
FOLK R. L., 1961: Spektrál Subdivision of limestone Types. — Sympósium v Douveri, Colorado.
HAK J., 1959: Príspevek k mineralógii a geochemii antimonitového ložiska na jižním svahu N. Tater. — Acta Geologica Univ. Com. No 2 Bratislava.
HOVORKA D. — SLAVKAY M., 1966: Pikrit od Poník. — Geol. práce, správy 39, Bratislava.
ILAVSKÝ J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. práce 46, Bratislava.
ILAVSKÝ J. — ČILLÍK I. 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát. — Geol. práce, zošit 55, Bratislava.
IVANOV M., 1962: Geochemický význam mezozoika Centrálnych západných Karpát so zameraním na Pb—Zn zrudnenie. — Archív GÚDŠ, Bratislava.
IVANOV M., 1964: Nové metasomatické Pb—Zn zrudnenie SZ od Ponickej Lehôtky. — Správy o výskumoch v r. 1963, 2. Slovensko Bratislava.
JAROŠ J., 1967: The Homeland of the Krížna Nappe in the West Carpathians. — Carpatho-Balkan Geological association, VIII Congres Geotectonics. Belgrade.
KANTOR J. — MAHEĽ M., 1953: Hematitové ložisko pri Drškovciach. — Archív GÚDŠ, Bratislava.
KANTOR J., 1955: Hematity v triase Spišsko-gemerského rudohoria. — Archív GÚDŠ, Bratislava.
KANTOR J., 1962: Izotopy „obyčajného" olova na niektorých západokarpatských ložiskách. — Geol. práce, zošit 61 Bratislava.
KANTOR J., 1965: Thermoluminiscence and Lead Isotopes at the Poniky Lead Zinc Deposits in the West Carpathians. — Geol. sborník, roč. XIII., č. 1 Bratislava.
KOLLÁROVÁ V., 1957: Lias v hierlatzskom vývine pri Slovenskej Lupči. — Geol. sborník 8, Bratislava.
KOTÁSEK J. — GRENÁR A. — KUDĚLÁSEK V., 1954: Správa o geologickém mapování v okolí obce Poniky s ohledem na staré kutací práce. — Geofond Praha (rukopis).
KOTÁSEK J. — KUDĚLÁSEK V., 1962: K metalogenézii a geológii JZ časti Veporíd. — Geol. práce, Zprávy 25—26.
KRAVJANSKÝ I., 1959: Príspevok k metalogenéze západnej časti Nízkych Tatier. — Acta Geol. Univ. Comenianae, Nr. 2. Bratislava.
KRAVJANSKÝ I., 1961 Dielčia záverečná správa o vyhľadávacom prieskume a výpočte zásob Dúbravica — diatomity. — Archív GP — stredisko B. Bystrica.
KRAVJANSKÝ I., 1962: K problematike zrudnenia v Nízkych Tatrách a priľahlých pohoriach. — Geol. práce 62, Bratislava.
KRAVJANSKÝ I., 1964: Prieskumné práce v okolí Poník. — Zprávy o geol. výskumoch v r. 1963, 2 Slovensko, Bratislava.
KRAVJANSKÝ I., 1965: Polymetalické ložisko Drienok pri Ponikách. — Sjazdový sprievodca ČSMG, Žilina.
KRAVJANSKÝ I., — SLAVKAY M. 1966: Stav preskúmanosti na ložisku Drienok a problémy riešenia k 1. 5. 1966. — Geofond, GP Sp. Nová Ves.
KRAVJANSKÝ I., 1967: Problematika zrudnení v neovulkanitoch a v ich okolí na strednom Slovensku. — Sborník referátov z vedeckej baníckej konferencie — sekcie geologickej, Košice.
KUŠÍK R., 1965: Petrograficko — mineralogická správa o Pb—Zn—Cu zrudnení na ložisku Drienok. — Archív GP — stredisko B. Bystrica.
LOSERT J., 1959: Výskum metasomatických ložisek Cu, Pb, Zn rúd medzi Banskou Bystricou a Ľubietovou. — Správy o geol. výskumoch v r. 1957, Praha.
LOSERT J., 1962: Geologická stavba a rudní ložiska západní části Ľubietovského pásma a přilehlého subtatrika. — Geol. práce 62, 97—107, Bratislava.
LOSERT J., 1963: Geologie a petrografie západní části Ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. — Rozpravy ČSAV, 73, 12, Řada matematických přírodních věd, Praha.
LOSERT J., 1963a) Aufgabe der selektiven Metasomatose bei der Entstehuug pseudosedimentäree Pb—Zn Erze in der alpidischen Trias (ani Beispiel der Lagerstätte Drienok bei B. Bystrica, dergeleget). — Symposium—Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Vol. 1, Prague.
LOSERT J., 1965: Rudní ložiska západní části Ľubietovské zóny a přilehlého subtatrika. — Ore deposits of the the western part of the Ľubietová zone and of the adjacent Subtatricum (Slovakia). — Sborník geologických věd, řada 26, Sv 6, 1965, Praha.

MAHEĽ M. 1956: Nové nálezy skamenelín vo werfénskych vrstvách na južnom svahu Nízkych Tatier. — Geol. práce — Zprávy 8, Bratislava.
MAHEĽ M. a kol. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geol. mape ČSSR 1:200.000, listu M—34—XXVI, Banská Bystrica. — ÚÚG — Bratislava.
MACH V., 1920: Vrtací práce na uhlí u Poník a Dúbravice. — Geofond Praha.
MARSCHALL P., 1935: Acid rocks of the Taapo-Rotoura volcanic district. — Trans, and Produc. Royal Soc. New. Zealand 64, 232—366.
NÁPRSTEK V., 1958: Výsledky geologického mapování medzi Slov. Ľupčou a Ponikami. — Geol. práce, zprávy 14, Bratislava.
OGURČÁK Š., 1956: Siderit-barytové ložisko v Rudňanoch. — Sprievodca k X. sjazdu čsl. spol. pre miner. a geológiu Košice.
PACLTOVÁ B., 1956: Palynologický výskum slovenského neogénu. — Správy o geol. výskumoch v r. 1955.
POTMĚŠIL O., 1960: Geologie a metalogeneze ložiska Cu, Fe rud v okolí obce Poniky. — Bratislava, PFUK, diplomová práca.
RAMDOHR P. 1962: Rudnye mineraly i ich srastanija. — Moskva.
RIEDER M. — POVONDRA P., 1962: Study of some supergene Minerals Poniky near Banská Bystrica, Slovakia. — Acta Universita Carolinae, 3.
SANDANUS M. — ŠALAGOVÁ V., 1968: Sedimentárno-petrografický výskum alúvia ložiska Drienok. — Archív GP — Stredisko B. Bystrica.
SCHNEIDERHÖHN K. 1957: Genetičeskaja klasifikacija mestoroždenij na geotektoničeskej osnove. — Sborník statej Rudnyje regeneratizovanyje mestoroždenija, Moskva.
SLÁVIK F., 1902: Nové výzkumy o uhličitanu vápenatém. — Žíra 166—196, Praha.
SLÁVIK F., 1954: Vznik a výskyt nerostů. — Praha.
SLAVKAY M., 1964: Petrografia vulkanických a niektorých sedimentárnych hornín spodného triasu. — Správy o geologických výskumoch v r. 1963/2, Slovensko, Bratislava.
SLAVKAY M., 1965: Geologicko-ložiskové pomery Drienka a jeho okolia. — Diplomová práca, Archív PF UK Bratislava.
SLAVKAY M., 1965a: Vulkanogénne horniny mezoika na okolí Poník. — Časopis pro mineralogii a geológii r. 10 č. 3. Praha.
SLAVKAY M., a kol. 1968: Poniky Pb rudy. Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu a výpočet zásob so stavom k 30. XI. 1968. — Geofond GP, n. p. Sp. Nová Ves.
SLAVKAY M., 1969: Problémy geologického prieskumu podložia SV časti stredoslovenských neovulkanitov z hľadiska výskytu nerastných surovín. — Mineralia slovaca I, č. 3—4 Sp. Nová Ves.
SLAVKAY M., 1969: Aragonitová jaskyňa v ponickom krase. — Slovenský kras, VIII. Martin.
SLUKA J., 1962: Predbežné mineralogicko-petrografická správa z ložiska Drienok. — Geol. prieskum, archív B. Bystrica.
SLUKA J., 1965: Poznatky z Pb—Zn zrudnenia v karbonátových komplexoch mezozoika ložiska Drienok pri Ponikách. — Geol. práce, správy 37, Bratislava.
SMIRNOV V. I., 1965: Geologija poleznych iskopajemych. — Moskva.
ŠTÚR D., 1969: Bericht über die geologische tufnahme im oberen Waag. und Gran Thale. Zakrt. geol. Reichsaust. XVIII. Wien.
VARČEK C., — Regásek F., 1962: Zrudnenie v mezozoiku Slovenska. — Geol. práce 62, Bratislava.
VEDEJOVÁ M., 1968: Stratigrafia a lithológia karbonatických členov triasu okolia Poník (príkrov Drienka). Dipl. práca Archív. PFUK, Bratislava.

Polymetallic Ore Deposits near Poniky.

MIROSLAV SLAVKAY

The area situated southeast of the city of Banská Bystrica was subject to detailed geological survey carried out in 1958—1968 mainly for prospecting and investigating polymetallic ore deposits.

This area is formed by three main tectonic units. The lowermost one is the Krížná Nappe composed of rocks of Middle Triassic to Lower Cretaceous age, which is tectonically overlain by the Choč Nappe being represented by Middle Triassic to Norian rocks i. e. limestones, dolomites and in the Lunz beds claystones and sandsto-

nes. In the Middle Triassic dolomites some ultra-basic rocks — biotite picrites — (D. Hovorka and M. Slavkay, 1966) are to be found.

The Drienka Nappe is the uppermost tectonic unit determined as an independent one of first importance by J. Bystrický (1964). It is considered to be the overthrust Gemeride Mesozoic, the relation of which to the overlying Sub-Tatra nappes has not yet been explained. The beds formed by fine-grained conglomerates, arkose sandstones, greywackes and greywacke sandstones, shales and somewhere lydites are believed to have been the oldest member referred to Carboniferous. Permian is only of rudimentary development containing red sandstones, shales and arkose sandstones to arkoses. The thickest stage is Scythian divided into Seiss and Campill. The first one is formed by pinkish, grey and greenish sandstones and shales with gypsum and anhydrite intercalations. The second one consists of carbonaceous shales and argillaceous limestones rich in fauna with siltstone and sandstone intercalations. The Campillian sedimentary process was interrrupted by volcanic activity having been responsible for the typical horizon — the volcanic beds — formation. This horizon consists of paleotrachytes to paleoandesites with pyroclastics and later paleorhyolites with pyroclastics. Among pyroclastics ignimbrites should be mentioned because of their typical development in this area.

The Middle Triassic was divided on the basis of Dasycladacae by J. Bystrický (1964, 1966) and microfacially by M. Vedejová (1968). The sequence of strata begins with a dark grey dolomite stratum (Hydasp). This is followed by dark-coloured limestone complex of Gutenstein type reffered already to the Hydasp-Pelsonian substage. In this complex the following three microfacies are to be recognized: micrite with constituents, oosparite to dolomitized oosparite, and micrite without constituents.

The most important horizon is formed by light-coloured limestones of Pelsonian age, considerably abounding in Dasycladacae. Five microfacies are there distinguishable, as follows: biomicrite to biodismicrite with free biogenic constituents, biomicrite to biopelsparite, biosparite, micrite and oosparite to pseudooosparite. Overlying these rocks there are some dark-coloured to black nodular limestones with cherts and crinoidal limestones of grey colour. They are characterized by three microfacia, types: biomicrite to cherty biomicrite, poorly washed biosparite and biosparite with free biogenic constituents.

Ladinian is the latest stage represented by limestones of Wetterstein type abounding in organic remains and typical „Evinosponge" structures, in which two microfacies are to be recognized: biosparite to poorly washed biosparite, and biosparite with clastic material. Above these limestones light-coloured granular dolomites are to be found belonging probably to Upper Triassic-Karnian already.

Northeast of the village of Čačín **carbonate breccia and conglomerate beds** can be observed extending up to the city of Podbrezová. The origin of these beds is not quite clear. J. Losert (1963) considers that they form a transition between the Lower Triassic of the Ľubietová zone mantle and the Keuper strata of the Krížná Unit, i. e. they are some tectonically crushed rocks of Middle Triassic age. I. Kravjanský and M. Slavkay (1966) believe that the rocks forming these beds are sedimentary polymict breccias assigned to Upper Cretaceous to Lower Paleogene. These breccias and conglomerates are formed by Lower Triassic to Neocomian rock fragments of various types with microcrystalline calcitic matrix. In the writer's opinion these beds are considered as tectonic unit of second importance over which in N — S strike the Choč and the Drienka Nappes are thrust. This tectonic unit alone is thrust over the Ľubietová subzone mantle.

Paleogene consists of conglomerates and Nummulitic limestones, while Neogene is represented by Lower Miocene gravel formation and a volcanic — sedimentary formation. Quaternary is prevalently formed by slope loams and fluvial sediments.

The area under investigation was affected by fold and fault tectonics as well. Besides nappe formation and strata folding the fold tectonics is also demonstrated by a highly-mylonitized subhorizontal zone occuring at the contact of Middle and Lower Triassic rocks (Encl. 3). After the nappe structure formation some fault tectonics of later age took place. Dislocations served as passageways for ore-bearing solutions.

On the Drienok deposit the carbonate block was downthrown along the A and D tectonic lines to the depth and then was segmented

by transverse dislocations of N–S strike. In this way it became an environment suitable for action of hydrothermal solutions producing later on dolomitization and ore mineralization. Dislocations are considered to be of Neogene age. Their filling is predominantly formed by mylonite with rock fragments and fault gouge. The tectonic pattern study was positively influenced by the results of smalscale-tectonics analysis (Tab. 2, 3), on the basis of which the B-axis maxima (Tab. 2-b) are closely related to the maxima of joints, fissures and dislocations. Those occur at the places where the ac and bc joints poles are supposed to be. There is also some dependence of schistosity (Tab. 2-a, g), on the B-axis course supporting the synclinal structure of the area, in which the ore deposits are situated. It was found that tectonic elements originated during the Alpine orogeny were closely related to the ruptural tectonic elements of Tertiary age. Those were produced by the movement on the ac and bc-joint planes. Two systems of dislocations being normal to each other were formed in this way.

Relation of mieralization and tectonics is shown in Tab. 2-f, 1, and in Tab. 3. The fissure poles with mineral filling are concentrated to an expressive double-maximum and to a less expressive maximum coinciding with the maximum of joints and fissures. The mineralized fissures are concentrated to the zone around the great arc and their general structural direction is of NE–SW strike, i. e. coincident with the B-axis course.

The ore deposits of this area may be divided into two groups. These are, as follows:

1. Ore deposits situated mostly in the Lower Triassic silicate rocks, predominantly copper bearing.
2. Ore deposits occuring in the Middle Triassic to Lower Cretaceous carbonate rocks with lead-zinc mineralization predominant.

The most important copper occurence on the Farbište locality is to be found. The ore deposit outcrops there and is linearly elongated, following the NE strike and dipping from 30° to 60° to SE. Its thickness 1–10 m decreases rapidly towards the depth. The ore deposit lies in the volcanic Campill beds, predominantly in pyroclastics. The vein mineralization is formed by minerals of the following succession schema: quartz – pyrite – bornite – chalcopyrite – tennantite – chalcocite – barite. From the secondary minerals azurite, malachite, melaconite, limonite and tyrolite are present. Genesis of the ore deposit connected with the crushed zone of NE strike can be placed to the epoch following the nappe formation, which means that this deposit is of Upper Cretaceous-Tertiary age. Copper mineralization in Middle Triassic can be also found forming there on the Drienok deposit the youngest tennantite introducing period.

The lead-zinc deposits occur predominantly in the Middle Triassic carbonates of the Drienka Nappe, where are situated in a zone extending from the Drienok deposit to NE. They are concentrated at the crossing of two tectonic systems, the first of them is of EW and the second one of NS strike. Some occurences are also known in the Choč Nappe being situated in the Veľké Plavno Valley and near the hill of Stráža (697 m).

The Drienok deposit consist of several very complicated ore bodies of variable boundaries. It is the largest ore body near the chute KD-20 (Fig, 1, 2) that was studied in greatest detail. This one seems to be a very complex body though its limitation on the basis of chemical analysis is relatively simple. The ore body consists of small as well as of greater veinlets of galena, in places accompanied by sphalerite, and of dolomite breccias cemented by pyrite, galena, less by sphalerite.

The ore bodies lie in carbonate rocks which were originally limestones but later on, due to solutions containing considerable amount of magnesium these were changed to dolomites. This time, the ore mineralization almost in epigenetic dolomites can be only found. In such a way, dolomitization represents the older introducing period and mineralization the younger one. The ore deposit is believed to have been not only of metasomatic origin but it is considered as a combined one of stockwork-metasomatic type. On the deposit proper, process of separating ore minerals into fissures and pores took mainly place, (similar to that on the typical vein deposits), while metasomatic processes were predominantly effected during the process of dolomitization. This fact is also supported by banded and symmetric structure of the greater part of veinlets.

The dolomite period is characterized by presence of grey dolomite as a product generation of four introducing periods separated by intermineral tectonics.

The formation of ore deposits was also affected by tectonic activity resulting in of hydrothermally metasomatic processes taking place in the limestones of Campill to Illyrian age. The colour of original rocks is considerably preserved, what can be observed mainly on the altered ligth-coloured limestones of Pelsonian and on the dark ones reffered do Illyrian.

It was found that certain regularities applied to the extension of dolomites. Their thickest development along the tectonic lines of E—W and N—S strike is to be seen. Southwards and eastwards their thickness is diminished on the one hand due to uplifting the base in the direction mentioned above and on the other hand due to decreasing intensity of dolomitization. Above this „level" being formed by the upper boundary of dolomites and limestones, dolomite „apophyses" crop out along the tectonic lines mentioned above, was also affected by dolomitization accompanied rocks (Encl. 3). One portion of the Campillian argillaceous limestones underlying the tectonic lines mentioned above, was also affected by dolomitization accompanied by slight chloritization in the clayey parts. In the latest stage of dolomitization, on the fissures and pores white dolomite and calcite began to be crystallized.

The pyrite — galena period. The minerals of this period were crystallized after the brecciation of dolomites forming there rims on the dolomite fragments (Fig. 5). The white dolomite is considered to be the oldest mineral, the crystallization of which continues almost during the whole mineralization process. At the same time rhodochrosite begins to crystallize. Quartz was found in negligible amounts only. Pyrite is most frequently of colloform nature with radiated structure and concentric arrangement (Photo 1), which indicates that it has been formed from the solutions at low temperatures. However, hexahedron, octahedron and pentagonal dodecahedron forms are also not rare. Marcasite occurs in colloform forms and spherulitic chains with concentric structure (Photo 6). Sphalerite is minutely disseminated in carbonates taking also part in the banded structure of veinlets. Transparent crystals of its cleiophane variety were also found. In many cases, sphalerite is of typical colloform structure. Galena is the predominant mineral of this period occuring in form of veinlets, irregular crystal clusters and in form of minute disseminations in open spaces. Somewhere it has been crystallized in the inner core of colloform pyrite (Photo 4). Replacement by anglesite and cerussite indicates sometimes granular texture. On the basis of clevage fissures observed, concentric structure of the galena (Photo 3) and limitation of separate grains (Photo 2) was discovered. Some mineral forming very minute veinlets has not been determined until now. It could be considered as a lead sulphosalt. In small amounts tetrahedrite is present.

The younger galena period is separated from the preceding one by tectonics having been responsible for rock breaking and at the same time for jointing ore minerals of the older period. Fissures originated in this way were then filled by minerals of the younger galena period forming there mainly veinlets of banded structure with symmetric and asymmetric filling.

The tennantite period. It is interesting to note, that this period occurs on the veins of NNE strieke, which cut tectonic lines carrying ore mineralization of the older introducing periods. Silver and pyrite are considered to be the oldest minerals. Silver forms irregular grains and dendritic aggregates of high reflection. Tennantite is the predominant mineral of this period having been considerably affected by supergene processes. That is why it forms this time only relicts being included by secondary minerals. Chalcopyrite forming minute irregular grains is present only sporadically. In the termination stage of this period calcite was crystallized.

Minerals of the supergene zone. The ore deposit outcropping as well as karstification of the country rocks established an environment suitable for action of supergene zone processes resulting in generation of a relatively large amount of secondary minerals. Some of them were formed in the zone of secondary sulphide enrichment. These are for instance chalcocite, covellite and in a small amount also chalcopyrite. Minerals of the supergene zone are shown in Tab. 4.

According to the results obtained on the basis of detailed geological study the ore deposits described above are considered to be epigenetic and of hydrothermal origin. In the writer's opinion the genesis of these deposits may be placed to the epoch following the Alpine folding, i. e. to Miocene because of their connection

with tectonics conditioned by the fold and nappe formation as well as with the younger Tertiary faults. They can be most likely related to the magmatic activity resulting in manifestations of volcanic action of the Central Slovakian Neogene volcanites.

In the course of prospection carried out in alluvium of the Predbane Valley, high greochemical anomaly of Pb, Zn and Cu elements was stated. Later on these results were also supported by boreholes, prospecting ditches and pits. Alluvium was formed as a sedimentation product of the creek running in the upper part of the valley, but mainly as product of transportation due to run-off from the surrounding slopes. It is known that ore mineralization contained in the carbonate rock complex crops out. For this reason accumulation of the useful minerals is considered as product of weathering, transportation due to run-off and sedimentation of the primary deposit. Under the influence of subaerial agencies some further alterations of mineral components took there place. That is why in alluvium carbonate ores predominate this time over the sulphide ones.

RECENZIA

I. I. BOK: **Osnovy rudnoj geologii.** Vydavateľstvo Nauka kazašskej SSR. Alma-Ata 1970. 434 ss., 22 obr. v texte a 16 tabuliek.

V týchto dňoch sa u nás zjavila zaujímavá nová kniha z problematiky ložiskovej geológie, ktorú vydala spolu s inými organizáciami Kazašská akadémia vied. Je to základné kompendium náuky o nerastných ložiskách, ktoré vzniklo z takmer 40-ročnej činnosti autora na najrozličnejších ložiskových objektoch na Urale a v Kazachstane, pedagogických výskumov a postupného syntetizovania dielčich informácií od iných pracovníkov v sumárny vedný súbor. Forma spracovania i vlastný obsah jasne naznačujú, že ide o prácu s vyhraneným systémovým záverom, podloženú bohatými praktickými skúsenosťami a výstižnými autoptickými závermi.

Autor v nej použil pre všeobecné označenie ložiskovej problematiky názov „rudná geológia" v zmysle ním rozšíreného termínu *„ruda" na všetky druhy nerastných surovín* (napr. barytová, fosfátová ruda) *s výnimkou kaustobiolitov, vôd a stavebných surovín.* Vlastné rudné suroviny v našom ponímaní označuje potom ako „metalické" na rozdiel od „nemetalických" nerudných surovín a stavebných materiálov. Takýto postup, na základe argumentov autora, sa vidí byť pre súčasnú potrebu vyhovujúcim a logickým i pre naše pomery. Tým sa však podstatne rozšíril okruh genetickej problematiky najmä v oblasti endo- a exogénnych ložísk.

Základnou chrbticou diela je genetický princíp, pričom mnohé formálne ložiskové charakteristiky (morfológia ložísk, minerálne asociácie, štruktúry a textúry suroviny a pod.) sú vhodne vyňaté z tohto systému ako často nepodstatné. Taktiež sa tu autor vyhýba hlbším informáciám z iných odborov geológie, ktoré iba nepriamo súvisia s ložiskovou problematikou, alebo vplývajú len na vznik surovinových akumulácií v určitých rajónoch (tektonické, štrukturálne, hydrogeologické, stratigrafické a mineralogicko-petrografické prvky). Tým je naviac zvýraznený moment vlastnej tvorby nerastných akumulácií, ktorý autor postupne rozvinul ďaleko nad mieru všeobecného titulu knihy.

Použitá genetická klasifikácia ložísk nerastných surovín vychádza z bežného hrubého rozdelenia na endo-, exo- a metamorfogénne typy a tieto ďalej bohato rozvádza. Endogénne ložiskové typy zahrňujú tieto podskupiny:

- hlbinné genetické typy ložísk magmatického komplexu
  - magmatolity:
    likvačné ložiská
    asimilačné ložiská
    segregačné akumulácie
    ostatné produkty krystaliz. procesov,
  - genotypy ložísk pozdných magmatických procesov:
    fuzívny proces
    injekčné ložiská,
  - pegmatity
    pegmatity čistého radu
    krížené pegmatity (podľa Fersmana)
    negranitné pegmatity,
- produkty konsolidácie z magmy hypoabysálneho a efuzívneho typu,
- pneumatolyticko-hydrotermálne typy (destilačné ložiská) (s delením podľa genetickej väzby na rôzne magmatické formy: abysálne, hypoabysálne, efuzívne, explozívne hmoty a neznáme magmatické pramene).

K tejto poslednej podskupine endogénnych ložísk je pričlenené rozsiahle pojednanie o rôznych druhoch premien okolitých hornín od bežne známych pochodov až po u nás zriedkavé (liberinitizácia, barytizácia a pod.). Sem boli autorom priradené i *skarny, ktoré nevy-*

členuje ako samostatnú ložiskovo-genetickú skupinu.

Široko sú rozpracované i otázky exogénnych pochodov, vedúcich k tvorbe akumulácií nerastných surovín, a im zodpovedajúce typy ložísk (reziduálne, infiltračné, halmyrolitické, vlastné sedimentárne ako aj diagenetické koncentrácie). Zvláštna pozornosť sa venuje i popolom rôznych kaustobiolitov, výskytom rôznych foriem síry v uhliach a biogénnych koncentráciách ako aj iným menej obvyklým surovinovým zdrojom.

Ďalšia rozsiahla časť je venovaná metamorfóze niektorých ložiskových akumulácií a vzniku metamorfogénnych ložísk. Zaujímavá je najmä časť o stresových pochodoch a ich funkcií pre tvorbu nerastných ložísk (napr. žíl alpského typu).

Pomerne nevýrazne je na záver pripojená krátka kapitolka, v ktorej *autor zdôrazňuje nutnosť chápať všetky ložiská nerastných surovín ako polygénne,* pri ktorých niektoré pochody (najmä exogénne) viedli k zlepšeniu kvalitatívnej charakteristiky suroviny, iné k jej zníženiu, a dokumentuje svoje vývody niektorými praktickými príkladmi.

Ako nóvum v problematike nerastných surovinových akumulácií treba oceniť priradenie tzv. *technogénnych nerastných surovín* (rôzne priemyselné a exploatačné odpady ako trosky, úlety, pyritové výpaľky, úpravenské kaly, nekondičné rudy a pod.) do celkového systému surovinových zdrojov. Autor ich považuje za jeden z ďalších možných zdrojov nerastných surovín budúcnosti. O oprávnenosti takéhoto postupu azda najlepšie hovorí argument, že iba v Kazachstane sa ročne vyťaží 400 miliónov kubických metrov horninovej masy, z ktorej iba malá časť je extrahovaná ako cenný komponent a zvyšok zostáva zatiaľ nevyužitý.

Bokova práca si nesporne zasluhuje hlbšie štúdium najmä pre celý rad nových informácií, i keď mnohé bežne tu používané termíny sú pre nás pomerne neobvyklé. Hoci autor úplne vynechal špeciálnu surovinovú časť, predsa na ňu poukazuje v jednotlivých genetických typoch vo forme četných príkladoch zo ZSSR ale i iných krajín. Žiaľ dielo tak rozsiahle a bohaté na konkrétne informácie by si vyžadovalo ďaleko viac grafického materiálu a prípadne i dokumentačné fotografie z konkrétnych objektov (iba 1/3 z 22 obrázkov v texte je venovaná geologicko-ložiskovým rezom a mapkám). Napriek tomu, že originálnosť podania niektorých častí diela a autorove vývody iste vzbudia určitú diskusiu, predsa je táto kniha veľmi dobrým základným dielom pre spoznanie pestrej palety genetických pochodov pri tvorbe ložísk nerastných surovín skupiny rúd a nerúd i pre naše potreby. Súčasne otvára i obzory do oblasti takých ložísk a genetických typov, ktoré sa nám javia dnes ako neperspektívne najmä z hľadiska našich pomerov.

Stanislav Polák

Nové zásoby hnedého uhlia v Handlovskej uhoľnej pánve

V poslednom desaťročí bolo GP, n. p., Spišská Nová Ves v JV pokračovaní handlovského ložiska geologicky preskúmané pole Nová Lehota a jeho priemyslové zásoby boli odovzdané koncom roku 1970 ťažobnej organizácii Handlovské uhoľné bane, n. p.

Uhlonosné série tvoria smerom od podložia produkty podložného vulkanizmu, podložné íly, produktívne handlovské vrstvy, nadložné ílovité súvrstvie detriticko-vulkanickej formácie a nadložný andezitový vulkanizmus pohoria Vtáčnik, pokrývajúci neogénne súvrstvie celého handlovského ložiska. Uhlonosná séria sa zaraďuje do vrchného miocénu (torton-sarmat) a leží diskordantne na denudovaných sedimentoch spodného miocénu a paleogénu.

V poli boli overené 3 uhoľné sloje. Bilančné zásoby sa nachádzajú prevažne vo dvoch vrchných slojach. Na niektorých miestach sloje sa vzájomne spojujú. Priemerná mocnosť slojí 2,5—4,5 m. Ložisko bolo postihnuté intenzívnou kernou tektonikou, v dôsledku ktorej takmer 18,5 % plochy ložiska bolo redukované.

Značná tektonická porušenosť ložiska, hlavne nadložných vulkanických hornín, komplikuje aj hydrogeologické pomery.

Ložisková substancia všetkých troch slojí patrí hnedouhoľnej metafáze. Bilančné zásoby reprezentujú kvalitné hnedé uhlie s výhrevnosťou dosahujúcou až 4700 kcal/kg. Obsah síry kolíše od 1,86—2,67 % S . Obsah arzénu je zriedakvý a nepresahuje 1000 ppm.

Kódové číslo uhlia podľa medzinárodnej klasifikácie 1010.

Uhlie po úprave v ťažkokvapalinovom prádle je vhodné ako energetické palivo použiteľné v priemysle a pre malospotrebiteľov.

Rozsah ložiska smerom k juhu a východu nebol zatiaľ overený. Určiť rozsah ložiska je úloha prebiehajúceho geologického prieskumu.

Milan Ťapák

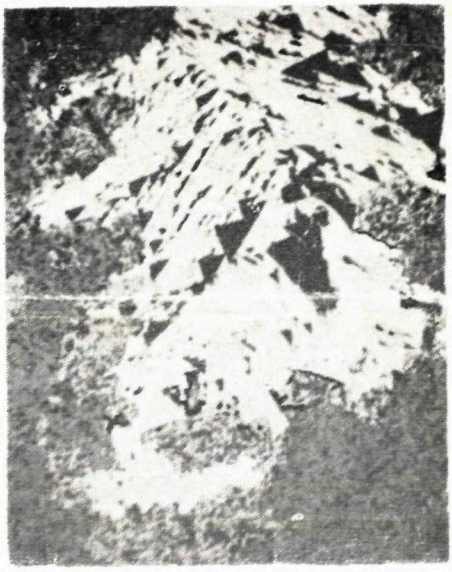


Foto 1. Kolomoríné útvary pyri u s radiálne lúčovitou stavbou a koncentrickým usporiadaním (biely) sú zatlačené sfaleritom (sf) a limonitom (sivý). Drienok, nábrus, zväčš. 60 x.
Photo 1. Colloform pyrite forms with radiated structure and concentric arrangement (white) replaced by sphalerite (sf) and limonite (grey).
Drienok, polished section. x 60.

Foto 2. Galenit s typickými vyštiepeninami (biely) zatláčaný ceruzitom (svetlosivý) v dolomite (tmavý). Drienok leštený výbrus, zväčš. 25 x.
Photo 2. Galena withe typical cleavage crystals (white) replaced by cerussite (light grey) in dolomi e (dark).
Drienok, thin section polished. x 25.

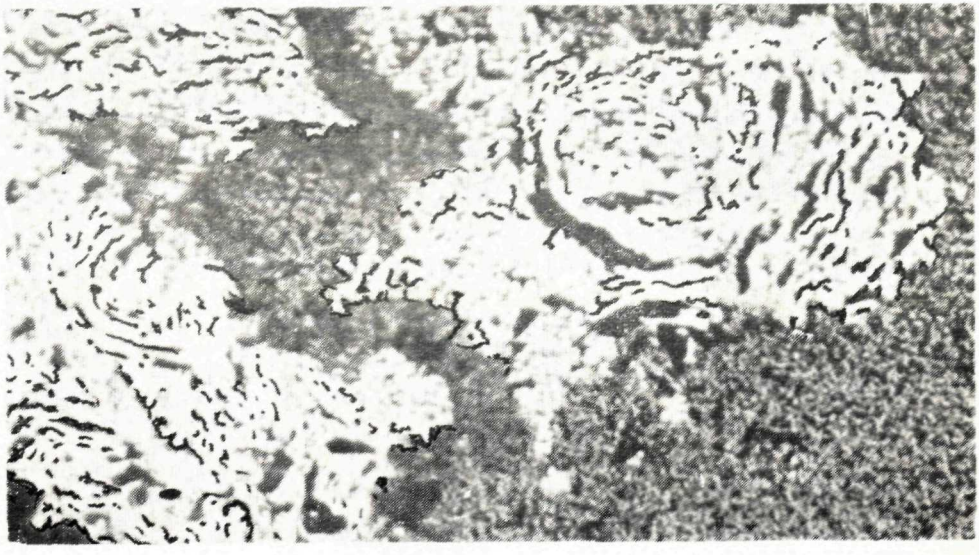


Foto 3. Koncentrická stavba galenitu (biely) zvýraznená vyš.iepeninami. Drienok, leštený výbrus, zväčš. 12 x.
Photo 3. Concentric struc.ure of galena remarkable by cleavage crystals.
Drienok, thin section polished. x 12.

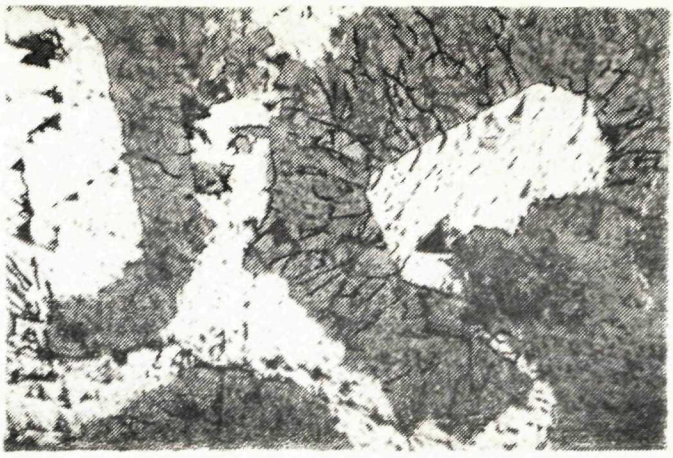


Foto 4. Galenit (biely) vykryštalizovaný v jadre kolomorfného a lúčovitého pyritu. Vidieť aj prívodný kanálik.
Drienok. Zväčš. 12 x leštený výbrus.

Photo 4. Galena (white) having been crystallized in the inner core of colloform and radiated pyrite. The channelway can be also seen.
Drienok, thin section polished. x 12.

Foto 5. Zatláčanie dolomitu (sivý) galenitom (biely) po hraniciach zŕn a štiepnych trhlinách.
Drienok, leštený výbrus, zväčš. 60 x.

Photo 5. Dolomite replacement (grey) by galena (white) along the grain boundaries and cleavage fissures.
Drienok, thin section polished. x 60.

Foto 6. Kolomorfné útvary markazitu (M) v dolomite. Galenit tvorí pseudomorfózu po idiomorfnom zrne dolomitu ohraničeného pyritom (výrazný relief). Drienok ,leštený výbrus, zväčš. 20 x.

Photo 6. Colloform marcasite (M) in dolomite. Galena forms a pseudomorph over the idiomorphic dolomite grain surrounded by pyrite (plastic relief).
Drienok, thin section polished. x 20.

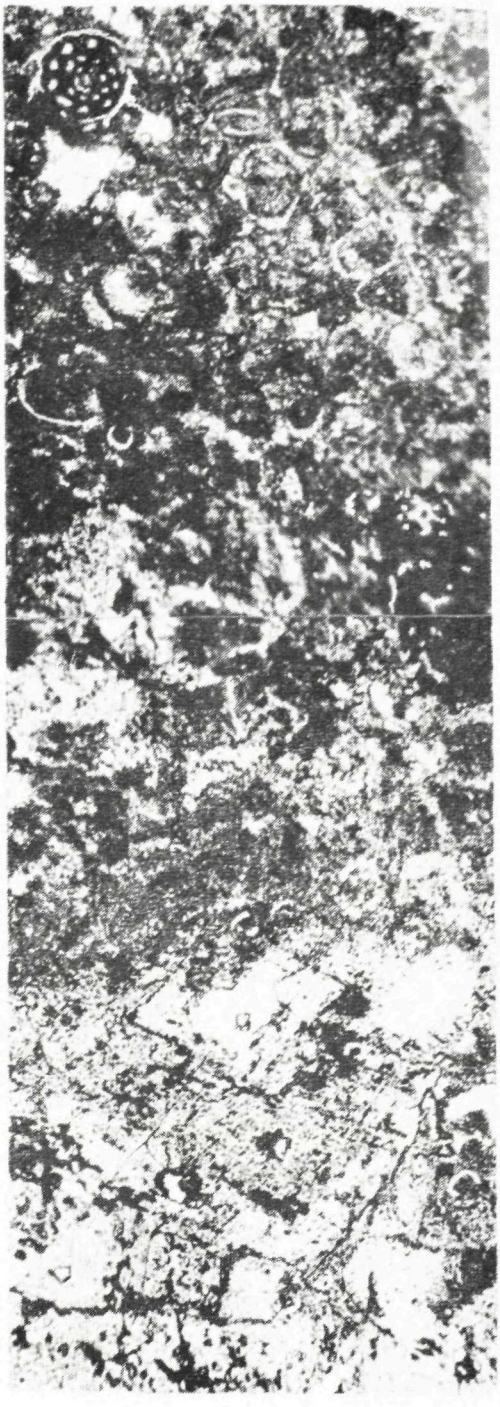


Foto 7. Dolomitizácia vápenca. V hornej časti vápenec bohatý na organické zvyšky s typickým prierezom Meandrospira dinarica. V spodnej časti je epigenetický dolomitizovaný so zachovanými reliktami organických zbytkov. Na štiepnych trhlinkách novovzniknutého dolomitu a v póroch je zrudnenie (čierne). Uprostred dolomitových zŕn je kremeň (biely). Drienok. Výbrus. Polaroidy II, zväčš. 35 x.

Photo 7. Limestone dolomitization. In the upper part limestone abouding in organic remains with typical sections of Meandrospira dinanica can be seen, while in the lower part this one is epigenetically dolomitized preserving relicts of organic remains. On the cleavage fissures of fresh dolomite as well as in the pores, mineralization can be observed. In the middle of dolomite grains quartz is to be seen.
Drienok, thin section. Polaroids parallel. x 35.

Foto 8. Opál s koncentrickou stavbou tvorí výplň priestoru medzi úlomkami dolomitu. Miestami je prekryštalizovaný v chalcedón s lúčovitou stavbou. Ľahký kameň pri Dúbravici. Výbrus, polaroidy II, zväčš. 100 x.

Photo 8. Opal with concretic structure filling the open spaces among dolomite fragments. Somewhere changed by crystallization to chalcedony with radiated structure. Ľahký kameň near Dúbravica. Thin section. Polaroids parallel. x 100.

Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty

KATARÍNA MANDÁKOVÁ — LÝDIA DRNZÍKOVÁ — JOZEF HUDÁČEK

Nouvelles données sur les roches éruptives du gisement métallifère de Rudňany et sur leurs produits métasomatiques.

Dans sa contribution pour la première fois, l'auteur décrit les roches éruptives acides et basiques du type diorite et gabbro. Les produits postmagmatiques des roches granitoïdes influencent les roches plus vieilles du type gabbro (ultrabasiques?) et ainsi elles donnent la naissance aux roches métasomatiques parmi lesquelles les listvenites sont d'une grande importance. L'existence des roches métasomatiques gabbroïdes (ultrabasiques?) ensemble avec les listvenites dans la zone exocontiguë présente un critère important pour la prospection des gisements dissimulés de plusieurs types génétiques dans cette région métallifère.

Prehľad geologických pomerov v oblasti Rudnian

Oblasť Rudnian je budovaná rakoveckou sériou, stredným karbónom a permom, na ktoré transgreduje spodný trias.

Rakovecká séria, i keď nebola v tejto oblasti detailne petrograficky študovaná, vykazuje zhodu s vývojom tejto série v oblastiach jej maximálneho rozšírenia. V prieskumných prácach bolo konštatované striedanie sa fylitických hornín s diabázami a ich tufogénnymi členmi. Taktiež tu bola zistená prítomnosť tenkých 1—2 m vápencových polôh.

Karbón v oblasti Rudnian prejavuje typický vývoj pre karbónske súvrstvie vyvinuté v severnej oblasti SGR. Báza karbónu je tvorená zlepencami tzv. bindt-rudnianského vývoja. Tieto lokálne na báze chýbajú a na báze súvrstvia sa pozoruje len pieskovcový horizont. Vyššie členy stredného karbónu sú zastúpené grafitickými a sericitickými bridlicami, diabázami a ich tufitmi.

Súvrstvie permu má tiež na báze vyvinuté pestrofarebné konglomeráty, ktoré prechádzajú cez pieskovce do piesčitých bridlíc.

V poslednom čase boli banskými a vrtnými prieskumnými prácami v severnej oblasti Rudnian (Zlatník) zachytené horniny, ktoré v tejto oblasti neboli doteraz popísané. Sú to čiernošedé a tmavozelené horniny, masívnej textúry. Nakoľko nikde nevystupujú na povrch, tvary ich telies nie sú nateraz známe. Z ich pozície, pozorovanej vo vrtoch a banských dielach, môžeme zatiaľ iba konštatovať, že siahajú do karbónu.

Celý komplex vyššie uvedených hornín bol petrograficky študovaný z vrtného materiálu vrtov Ry-29-Z a Ry-II-Z, kde bola zistená nasledovná schéma petrografických pomerov:

1. Pieskovce a piesčité bridlice karbónu s grafitickým tmelom.
2. Dioritové horniny (kyslejšie členy).
3. Dioritové horniny (bázickejšie členy).
4. Dioritové horniny metasomaticky premenené v amfibol-biotit-chloritické horniny.
5. Bázické horniny metasomaticky premenené v karbonát-kremeň-mastenec-fuchsit = listvenity.
6. Bázické horniny metasomaticky premenené v chlorit-karbonát-mastencové horniny.
7. Vápencové polohy matasomaticky premenené v Fe, Mg karbonáty.
8. Bázické horniny metasomaticky premenené v karbonát-serpentín-mastencové horniny.

9. Bázické horniny (gabro?).

Schématický náčrt petrografických a ložiskových pomerov v profile vrtu Ry-29-Z a Ry-II-Z dokumentuje príl. č. 1.

Z petrografického hľadiska sa v celom profile vrtov Ry-29-Z a Ry-II-Z dali vyčleniť nasledovné skupiny hornín.

1. Horiny dioritovej magmy.
2. Metasomatické produkty dioritových hornín.
3. Metasomatické produkty bázických (ultrabázických?) hornín.
4. Horniny bázickej (ultrabázickej?) magmy.

Horniny dioritovej magmy

Ide o skupinu hornín, ktoré sa vyznačujú strednou zrnitosťou, masívnou textúrou, čiernošedou a tmavozelenou farbou. V profile vrtu Ry-29-Z boli tieto horniny zachytené v cca 50 m mocnej polohe, kde bolo zjavné striedanie sa čiernošedých stredozrnných variet s tmavozelenými, čiastočne usmernenými varietami. Na povrchu prvých sú viditeľné 1—2 mm veľké špinavobiele očká rozložených živcov a v tmavozelených varietách sa miestami lesknú tabuľky tmavozelených amfibolov.

Petrografickým štúdiom sa medzi horninami dioritovej magmy dali rozlíšiť variety zložené prevažne zo svetlých súčiastok (kremeň, živce) a variety, na zložení ktorých sa podieľajú v podstatnej miere tmavé súčiastky (amfiboly). Prvé boli identifikované ako granodiority a kremité diority, druhé ako amfibolické diority. Ich petrografickú charakteristiku a chemické zloženie uvádzame v ďalšom.

Granodiority a kremité diority

Sú to horniny zložené prevažne zo živcov a kremeňa. Živce zaberajú 55—60 percent, kremeň 30—35% a zbývajúcich 5—25 % pripadá na sľudy, karbonáty a rudné minerály.

Štruktúra týchto hornín je hypidiomorfne zrnitá. Živce vytvárajú 1—2 mm veľké tabuľky s hypidiomorfným obmedzením. Živce sú premenené; produktom premeny je v podstate sericit, kaolinit, menej karbonáty. Bázicita živcov sa v dôsledku ich značnej premeny nedala bližšie určiť. Na základe produktov premeny (sericitu), ktoré sú uložené v paralelných prúžkoch, alebo v prúžkoch na seba kolmých môžeme usudzovať, že pri prevládajúcich plagioklasoch mohli byť zastúpené aj draselné živce.

Kremeň vystupuje v priestoroch medzi živcami, pričom má výlučne alotriomorfné obmedzenie. Charakteristickou črtou tohoto kremeňa je, že neprejavuje undulózne zhášanie.

Z tmavých súčiastok je v menšej miere zastúpený biotit, vystupujúci medzi živcami a kremeňom. Je premenený v chlorit. Časť karbonátov vzniká na úkor živcov a časť vystupuje v pseudožilkách spolu s rudnými minerálmi.

Kremité diority sa po petrografickej stránke v podstate nedajú odlíšiť od granodioritov. Preukázateľný je u nich iba nižší obsah kremeňa (20—25 %) a tiež jeho drobnozrnnejšia forma. Korbanáty, ako produkty premeny živcov, sú prítomné častejšie ako u granodioritov. K akcesorickým minerálom pribúda zirkón a rutil.

Odlišným typom dioritických hornín sú amfibolické diority, ktoré sú lokalizované na centrálnu časť dioritovej apofýzy, kde sa striedajú s vyššie opísanými kyslejšími členmi dioritov.

Štruktúru majú tiež hypidiomorfne zrnitú, s náznakmi usmernenosti. Na zložení sa podieľajú amfiboly, živce, kremeň, rudné minerály a metamorfné produkty: sericit, chlorit, karbonáty a kaolinit.

Podstatnou súčiastkou sú obecné amfiboly. Zaberajú 40—50 % objemu horniny. Majú hypidiomorfný vývoj. Ich farba je hnedozelená, pleochronizmus n/α žltohnedý, n/γ hnedozelený ($\gamma/c = 18—26°$).

Živce zaberajú 35—40 %, tvoria hypidiomorfné tabuľky. Podľahli na 70—80 percent v kaolinit a sericit. Kremeň (5%) je alotriomorfný. Vystupuje v menších ojedinelých zrnách, aj v zhlukoch medzi amfibolmi a živcami. Z akcesorií sa nachádzajú Ti — minerály a apatit. Rudné minerály vystupujú buď priamo v hornine ako vylúčeniny, alebo prenikajú do horniny po puklinkách.

Chemické zloženie dioritových hornín udávajú chemické a spektrálne analýzy, ktoré sú uvedené v tab. č. I. a II.

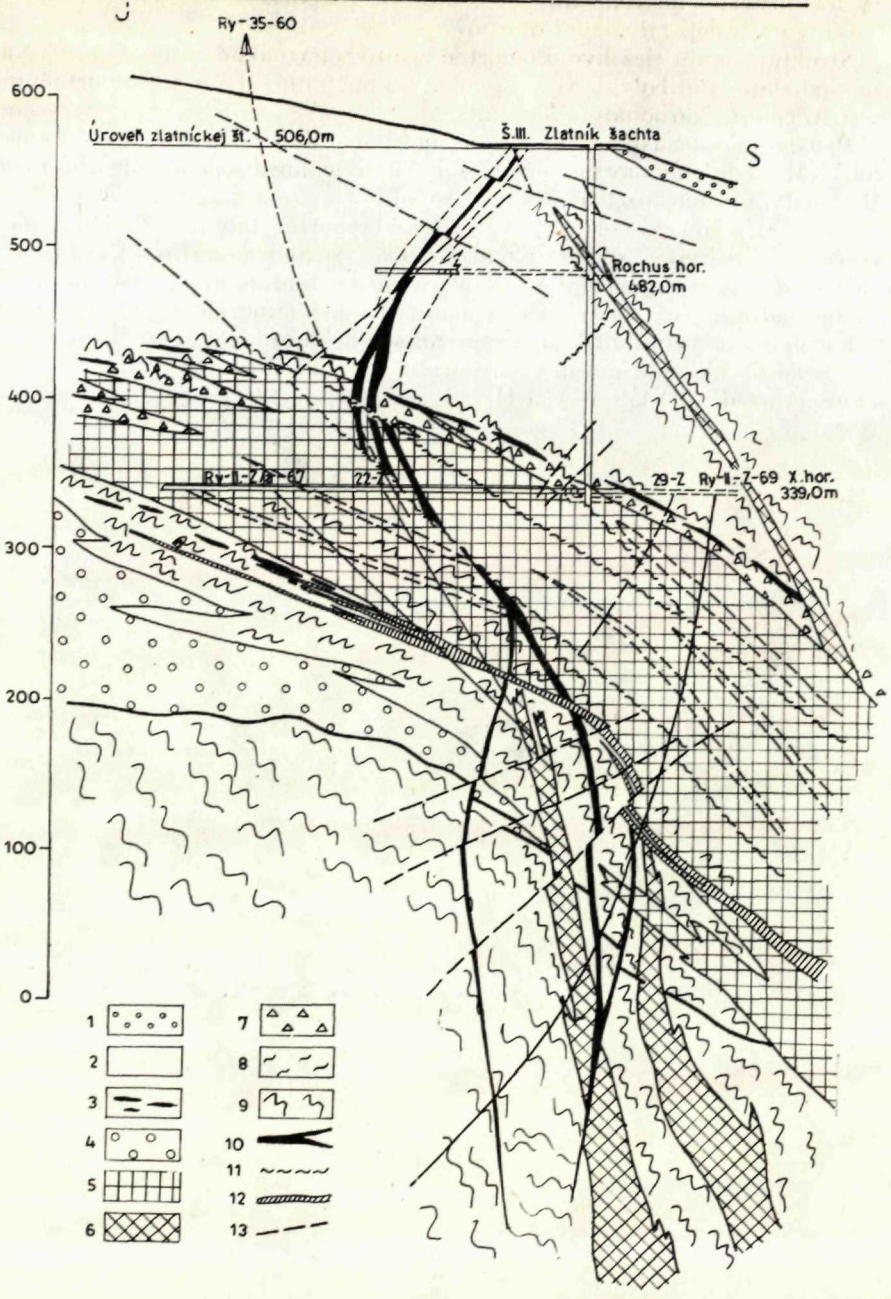
Tab. č. I.

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	65,30	65,26	59,05	59,99	48,9	48,81
TiO_2	0,50	0,50	0,81	0,68	1,54	1,00
Al_2O_3	13,32	15,57	15,06	16,77	13,72	12,89
Fe_2O_3	1,47	1,77	2,19	1,54	1,98	4,48
FeO	3,56	1,68	5,26	5,76	9,75	9,63
MnO	0,14	0,05	0,12	0,13	0,21	0,15
MgO	2,42	2,68	4,18	3,44	7,28	7,28
CaO	2,35	3,60	2,69	3,44	8,67	11,62
Na_2O	4,00	3,20	3,50	3,12	1,85	3,00
K_2O	2,08	3,30	2,24	1,50	1,05	0,36
P_2O_5	0,08	0,15	0,18	0,09	0,15	0,60
H_2O	0,13	0,14	0,15	2,80	0,26	1,46
Str. ž.	4,26	1,62	4,50	—	4,09	0,99
Súčet:	99,61	99,42	99,93	99,26	99,50	100,64

Analýzy 1, 3, 5 urobilo chem. lab. pri GP Sp. Nová Ves. Analytik: Hegembardtová, Dulovič.

1. *Granodiorit* (živce, kremeň, biotit, chlorit, karbonáty) Rudňany — Zlatník, X. obzor, podzemný vrt Ry—29—Z (27, m).
2. *Granodiorit* (Kiembajské ložisko, Ural, ZSSR, 1967).
3. *(Kremitý diorit* (živce, kremeň, biotit, chlorit Rudňany — Zlatník X. obzor, podzemný vrt Ry—29—Z (13,3 m).
4. *Kremitý diorit,* Dobšiná (Rozložník 1965).
5. *Amfibolický diorit* (amfiboly, živce, chlorit, karbonáty, kremeň), Rudňany — Zlatník, podzemný vrt Ry—29—Z (41 m).
6. *Plagioklasový amfibolit,* Dobšiná (Rozložník 1965).

GEOLOGICKÝ REZ CENTRÁLNOU ČASŤOU ZLATNÍCKEJ ŽILY.



Spektrálne analýzy dioritových hornín

Tab. č. II.

	0,1—0,01	0,01—0,001	pod 0,001	
1	Ba	Si, Ni, Co, Li Ag, V, Cr, Zr B, Cu, Mo, Ga	Be, Pb Bi, Sc P, Sn Y, Yb	granodiorit, Rudňany—Zlatník, podzemný vrt Ry—29—Z 27,5 m.
3	Cu	Ba, Ni, Co, B Sn, Ga, Pb Sr, Zn, Li, Zr V, Mo	Ag, Y, Yb Be, Bi, P Sc	Kremitý diorit, Rudňany—Zlatník, podzemný vrt Ry—Z 13,3 m.
5	Cr	V, Ba, Pb, Ga Li, B, Sn, Co Sr, Cu, Zr	Ag Ge P	Amfibolický diorit, Rudňany—Zlatník, podzemný vrt Ry—29—Z 41 m.

Spektrálne analýzy vykonalo chemické laboratórium v Sp. N. Vsi: Jelínek, Wall r. 1969.

Číselné charakteristiky dioritových hornín podľa Zavarického:

	1	2	3	4	5	6
a	12,01	12,40	10,97	9,0	5,71	8,0
c	2,91	4,50	3,28	4,2	6,69	5,1
f'	9,24	8,30	17,83	17,8	28,43	24,7
s	75,84	74,80	67,92	69,0	59,17	62,2
b'	52,38	49,60	39,24	38,2	40,65	41,2
m'	24,66	39,70	39,75	33,0	44,59	42,1
c'	—	—	—	—	14,76	16,7
a'	2,96	3,50	21,00	28,3	—	—
n	74,50	76,7	70,36	75,0	72,26	79,5

Geologický rez centrálnou časťou Zlatníckej žily.

1. perm (zlepencový vývoj), 2. grafitické bridlice, pieskovce a horniny diab. vulk., 3. antracitové slojky, 4. karbónske zlepence bindt-rudnianskeho typu, 5. diority, 6. žily ultrabázických hornín, 7. kontaktné brekcie diorit, telesá, 8. metasomatity exokont. zóny, 9. rakovecká séria — st. paleozoikum, 10. rudné žily — siderit-baryt-sulfidické, 11. rudné žily — kremeň-ankerit-specularitové, 12. rudné žily ankerit-kalcit-kremeň sulfidické (s min. Ni+Co), 13. tektonické poruchy.

The geological cross-section through the central part of the Zlatnícka žila (vein).

Explanatory notes:
1. Permian (conglomerates). 2. Graphite schists, sandstones and rocks of diabase volcanism. 3. Anthracite seams. 4. Carboniferous conglomerates of the Bindt-Rudňany type. (2.—4.: Carboniferous). 5. Diorites. 6. Dikes of ultrabasic rocks. 7. Contact breccia, diorite bodies. 8. Metasomatites, exocontact zones. 9. The Rakovec series — Old Palaeozoic. 10. Ore veins — siderite — baryte — sulphidites. 11. Ore veins — quartz-ankerite-specularite. 12. Ankerite — calcite — quartz — sulphidic (with minerals of Ni+Co). 13. Tectonic faults.

Výpočet parametrov vz. 1, 3, 5 urobilo výpočtové stredisko pri katedre automatizácie a regulácie v Košiciach (Kotuliaková). Samočinný počítač Odra 1013. Čísla vzoriek tab. III odpovedajú horninám v tab. I.

Vychádzajúc z petrografického zloženia a chemizmu dioritových hornín, tieto môžeme označiť ako granodiority, kremité diority a amfibolické diority.

Stopové prvky, ktoré v nich vystupujú, môžeme rozdeliť do troch skupín:

1. Be, Li, Mo, Sc, Sn, Y, Yb, B, P, Zr, typické pre pneumatolytické ložiská.
2. Ba, Sr, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Ge, typické pre strednotermálne ložiská.
3. Cr, Ni, Co, typické pre vysokotermálne ložiská.

Tu treba pripomenúť, že prvky Y, Yb, Sc, Be sú prítomné len v kyslejších členoch dioritových hornín.

Metasomatické produkty dioritových hornín

Sú to horniny vystupujúce v okrajových častiach dioritového telesa (apofýzy), v našom prípade pri kontakte dioritov s okolitými bázickými horninami.

Makroskopicky sa vyznačujú šedými a tmavozelenými farebnými odtieňami, sú však jemnozrnnejšie, menej masívne a lokálne viacej usmernené.

Mikroskopicky aj medzi nimi môžeme rozlíšiť viacej horninových typov, čo závisí od druhu pôvodnej dioritovej horniny.

V kyslejších členoch, ktoré podľahli metasomatickým premenám, živce vystupujú len v podobe reliktov. Sú značne sericitizované a kaolizované. Celkove tvoria do 25 % horniny, ostatná časť je tvorená jemnozrnnou hmotou kremeňa, sericitu a chloritu.

Pri intenzívnejších účinkoch metasomatických procesov dochádza k úplnému zatlačeniu živcov. Na ich mieste sú vyvinuté karbonáty. Zaberajú až 60 % horniny, kremeň s chloritom a sericitom tvoria ako drobnošupinkato- zrnitá masa 40 % horniny. Tu treba zdôrazniť, že dochádza aj k zmene štruktúry horniny a to z pôvodnej hypidiomorfnozrnitej na heteroblastickú.

Bázickejšie členy dioritových hornín podľahli tiež premene, ktorá sa prejavila dvojakým spôsobom. V prípade, že boli vzdialenejšie od periferných častí, vznikajú z nich *amfibol-biotit-chloritické horniny*, kde amfibol a biotit vystupujú v prúžkoch. Živce vytvárajú porfyroblasty, sčasti premenené v karbonáty a sericit. Kremeň má tiež tendenciu koncentrovať sa do prúžkov.

Bližšie ku kontaktu má metamorfóza bázických diferenciátov dioritov *metasomatický charakter*, čo sa prejavuje štruktúrnou a minerálnou zmenou horniny.

Z pôvodných minerálov sa zachovali len relikty živcov, ostatná časť je tvorená karbonátmi a chloritom. Lokálne sa ešte zachovali menšie zhluky kremeňa. Ovšem drobnozrnná forma kremeňa nie je v tomto type metasomatitov vyvinutá. Naproti tomu pozoruje sa tu väčší obsah rudných minerálov, ktoré sú vylúčené priamo v hornine.

Chemizmus metasomatitov dioritových hornín je uvedený v tab IV a V

Porovnávaním chemického zloženia dioritových hornín a z nich vzniknutých metasomatitov je zrejmé, že *v procese ich metamorfózy nedošlo k podstatnejšej zmene chemizmu*. Určité zákonitosti sa pozorujú v rozmiestnení stopových prvkov. Podobne ako v pôvodných dioritových horninách, tak aj v ich metamorfných derivátoch konštatujeme prítomnosť tých istých asociácií stopových prvkov. Charak-

teristická je aj prítomnosť Be, Sc, Y, Yb v metamorfitoch kyslých členov a ich neprítomnosť v metamorfitoch bázických diferenciátov dioritov.

Z celkového sledovania chemizmu dioritových hornín a ich metasomatitov vidíme, že sa smerom ku kontaktu s okolitými horninami zvyšuje obsah MgO, CaO pri súčasnom ubúdaní SiO_2. Z toho môžeme vyvodiť uzáver, že *metamorfity v konečnom štádiu nie sú produktom kontaktných premien spôsobených intrúziou dioritovej magmy do okolitých hornín, ale že sú výsledkom pôsobenia postmagmatických hydrotermálnych procesov pozdĺž kontaktu dioritovej intrúzie.* Vychádzajúc z ubúdania obsahu SiO_2 a vzrastu obsahov CaO a MgO smerom ku kontaktu, usudzujeme, že *hydrotermálne roztoky boli pomerne chudobné na SiO_2 a bohaté na CO_2,* takže nedošlo k prekremeneniu hornín, ako je to v blízkosti hydrotermálnych žíl, ale došlo k metasomatickej premene pôvodných minerálov horniny.

Gabroidné horniny

Boli študované z vrtu Ry-II-Z, kde sa nachádzajú v podloží dioritových hornín, pričom sa medzi nimi a dioritmi pozoruje celá škála variet, ktoré svojím chemickým zložením odpovedajú bázickým a ultrabázickým horninám, avšak majú textúrne a štruktúrne znaky metamorfitov.

Gabroidné horniny majú tmavozelenú až zelenočiernu farbu; sú stredne zrnité.

Chemické analýzy metasomatitov dioritov — Tab. č. IV.

kyslič. vzorka	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	TiO_2	S. ž.	Súč.
1.	58,03	0,40	11,86	1,20	4,54	0,20	6,86	3,92	3,24	1,14	0,04	0,15	8,37	100,15
2.	47,20	1,76	12,77	5,62	9,44	0,36	7,17	4,36	1,37	2,52	0,16	0,27	8,74	101,00

Analytik: Chem. lab. Sp. Nová Ves, Hegembardtová, Dulovič

Spektrálne analýzy — Tab. č. V.

	0,1—0,01	0,01—0,001	pod 0,001
1.	Cr	Ni, Li, Ba, B Sr, V, Co, Sb Zn, Cu, Sc Zr, Ga	Ag, Y, Sn Bi, Yb Be, Mo P, Pb
2.	V	Cr, Ni, Co, Ba Sn, Cu, B, Zn Ga, Li, Sr	Ag, Pb Ge, P

1. Metasomaticky premenený kremitý diorit, podzemný vrt Ry—29—Z; 63,9 m
2. Metasomaticky premenený amfibolický diorit, podzemný vrt Ry—29—Z; 55,2 m.

Mikroskopicky v nich možno pozorovať viacej druhov štruktúr: granoblastickú s prechodom do nematogranoblastickej a porfýroblastickú.

Granoblastickú štruktúru možno pozorovať hlavne v prúžkoch amfibolov, kde jednotlivé zrná majú približne rovnako veľké prierezy. Niekedy sa na mieste amfibolov nachádzajú dlhé lišty aktinolitu a chloritu, takže štruktúra nadobúda nematoblastický charakter. Zastúpenie amfibolov s chloritom je okolo 60—65 %. Živce vystupujú v ojedinelých porfýroblastoch a zaberajú 25—30 %. Na mieste živcových prierezov je vyvinutá drobnošupinkato-zrnitá masa, v ktorej sa dajú rozoznať drobné zrniečka epidot-zoizitu, zriedka šupinky sericitu, niekedy chlorit a hnedozakalená masa kaolinitu. Z akcesorií je v značnej miere zastúpený apatit, ktorého obsah je 2—3 %.

Gabroidné horniny sa vyznačujú zvýšeným obsahom rudných minerálov, ktoré sú rozložené v hornine buď ako jednotlivé zrná, alebo sú koncentrované do agregátnych zhlukov. Rudné minerály zaberajú 5—8 % a sú zastúpené hlavne ilmenitom a titanomagnetitom.

Smerom do podložia gabroidné horniny prechádzajú do amfibolitov až amfibolických bridlíc, ktoré sú zložené z aktinolitu, chloritu a zemitých karbonátov.

Tab. č. VI.

kyslič. vzorka	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	H_2O	Str. ž.	Súčet
1.	43,86	3,71	12,38	3,72	10,57	0,56	6,79	9,66	3,56	0,48	1,56	0,50	2,58	99,99
2.	42,81	3,44	12,58	3,27	10,90	0,32	5,93	9,76	3,45	0,68	0,45	0,34	3,13	100,25
3.	42,24	3,90	12,96	6,96	11,87	0,13	7,56	11,17	1,85	0,23	0,10	0,63	—	99,81
4.	45,38	1,35	10,02	5,15	11,93	0,14	9,27	10,08	3,06	0,36	0,63	2,37	0,55	98,0

Analýzy urobilo chem. lab. pri GP Sp. N. Ves; analytik Dulovič, Hegembardtová

1. *Gabro* (amfiboly, živce, karbonáty, chlorit, apatit, rudné minerály-ilmenit) podzemný vrt Ry—II—Z (453 m).
2. *Gabro* (zloženie je ako u predchádzajúceho) podzemný vrt Ry—II—Z; 454 m.
3. *Jemnozrnné gabro* Ural, ložisko Kopaň, G. D. Afanasiev 1964.
4. *Zoizitický amfibolit* (Rozložník 1965).

Číselné charakteristiky gabroidných hornín. Tab. č. VII.

parametre vzorka	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	n
1	8,56	4,08	33,47	53,79	41,71	34,84	23,45	—	91,85
2	8,98	4,32	32,70	53,99	43,08	32,13	24,79	—	88,52
3	6,6	5,4	34,8	53,20	33,0	45,0	22,0	—	78,3
4	6,7	3,0	39,7	50,6	40,3	38,4	21,3	—	94

Parametre vzorky 1,2 prepočítalo Výpočtové stredisko automatizácie a regulácie v Košiciach (Kotuliaková). Samočinný počítač Odra 1013.

1., 2. *Gabro*, Rudňany—Zlatník, vrt Ry—II—Z, (453 a 454 m).
3. *Mikrogabro*, Zavarickij A. N. 1950.
4. *Zoizitický amfibolit*, Dobšiná, Rozložník 1965.

Sú to metamorfované horniny viac-menej bridličnatej textúry, tmavozelenej, svetlozelenej a špinavobielej farby, nachádzajúce sa medzi gabroidnými a dioritovými horninami.

Študované boli z vrtu Ry-29-Z a Ry-II-Z, kde vystupujú v nadloží gabroidných a v podloží dioritových hornín. Podľa charakteru a intenzity premeny môžeme vyčleniť tri typy metasomatitov, prejavujúcich sa smerom od gabroidov ku dioritom nasledovnými minerálnymi fáciami:

1. Karbonát-serpentín-mastencová,
2. Karbonát-mastenec-chloritová,
3. Karbonát-mastenec-kremeň-chloritová s fuchsitom (listvenity).

Karbonát-serpentín-mastencové horniny

Majú usmernenú textúru so zbytkami horniny masívnej textúry. Ich farba je špinavobiela: zbytky masívnej horniny majú tmavozelenú až čiernu farbu.

Vo vrte Ry-II-Z tieto horniny boli navŕtané priamo v nadloží popisovaných gabroidných hornín o mocnosti 2—5 m, avšak v ložiskovej oblasti Zlatník majú značnejšie rozšírenie.

Štruktúra karbonát-serpentín-mastencových hornín je heteroblastická, miestami porfýroblastická. Najvyššie zastúpenie majú karbonáty (60 %), vytvárajúce drobnozrnné agregátne zhluky, až zemitú karbonátovú masu. Mastenec zaberá do 20 % a je prítomný v podobe drobných šupiniek.

Rozložený je v karbonátoch, poprípade tvorí paralelné prúžky priamo v serpentínových mineráloch. Serpentínové minerály zaberajú 15 % a vystupujú v dvoch formách:

1. Ako ojedinelé tabuľkovité porfýroblasty, vyplnené antigoritom s mriežkovitou stavbou. V antigorite sa nachádzajú paralelné prúžky mastenca a karbonátov, čo svedčí o ďalšej premene serpentínových minerálov.
2. Časť serpentínových minerálov vystupuje v karbonát-mastencovej mase ako vláknité, jednosmerne orientované agregáty.

Pozoruhodné je tu vystupovanie rudných minerálov, ktoré zaberajú 3—5 %. Lokalizované sú na karbonát-mastencovú masu a to ako väčšie nepravidelné zrná. Časť ich je vylúčená priamo v serpentínových zhlukoch, kde sledujú paralelné línie štiepnosti. Rudné minerály sú zastúpené chromspinelidami, Ni-Co minerálmi a pyritom.

Karbonát-mastenec-chloritové horniny

V rade metasomatitov gabroidných hornín je to najrozšírenejší typ. Má variabilné minerálne zloženie. V podstate je tvorený karbonátmi, mastencom, kremeňom a rudnými minerálmi. Zastúpenie jednotlivých minerálov sa mení, avšak priemerne by sa dalo vyčísliť pomerom 6:3:1, kde 60 % zaberajú karbonáty, 30 % pripadá na mastenec a chlorit a 10 % na kremeň a rudné minerály.

Karbonáty majú agregátno-zrnitý, chlorit a mastenec drobnošupinkatý, často usmernený vývoj. Kremeň vystupuje v mikrogranoblastickej forme. Rudné minerály sú rozložené po celej mase, ako menšie i väčšie nepravidelné zrniečka.

Chemizmus metasomatitov gabroidných hornín je uvedený v tab. č. VIII.

Tab. č. VIII.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	Fe_2O_3	CaO	Na_2C	K_2O	P_2O_5	H_2O	Str. ž.	Súčet
1.	41,04	0,04	2,38	3,28	0,45	10,39	2,35	15,98	0,01	0,07	0,02	0,10	21,90	98,01
2.	36,18	0,31	4,36	6,34	0,59	12,09	1,30	13,80	0,20	0,13	0,04	0,20	23,68	99,42

Analýzy urobilo chem. laboratórium pri GP v Sp. N. Vsi. Analytik: Hegembardtová, Dulovič.

1. *Krabonát-mastenec-chloritová hornina* s kremeňom a rudnými minerálmi — Rudňany—Zlatník, podzemný vrt Ry—29—Z (62,4 m).
2. *Karbonát-chloritová hornina* s mastencom a rudnými minerálmi Rudňany—Zlatník, podzemný vrt Ry—29—Z (78,2 m).

Stopové prvky sledované spektrálnymi analýzami sú uvedené v tab. č. IX.

Tab. č. IX.

Skupina vzorka	0,1—0,01 %	0,01—0,001	pod 0,001
vrt Ry—29—Z 62,4 m	Ni, As, Co Zn, Cr	Cu, Ge, Ag Sb, Li, Bi Zn, Pb, V, Ga	Ba
vrt Ry—29—Z 78,2 m	Ni, Co	As, Li, Sr, Sn, Ba Zn, Cu, B Zn, Ga, Ge, Sb	Ag

Z uvedeného chemizmu je zrejmé postupné znižovanie obsahu SiO_2, Al_2O_3, K_2O, Na_2O, TiO_2 voči gabroidným horninám a narastanie obsahov MgO, CaO a CO_2, teda komponentov, z ktorých sa tvoria metasomatické produkty. K stopovým prvkom pribúda nová sociácia As-Sb, čo poukazuje na prítomnosť rudných minerálov v týchto metasomatitoch.

Karbonát-kremeň-mastencové horniny s fuchsitom = listveniny

Sú to masívne, stredno až jemno zrnné horniny, svetlošedej, zelenobielej a svetlohnedej farby. Základný typ listvenitov karbonát-kremeň-mastencové horniny boli zistené vo vrtoch Ry-29-Z a Ry-II-Z a to v priamom podloží dioritových hornín. Tieto horninové typy predstavujú rozhranie kyslých dioritových a bázických gabroidných hornín. Avšak kremeň-matenec-karbonátové horniny s fuchsitom majú v oblasti Rudnian značné rozšírenie a možno ich sledovať na niekoľko metrov dlhých úsekoch v banských dielach aj v blízkosti hydrotermálnych žíl.

Štruktúru majú heteroblastickú. Na ich zložení sa podieľajú karbonáty (do 50 %), kremeň (do 20 %), mastenec (10—20 %), chlorit-sericit-fuchsit (10 %). a rudné minerály (3—5 %).

Z rudných minerálov v listvenitoch sú zastúpené chromspinelidy, sulfidy: pyrit (niekoľko generácií), Ni-minerály: pentlandit (?), violarit (?), millerit, pyrotín, chalkopyrit, sfalerit, tetraedrit, gersdorfit a celý rad bližšie neurčených minerálov.

Podrobnejšia petrografická a mineralogická charakteristika listvenitov z oblasti Rudnian, ako aj proces listvenitizácie, budú rozpracované v samostatnej publikácii. V tejto práci sa obmedzíme len na najzávažnejšie údaje, ktoré nám poslúžili na identifikáciu listvenitov.

Jedným z *najdôležitejších faktov pre identifikáciu listvenitov je prítomnosť chromspinelidov,* ktoré v nich vystupujú v podobe jednotlivých zŕn a menších zhlukov. V rade rudných minerálov považujeme ich za najstaršie. Prejavujú intenzívnu kataklázu, ktorá je buď všesmerná, alebo sleduje plochy vnútornej stavby. Kataklázy sú vyhojené karbonátami hlavne fuchsitom, ktorý vzniká na úkor chromspinelidov, pričom ich ochudobňuje o Cr a Al. Fuchsit sa ukladá buď okolo chromspinelidov a v ich kataklázach, alebo je vynášaný do blízkeho okolia, kde spolu s kremeňom a mastencom tvorí prúžky.

Chromspinelidy boli overené spektrálnymi a chemickými analýzami. Chemická analýza vykázala 25,03 % Cr_2O_3; 6 % Al_2O_3; 19,0 % Fe_2O_3 a 6,3 % MgO. Spektrálne boli zachytené stopové prvky: Ti, V, Mn, Zn, Ni, Co, Ca.

Karbonáty tvoria hlavnú zložku listvenitov s obsahom do 50 %. Sú reprezentované breunneritom, dolomitom a kalcitom. Identifikácia karbonátov bola urobená diferenciálnotermickými analýzami. Kremeň zaberá do 20 % a vystupuje v rôznych štruktúrnych formách. Prevláda kremeň blastickej štruktúry. Okrem kremeňa je v listvenitoch prítomný aj chalcedón. Zo šupinkatých minerálov je okrem fuchsitu pozoruhodná aj prítomnosť mastenca, ktorý bol taktiež identifikovaný na základe DTA a chemicky. Spektrálna analýza vykázala v ňom prítomnosť Cr a Ni.

Už samotná prítomnosť vyššie uvedenej minerálnej asociácie (chromspinelidy, fuchsit, mastenec, Mg-karbonáty, chalcedón) v listvenitoch poukazuje na *existenciu eruptívnych hornín vyššej bázicity ako sú popisované gabroidy.*

Listvenity obyčajne vznikajú v okrajových častiach ultrabázických telies pod vplyvom emanácií CO_2 hydroterm s nepatrným množstvom SiO_2 a K, ktoré sú postmagmatickými produktami kyslých intrúzií. Pri metasomatóze je prinášané najmä CO_2, ktoré na jednej strane rozkladá pôvodné minerály ultrabázických hornín a na druhej strane prispieva k vzniku metasomatických novotvárov. V literatúre sú listvenity tiež považované za metasomatické horniny, vznikajúce po ultrabázikách a gabroidoch.

Chemizmus listvenitov je uvedený v tab. č. X.

Chemické analýzy vykázali vysoké obsahy CO_2 (21—30 %), čo je zdrojom prítomnosti karbonátov v listvenitoch. Pomerne vysoké obsahy MgO (12—22 percent) a CaO (7—18 %) poukazujú na existenciu Mg-Ca karbonátov. Obsahy Cr (0,16—0,18 %) svedčia o výskyte Cr minerálov, ktorými sú chromspinelidy a fuchsit. Z porovnania chemizmu karbonát-mastenec-kremeň-chloritových hornín s fuchsitom a chromspinelidami s listvenitami Kazachstanu a Uralu je zrejmá analógia nielen v ich chemickom zložení, ale aj v minerálnej asociácii (vzorky 5, 6, 7, J. V. Pokrovskaja, 1968).

V záujme riešenia genézy rudnianských listvenitov v tabuľke 1 sú porovnané obsahy typických prvkov listvenitov, v nezmenených ultrabázikách a dioritoch.

Tab. č. X.

vzorka kyslič.	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	31,50	39,97	36,97	43,34	26,50	13,54	12,87	28,06	25,11
TiO_2	0,01	0,02	0,008	0,04	0,09	0,06	st	—	—
Al_2O_3	0,48	0,99	0,37	2,56	5,97	4,07	1,33	0,30	0,37
Fe_2O_3	0,87	—	1,36	0,66	1,25	2,58	5,20	—	1,48
FeO	5,75	3,46	3,24	4,56	3,42	9,07	—	4,92	4,25
MgO	12,64	22,30	21,56	17,56	12,47	26,93	22,11	30,83	31,95
MnO	0,46	0,32	0,34	0,19	—	—	0,52	0,05	0,13
CaO	17,55	9,80	11,96	7,80	19,11	3,62	16,70	0,21	0,49
Na_2O	0,06	0,04	0,02	0,06	0,36	0,32	0,46	—	—
K_2O	0,13	0,07	0,04	0,24	0,96	0,88	0,36	—	—
P_2O_5	0,03	0,05	0,05	0,04	0,13	0,13	0,13	—	—
Cr_2O_3	0,25	0,25	0,25	0,23	—	—	0,33	0,30	0,30
S celk.	0,44	0,17	0,91	0,08	—	—	0,26	—	—
Str. ž.	28,89	21,08	22,75	21,49	29,80	35,94	38,83	35,06 NiO=	36,00 NiO=
Ni	0,142	0,142	0,136	0,126	—	—	0,04	0,20	0,23
Co	0,0075	0,008	0,007	0,006					
Pb	0,013	0,01	0,013	0,032					
Zn	0,007	0,016	0,010	0,052					
Cu	0,042	0,007	0,007	0,042					
Súčet	99,27	98,70	99,99	99,07	100,25	97,42	99,51	91,93	100,05

Vzorky 1—4 urobilo chem. lab. pri GP v Sp. Novej Vsi, Analytik: Hegembardtová, Dulovič, Bobko

1. *Listvenity*, zloženie: karbonáty 50 %, chlorit-mastenec-sericit-fuchsit 40 %, kremeň 5 %, rudné minerály 5 %. Rudňany—Zlaník, Rochus obzor, západ vz. č. 53.
2. *Listvenity*, zloženie: karbonáty 50 %, mastenec-sericit-chlorit 40 %, kremeň 7 %, rudné minerály 3 %. Rudňany—Zlatník, Rochus obzor, pri m. b. 4.
3. *Listvenity*, zloženie: karbonáty do 50 %, mastenec-chlorit-sericit 40 %, kremeň 5 %, rudné minerály 5 %. Rudňany—Zlatník, Rochus obzor 50 m od šachty.
4. *Listvenity*, zloženie: karbonáty 40 %, sericit-mastenec-fuchsit 30 %, kremeň 25 %, rudné minerály 5 %. Rudňany—Zlatník, Rochus obzor, západ. prekop.
5., 6., 7. *Listvenity* z ložiska Sarytau—Južný Kazachstan.
Zloženie: breunnerit, ankerit, dolomit, kalcit, fuchsit, kremeň, mastenec, pyrit, chromspinelidy, chloantit, linneit, maucherit, millerit atď. I. V. POKROVSKAJA, 1968.
8., 9. *Listvenity*, Ural, Alapajevský masív, kolektív autorov, 1967.

Z obsahov vybraných typických prvkov Ni, Cr, Ti, Mg uvedených v tabuľke, vyplýva, že obsahy niklu a chrómu v rudnianskych listvenitoch sú anologické ako v ultrabázikách a neporovnateľne vyššie ako v bázických horninách rudnianského rudného poľa. Obsah TiO_2 v listvenitoch zodpovedá obsahom v ultrabázikách. Obsahy MgO v listvenitoch sú vyššie ako v gabre a diabázoch, ale nižšie ako v nezmenených ultrabázikách.

Vyššie uvedené skutočnosti nasvedčujú tomu, že rudnianske *listvenity vznikali pravdepodobne zo serpentinizovaných ultrabázických hornín.* Gabroidy majú výrazne odlišný chemizmus čo do obsahov Cr, Ni, Ti a Mg.

Rudnianské listvenity, podobne ako listvenity známe z literatúry (J. V. Pokrovskaja 1968, A. G. Betechtin 1955, P. Rahmdor 1967,

V. N. Moskuleva — V. P. Ivanova 1968)*sú teda najintenzívnejšie premeneným typom hornín v zóne exokontaktu kyslej granitoidnej magmy. Vznikli pôsobením postmagmatických hydrotermálnych roztokov kyslej intrúzie na ultrabázické horniny.*

Spektrálnymi analýzami v listvenitoch boli zistené okrem iných aj prvky: Sn, Ag, Zn, Ge, Y, Li, Be, Sc, ktoré sú typické pre kyslé intruzívne horniny.

Tab. č. XI.

horniny komponenty	ultrabáziká (1)	gabro (3)	diabáz (5)	granodiorit-diorit (7)
	listvenity (2)	gabro (4)	diabáz (6)	diorit (8)
Cr	0,23	bázické	0,03	0,0025
	0,17	0,009	0,006	0,00X
Ni	0,15	0,014	0,003	0,00025
	0,13	0,012	0,00X	0,000X
TiO_2	0,0X—0,X	3—3,9	0,X—2,5	0,5
	0,025	3,5	0,43	0,81
MgO	do 45 %	3,75	5,88	2,68
	12—23	6,36	5,70	2,5

1. *Ultrabáziká,* obsahy Cr, Ni, TiO_2, MgO, E. N. JELISEJEV 1959.
2. Obsahy Cr, Ni, TiO_2 a MgO v *listvenitoch* z Rudnian (tab. č. X., 1—4)
3., 7. Obsahy Cr, Ni, TiO_2 a MgO pre *gabro-diabáz,* E. N. JELISEJEV, 1959.
4., 6., 8. Obsahy Cr, Ni, Ti, MgO, v rudnianskom *gabre, diabázoch a dioritoch,* POPREŇÁK, DRNZÍKOVÁ, MANDÁKOVÁ 1962.

Záver

Severne od Rudnian (ložisko Zlatník) vystupujú na jednej strane kyslé intruzívne horniny, reprezentované granodioritom, kremitým dioritom a amfibolickým dioritom. Na druhej strane tu boli zistené bázické intruzívne horniny gabroidnej až ultrabázickej (?) magmy.

Medzi týmito dvoma typmi hornín sa nachádza celá škála metamorfovaných hornín, ktoré vznikali metasomatickou premenou dioritových a ultrabázických (?) hornín. Metasomatické produkty sa vyznačujú niekoľkými minerálnymi asociáciami. Smerom od dioritov ku gabroidným horninám boli zistené:

1. Diority.
2. Amfibol-biotit-chloritové horniny.
3. Karbonát-chloritové horniny.
4. Karbonát-kremeň-mastenec-fuchsitové horniny (= listvenity).

5. Karbonát-serpentín-mastencové horniny.
6. Gabroidy (ultrabáziká?).

V literatúre (N. D. Sobolev, 1955) sa pre takýto sled metasomaticky premenených hornín bázických až ultrabázických užíva názov exokontaktná zóna. Táto vzniká pôsobením kyslých intruzívnych hornín na staršie bázické až ultrabázické horniny, pričom činiteľom metasomatózy sú emanácie CO_2, súvisiace s postmagmatickými procesmi kyslých intrúzií.

Na základe zistených a vyššie opisovaných metasomatitov usudzujeme, že v oblasti Rudnian (ložisko Zlatník) existujú prejavy exokontaktného pôsobenia granitoidných hornín.

Prítomnosť exokontaktnej zóny s listvenitami je *veľmi dôležitým vyhľadávacím kritériom viacerých genetických typov ložísk.* Jej existencia môže poukazovať na prítomnosť Co-Ni-Au mineralizácie, Cr-ložísk, azbestových žíl, serpentinitov, mastenca, mangezitov a metasomatických Pb-Zn rúd, viazaných na listvenity.

Karbonát-kremeň-mastencová hornina s fuchsitom a chromspinelidami je nami identifikovaná ako listvenity.

Z tohoto zorného uhla *„kremeň-fuchsitová perióda* mineralizácie", vyčlenená J. H. Bernardom (1961) a tzv. *„karbonátová poloha"* vyčlenená Popreňákom (1962) *strácajú opodstatnenie.*

Doručené: 26. I. 1971.
K tlači doporučil doc. dr. D. Hovorka, CSc,

Geologický prieskum, n. p.,
Spišská Nová Ves.

ZOZNAM LITERATÚRY:

AFANASIEV G. D., 1964: Chemičeskije analyzy izveržennych gornnych porod. Nauka, Moskva.
BERNARD J. H., 1961: Mineralógia a geochémia siderit-barytových žíl so sulfidmi v oblasti Rudnian. Záverečná správa, ŽB, n. p., Spišská Nová Ves.
BETECHTIN A. G., 1955: Gidrotermalnyje rozstvory ich príroda a procesy rudoobrazovanija. V knihe: Osnovnyje problemy v učenii o magmatogennych rudnych mestoroždenij. A. N. ZSSR, Moskva.
JELISEEV, 1959: Geochémia sulfidných Ni-Cu provincií ZSSR. Zborník — Problémy geochemii, Lvov.
MOSKAĽOVA V. N. — V. P. Ivanova, 1967: Mineraly gruppy gydrotaľkita v serpentinitach. Z. V. M. O. č. 2. roč.
POKROVSKAJA I. V., 1968: Cinkovo (Zn) — Svincovaja (Pb) listvenitovaja formacija. Mestoroždenia Sarytau. Geologia i minerralogia polymetaličeskych i mednych mestoroždenii južnogo Kazachstana. Nauka, Kazachstan SSR. Alma-Ata.
RAMDOHR P., 1967: O široko rasprostranennom parageneze rudných mineralov pri serpentinizacii. Geologia rudnych mestoroždenii č. 2, str. 32. Moskva.
ROZLOŽNÍK L., 1965a: Analýza štruktúrno-metalogenetických elementov medzi Dobšinou a Mlynkami.
ROZLOŽNÍK I., 1965b: Petrografia granitizovaných hornín rakoveckej série v okolí Dobšinej. SGV Západné Karpaty; zv. 4 Bratislava.
ZAVARICKIJ A. N.: Vedenie v petrochemiju izveržennych porod, Moskva, 1950.
SOBOLJEV N. D., 1955: Allometamorfičeskaja faza serpentinizacii ultrabazitov kak osnovnoj faktor formirovanija nemetaličeskych poleznych iskopalnnych genetičesky svjazannych s serpentinitami Magmatizm i svjaz s nim poleznych iskopaennych Moskva.
KOL. AUTOROV, 1967: Mestoroždenija chrizotil-azbesta v ZSSR. Moskva.

Eruptive rocks and their metasomatic products in the Rudňany ore-district

KATARÍNA MANDÁKOVÁ – LÝDIA DRNZÍKOVÁ – JOZEF HUDÁČEK

As for geology, the area of Rudňany comprises the Rakovec series, Middle Carboniferous and Permian, over which Lower Triassic transgressed.

In the Rakovec series phyllitic rocks alternate with diabases and their tuffaceous components.

On the base of the Carboniferous there are conglomerates of the so-called Bindt-Rudňany formation. In some places they are missing, and on the base of the Carboniferous beds only sandstones are present.

The Permian beds consist of manycoloured basal conglomerates passing into sandstones and sandy schists.

Tre Lower Triassic-Werfenian beds are sandy and clayey schists. In the area of Rudňany (Zlatník) eruptive rocks of granitoid and gabbroid magma have been determined recently.

Basing upon petrographical study and chemism, granitic rocks have been identified as granodiorites, quartz diorites and amphibole diorites. Among basic eruptive rocks, gabbro and intrusive metamorphosed ultrabasic rocks have been identified.

Granitic rock consist of feldspars (50–60 %), quartz (30 %), mica carbonates and ore minerals (10 %).

In amphibole diorites, common amphiboles (40–50 %), are the substantial componet, feldspars cover 30–40 % and quartz with ore minerals – 5 %.

Diorite rocks are characterized by three groups of trace elements:

1. Be, Li, Mo, Sc, Sn, Y, At, B, P, Zr – typical of pneumatolytic deposits.
2. Ba, Sr, Ga, Cu, Pb, Zn, Ag, Bi, Ge – typical of medium-thermal deposits.
3. Cr, Ni, Co – typical of high-thermal deposits.

The association of elements Y, Yb, Sc, Be is typical only of acid members of diorite rocks.

Gabbroid rocks are below diorite rocks. They are greenblack, with medium-granined structure. They are composed of amphiboles, chlorite (65 %), feldspars (30 %), ore minerals (5 %). They have been identified as gabbro according to their petrographical analyses and chemism. Among diorite and gabbro rocks there is quite a number of metamorphosed derivatives with their chemism roughly corresponding with that of their mother rocks. Owing to metasomatic processes their structure and mineral composition have been changed.

Metasomatic products of diorite rocks are restricted to the marginal parts of a diorite body. They are grey and darkgreen, with finegrained or oriented structure.

In metasomatic products of granodiorites and quartz diorites, feldspars occur in sporadical relicts (25 %). The rest of them consist of finegrained-flaky quartz mass, mass of sericite and chlorite. More intensive metasomatic processes cause complete replacement of feldspars by carbonates covering 60 %, while the finegrained – flaky mass of quartz, sericite and chlorite occupies 40 %.

The hypidiomorphic texture of diorite rocks changed into heteroblastic in the stage of metasomatism. Basic members of amphibole diorites are changed into amphibole-biotite-chlorite-carbonate rock. The study of the chemism and of metasomatic derivatives of diorite rocks show that the volume of MgO and CaO increases with the simultaneous decrease of SiO_2 towards the contact with surrounding rocks. Consequently, metasomatic derivatives of diorite rocks are not a product of the contact alterations caused by intrusions of diorite magma, but the result of postmagmatic hydrothermal processes along the contact of the diorite intrusion.

The decrease of SiO_2 and increase of CaO and MgO indicate that hydrothermal solutions were poor in SiO_2 and rich in CO_2, so no quartzification of metamorphosed rocks took place, only the original minerals of diorite rocks were metasomatically replaced.

Metasomatic products of gabbroid rocks are usually in the substratum of the diorite and in the overlier of the gabbroid rocks. According to the nature and intensity of metamorphism, three types of metasomatites between gabbroid rocks and diorites may bee distinguished:

1. Carbonate – serpentinite-talc rocks.
2. Carbonate-talc-chlorite rocks.

3. Carbonate-talc-quartz-chlorite rocks with fuchsite (listvenite).

1. The carbonate-serpentine-talc rocks have oriented structure with the remains of a rock with massive structure. They are of dirtywhite, colour, the remains of the massive rock are darkgreen or black. They display heteroblastic or porphyroblastic texture. They are composed of carbonates (60 %), talc (20 %), serpentine minerals (15 %) and ore minerals (5 %). Ore minerals are chromspinelides, Ni-Co minerals and pyrite.

2. Carbonate-talc-chlorite rocks are most frequent among metasomatites of gabbroid rocks. They are mostly composed of carbonates (60 %), of aggregate-granular structure. Chlorite and talc form fine-flaky mass (30 %) and quartz in granoblastic form covers 10 %.

3. Carbonate-talc-quartz-chlorite rocks with fuchsite (listvenites) have medium- and finegrained structure, lightgrey, whitegreen and light-browngreen colour. Their texture is heteroblastic. They are restricter to the contact of diorite and gabbroid rocks, still near Rudňany they are frequent also around hydrothermal veins. Listvenites consist of carbonates (to 50 %), quartz (20 %), talc (20 %), chlorite, sericite, fuchsite and ore minerals (to 10 %).

Carbonates are represented by breunnerite, dolomite and calcite. Talc occurs with sericite in strips. Fuchsite is concentrated around chromspinelides and in their cataclases. Besides quartz there is also some chalcedony.

Among ore minerals in listvenites there are chromspinelides, pyrite, Ni-minerals: pentlandite(?), violarite(?), millerite, pyrrhotine, chalcopyrite, sphalerite, tetraedrite, gersdorphite, etc.

The presence of chromspinelides, Mg-carbonates, fuchsite, chalcedony indicates that the mother rocks of listvenites were not only the gabbroid rocks, but most probably also the rocks of higher basicity (serpentinized ultrabasic rocks?).

Consequently, listvenites and metasomatic products originated in the mantle of basic (ultrabasic?) rocks, under the influence of emanating CO_2 of hydrothermal solutions with a small amount of SiO_2 and K — the postmagmatic products of acid intrusions.

Basing upon the found and the above metasomatites we may state that in the area of Rudňany there are granitic rocks with exocontact influence upon older basic and ultrabasic? rocks.

The presence of the exocontact zone with listvenites is a very important criterium for several genetic types of deposits. Its existence may indicate Co-Ni-Au mineralization, the presence of Cr-deposits of asbest veins, serpentinites, talc, magnestes and metasomatic Pb-Zn ores restricted to listvenites.

Potvrdenie identifikácie niektorých akcesorických Ni-minerálov zo sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria pomocou elektrónkovej mikrosondy

CYRIL VARČEK

Identification de quelques minéraux accessoires du nickel se trouvant aux gisements de sidérite des Monts métallifères du Spiš du Gemer (Spišsko-Gemerské rudohorie) confirméé par la sonde électronique.

Par l'étude de la distribution des éléments dans les minéraux par la sonde électronique, qui se trouvent aux filons de sidérite à Rožňava, on a complété et constaté l'identification précédente des minéraux accessoires du nickel — pentlandite, violarite et nickel antimonial (ullmannite), constatés par l'auteur de cet article.

Pri svojich predchádzajúcich výskumoch parageneticky pomerov početných rudných ložísk v širokej oblasti Rožňavy, Nižnej Slanej, Drnavy a Medzeva v r. 1955 až 1965 zistil som značnú rozšírenosť viacerých minerálov niklu, pravda, väčšinou len v akcesorických množstvách. Išlo o početné nové výskyty z tejto oblasti už známych minerálov, gersdorfitu a milleritu a prvýkrát zistené výskyty pentlanditu, violaritu, siegenitu, bravoitu a ulmanitu v paragenéze sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Vo väčšine prípadov sa tieto minerály vyskytovali len v takých malých mikroskopických zrniečkach, že sa dali určiť iba ich optické vlastnosti a veľmi ťažko sa dalo niekedy urobiť diagnostické leptanie a mikrochemické kvalitatívne skúšky. Takmer nikdy sa nedalo vyseparovať ani malé množstvo čistého materiálu pre spektrálne a röntgenometrické analýzy, čo sťažovalo, alebo znemožňovalo jednoznačnú identifikáciu.

V r. 1969 sa mi naskytla možnosť preskúmať niektoré z uvedených minerálov pomocou mikrosondy (typ JEOL — JXA — 3A) na Mineralogicko-petrografickom ústave Technickej univerzity v Clausthale/Zellerfelde. Za láskavú ochotu si dovoľujem poďakovať vedúcemu ústavu univ. prof. H. Borchertovi a vedeckému asistentovi Dr. Hermannovi Giesovi.

Pentlandit

Prvé, najhojnejšie a najcharakteristickejšie výskyty pentlanditu som zistil vo vzorkoch pyrotínu, odobraných na XI. horizonte žily Bernardi v Rožňave (C. Varček 1959, 1961). Mikroskopicky sa v pyrotíne pozorovali hojné, typické plameňové, vretenovité a vločkovité odmiešaniny, ba aj drobné kryštalické zhluky minerálu odpovedajúceho výzorom pentlanditu. Bolo to prekvapujúce zistenie pre takýto typ ložísk (mezotermálna sideritová žila s menším množstvom sulfidov).

Minerál má svetlokrémovú farbu, typickú pre pentlandit, je izotrópny, tvrdosť má podľa reliéfu trošku vyššiu ako pyrotín, zreteľne vyššiu ako chalkopyrit. U väčších zrniečok pozorovať odlučnosť podľa (111). Pri diagnostickom leptaní

nereagoval so žiadnym zo šiestich štandardných činidiel, len s HNO_3 slabo zhnedol od okrajov zŕn (postihnutých premenou). Spektrálnymi analýzami tohto pyrotínu sa zistil vedľa Fe i obsah Ni nad 1 % a kvantitatívnou chemickou analýzou sa zistil obsah Ni v množstve 3,9 %, čo svedčilo o prítomnosti pentlanditu.

V citovaných prácach som vyslovil predpoklad, že hoci je pyrotín-pentlanditová asociácia na sideritových žilách veľmi prekvapujúca, môže sa tu aj častejšie vyskytovať. Nikel je relatívne dosť hojným prvkom na početných ložiskách a v prípade, že sa na danom ložisku slabo uplatnil arzén, vytvoril nikel sírniky (Ni-pyrotín, pentlandit, millerit, Ni-lineit, bravoit) resp. na žilách s hojnejším uplatnením Sb mohol vzniknúť antimónový analogon gersdorfitu, t. j. ulmanit. Tento názor sa potvrdil, keď som zistil pentlandit a ďalšie z uvedených Ni-minerálov aj na blízkej žile Sadlovská, potom na žile Irma pri Drnave a na ložisku Nižná Slaná (C. Varček 1959, 1963).

Na mikrosonde som skúmal nábrus pyrotínu s väčšími vločkovitými odmiešaninami pentlanditu zo žily Bernardi. Výsledky zobrazujú fotografie na tabuľke č. 1. Na obrazoch elektrónovej odrazovosti (BEI = backscattered electrom image) sú vločky pentlanditu svetlejšie než okolný pyrotín. Ďalšie fotografie zobrazujú rozloženie prvkov a vidieť z nich jasne, že nikel je sústredený do pentlanditu, kým okolný pyrotín má len malú prímes Ni a železo je v pentlandite tiež podstatne zastúpené, ale trochu menej než v pyrotíne. Iné prvky, napr. kobalt, nie sú zreteľnejšie zastúpené, čo sa zistilo, okrem mikrosondy, aj skôr pomocou spektrálnej analýzy. Nemôže preto ísť napr. o Co-pentlandit zistený pred nedávnom vo Fínsku, ale je tu prítomný normálny pentlandit.

Millerit a violarit

Vo viacerých prípadoch pozorovať, že pentlandit tu podľahol neskoršej premene v iný Ni-Fe minerál (C. Varček 1961). Premena začína od okrajov odmiešanín pentlanditu a niekedy ich postihuje v celom rozsahu. U väčších zŕn postupuje podľa plôch odlučnosti, čím sa táto silne zvýrazní. Produkt premeny je tmavší, ružovofialovej farby, izotropný, niekedy pozorovať jeho veľmi jemnozrnú agregátnu štruktúru. Takáto premena je bežne známa z likvidmagmatických ložísk typu Sudbury. P. Ramdohr (1955) uvádza, že ide prevažne o minerál bravoit, iní autori, napr. C. E. Michener — A. B. Yates (1944) uvádzajú, že produktom premeny je jemná zmes bravoitu a violaritu. A. D. Genkin (1959) dokázal, že vo väčšine prípadov to nie je bravoit, ale violarit. Na vzorkoch zo Spišsko-gemerského rudohoria som tento minerál tiež identifikoval ako violarit, aj keď nevylučujem možnú prímes jemnučkých zrniečok bravoitu.

Pri diagnostickom leptaní reaguje tento minerál dosť intenzívne s HNO_3 1:1, hnedne a tmavne, bez uvoľňovania bubliniek. Na nábrusoch po dlhšom styku so vzduchom nabieha do tmava.

K asociácii týchto akcesorických Ni-minerálov patrí ešte siegenit, millerit a kryštalický bravoit. Okrem žily Bernardi som tieto minerály zistil aj na žile Sadlovská, kde sa pozorovali jednak makroskopické vláskovité zhluky milleritu v drúzovej dutine sideritu a tiež drobné mikroskopické zrnká Ni-lineitu (siegenitu) prerastané typickými orientovanými lamelkami milleritu. Ďalšie zistené akcesorické výskyty týchto minerálov sú na žile Irma pri Drnave a na ložisku Manó v Nižnej Slanej.

Uvedené minerály sa pre nepatrné rozmery dali približne určiť len na základe optických vlastností a veľmi ťažko uskutočniteľných mikrochemických skúšok. Overenie ich identifikácie pomocou mikrosondy je preto dôležité.

Obrazy rozloženia základných prvkov som vykonal na nábruse zo žily Bernardi. V pyrite susediacom s pyrotínom (obsahujúcom hojne pentlandit) sú tenké trhlinky, vyplnené chalkopyritom, milleritom a fialovkastým Ni-minerálom lineitového výzoru (violaritom?). Časť žilky vidieť na obraze elektrónovej odrazivosti (Tab. 2, obr. 1). Okolný pyrit je na fotografii tmavý, žilka je tvorená svetlejším milleritom a tmavším lineitovým minerálom. Z ďalších obrazov vidieť, že oba tieto minerály obsahujú podstatné množstvo niklu, lineitový minerál má okrem toho aj hodne železa. Kobalt nie je hojnejšie zastúpený, trochu je ho v lineitovom mineráli, avšak menej než v okolnom pyrite (to značí, že ide len o vedľajšiu prímes).

Na základe týchto údajov je jednoznačne potvrdená identifikácia milleritu (tá inak bola jasná už aj z mikroskopických pozorovaní — typická žltá farba, silná anizotropia, tvrdosť a pod.) a okolný izotropný minerál fialovkastej farby má skutočne chemizmus odpovedajúci predpokladanému violaritu. Obsahuje podstatné množstvo Ni a Fe a vedľajšiu prímes Co. Aby sa vylúčila zámena s niektorým ďalším podobným minerálom, urobila sa na mikrosonde kontrola prítomnosti Cu, As, Sb a Bi, ktorá vyšla negatívne.

Táto minerálna asociácia vznikla zrejme počas prínosu roztokov bohatších na síru a ich pôsobením na staršiu pyrotín — pentlanditovú asociáciu.

Ulmanit a gersdorfit

Zo Spišsko-gemerského rudohoria boli už dávno známe viaceré výskyty sulfoarzenidov a arzenidov niklu (napr. Dobšiná, Rožňava, Prakovce, Čučma a i.). Väčšinou išlo o gersdorfit a menej hojný chloantit. Pri svojich výskumoch paragenetických pomerov rudných žíl v južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria som zistil akcesorické výskyty bielych izotropných minerálov niklu na niekoľkých desiatkach siderit-sulfidických žíl a podobne aj ďalší autori v iných častiach tejto rudnej oblasti.

Na týchto početných výskytoch sa popri zrejmom gersdorfite, alebo aj samostatne, pozoroval ďalší Ni-minerál trochu odlišných vlastností. Z mikroskopických pozorovaní vychádzalo, že to môže byť najskôr ulmanit, dovtedy zo Spišsko-gemerského rudohoria ani z Československa neznámy. Jednoznačnej identifikácii bránila skutočnosť, že sa vyskytoval v nepatrných množstvách, nedovoľujúcich seperáciu čistého materiálu pre chemické alebo röntgenometrické analýzy. Časté intímne prerastanie s gersdorfitom, tetraedritom a inými minerálmi sťažovalo aj použitie spektrálnych analýz alebo mikrochemických skúšok, pretože nebolo jasné, z ktorého minerálu prvky pochádzajú. Nakoniec, veľké ťažkosti spôsobovalo, že vlastnosti týchto dvoch podobných minerálov sa v mineralogických príručkách popisujú veľmi rozdielne, často celkom naopak. Napr. aj v najdôkladnejšej príručke rudnej mikroskopie od P. Ramdohra (1955) a aj u niektorých ďalších autorov sa uvádza, že ulmanit má oproti gersdorfitu v nábrusoch vyšší reliéf a je tvrdší. V našich prípadoch mal však predpokladaný ulmanit vždy oproti gersdorfitu nižší reliéf a aj meranie mikrotvrdosti dokázalo, že je naozaj mäkší.

Nepozorovali sa u neho zväčša tak zreteľné prejavy štiepateľnosti a tendencie

k idiomorfnému vývoju ako u gersdorfitu a neprejavovala sa u neho nikdy zonálna stavba. Oproti gersdorfitu sa zreteľne intenzívnejšie leptá s HNO_3 a v roztoku sa mi potom podarilo v početných prípadoch mikrochemickou skúškou určiť popri Ni ako hlavný prvok aj Sb (s HCL, KJ a CsCl), čo bolo hlavné kritérium jeho identifikácie ako ulmanitu. Správnosť určenia sa potvrdila aj röntgenograficky vo vzorku gersdorfitu s prímesou tohoto minerálu zo žily Bernardi, u ktorého sa prejavila aj väčšina hlavných línií ulmanitu (C. Varček 1959). Čoskoro potom našiel a identifikoval väčšie zrná ulmanitu zo žily Sadlovská v Rožňave aj F. Novák (1960) a autor tiež jednoznačne identifikoval ulmanit mikroskopicky, spektrálnou i röntgenografickou analýzou z ložiska Nižná Slaná (C. Varček 1963).

H. Gies (1965, 1968) podrobne mineragraficky študoval gersdorfit a ulmanit vyskytujúce sa spolu na obdobných sideritových ložiskách v oblasti Siegerlachu. Aj on zistil u ulmanitu podobné rozdielnosti vlastností oproti gersdorfitu ako u mňou študovaných vzorkov. Poukázal tiež na vhodnosť použitia leptania parami brómu, ktoré intenzívne pôsobia na ulmanit, zatiaľ čo gersdorfit zostane prakticky nenaleptaný (teda tiež opačný výsledok než sa udáva vo viacerých príručkách). Tento autor vykonal aj štúdium rozloženia prvkov pomocou mikrosondy, čím možno pochopiteľne jednoznačne odlíšiť oba minerály aj pri úzkom vzájomnom prerastaní (napr. v tzv. korynitoch).

Podobné štúdium som urobil na nábruse zo žily Bernardi v Rožňave, v ktorom vystupujú oba minerály v bezprostrednom susedstve. Nepravidelný agregát ulmanitu tu obrastá kryštalograficky obmedzený gersdorfit.

Na fotografii zobrazujúcej BEI (Tab. č. 3, obr. 1) je gersdorfit v ľavej dolnej časti (idiomorfný, so štiepnymi puklinkami podľa kocky), ulmanit je v pravej hornej polovici (svetlejší, nepravidelného vývoja, s uzavreninami sideritu a chalkopyritu — tmavé fliačky). Z obrazov rozloženia prvkov vidieť, že oba minerály sú rovnako bohaté na Ni, ale kým prvý má podstatný obsah As, u druhého je to zase Sb. Železo je, okrem uzavrením sideritu a chalkopyritu, prítomné v malom množstve aj v gersdorfite, kým v ulmanite sú len stopy Fe. Kobalt je v podobe vedľajšej prímesi v oboch mineráloch. (U niektorých prvkov, najmä Ni, skresľuje rozloženie silný defokusačný efekt).

Ako som už vyššie uviedol, ulmanit zväčša tvorí len drobné zrnká a lemy v spoločnosti chalkopyritu, tetraedritu, pyrotínu a iných minerálov. Dosť často pritom pozorovať prípady vzájomného myrmekitického prerastania. Veľmi pekný prípad intímneho prerastania som zistil v nábruse zo žily Aurélia, z III. horizontu bane Mária. Biely izotropný Ni-minerál tu tvorí myrmekitický agregát s pyrotínom a chalkopyritom. Okrem toho sú v ňom ešte nepatrné zrniečka sfaleritu, rýdzeho bizmútu a rýdzeho antimónu(?). Zo spôsobu vystupovania tohoto agregátu vyplýva, že vznikol najpravdepodobnejšie rozpadom tetraedritu, samozrejme za prínosu prevažnej časti niklu a železa, ktoré tetraedrit obsahoval len v nepatrnom množstve. Podobný prípad rozpadu tetraedritu opísal P. Ramdohr (1950) z ložiska Broken Hill v Austrálii. Vzniknutý myrmekitický agregát tu tvorí gudmundit, pyrotín, chalkopyrit, podradnejšie aj sfalerit a akcesoricky rýdzi antimón.

V opísanom agregáte zo žily Aurélia nebolo možno pre veľmi nepatrné rozmery zŕn (len niekoľko mikrónov) urobiť presnejšiu identifikáciu bieleho Ni-minerálu bežnými metódami. Použil som preto k tomu účelu tiež mikrosondu. Výsledok ukazujú fotografie na tabuľke č. 4.

Na fotografiach BEI vidieť charakter prerastania sa Ni-minerálu (svetlý) s pyrotínom a chalkopyritom (tmavé až čierne). Z ďalších obrazov vidieť, že zrnká bieleho minerálu obsahujú podstatné množstvo niklu a antimónu, skúška na As bola negatívna. To potvrdzuje, že ide o ulmanit. Fe je viazané na medzery medzi ulmanitom, ktoré vypĺňa pyrotín a chalkopyrit, kým v ulmanite je len stopová prímes železa.

Na základe tohto štúdia, urobeného na mikrosonde, možno považovať predchádzajúce autorovo určenie uvedených akcesorických minerálov niklu za jednoznačne potvrdené. Prítomnosť týchto minerálov nielen zaujímavým spôsobom rozširuje paragenézu sideritových ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, ale zároveň poskytuje aj cenné informácie o geochemickom vývoji hydrotermálnych pochodov, ako to autor rozviedol v svojich predchádzajúcich prácach.

Doručené: 21. 6. 1971
K tlači doporučil: dr. Grecula, CSc.

Katedra nerastných surovín Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského Bratislava, Jiráskova 12.

LITERATÚRA

GENKIN A. D., 1959: O violarite iz medno-nikeljevych sulfidnych mestorožděnij. Izvest. Akad. nauk ZSSR, ser. geol., No 2.

GIES H., 1965: Das Auftreten und die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder-Spateisensteinbezirks. Dissert. Arbeit, Clausthal-Zellerfeld.

GIES H., 1968: Zur Paragenese von Gersdorffit und Ullmannit — ein Vergleich von mikroskopischen und Mikrosonde — Untersuchungen. Freiberg. Forschungshefte, C 230, Mineralogie — Lagerstättenlehre.

MICHENER C. E., YATES A. B., 1944: Oxidation of primary nickel sulphides. Econ. Geology, 39.

NOVÁK F., 1960: Ullmannit (NiSbS) ze Sadlovského žíly u Rožňavy. Věst. Ústřed. úst. geol., 35. Praha.

RAMDOHR P., 1950: Die Lagerstätte von Broken Hill in New South Wales. Heidelberg. Beiträge zur Miner. u. Petr., Bd. 2, H. 4.

RAMDOHR P., 1955: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin.

VARČEK C., 1959: Metalogenetické pomery okolia Rožňavy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Kandid. dizert. práca, Prírodoved. fak. UK, Bratislava.

VARČEK C., 1959: Paragenetické pomery rudných výskytov na južných svahoch Pipítky. Rukopis, archív GÚDŠ, Bratislava.

VARČEK C., 1961: Paragenetické pomery žily Bernardi pri Rožňave. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica, Nr 4, Bratislava.

VARČEK C., 1963: Ni — minerály z Nižnej Slanej. Acta geol. et geogr. Univ. Com., Geologica, Nr. 8, Bratislava.

Identification of Some Accessory Nickel Minerals Occuring on the Siderite Deposits of the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. by Electron-Probe Microanalyser

CYRIL VARČEK

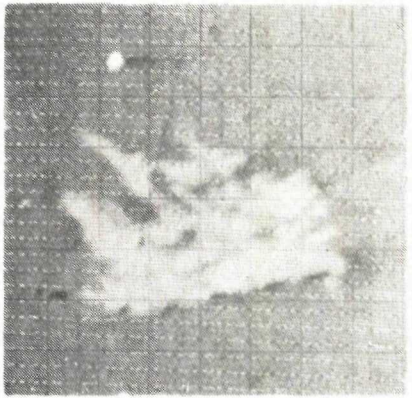
In the course of preceding researches of the paragenetic conditions of relation the siderite deposits in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts. (Rožňava, Drnava, Nižná Slaná etc.) by the author of this paper, various nickel minerals of wide distribution were discovered. Besides minerals e. g. gersdorffite and millerite, being already known in this area, accessory ocourences of some other ones, as ullmannite, siegenite, pentlandite, violarite and bravoite were there found. In the vriter's earlier papers (C. Varček 1959, 1961, 1963) these minerals, because of their negligible amounts, were identified only on the basis of microscopic study, eventually of quali-

tative microchemical tests carried out on polished sections. Such an identification, however, may prove to be ambiguous.

In the present paper, the results of studies of some minerals mentioned above obtained by electron-microprobe study are described. The observed elemental distributions proved the correct identification of pentlandite in pyrrhotite (Tab. 1), of violarite and millerite (Tab. 2) as well as of ullmannite beside gersdorffite (Tab. 3), resp. in myrmekite aggregate with pyrrhotite, chalcopyrite and other minerals (Tab. 4) occuring on the siderite – sulphide veins in Rožňava.

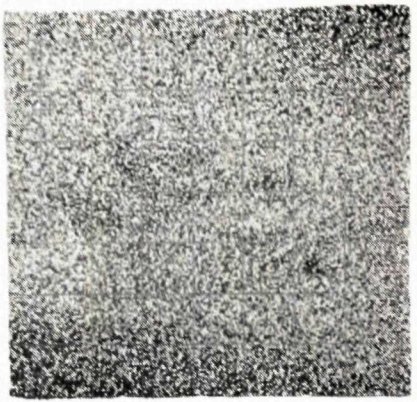
Identification of these minerals extends the interesting paragenesis on the siderite deposits situated in the Spišsko-Gemerské Rudohorie Mts., but at the same time the presence of those gives valuable informations about the geochemical development of hydrothermal processes in this area.

Miesto č. 1 zväčšené 600×



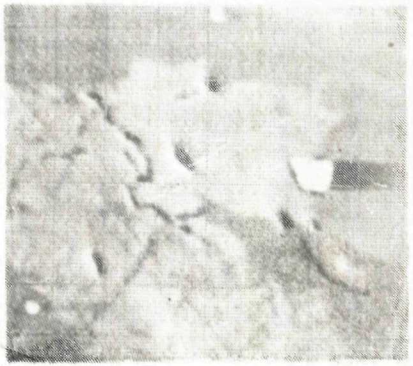
Obr. 1a: BEI, 2 x 10 sec.

Obr. 1b: NiKα, 2 x 10 sec.

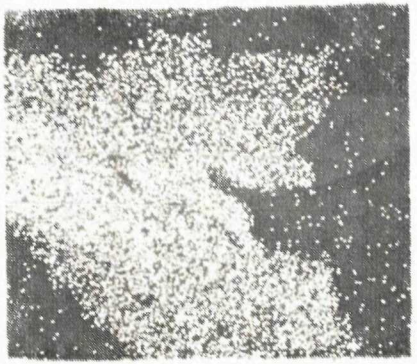


Obr. 1c: Fekα, 2 x 5 sec.

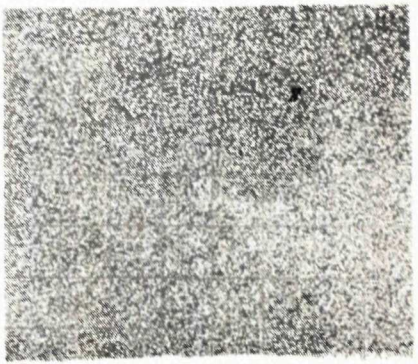
Miesto č. 2, zväčšenie 600 x



Obr. 2a: BEI, 2 x 10 sec.



Obr. 2b: NiKα, 2 x 10 sec.

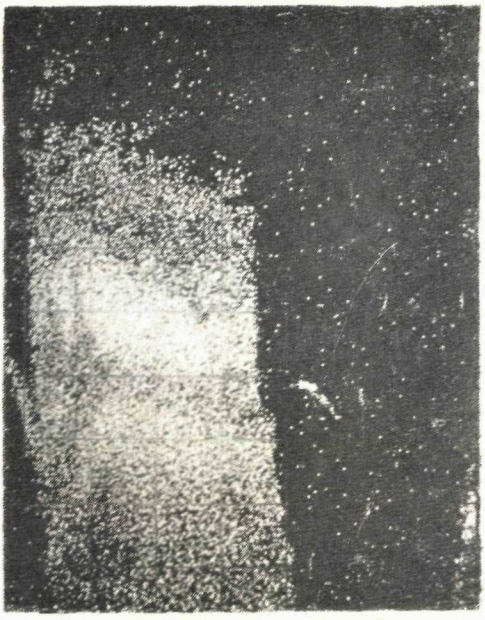


Obr. 2c: FeKα, 1 x 10 sec.

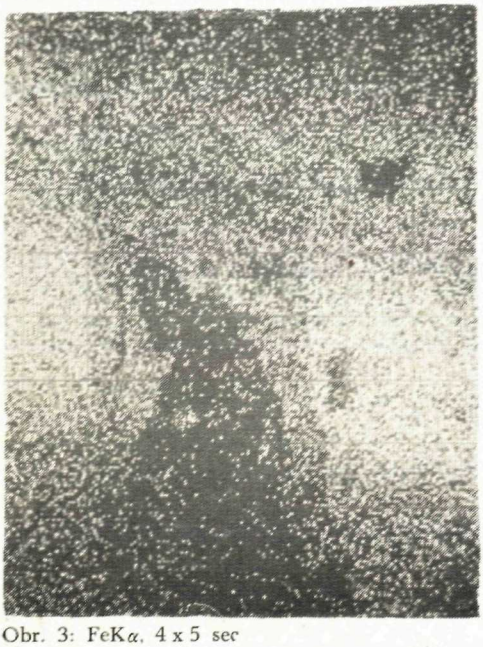
Tabuľka č. 2

Millerit a violarit na žilke v pyrite. Rožňava, ž. Bernardi, XI. obzor, zväčš. 300 x

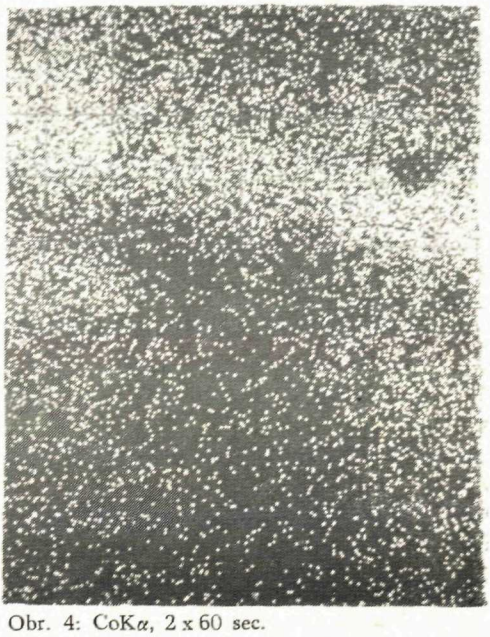
Obr. 1: BEI, 2 x 10 sec.



Obr. 2: NiKα, 1 x 60 sec.



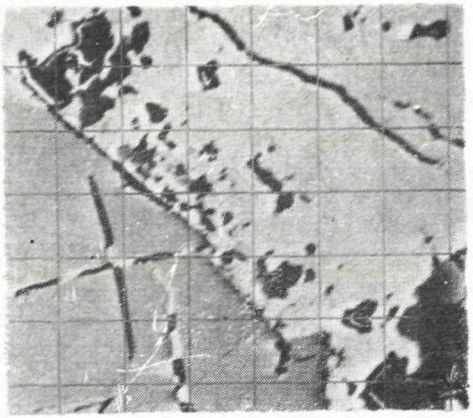
Obr. 3: FeKα, 4 x 5 sec



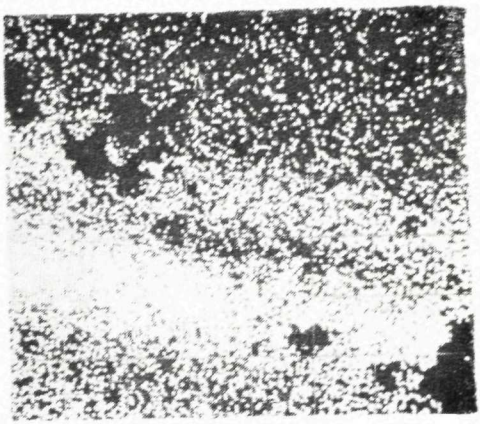
Obr. 4: CoKα, 2 x 60 sec.

Tabuľka č. 3

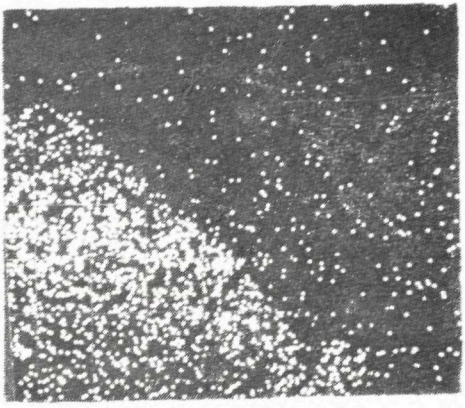
Gersdorfit a ulmanit. Rožňava, ž. Bernardi, XI. obz., zväš. 300 x



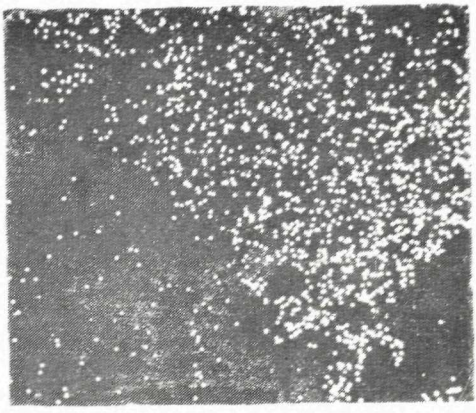
Obr. 1: BEI, 1 x 60 sec.



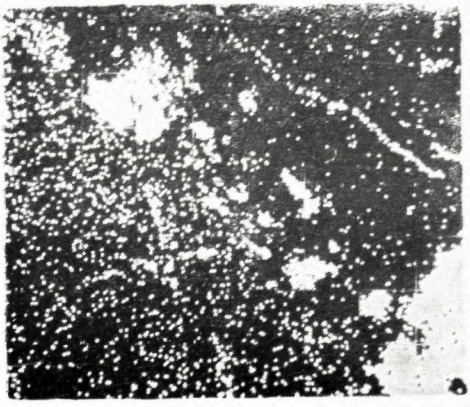
Obr. 2: NiKα, 2 x 10 sec.



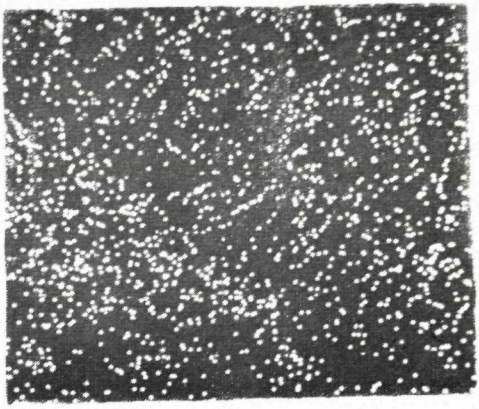
Obr. 3: AsKα, 1 x 60 sec.



Obr. 4: SbKα, 1 x 60 sec.

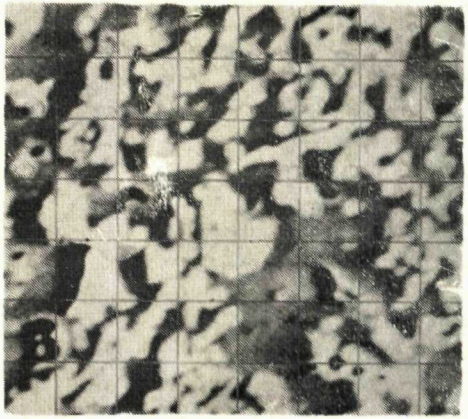


Obr. 5: FeKα 2 x 10 sec.



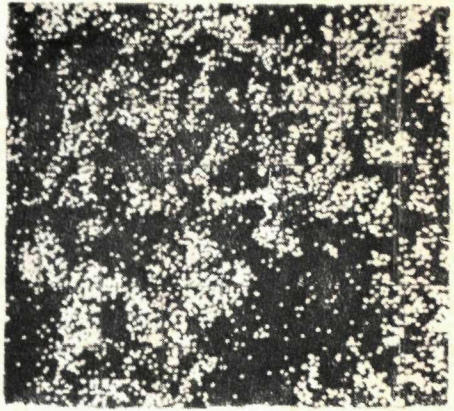
Obr. 6: CoKα, 2 x 60 sec.

Myrmekitické prerastanie ulmanitu s pyrotínom a chalkopyritom. Rožňava, Žila Aurélia, III. obzor bane Mária

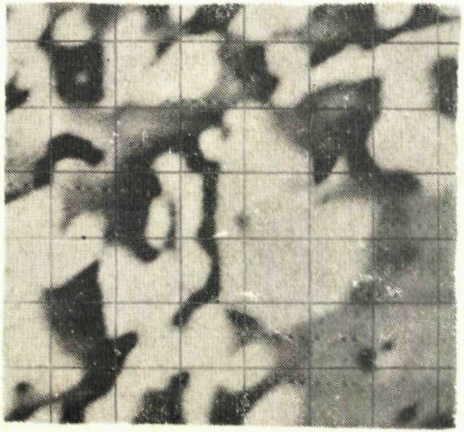


Obr. 1: BEI, 2 x 10 sec

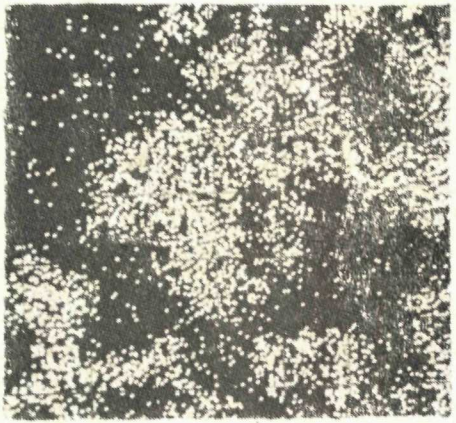
Obr. 2: NiKα, 1 x 60 sec



Obr. 3: SbKα, 3 x 60 sec



Obr. 4: BEI, 2 x 10 sec



Obr. 5: SbKα, 3 x 60 sec

Horný rad — zväčšenie 600×

Dolný rad — zväčšenie 1200×

SPRÁVY

Príspevok k metalogenéze Považského Inovca.

STANISLAV POLÁK

Contribution à la métallogénie de la montagne de Považský Inovec

L'auteur, se basant sur l'étude minutieuse des archives et sur sa propre connaissance du terrain, présente un apperçu des indices de minéralisation de la montagne de Považský Inovec (situation en 1970). Quelques-unes de ces informations résultent de sa recherche régionale de la concentration des minéraux. La position de différents gisements est représentée sur la carte sommaire ci-jointe de la montagne.

Pohorie Považský Inovec patrí po stránke metalogenetickej k najmenej preskúmaným územiam Slovenska. Často býva preto považované za viacej menej úplne sterilný segment jaderných pohorí. Je to výsledok jeho určitého dlhoročného prieskumného zaznávania, neexistujúcej exploatačnej tradície a nedostatku príslušných informácií v odborných prameňoch. Mimo nedávno znovuobjavených rozsiahlych fosílnych zlatonosných rozsypov (Polák 1968, Polák 1969) boli tu evidované jednak nedoriešené Fe-zrudnenie na vrchu Železník pri obci Trenčianske Jastrabie (Polák 1956), výskyty limonitov pravdepodobne exogénneho pôvodu pri obci Stará Lehota (Kamenický 1950), lokálna mineralizácia kremeň-hematitovými žilkami (Hovorka 1960), bližšie neoverené sulfidické indície(?) pri Vozokanoch (Polák 1955), hypergénne produkty Cu-mineralizácie pri Modrovej (Ferenczi 1915), roztrúsené a bližšie nelokalizované výskyty sírnikov medi v kryštalických bridliciach a údajne veľmi zaujímavý výskyt hematitu dobrej (?) kvality (Ferenczi 1934).

V súvislosti s pokusným vyhľadávaním primárnych zdrojov uvoľňovania zlata pre zlatonosné rozsypy na východných predhoriach Považského Inovca (Trenčianske Jastrabie–Dubodiel–Zlatníky–Bojná–Radošina) bol v roku 1970 urobený orientačný šlichový prieskum v značnej časti celého pohoria (najmä však v kryštaliniku), ktorý priniesol celý rad konkrétnych informácií o doteraz neevidovaných alebo úplne nových tunajších rudných mineralizáciách. Vzhľadom na to, že niektoré z nich majú väčšie rozšírenie a sú prípadne doložené starými prieskumnými dielami, mení sa doterajší sterilný obraz Považského Inovca na postupne čoraz viac a viac produktívny po stránke metalogenetickej. Nakoľko v dohľadnom čase nebude možné aktívne preveriť ďalšie možnosti alebo doriešiť tieto objekty, považuje autor za účelné podať o nich súčasné základné poznatky, pretože tieto môžu v mnohom smere uľahčiť štúdium ďaleko širšej ložiskovej problematiky.

Ako úplné nóvum sa ukazuje v Považskom Inovci *barytová mineralizácia.* Jej značné priestorové rozšírenie núti k hlbšiemu zamysleniu nad jej funkciou v indikačnom význame. Po prvý raz boli ojedinelé barytové úlomky zistené v šlichoch z mohutnej hydrotermálne rozloženej zóny so slabou pyritovou impregnáciou ležiacej pri osade Stará Hora severozápadne od obce Zlatníky. Keďže táto zóna je tesne nad najvyššími starými dobývkami rozsypového zlata, je oprávnený predpoklad, že *ide o jeden zo zdrojov zlata v tejto oblasti.* Naviac to potvrdzujú aj zvýšené obsahy Au vo vyseparovaných pyritoch (až niekoľko ppm). Hoci vizuálne tu zatiaľ nebola barytová mineralizácia zistená, považuje sa za jedného zo sprievodcov doteraz neobjaveného zlatého zrudnenia neznámeho charakteru a morfológie.

Pri regionálnom šlichovaní bola preto prítomnosti barytu venovaná zvýšená pozornosť. Vysoký podiel (až 30 %) tohto minerálu sa objavil najmä v šlichoch z potoka Radošina (povyše obce rovnakého mena) a v potoku Hlavinka a jeho prítokoch (povyše obce Lipovník a Vozokany). V prvom prípade je barytový detritus sprevádzaný i zlatom. Napriek tomu, že tieto potoky vychádzajú z mezozoickej zno-

sovej oblasti a medzi hrubými úlomkami vysoko prevládajú belavé kremence, podarilo sa v obidvoch potokoch zistiť i dobre opracované úlomky bielych kryštalických barytov do veľkosti vajca. Pôvod a bližšia pozícia zdroja týchto úlomkov je zatiaľ neznáma; ide však najpravdepodobnejšie o výnos z tunajšieho kryštalinika. Spektrálnou semikvantitatívnou analýzou vyberaného temer monominerálneho úlomku barytu z potoka Radošina (urobilo laboratórium GP Spiš. Nová Ves) bola zistená táto asociácia prvkov: nad 1 % BaBa, SrSr, SiSi, Ca, Mg, Fe, 1—0,1 % Al, Na, 0,1—0,01 % Mn, K, Ti a pod 0,01 % Ag, Cr, Li, B, Pb, Ni, Co, Zn, Cu, Zr a Ga. Obdobné výskyty barytových úlomkov boli zistené i v šlichoch z niektorých potokov na SZ svahoch pohoria. Hrubšie úlomky zatiaľ tu nie sú známe.

V severnej časti pohoria niektoré šlichy vykázali vo frakcii — 0,2 mm nápadne *vysoké obsahy Pb, Zn, Cu a Bi.* Výrazne sa to prejavilo najmä v potoku Blatina a v jeho prítokoch pri obci Trenč. Turná, kde v jednom bode boli zistené i obsahy Pb v triede 1—0,1 % (šlich IC-315) a súčasne sa tento potok ukazoval ako konštantne zlatonosný. Regionálne rozšírenie obsahu Pb v jemnom detrite viedlo k predpokladu, že *ide asi o uvoľňovanie Pb-minerálov z neevidovaného zrudnenia.* Pri detailnej prehliadke toku a znosového územia potoka Blatina sa zistila v nadmorskej výške cca 500 m neznáma stará štôlňa pomerne veľkého rozsahu s haldovým materiálom Pb-Cu-zrudnenia. Je to súčasne *prvé zrudnenie tohto charakteru v oblasti kryštalinika Považského Inovca.*

Pomerne veľmi zložitou cestou sa neskoršie podarilo zistiť aj niektoré archívne záznamy o tomto zrudnení (Illesházy 1766—1769) dokonca s dobovými analyzačnými listami. Tieto sú pomerne zaujímavé.

Analýzy z 14. 11. 1767 (analyzovala Kremnica):		
— vyberaná ruda	31 % Pb	156 ppm Ag
— koncentrát z tejto rudy	42 % Pb	156 ppm Ag
— vlastná žilovina („ordinari Gang")	6 % Pb	39 ppm Ag
Analýzy z 9. 12. 1767:		
— 1. vzorka		627 ppm Ag
— 2. vzorka	18 % Pb	548 ppm Ag
Analýzy z 9. 5. 1768:		
— vyberaná Pb-ruda	31 % Pb	156 ppm Ag
— z nej vyrobený koncentrát		
I. trieda	64 % Pb	156 ppm Ag
II. trieda	46 % Pb	156 ppm Ag
kýz. koncent.	10 % Pb	156 ppm Ag
	74 % sirníkov	

Je zaujímavé, že v analýzach nebol stanovený obsah Au, hoci zlatonosnosť potoka Blatina jasne v jeho prospech hovorí a možno predpokladať, že práve toto zrudnenie uvoľňuje do alúvia detritické zlato.

Otázka celkového rozsahu tunajšieho zrudnenia je nateraz otvorenou, pretože starými prácami nebolo na povrchu obvyklým spôsobom sledované a je otvorené iba na úrovni miestnej erozívnej bázy. Všetky ďalšie pátrania nasvedčujú, že kutacie práce tu fungovali iba v 18. storočí a časom sa na celý objekt úplne zabudlo. Hoci staré záznamy konštantne hovoria iba o olovenom zrudnení, prehliadka haldového materiálu ukazuje, že tu skôr ide o *typickú polymetalickú sírnikovú formáciu* s veľkými výkyvmi v zastúpení jednotlivých rudných komponentov.

Úlomky na halde patria prevažne kremennej žilovine (+ niečo barytu), ktorá je brekciovite rozpukaná a zatlačovaná mladším galenitom a chalkopyritom; sfalerit a iné rudné komponenty (mimo pyritu) makroskopicky nevidno (typ A). Okrem tohto druhu možno tu nájsť aj kusy drobnozrnnej pyritovej žiloviny, v ktorej sa objavujú nejasne ohraničené partie kremeňa (nie súvislé žilky!). V pyrite pozorovať šmúhy chalkopyritu (typ B). Vzťah týchto dvoch hraničných typov je nejasný a azda sa v žilovine vzájomne nahradzujú. Podľa archívnej správy zo septembra 1787 takáto kýzová žilovina bola vtedy v južnej čelbe. Udávaná priemerná mocnosť žily 1 m sa vidí byť reálnou a sľubnou.

Vzorky z haldy boli analyzované v laboratóriu GP Spiš. Nová Ves s týmto výsledkom:

	typ A	typ B
Pb	15,63 %	0,01 %
Zn	1,75 %	0,004 %
Cu	0,79 %	0,74 %
$BaSO_4$	2,66 %	
S	5,27 %	18,91 %
Mo	0,028 %	
As	0,042 %	
Bi	—0,001 %	
SiO_2	58,03 %	

Spektrálnou analýzou vzorky A zo zaujímavých elementov boli zachytené ešte Ag a Bi (1—0,1 %).

Napriek intenzívnemu pátraniu sa doteraz podarilo zistiť iba jedinú starú banskú mapku, ktorú by bolo možné stotožňovať so zistenou starou štôlňou. Ide o mapku s titulom „Grund Riss über die in Gebürg Inovetz gelegener Bley Grueben. Dell. Anno 1768 den 23. ten Aug. F. H.". Zachytáva pravdepodobne iba počiatočný stav tunajšieho baníctva, pretože označenie tejto štôlne menom Anna bolo neskoršie nahradené názvom „Ján Baptista", ktorý sa udržoval až do posledných správ z r. 1789. Mapka jasne ukazuje dva žilné systémy: S—J a V—Z. V iných správach sa spomínajú aj dve hĺbenia a komíny. V roku 1787 mali koncentráty z novoodobraných vzoriek obsahy 70,71 a 75 % Pb.

Na podklade zvýšených obsahov Pb, Zn a Cu v šlichoch z potokov, drenujúcich toto zrudnenie, boli pokusne spektrálne analyzované aj ďalšie frakcie —0,2 mm z niektorých ďalších šlichov v severnej časti Považského Inovca. *Pozitívne výsledky umožňujú uvažovať o detailnejšom vyhľadávaní polymetalického zrudnenia v tomto pohorí. Baryt na druhej strane signalizuje spojitosť doteraz neznámeho primárneho Au-zrudnenia,* ktoré zásobovalo na veľkej ploche zlatonosné rozsypy na východných svahoch pohoria v okolí obce Zlatníky, s možným polymetalickým zrudnením. Predpokladaný väčší denudačný zrez východnej strany pohoria umožňuje očakávať takéto zrudnenie na väčšej ploche alebo v krajnom prípade jeho zlatonosné korene.

V šlichoch miestami hojne vystupujúce úlomky hematitu (spekularitového typu) *a hydrohematitu majú pôvod v drobných žilkách v kryštaliniku jadra Považského Inovca.* Informoval o nich už Hovorka (1960). Okrem toho bolo zistené zaujímavé *epigenetické hematitové zrudnenie* v perme na SZ svahu pohoria pri obci Selec. Asi 1 km severozápadne vrcholovej kóty Inovec (1942 m) sú dve malé štôlne, vyrazené do drobových zlepencov smerom na JZ. Hematit až hydrohematit tu zatláča pôvodný tmel resp. lokálnu tektonickú brekciu. Aj toto zrudnenie, i keď je z praktického hľadiska nateraz bezcenné, má značný teoretický význam pre časové zaradenie epigenetických hydrotermálnych pochodov v tunajšom teréne. Najnovšie bolo v oblasti tunajšieho permu zistené ďalšie epigenetické zrudnenie. Ide o *chalkopyritovú mineralizáciu s hojnými hypergénnymi produktami v kremennej žilovine.*. Celková morfológia tohto objektu nie je bližšie známa. Staré kutacie práce sú sústredené na ploche, signalizujúcej nežilný charakter ale skôr zhluk kremennej žiloviny komínovitého charakteru, (Kálnica, okres Trenčín).

Pri pátraní po možnom primárnom zdroji zlatiniek v potoku Radošina boli, asi 6 km východne od Piešťan neďaleko hlavného hrebeňa pohoria pri kóte Zlatý vrch (480 m), zistené staré kutacie práce v podobe troch malých odkopov a mohutného lievika starej šachty. V okolí a na haldách sú úlomky kyslej pegmatitickej žuly s muskovitom a úlomky mliečne bieleho kremeňa, ktoré sa však podľa analýz ukázali ako temer nezlatonosné. O pôvode týchto prác a účele chýbajú zatiaľ informácie. Nie je vylúčené, že ide o relikty prác dokonca z tohto storočia. Šachticou bola zrejme podfáraná kremeň-pegmatitová žila smeru zhruba Z—V. Celkový charakter dáva tušiť, že ide o kutanie na zlato.

Zaujímavé poznatky prinieslo regionálne šlichovanie i pre osvetlenie problematiky primárnej zlatonosnej mineralizácie v Považskom Inovci. Bolo totiž konštatované, že vodné *toky, drenujúce na západnej strane situované komplexy permu a karbónu, sú úplne nezlatonosné.* Keď predpokladáme, že tieto predstavujú do určitej miery litofikovanú povarisku molasu z kryštalinika Považského Inovca, hovorí *nezlatonosnosť tohto komplexu skôr v prospech mladého veku tunajšej zlatej mine-*

ralizácie. Podobne to pre Alpy pripúšťa W. E. Petrascheck (1966) a kladie toto dokonca do paleogénu. V archívnych materiáloch (SSNB 1788–1796) je záznam o zlatej mineralizácii medzi obcami Banky a Ratnovce (štôlňa Všetkých svätých), ktorá by mohla ležať dokonca v tunajšom mezozoiku. Barytový detritus v recentnej hydrosieti na okolí Radošina–Vozokany môže pochádzať i z hornín obalovej série Považského Inovca. Ak uvážime, že práve v týchto miestach v predmezozoickom podklade vystupujú už vlastné granitoidy jadra a intenzita regionálnej i kontaktnej metamorfózy prudko klesá smerom k severnej časti pohoria, zaráža práve opačná termalita nateraz známych zrudnení. Bez detailnejších informácií o jednotlivých objektoch sú však akékoľvek ďalšie dedukcie pomerne predčasné.

Napriek prvým pokusným prieskumne-overovacím prácam, zostáva stále *nevyjasneným charakter zrudnenia v okolí obce Vozokany.* Balvany limonitu na rozhraní kryštalického jadra (amfibolity, ruly) s inoveckou sériou obalovej jednotky sú problematického pôvodu. Na základe výsledkov z r. 1955 (Polák 1955) sa predpokladá, že vznikli hypergénne na slabej pyritovej impregnácii v neznámej bridličnatej hornine (metatufity?). Hlôška (1925) pri prehliadke starých kutacích prác predpokladal, že ide o limonity zo sideritových žíl pravdepodobne smeru Z–V, ktoré bolo možné sledovať v šírke okolo 100 m na dĺžku temer 1 km. Niekoľko chemických analýz ukazuje silne znečistený limonit s prítomnosťou Cu a As (v spektrálnej analýze pod 1 %). Možno ide o produkty súvisiace s tunajším nápadným rozšírením amfibolitov.

Zo súčasného pohľadu úplne bezcennými sa javia *výskyty limonitu východne od obce Dubodiel,* na ktoré sa kutalo ešte v r. 1924 (BKtB 1925). Ide o silne piesčité limonity z neogénu Bánovskej kotliny. Súdiac podľa autorom študovaných analogických výskytov pri východnom okraji kotliny pri Timoradzi (Polák 1962), ide iba o veľmi slabé primárne polohy piesčitých polosideritov, vyvetrávajúce v hypergénnej zóne v limonitové balvany a konkrécie s obsahom 20 % Fe. Napriek tomu, že pri spomínaných kutacích prácach bola vyhradnými kutbami krytá aj stará dobývka rozsypového zlata pomerne veľkých rozmerov (dobývka „Dubodiel"), nebola táto vôbec spoznaná, hoci miestny podnikateľ sa pomerne intenzívne zaujímal o staré banské objekty v svojom okolí.

Určitý zvýšený záujem o zrudnenia v Považskom Inovci sa prejavil v rokoch 2. svetovej vojny. Mimo železnorudného objektu na Železníku pri Trenčianskom Jastrabí najväčšia pozornosť bola venovaná zisteniu možnosti exploatácie *pyritu z kutacej štôlne pri obci Banka.* Pekne vykryštalizované agregáty pyritu, uložené roztrúsene v íloch piešťanskej formácie, boli pri ročnej výrobe 2–3 vagóny skôr mineralogickou atrakciou ako základom rentabilného podniku. K rovnakému presvedčeniu prišiel i autor v 50. rokoch, keď z vtedy ťaženej maliarskej hlinky vyplavil priemerne do 2 % pyritu.

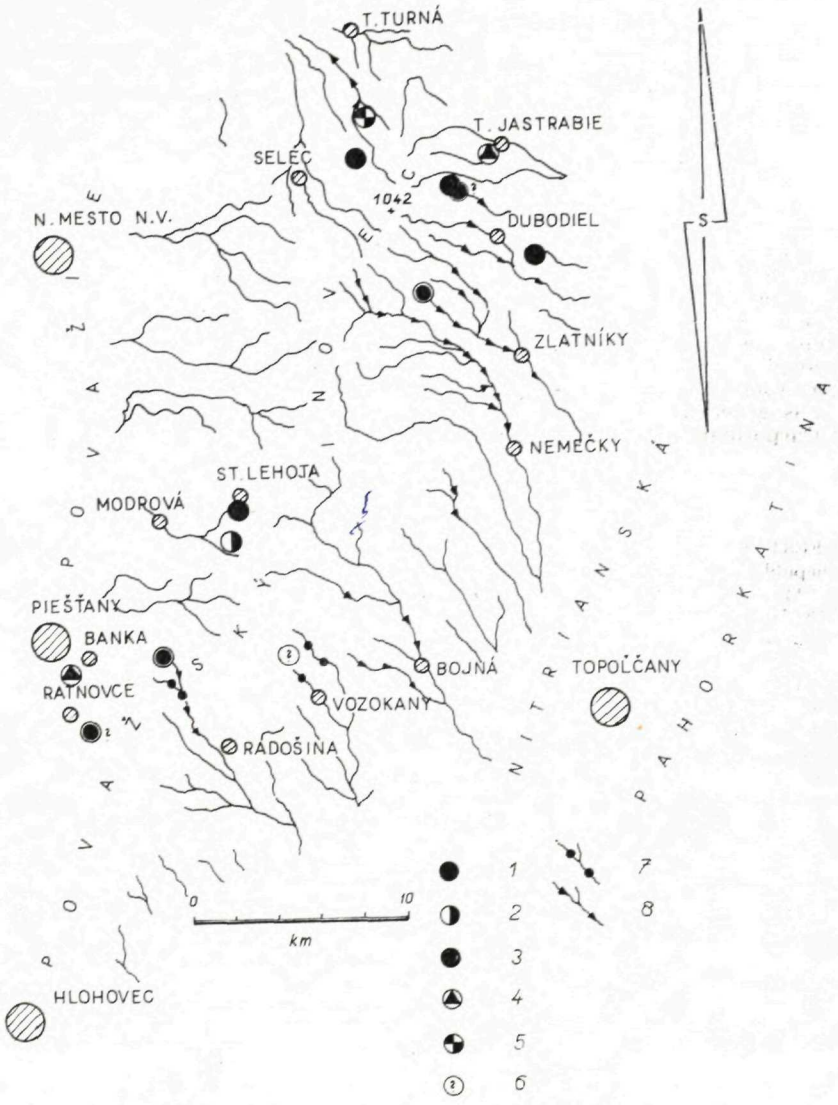
Pre úplnosť je potrebné sa ešte zmieniť i o polohe *čiernej hliny* s hniezdami prachovitého pyritu, ktorá bola odkrytá pri úprave zárezu železničnej trate pri obci Trenčianske Jastrabie. Malé kutacie práce na tomto výskyte boli údajne úplne bezvýsledné (Bergfest 1953). Ide o súčasť miocénnej výplne Bánovskej kotliny.

V roku 1944 pokryl výhradnými kutbami celú severnú časť Považského Inovca istý bratislavský podnikateľ. Išlo o rozsiahle územie medzi obcami Selec–Dubodiel–Trenčianske Jastrabie–Mníchova Lehota. Zatiaľ nie sú známe konkrétne objekty, ktoré dali impulz k tomuto kroku a ani výsledky eventuelných kutacích prác. Ani v tomto prípade neboli kutacími kruhmi zaistené zlatonosné dobývky z okolia Zlatník. Skôr možno predpokladať, že signalizujú iba ďalšie možnosti rudného vyhľadávania v tomto pohorí.

Súčasné výsledky regionálneho šlichovania a prvé orientačné poznatky o indíciách rôznych typov zrudnení v Považskom Inovci jasne ukazujú, že *doteraz predpokladaná sterilita tohto územia je iba zdanlivá a vyplýva z nízkeho stupňa preskúmanosti* a nedostatku ľahko prístupných informácií. Žiaľ aj základný geologický výskum celého pohoria (azda s výnimkou mezozoických jednotiek) má veľmi prehľadnú funkciu a bolo by potrebné ho reambulovať. Celá séria tunajších štruktúrnych a najmä metamorfných problémov úzko súvisí s metalogenetickými otázkami.

Doručené: 22. 3. 1971
K tlači doporučil: doc. dr. C. Varček, CSc.

Ústav užitnej geofyziky,
závod Bratislava



Prehľad evidovaných rudných výskytov a indícií v Považskom Inovci (bez aluviálnych a fosilných zlatonosných rozsypov pri východnom okraji pohoria). Stav 1970.
1 = Fe—zrudnenia (exo- i endogénne), 2 = výskyty Cu—mineralizácie, 3 = primárna Au—mineralizácia, 4 = výskyty pyritov, 5 = polymetalické zrudnenie, 6 = problematické a nevyjasnené rudné objekty, 7 = baryty v alúviu potoka, 8 = zlato v alúviu potokov.

A contribution to metallogenesis of the Považský Inovec mountains

STANISLAV POLÁK

Up to the present, the Považský Inovec mountains have been considered practically sterile as for metallogenesis. The author's latest research shows that in addition to extensive gold-bearing placers on the eastern slope of the mountains there are further endo- and exogene ore occurrences and indications. Some of them were identified by regional panning of the recent drainage system. Most important is the polymetallic ore-mineralization near Trenčianska Turná in the area of mica schists of the crystalline core. Interesting are also baryte fragments in the creeks near the villages Radošiná and Vozokany, originating in unknown sources. Since barytes have also been found in the hydrothermal zone above the old gold mines, they may indicate primary gold resources presumed.

From the view of metallogenesis interesting is haematite mineralization known in a dispersed form from the crystalline, and in greywacke conglomerates of the Permian the mineralization forms epigenetic cement and vein formations. In the Permian there is also Cu-mineralization in an indetermined cluster of vein quartz.

Although this is only a preliminary description of the situation and requires further systematic study (the Mesozoic units are not investigated thoroughly enough), still it is a certain contribution for the entire pattern of the metallogenesis of the West Carpathians.

LITERATÚRA

BERGFEST A., 1953: Rudné výskyty v Malých Karpatoch a na Inovci: III., Banská Štiavnica (nepublikované).

BKtB 1925 = Ústredný banský archív v Banskej Štiavnici, fond BKtB, spis čj. 4238/1925.

FERENCZI St., 1915: Geologische Beobachtungen am mittleren Teile des Inovec. In: Jahresberichte der kgl. ung. Geol. Reichsanstalt, Budapešť.

FERENCZI St., 1934: Beiträge zur Kenntniss der Geologie des nördlichen Teiles des Inovec-Gebirges. In: Jahresberichte der ung. Geol. Anstalt f. 1917—1924, Budapešť.

HLÔŠKA S. 1925 in ÚBA BŠ, fond BKtB, čís 3098/C/1925.

HOVORKA D., 1960: Poznámky o kremitých porfyritoch severnej časti Považského Inovca. In: Geol. práce, zprávy 18, Bratislava.

ILLESHÁZY 1766—1769 = fascikel s označením „Acta Fodinam in Monte Inovecz ad Dominum Trentin Spectante Anno 1766 . . ." zo Štátneho archívu v Nitre, fond Illesházy, Trenčín.

KAMENICKÝ J., 1950: Zpráva o výskyte železnej rudy v St. Lehote, okres Nové Mesto n/V. Bratislava (nepublikované).

PETRASCHECK W. E., 1966: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. In: Sitzungsberichte, Abt. I, 175/1—3, Österr. Akad. der Wissenschaften, Viedeň.

POLÁK S., 1955: Vozokany, okr. Topoľčany. Záverečná zpráva o výsledkoch prospekcie limonitického zrudnenia, prevedenej v r. 1955. Pezinok (nepublikované).

POLÁK S., 1956: Výskyt magnetitu na Železníku pri obci Trenčianske Jastrabie, okr. Bánovce n/Bebravou. In: Geologické práce, zprávy 7, Bratislava.

POLÁK S., 1962: Timoradza, okr. Topoľčany, zpráva o výsledku obhliadky železorudného výskytu. Nová Baňa (nepublikované).

POLÁK S., 1968: Príspevok k dejinám ťažby zlata na Slovensku: I. Zlatníky, okres Topoľčany (Považský Inovec). In: Zborník Slov. ban. múzea, IV, Banská Štiavnica.

POLÁK S., 1969: Orientačné poznatky o zlate v recentných náplavoch a mladých fosilných sedimentoch na východnom úbočí Považského Inovca. In: Mineralia Slovaca, I/1, Spiš. Nová Ves.

SSNB 1788—1796: ÚBA BŠ, fond Substitučný banský súd v Novej Bani, Muth- und Verleich Buch 1788—1796.

MINERALIA SLOVACA ROČ. III. (1971) č. 11

Humenské pohorie v svetle niekoľko nových stratigrafických poznatkov

MICHAL MAHEĽ

Гуменские горы в светле некоторых новых стратиграфических данных

Михал Магель

Ввиду типа юры, большая часть мезозоя Гуменских гор принадлежит к свитам кордиллерового типа. Встречаются и фации Злиеховского типа — троговые, пятнистых мергелей включающих лотарингские аммониты, и свиты неокомских глинистых известняков и мергелистых известняков (без роговиков), а также фации эвксинского типа — свита черных известковых сланцев и аптскоалбских глинистых известняков, характеристические для единиц аавтохтонной оболочки.

Эти фации встречаются редко, не образуя непрерывных ясных структур. Скорее они свидетельствуют о значительном палеогеографическом рассеянии Гуменского мезозоя.

Триас тоже фациально дифференцирован. Кроме разнообразного развития известняково-доломитических масс сопровождаемых кейпером и рэтом, выходят тоже некоторые фации в более южных видах: известняки рейфлингского типа, мощные массы доломитов включающих пласты карнических известняков с лумахелями.

Гуменский мезозой представляет собой терминальную часть карпатской геосинклинали, в которой только в определенных коротких временных интервалах (но не в течение целого развития геосинклинали) проявляются отдельные фациальные розчленение. Следовательно, Гуменский мезозой фациально конденсирован с фациями из различных фациальных зон; но не является ясно фациально-структурно дифференцированным. Я это считаю довольно характеристическим признаком терминальных частей геосинкликали.

Humenské pohorie, jeho okrajové postavenie medzi Západnými a Východnými Karpatmi predstavuje z hľadiska geologického v určitom zmysle „kľúčové územie". Osobitná dôležitosť poznatkov o jeho stavbe je i v tom, že tie sú východiskom pre hodnotenie príslušnosti mezozoického podkladu Východoslovenskej nížiny (problém osobitnej dôležitosti pri vyhľadávaní ložísk nafty a plynov). To sú i dôvody, ktoré viedli k zostaveniu novej geologickej mapy 1:25 000, i keď posledná mapa, urobená na dobrej úrovni, bola publikovaná ako čiernobiela (Roth 1956). Poznatky z prvého štádia zostavovania tejto mapy, opreného hlavne o podrobné litologicko-stratigrafické profilovanie, sme už skoršie uverejnili (M a h e ľ 1963, M a h e ľ et com. 1967). Už tieto práce ukázali pestrosť vývoja jury a spodnej kriedy a ich variabilnosť v jednotlivých šupinách. Ďalšie štúdium zostavovania mapy prinieslo niekoľko poznatkov dôležitých z hľadiska členenia mezozoika i pre geotektonické začlenenie.

1. *Osobitnú pozornosť v Humenskom pohorí si zasluhujú hlavne poznatky o triase.* Niektoré fácie, hlavne svetlé vápence, ale v nemalej miere i značný rozsah vápencovo-dolomitických más v centrálnej — osovej i vo východnej časti pohoria, boli príčinou starších názorov (A n d r u s o v 1943) na ich príslušnosť k chočskému, resp. vyšším príkrovom. Akiste nemalú úlohu pri tom zohral i koncepčný pohľad na Humenské pohorie ako jadrové a ako také aj so zastúpením nielen nižších (krížňansky) ale i vyšších subtatranských príkrovov.

Vlna kriticizmu po druhej svetovej vojne, spätá so snahou po unifikácii, prináša názor na jednotnú sériu (R o t h 1956, M a h e ľ 1963). Nové výskumy potvrdzujú spätosť mladších členov začínajúcich keuprom, priraďovaných prvšie ku krížňanskej jednotke s masami vápencov a dolomitov. Vytvára sa názor na jednotnú ale faciálne v jednotlivých štruktúrach diferencovanú humenskú sériu (M a h e ľ 1963, 1967), s jurou prevažne kordilierového typu blízkou sériam vysockej a belanskej, teda tzv. vysockého kordilierového typu krížňanskej jednotky. Rozsiahlejšie komplexy vápencovo-dolomitických komplexov vystupujú na južných svahoch pohoria. Mladšie členy sú tu podradne. Podozrenie príslušnosti k chočskej jednotke v týchto priestoroch je teda väčšie. V ich sprievode ako súčasť šupín vystupuje karpatský keuper a karpat-

ský rét, miestami i mladšie členy, najčastejšie vývinom blízke oným na severných svahoch pohoria. Z rozloženia týchto útvarov, charakteristických pre „nižšie" severnejšie jednotky vyplýva, že rozsah vápencovo-dolomitických más, ktoré by mohli patriť chočskej, resp. vyšším jednotkám, je malý, obmedzený hlavne na priestor Staré — Oreské. V tom smere sú nápadné dve skutočnosti. V spomenutom úseku je mocný vývoj svetlých dolomitov; inde dolomity v pomere k vápencom majú podradnejšie zastúpenie. Vo vrchnej časti dolomitov sa našli šedé vápence s pestrosťou typov od tmavých k svetlým s polohami lumachelových vápencov a to na vŕšku Jakovec, západne od Starého a na severnom svahu Okruhlej, západne od Oreského. Nález brachiopoda *„Terebratula" aulacothyroidae* Bittner poukazuje na karn. Vyššie členy nie sú známe. Pozícia tohto vápencovo-dolomitického komplexu nie je celkom jasná (terén málo odkrytý). Zdá sa, že ide o kryhu prekrývajúcu spodnejšie, vymykajúcu sa i tektonickým postavením zo stavby vztýčených šupín spodnejšej jednotky. Pozoruhodné je pri tom susedstvo s karpatským keuprom a rétom, čo nevylučuje stratigrafickú zviazanosť a tým príslušnosť k akémusi prechodnému južnejšiemu typu triasu so zmiešanými krížňansko-chočskými fáciami. K takémuto názoru zvádza ma i nejednotnosť stratigrafie vápencovo-dolomitických členov u šupín, ktoré na základe prítomnosti a bezospornej stratigrafickej zviazanosti s karpatským keuprom a rétom zaraďujeme ku krížňanskej jednotke. Napr. v ústrednej šupine Krivoštianky, stredný trias, zastupujú stovky metrov mocné šedé a tmavošedé vápence („krivoštianske") — fácia blízka tým, ktoré v Západných Karpatoch sú označované ako gutensteinské; veľmi často sú lavicovité. Miestami (napr. na severnom svahu Krivoštianky) sú časté i polohy „červíkovitých" vápencov. Za ich osobitnosť treba považovať: a) hojné nepravidelné polohy dolomitických vápencov a dolomitov; b) svetlejšie polohy vo vrchnej časti vápencového komplexu, pomerne nepravidelné. Vo vrchných polohách, na severnom svahu Krivoštianky SV od kóty 470,4 m sa našli lumachely s ladínskou faunou určenou M. Kochanovou: v tmavých varietach *Hoernesia socialis* (Schloth.), *Entolium discites* (Schloth), *Placunopsis ostarcinum* (Giebel), *Coenothyris vulgaris;* v svetlých varietach sa našla: *Myophoria goldfussi* Zieten. Šedé dolomity v ich nadloží masívne i lavicovité s polohami dolomitických vápencov dosahujú mocnosť len desiatky metrov. Vytvárajú bezprostredné podložie karpatského keupru a je logické ich považovať za ladínske (azda vrchnoladínske), sčasti i spodnokarnické.

V severnejšej šupine, ktorá je budovaná predovšetkým mladšími členmi, je však nápadný mocný vývin dolomitov. V tmavých vápencoch sprevádzaných dolomitickými vápencami vystupujúcimi uprostred dolomitovej masy sa našli vrchnoanisské riasy (určil J. Bystrický): *Physorella pauciforata* (Gümb). *Steinm. v. sulcata* Bystrický, *Physorella cf. praealpina Pia, Physorella praealpina Pia, Physorella dissita* (Gümb). Pia, *Diplopora sp. ind.* Dolomity, ako vidieť, zasahujú svojou časťou i hlboko do anisu. V nadloží dolomitov u tejto šupiny je 2—10 m mocná poloha svetlých vápencov s ostro bielomodrou patinou sčasti slienitých, pripomínajúcich polohy dolomitov uprostred karpatského keupru, ktorého bázu vytvárajú.

Na viacerých miestach, zväčša vo forme menších výskytov, sa našli vápence s rohovcami, pripomínajúce reiflingský typ, fácia dosť bežná v chočskej jednotke. Na hrebeni Brekova v severnej šupine ležia ako samostatný člen v nadloží dolomitov, prekrývajúcich tmavé vápence. „Reiflingský" typ pripomínajú i tmavé vápence vo vinohradoch pri Oreskom. Ako vložky v dolomitoch vystupujú pri kóte 422,3 m južne od hrebeňa Skalka. Vápence s ojedinelými čiernymi rohovcami sa nájdu v najvrchnejšej polohe vápencov na styku s dolomitmi v Oreskej doline. Všetko sú to skôr ojedinelé výskyty ako súvislejšie polohy rozložené uprostred triasu severnejšieho, krížňanského typu.

2. Poznatky získané v stratigrafii a litológii jurských a spodnokriedových členov viedli (M a h e ľ 1963, 1967) k zaradeniu celej jednotky ku kordilierovému či vysockému typu krížňanskej jednotky. Už vtedy sme však konštatovali pomernú pestrosť fácií jury. Niektoré novozistené členy však rozširujú šírku paleogeografickej palety.

a) Sliene sčasti škvrnité — striedný lias. V južnejších štruktúrach vystupujú tenké polohy slienitých doskovitých vápencov s tenkými vložkami slieňovcov. Vápence sú šedé až tmavošedé s málo výraznými škvrnami. Súvrstvie pripomína netypickú „fleckenmerglovú" fáciu a to aj nálezy amonitov lotaringského veku na hrebeni severne od Krivoštian (z východov v lesnej ceste): *Echioceras raricostatum* (Zeit). *Vermiceras nodotianum* (d'Orb). Mocnejší komplex týchto vápencov tvorí pruh severne od Oreského. V jeho susedstve (podložie) sú tmavé jemnozrnné krinoidové vápence,

zrejme spodnoliasové. Severne od Krivoštian vystupujú dokonca dva tenšie pruhy „fleckenmarglu". I tu v ich podloží sú doskovité tmavé krinoidové vápence spodného liasu. Nadložie je neznáme. „Fleckenmerglová" fácia v Západných Karpatoch, dosť typická pre zliechovský priehlbeninový typ krížňanskej jednotky, má v Humenskom pohorí však veľmi obmedzený rozsah a vystupuje v južných štruktúrach. Nie je však sprevádzaná ďalšími členmi zliechovského typu.

b) Červené hľúzovité vápence, sčasti brekciovité, vystupujú pri severnom okraji vinohradu S od Krivoštian, t. j. v najjužnejšie rozložených šupinách. Sú sprevádzané ružovkastožltobielymi vápencami. Pozoruhodné je, že tieto fácie sú slabšie zasiahnuté metamorfózou.

c) Slieňovce a slienité vápence neokómu — zliechovský typ bez rohovcov s výraznými pre ne charakteristickými vráskami a prežilkovaním: sú známe zo severných struktúr a to od Porúbky (v potoku S od dediny) a z viníc severne od Oreského z južnejších štruktúr. I táto fácia zliechovského typu je len medzičlenom humenskej série a nie súčasťou osobitnej dielčej zliechovskej jednotky.

d) Pri Chlmci vystupuje niekoľko sto metrov mocné silne stlačené až slabo metamorfózou postihnuté súvrstvie tmavých vápnitých bridlíc a slieňovcov miestami slabo piesčitých. Piesčitejšie polohy až vápnité pieskovce sú častejšie vo vrchnejších polohách. Spodnejšie polohy obsahujú prevažne aptskú mikrofaunu (určil O. Samuel): *Planomalina cheniourensis(* Sig), *Conorotalis bartensteim aptiensis* (Bet), *Hedbergella trocoides* (Gandolfi), *Hedbergella infracretacea* (Glaes). *Ticinella raymoundi* Sigal, *Epistomina spinulifera polipoides* (Eichenberg), *Marsonella oxycona* (Marsson). Vrchné polohy súvrstvia od Chlmca s častejšími vložkami piesčitými sú albské: *Spiroplectamina complanata* (Reuss), *Anomalina intermedia* Berthelin, *Hedbergella gaultina* (Morozova), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Ticinella cf. primula* Lutterbacher, *Hedbergella seminolensis* (Harlton).

Toto tmavé súvrstvie, charakteristické je v Západných Karpatoch hlavne pre obalové jednotky, je mocné v malomagurskej jednotke, kde je taktiež postihnuté silnými tlakovými fenoménmi. Je iste pozoruhodná jeho podložná pozícia pod vápencovo-dolomitickými komplexmi „brekovského" lomu, overená vrtmi i štôlňou.

Uvedené fácie, i keď vystupujú podradne, nevytvárajú súvislejšie výrazné štruktúry. Poukazujú skôr na značný paleogeografický rozptyl humenského mezozoika. Prítomnosť fleckenmerglovej fácie a neokómskych slieňov a slienitých vápencov poukazuje na príbuznosť k zliechovskému typu krížňanskej jednotky. Súvrstvie apt-albských čiernych bridlíc a slieňovcov pripomína euinský typ obalových jednotiek centrálnych Karpát a triasové komplexy u Starého a Oreského majú príbuznosť k chočskému príkrovu. Prirátajme ešte zastúpenie tzv. jasenovského vývinu s niektorými fáciami hlavne urgónskymi vápencami a orlovskými zlepencami s príbuzenstvom k manínskej jednotke. *Humenské mezozoikum predstavuje koncovú časť karpatskej geosynklinály,* v ktorej len v určitých kratších časových intervaloch (nie však počas celého vývinu geosynklinály) sa uplatňujú jednotlivé faciálne rozdiely. Humenské mezozoikum *je teda faciálne kondenzované s fáciami z rôznych faciálnych zón; nie je však výrazne faciálno-štruktúrne diferencované.* Domnievame sa, že ide o znak dosť charakteristický pre koncové časti geosynklinály. Stretávame sa s tým napr. v Malých Karpatoch, i keď nie v takom rozsahu.

Doručené: 14. 6. 1971
K tlači doporučil: Dr. J. Bystrický, DrSc.

Geologický ústav D. Štúra
v Bratislave

LITERATÚRA

ANDRUSOV D., 1943: Geológia a výskyty nerastných surovín Slovenska. Slovenská vlastiveda. Bratislava.

MAHEĽ M., 1936: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geol. práce, Správy 30. Bratislava.

MAHEĽ M. et com., 1967: Regionální geologie ČSSR. Díl II — Západní Karpaty, sv. 1 Praha.

ROTH ZD., 1956: Geologie Humenského pohoří na východním Slovensku. Geol. práce, Zprávy 8. Bratislava.

The Humenské pohorie Mts. from the Sight of Some New Stratigraphic Information

MICHAL MAHEĽ

The essential part of the Mesozoic of the Humenské pohorie Mts. belongs to the groups of cordillera type in its type of the Jurassic and Lower Cretaceous. However, also facies of the Zliechov type are found there-trough-like, of spotted marlstones with Lotharingian ammonites and strata of Neocomian marlstones and marly limestones (without cherts) as well as facies of euxinic type — strata of Aptian-Albian black calcareous shales and marlstones, characteristic of the envelope units.

The mentioned facies are present subordinately, they do not form more continuous distinct structures. Their presence rather indicates considerable paleogeographical scattering of the Humenné Mesozoic.

The Triassic is also differentiated in facies. Beside inhomogeneity of development of limestone-dolomite masses accompanied by the Keuper and Rhaetic also some facies common in more southern units are found: limestones of Reifling type, thick masses of dolomites with layers of Carnian lumachelle limestones.

The Humenné Mesozoic represents the terminal part of the Carpathian geosyncline, in which the facies articulation wos were manifesting in certain shorter intervals of time only (howevter, not throughout the development of geosyncline). Thus it is facially condensed with facies from various facies zones; however, with no distinct facies — structural differentiation. I suppose a sign quite characteristic of terminal parts of the geosyncline to be concerned.

Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu

ZOLTÁN BACSÓ

Remarques sur les nouveaux minéraux et les matières premières du Vihorlat.

Au cours de la prospection géologique du mercure, on a remarqué que les roches affectées par un métasomatisme hydrothermal, se trouvant au milieu des roches volcaniques du Vihorlat central, contiennent 1 à 19 % de fluor. Le complexe des roches métasomatiques comprennant une surface de 350×200 m située au Nord de la vallée du ruisseau de Kapka présente les faciès suivants des roches formées par les processus hydro hermaux: métasome monoquartzeux (± kaolin et zunyite?), topaze — métasome quartzeux — andalousitique, métasome quartzeux — kaolinique — calcédonieux, métasome riche en quartz — andalousite — corindon et celui riche en quartz — andalousite — kaolin — (zunyite?) — fluorite.

Petrografické, mineralogické a chemické štúdium niektorých vzoriek hornín, ktoré sme vyzbierali v centrálnom Vihorlate v roku 1970, prinieslo pozoruhodné výsledky.

Zistili sme, že prevažne svetlosivé, často zelenkavo a ružovkasto škvrnité vzorky silicifikovaných a zrohovcovatených hornín zo severného svahu potoka Kapka, zo svahov doliny Skalného potoka a zo svahov úvodnej časti Porubského potoka majú vysoký obsah fluóru.

Z rôznych častí telesa hydrotermálnou metasomatózou vzniknutých hornín, severne od doliny potoka Kapka sme spolu odobrali desať vzoriek, v ktorých sa zistili nasledovné obsahy fluóru: 0,128 %; 0,96 %; 2,78 %; 3,50 %; 6,84 %; 6,96 %; 7,28 %; 14,40 %; 14,75 %; a 18,80 %; (Pozri graf. náčrt č. 1).

Z rôznych častí telesa analogických hydrometasomatitov zo svahov doliny Skalného potoka sme odobrali štyri vzorky, v ktorých sa zistili tieto obsahy fluóru: 1,60 %; 4,16 %; 5,00 %; a 6,00 %;

Z telesa hydrometasomatikov, zo svahov úvodnej časti Porubského potoka, sme odobrali šesť vzoriek, v ktorých sa zistili nasledovné obsahy fluóru: 0,69 %; 1,57 %; 2,16 %; 5,20 %; 8,08 %; a 9,20 %;

Geologicky, petrograficky a mineralogicky sme podrobnejšie skúmali zatiaľ len teleso hydrotermálne premenených hornín pri údolí potoka Kapka a predbežne sme zistili nasledovné:

V bezprostrednom južnom susedstve a v pravdepodobnom podloží nižšie popísaných hydrotermálne — metasomatických hornín sú lapilové a pemzové silicifikované andezitové tufy, ktoré J. Slávik (1969) zaraďuje do tzv. konušského komplexu, ktorý je súčasťou ním vyčlenenej, tzv. vrchnej vulkanickej etáže, ktorej prisudzuje levantský vek.

Ide tu o povrchove, plošne cca 350 x 200 m *veľké teleso úplne prepracované hydrotermálnou metasomatózou.* Na jeho stavbe sa zúčastňujú nasledovné *fácie metasomatických hornín,* t. j. produkty postvulkanickej činnosti:

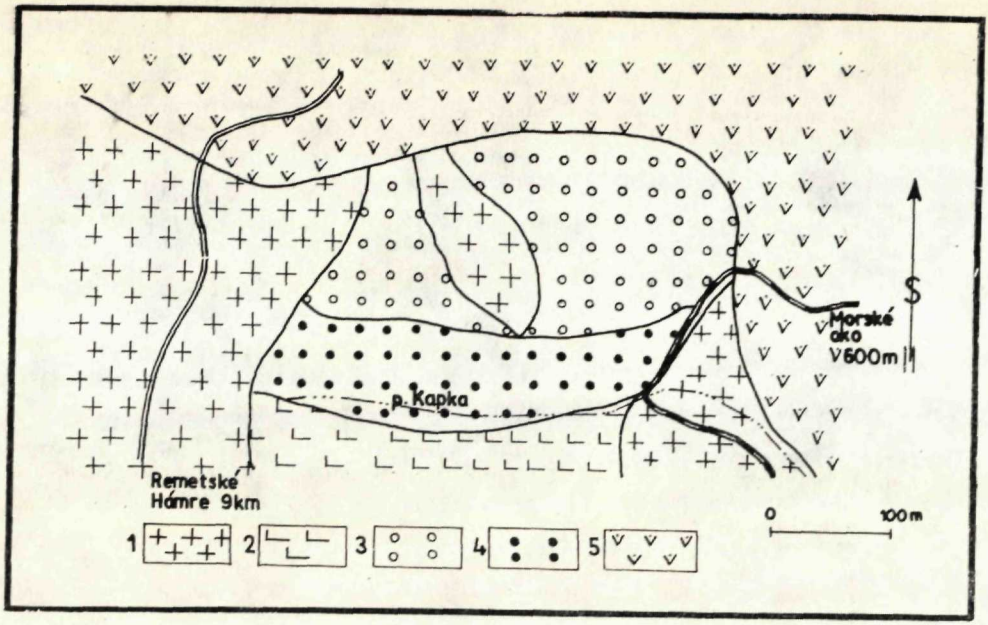
monokvarcitový metasomatit (± kaolín a zunyit?),
topás — kremeň — andaluzitový metasomatit,
kremeň — kaolin — chalcedónový metasomatit,
kremeň — andaluzit — korundový metasomatit,
kremeň — andaluzit — kaolin — (zunyit?) — fluoritový metasomatit.

Z uvedených produktov postvulkanickej činnosti sú najrozšírenejšie fácie hornín monokvarcitové a kremeň — andaluzit — korundové metasomatity.

Na základe pomerne značného zastúpenia berýlia v semikvantitatívnych spektrálnych analýzach vzoriek bohatých na fluór môžeme predpokladať aj prítomnosť minerálov s obsahom Be.

V ďalšom popíšeme vo Vihorlate prvýkrát nájdené minerály: andaluzit, topás a fluorit. Nové poznatky uvedieme aj o korunde, ktorý síce už z Vihorlatu popísal J. Slávik (1970), ale len ako minerál rozsypov vulkanitov a nie z miest jeho primárnych výskytov.

Všetky vyššie uvedené minerály sú veľmi jemnozrnné a makroskopicky väčšinou neodlišiteľné.



Geologická škica telesa metasomatitov pri potoku Kapka

1. chloritizovaný pyroxenický andezit, 2. kyslý dvojpyroxenický biotitický andezit, 3. hydrotermálne metasomatity, 4. silicifikované tufy, 5. zosun.

Andaluzit (obr. 1). Makroskopicky sa prezradzuje tým, že vzorky veľmi jemnozrnných až celistvých hornín, ktoré tento minerál obsahujú sú na miestach výskytu väčšieho množstva andaluzitu ružovo-hnedé. Pod mikroskopom pozorovať, že vytvára idioblastické, podľa osi c pretiahle, dlhostĺpikovité kryštáliky, ktoré v priečnych a šikmých rezoch majú štvorcové a obdĺžnikovité prierezy. Takmer vždy sú zastúpené spojky tvarov: (110) a (001), zriedkavejšie aj plochy (101). Pozdĺžne prierezy sa zhášajú rovnobežne so smermi dokonalej štiepnosti podľa (110). V smere n α najmä väčšie kryštálky majú výrazne ružový pleochroizmus, najlepšie pozorovateľné v jadre, naprieč stĺpikov, t. j. podľa smeru nβ a nλ je bezfarebný. Opticky andaluzit je dvojosový, má Chz — a Chm —. Veľkosť kryštálkov: stĺpiky sú v závislosti od celkovej zrnitosti metasomatitu dlhé od 0,24 do 1,6 mm a v priečnych prierezoch široké od 0,03 do 0,15 mm. Pomer dĺžky a šírky sa pohybuje od 8:1 do 11:1. Pokiaľ sa andaluzit vyskytuje vo vzorkách metasomatitov, vždy vystupuje ako jedna z podstatných súčiastok. Z hľadiska paragenézy je výrazný jeho intímny vzťah k spoločnému výskytu s korundom.

Fluorit (obr. 2 a 3). Pod mikroskopom pozorovať, že vytvára jednak relatívne väčšie agregáty hypidioblastických až idioblastických bezfarebných zŕn o priemernej veľkosti od 0,05 do 0,13 mm. Kubické kryštálky vyvinuté v dutinách sa vyznačujú výrazným vývinom plôch (100). Relatívne menšie, až veľmi malé sú agregáty, v bežnom polarizačnom mikroskope len namáhavo identifikovateľných xenoblastických fluoritových zŕn o veľkosti pod 0,05 mm v priemere. Minerál má vo výbruse veľmi nízky lom a negatívny reliéf. Medzi skríženými nikolmi dá sa pozorovať, že fluorit je dokonale izotropný. Podľa doterajších našich poznatkov, v predmetných metasomatitoch Vihorlatu sa vyskytuje v množstvách akcesorickej, zriedkavejšie vedľajšej horninotvornej súčiastke.

Korund (obr. 4). Pokiaľ je dobre vyvinutý, vo výbruse vytvára stĺpkovité, vretenovité až súdkovité kryštálky. Najčastejšie má tvary (1011) a (0001). Často vystupuje aj v podobe xenoblastických zŕn. Oproti andaluzitu, s ktorým vystupuje, má pod-

statne výraznejšie vystupujúci reliéf a drsnejší povrch. Pleochroizmus u väčších zŕn je zreteľný. Podľa $n\alpha$ je indigovo modrý, podľa $n\lambda$ bezfarebný. Na niektorých kryštálkoch možno pozorovať odlučnosť podľa klenca. Zháša rovnobežne. Dvojlom má približne ako kremeň. Je jednoosový, Chz –, Ch_m+. Dĺžka kryštálkov sa pohybuje od 0,13 do 0,37 mm, šírka kryštálkov od 0,03 do 0,1 mm. Pomer dĺžky a šírky sa pohybuje od 3:1 do 5:1. Korund vo výbrusoch metasomatitov vystupuje ako podstatná a vedľajšia súčiastka.

Zunyit? (topás?). Prevažná časť vihorlatských hydrotermálnych metasomatitov je veľmi jemnozrnná až mikrozrnná. Značnú časť minerálnych zŕn, pre malé rozmery, nie je možné opticky určiť. Pre bližšie poznanie týchto hornín majú veľký význam kompletné chemické analýzy: V predmetných metasomatitoch boli zistené až 19% obsahy fluóru a nízke 0,34 až 4,77% obsahy CaO, ktoré signalizujú prítomnosť ďalších, zatiaľ opticky neurčených fluórových minerálov. Do úvahy prichádzajú hlavne minerály s vysokým obsahom fluóru, zunyit a topás, ktoré sú typickými predstaviteľmi minerálov formácie hydrotermálnych sekundárnych kvarcitov. (V poňatí Nakovnika N. I. — 1970).

Výsledky optického štúdia metasomatických hornín dokladáme dvoma kompletnými chemickými analýzami a prepočtami týchto analýz na normatívne minerály. Prepočty sú urobené v podstate podľa zásad chemickej klasifikácie vyvrelých hornín systému C. I. P. W. Pri voľbe jednotlivých normatívnych minerálov boli v plnej miere zohľadnené výsledky optického štúdia výbrusov zo vzorkového materiálu každej jednotlivej v prepočtoch uvažovanej chemickej analýzy.

Vzorka 35 zo západného ukončenia telesa metasomatitov, pri potoku Kapka, má nasledovné chemické zloženie v %: SiO_2 — 34,30; Al_2O_3 — 56,48; Fe_2O_3 — 0,07; FeO — 0,36; CaO — 0,95; MgO — 0,78; TiO_2 — 0,21; P_2O_5 — 0,10; MnO — 0,005; Na_2O — 0,06; K_2O —0,30; LiO_2 — 0,01; V_2O_5 — 0,093; ZrO_2 — 0,003; Cu — 0,002; Pb — 0,001; Zn — 0,005; Ni — 0,008; Co — 0,001; Mo — 0,005; Ga — 0,005; Sb — 0,008; Cr — 0,040; As — 0,012; Hg — 0,001; F — 0,40; S — 0,01; SO_3 — 0,04; str. ž. 6,10; + H_2O — 0,57.

Prepočtom chemickej analýzy vzorky 35 sa získalo nasledovné normatívne mineralogické zloženie horniny v %: andaluzit — 48,60; korund — 25,09; kremeň — 13,26; fluorit — 0,82; ortoklas — 1,67; albit — 0,52; anortit — 1,11; Mg — hyperstén — 1,90; ilmenit — 0,46; apatit 0,31; kulzonit — 0,44; strata žíhaním — 6,10; Spolu — 100,28.

Vzorka 3/200 z východného ukončenia telesa metasomatitov pri potoku Kapka (vzájomná vzdialenosť vzoriek 35 a 3/200 je 150 m) má nasledovné chemické zloženie v %: SiO_2 — 50,05; Al_2O_3 — 37,03; Fe_2O_3 — 0,86; FeO — 0,05; CaO — 0,67; MgO — 0,60; TiO_2 — 0,34; P_2O_5 — 0,20; MnO — 0,005; Na_2O — 0,06; K_2O — 0,10; Li_2O — 0,01; V_2O_5 — 0,024; ZrO_2 — 0,009; Cu — 0,002; Pb — 0,001; Zn — 0,003; Ni — 0,003; Co — 0,001; Mo — 0,005; Ga — 0,001; Sb — 0,002; Cr — 0,001; As — 0,018; Hg — 0,001; F — 11,34; S — 0,01; SO_3 — 0,02; str. ž. — 1,80; + H_2O — 0,01.

Z chemickej analýzy vzorky 3/200 bolo odvodené normatívne mineralogické zloženie horniny v %:andaluzit — 26,40; zunyit — 35,71; kremeň — 29,89; fluorit — 0,71; ortoklas — 0,56; albit — 0,52; Mg — hyperstén — 1,50; ilmenit — 0,15; rutil — 0,24; hematit — 0,80; apatit — 0,31; strata žíhaním — 1,80; spolu 98,59;

Z_0 strednej časti telesa metasomatitov pri potoku Kapka pochádza vzorka 212/1, analyzovaná len na podstatné zložky. Jej obsahy sú nasledovné (v %): SiO_2 — 29,78; Al_2O_3 — 47,32; CaO — 4,77; F — 7,28. Z tejto analýzy možno odvodiť nasledovné normatívne zastúpenie hlavných minerálov metasomatitu v %: andaluzit 63,33; zunyit 13,14; fluorit 6,63; kremeň 2,95; (Chemické analýzy vzoriek urobilo laboratórium Geologického prieskumu, n. p., vo Spišskej Novej Vsi, analytikom bol J. Ambruš). Malé zastúpenie živcov, hypersténu a niektorých ďalších minerálov v normatívnom zložení metasomatitov vysvetlujeme ojedinelými, nepremenenými zbytkami andezitickej základnej hmoty, ktoré boli v hornine pozorované a opticky potvrdené.

Na základe štúdia ďalšieho vzorkového materiálu dodatočne sa zistil:

Topás. Makroskopicky zriedkavo pozorovateľné väčšie zrná sú slamovožltej farby. V mikroskope pozorovať, že vytvára číre, väčšie stĺpikovité kryštálky a menšie nepravidelné zrná. Má dokonalú štiepnosť podľa (001). Voči kremeňu má výraznejší reliéf. Rovnobežne zháša. Dvojlom má približne ako kremeň. Je dvojosový, Chz+ a Ch_m+. Dĺžka kryštálkov sa pohybuje od 0,05 do 2,00 mm, šírka kryštálkov od 0,02 do 0,50 mm. Vo výbrusoch je zastúpený v množstve vedľajšej až hlavnej súčiastky. Vo väčších kryštálkoch topásu boli pozorované jemné ihličky rutilu (sagenit).

O vzniku vyššie uvedených metasomatických hornín a minerálov môžeme predbežne povedať: *Ide tu o produkty hydrotermálne — metasomatickej, postvulkanickej premeny andezitoidných, čiastočne tufových hornín. K hydrotermálnej premene došlo pozdĺž zlomových systémov smeru SV — JV a smeru V — Z až SZ — JV, pravdepodobne v kontaktných dvoroch dosiaľ neodkrytých telies subvulkanických dacitov, alebo ryolitov.*

Záverom možno konštatovať, že mineralogické, ako aj chemické zloženie hydrotermálnych metasomatitov centrálneho Vihorlatu dávajú dobré *predpoklady na využitie predmetných hornín ako suroviny na výrobu špeciálnych ohňovzdorných mullitových výrobkov.* Na tento účel sa podľa A. Poláka (1965) môže ťažiť hornina už s obsahom 5—7 % andaluzitu. Na základe predbežných našich poznatkov obsahy andaluzitu v telese metasomatitov pri potoku Kapka sú podstatne vyššie a dosahujú 30 a viac %.

Využitie predmetných metasomatitov ako fluórovej suroviny robia problematickým orientačné výsledky mineralogického a chemického výskumu, podľa ktorých v predmetných horninách fluór je len v nepodstatnej miere prítomný vo forme fluoritu.

Ďakujem kolegovi M. Slavkayovi za záujem a za cenné pripomienky pri riešení niektorých problémov práce.

Doručené 27. V. 1971.
K tlači doporučil: doc. dr. Varček, CSc.

Geologický prieskum, n. p.,
Geologické stredisko Košice

LITERATÚRA

NAKOVNIK N. I. 1970: Vtoričnyje kvarcity i rudoobrazovanije. V sb. „Problémy metasomatizma". Moskva.

POLÁK A. 1965: Nerudné nerostné suroviny. Praha.

SLÁVIK J. 1969: Geologické a petrografické pomery Vihorlatu a Popričného. Rukopis — kandidátska práca. Košice.

SLÁVIK J. 1970: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. Mineralia Slovaca, roč. II, č. 7.

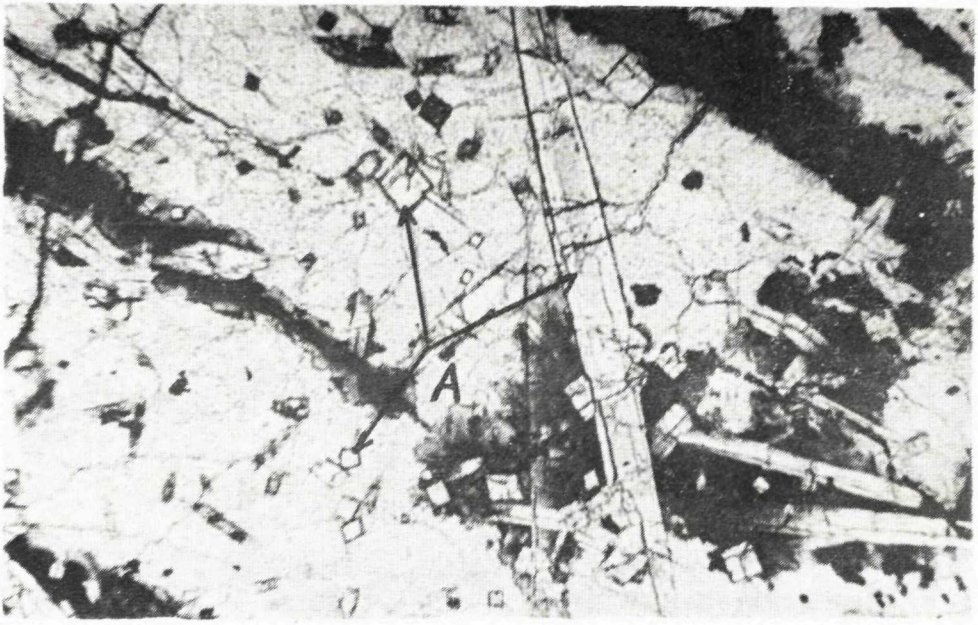
New Minerals and Raw Material Perspective in the Vihorlat Mts.

ZOLTÁN BACSÓ

On the basis of petrographic, mineralogical and chemical studies it was found that silicified and hornblende rocks among the volcanic rocks of the central Vihorlat Mts. contained 1—19 % of fluore. Increased fluore contents were also found in a body of metasomatites to the north of the brook Kapka, in a metasomatite body on the slopes of the valley of the Skalný potok (brook) and in a metasomatite body in the part of the Porubský potok brook.

In a surficial body of the planar extension 350 x 200 m, to the north of the valley of the brook Kapka the following facies of metasomatic rocks have been found: monoquartzite metasomatite topaz — quartz — andalusite metasomatite, quartz — kaoline — chalcedony metasomatite, quartz — andalusite — corundum metasomatite and quartz — andalusite — kaoline (zunyite ?) — fluorite metasomatite. The first minerals found in the Vihorlat Mts., viz. fluorite and andalusite have been described in detail, microscopically. New informations on corundum are presented, described, though, by J. Slávik (1970) as a placer mineral of volcanic rocks, but not that from the place of primary occurences.

Consequently, about the genesis of the above metasomatic rocks and minerals we may say, that they are products of hydrothermal, postvolcanic alteration of andesitoid, perhaps tuffaceous rocks. Hydrothermal alteration took place along the fault systems of NE — SW and E — W to NW — SE strikes probably in the contact aureoles of unexposed bodies of subvolcanic dacites and rhyolites.

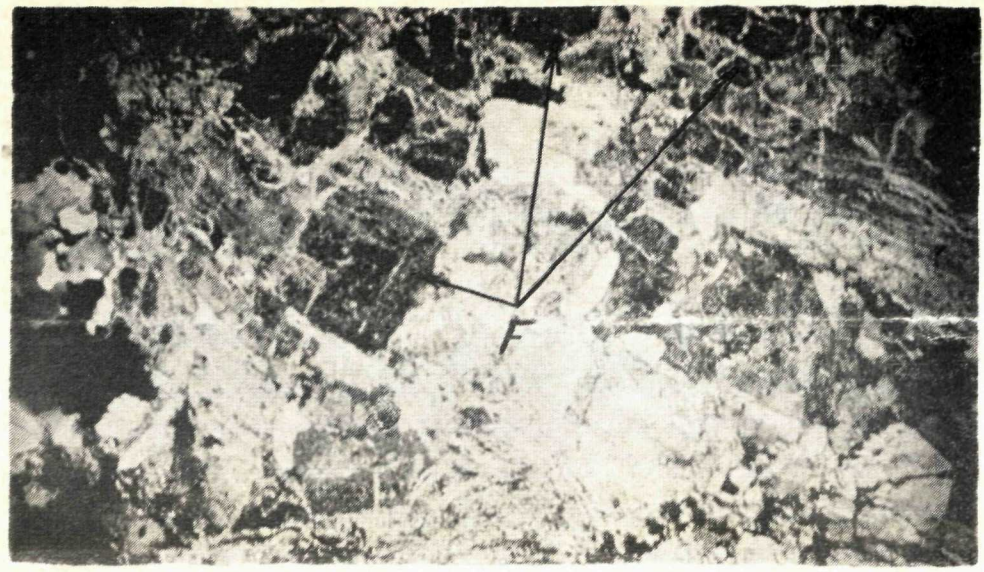


Obr. 1. Kremeň — andaluzit — korundový metasomatit. Možno vidieť dlhostĺpikový, pleochroický andaluzit, ako aj množstvo štvorcových a obdĺžnikových prierezov andaluzitu. || nikoly, zväčšené 35-krát. A = andaluzit.

Fig. 1. Quartz — andalusite — corundum metasomatite. Conspicuous long-columnar, pleochroic andalusite, many square and oblong cross-sections of andalusite.
Nicols parallel, magn. 35×. A = andalusite

Obr. 2. Kremeň — andaluzit — kaolín — (zunyit?) — fluoritový metasomatit. Fluorit tvorí zoskupenie hypidioblastických zŕn. Skrížené nikoly, zväčšené 35-krát. F = fluorit.

Fig. 2. Quartz — andalusite — kaoline (zunyite?) — fluorite metasomatite. Fluorite forms concentrations of hypidioblastic grains.
Nicols crossed, magn. 35×. F = fluorite



Obr. 3. Detail detto metasomatitu ako na obr. 2. Sú dobre viditeľné idioblastické a hypidioblastické kryštálky fluoritu. Skrížené nikoly, zväčšené 88-krát. F = fluorit.
Fig. 3. A detail of the same metasomatite as on Fig. 1. Idioblastic and hypidioblastic crystals of fluorite are well observable.
Nicols crossed, magn. 88×. F = fluorite

Obr. 4. Detto metasomatit ako na obr. 1. Vidieť hniezdovité zoskupenia vretenovitých a stĺpikovitých kryštálkov pleochroického korundu. || nikoly, zväčšené 35-krát. K = korund.
Fig. 4. The same metasomatite as on Fig. 3. Conspicuous nest-like concentrations of spindle-like and columnar crystals of pleochroic corundum.
Nicols parallel, magn. 35×. K = corundum.

Vyhľadávací geofyzikálny, geologický a hydrogeologický prieskum v centrálnej časti provincie Kordofan v Sudáne

PAVOL OSTROLUCKÝ

La prospection géophysique, géologique et hydrogéologique dans la partie centrale de la Provence de KORDOFAN en Soudan

Selon le contract signé entre la Rural Water and Development Corporation Khartoum — Sudan et Strojexport Prague on avait effectué durant les années 1969—1970 les travaux mentionnés ci-haut. L'executant pour le Strojexport Praha fut IGHP n. p. Žilina. Le but de ces travaux sur une étendue d'environ de 21 000 km² fut de déterminer les frontières stratigraphiques des formations géologiques et à la base de la lithologie d'établir les possibilités de l'occurrence d'eaux souterraines à la base de la lithologie d'établir les possibilités de l'occurrence d'eaux souterraines à une profondeur de 300 m.

Pour préciser les données géologiques mises à la disposition on avait effectué les gravaux géophysiques préalables. Comme méthode la plus effective (du point de vue économique et du temps) pour résoudre ce problème on avait choisi la méthode de résistivité de sondage électrique verticale. Les carottages furent repartis suivant les travaux géophysiques et les reconnaissances géologiques du terrain. La longueur totale des carrotages mesurait 3000 m. On avait effectué un examen macro et microscopique des roches provenant de ces carottages et établi un tableau complet de la composition strucurale et géeologique.

Les régions furent classifiées à la base hydrogéologique suivant le contenu déterminé chimique des eaux souterraines et la perspective de l'exploitation.

Les résultats sont contenus dans le rapport final qui serviront pour réaliser les travaux d'investigation de la seconde étape durant les années de 1971—1972.

Na základe kontraktu medzi Rural Water and Development Corporation Khartoum — Sudán a Strojexport Praha, v rokoch 1969 — 1970, sa uskutočnil vyhľadávací geofyzikálny, geologický a hydrogeologický prieskum v centrálnej časti provincie Kordofan. Dodávateľom prác pre Strojexport Praha bol IGHP, n. p., Žilina. Geofyzikálne práce zaisťoval v subdodávke ÚGF Brno, závod Bratislava.

Problematika a charakter prác expedície

Záujmové územie je približne v strednej časti Sudánu. Zaberá centrálnu časť provincie Kordofan, rozprestretú v širokom okolí hlavného mesta provincie, El Obeid. Plocha skúmaného územia mala rozlohu 21 000 km². Spojenie s hlavným mestom Sudánu (Khartoum) z El Obeidu je letecky (asi 300 km).

Geologická a geofyzikálna preskúmanosť je veľmi malá a poskytuje nedostatočné údaje, prevažne všeobecného charakteru. Pre ich upresnenie sme zvolili v oblasti rekognoskačné geofyzikálne merania a štruktúrne vrty na jadro. Staršie realizované geofyzikálne práce dotýkali sa nášho územia len okrajove. Po zvážení ekonomického a časového hľadiska, ako aj výsledkov starších geofyzikálnych prác, pre riešenie úlohy sa vybrala odporová metóda, v modifikácii vertikálneho elektrického sondovania (VES). Cieľom geofyzikálnych meraní bolo:

a) detektovať odporové anomálie a na základe overovacích vrtov vysvetliť príčinu anomálií;
b) členiť geologicko-geoelektrické štruktúry na základe korelácie výsledkov VES a vrtov na jadro;
c) vymedziť vodonádejné oblasti na základe extrapolácie zo známych zvodnených štruktúr.

Celkove sa zmeralo 860 sond v 23 profiloch so základnou vzdialenosťou sond 2,5 km. V niektorých častiach územia vykonali sa doplňujúce merania (sondy vzdialené 0,5 až 1,25 km). Rozostup sýtnych elektród bol v medziach 400 až 2000 m, podľa potreby. U odporových metód potencionálne rozdiely boli merané štandardným poľným autokompenzátorom ESK — 1 a tranzistorovým autokompenzátorom „ČASTA" (konštruktér Ing. Časta). Oba prístroje pracujú na princípe elektronického milivoltmetra. Na sýtenie sa použili suché anódové batérie 120 V. Maximálne použité napätie

400—500 V. Ako prúdové elektródy slúžili oceľové tyče priemer 20 mm, 1,0 m, merné elektródy boli z bronzomedi. Elektródy sa zatĺkali do hĺbky 30—80 cm. Z nameraných kriviek VES v území boli kvalitatívne i kvantitatívne interpretované jednotlivé geologické jednotky.

V predstihu vykonané geofyzikálne merania a interpretácia meraní pomohla situovať štruktúrne vrty.

Geologická a hydrogeologická charakteristika územia

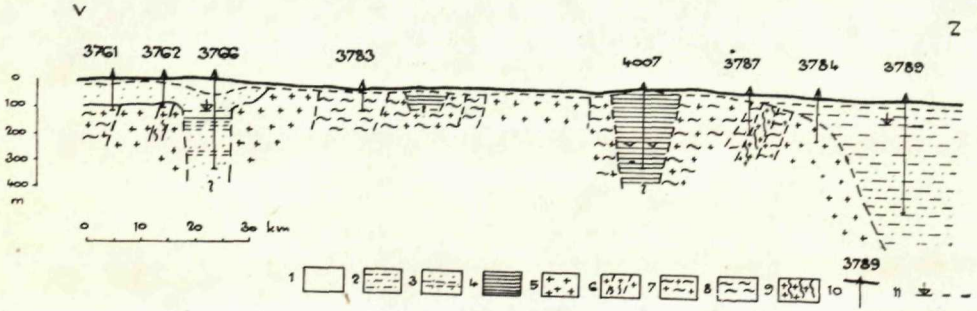
Územie provincie Kordogan je súčasťou širokého plateau, ktoré tvorí celé územie Sudánu. Rovinatý terén dosahuje priemerne výšku 500—550 m n. m. Plateau má generálny sklon na východ a severovýchod do depresie údolia Bieleho Nílu. Typickým morfologickým znakom je prítomnosť úzkych dolín občasných tokov (khorov), ktoré predstavujú zložitý systém povrchového odtoku. Dažďová voda však ani v hlavných systémoch, po dvojmesačnom období dažďov (ročný priemer zrážok 450—500 mm), sa stráca (vsak a výpar) a nedosahuje Biely Níl.

Základným prvkom geologickej stavby skúmaného územia sú *horniny Afrického štítu*, označené ako podložný komplex *(Basement Complex)*. Všeobecne ich možno klasifikovať ako intruzíva kyslé aj bazické a kryštalické horniny rôzne metamorfované, nekeblidského veku. Predpokladá sa, že horniny komplexu sú intenzívne zvrásnené a majú komplikovanú stavbu. V území pokrytom skoro súvislým pokryvom, hlavne z kvartérnych sedimentov, len ojedinele vystupujú z peneplénu vo forme kopcov (jebel) izolovane alebo v skupinách. Sú to mladšie formy intruzív (žuly, granodiority, syenity a pod.). K horninám podložia radia sa aj kremité žily. Morfologicky tmavohnedej a tmavofialovej farby, zachované lokálne v depresiách a prepadlinách sa prejavujú expozíciami v podobe úzkych a dlhých chrbtov.

Horniny *Nawa série* sú paleozoické arkózové pieskovce, arkózy a najmä bridlice tmavohnedej a tmavofialovej farby, zachované lokálne v depresiách a prepadlinách podložia. Vyskytuje sa v nich občas sadrovec a drobné oolity hematitu.

Najznámejšou sedimentárnou formáciou sú horniny *Nubia série mezozoického veku.* Na našom území sú v JZ časti, keď veľká časť provincie bola morskou transgresiou zaplavená. Z pôvodnej rozsiahlejšej plochy sedimenty série sa zachovali len v hlbších tektonických a eróznych depresiách. Psefiticko-pelitický komplex hornín dosahuje mocnosť cez 350 m. V podstate sú to oligomiktné pieskovce s vrstvami ílovcov a siltovcov svetlých farieb. Ílovce sa vyznačujú širokou škálou veľmi výrazných farieb (žltá, fialová, modrá, červená). V celom súvrství je častý výskyt kremitých pieskovcov so železitým tmelom. Na báze série sú vyvinuté bazálne zlepence. Na okrajoch série občas vystupujú na povrch územia. Na povrchu sedimentov Nuba série

Príloha č. 1: Geologický rez skúmaným územím.



1 — pokryvné útvary, 2 — sedimenty Umm Ruwaba série, 3 — pieskovce a ílovce Nubia série, 4 — ílovité bridlice Nawa série, 5—9 — horniny podložia (Basement Complea), 5 — granitoidné horniny, 6 — pegmatity, 7 — pararuly biotiticko-amfibolické, 8 — amfibolity, 9 — migmatity, rôzneho typu, 10 — jadrové vrty vŕtané expedíciou, 11 — ustálená hladina podzemnej vody.

železité, kremité zlepence tmavohnedej farby sú nazývané „Laterity". Niekedy len veľmi ťažko sa odlišujú od kremitých pieskovcov so železitým tmelom Nuba série. Laterity dosahujú mocnosť od niekoľko metrov do 15 m.

Na V a SV územia, pri vzniku hlbokej tektonickej depresie Červeného mora, došlo koncom terciéru k vytvoreniu dielčích depresií aj v oblasti Kordofan provincie. V nich sedimentovali fluviálne a lakustrinné formácie *Umm Ruwaba série*. Komplex sedimentov má hrúbku až 500 m. Možno ich klasifikovať ako zlepence, pieskovce, prachové pieskovce až prachovce v častom faciálnom striedaní (vertikálnom i horizontálnom) v dôsledku tektonického poklesávania sedimentačného priestoru v dobe ich vzniku. Niekedy angulárne kremité zrná sú uložené chaoticky v prachovitej základnej hmote.

Súvislý povrchový pokryv hornín kryštalinika i sedimentárnych sérií obstarávajú *kvartérne Superficial Deposits* najmä eolické piesky (qoz). Často tvoria stabilizované alebo migrujúce duny až 40 m vysoké. V južnej časti prevláda pokryv ílovitých uložením (clay — plain deposits). Aluviálne uloženiny suchých korýt tokov tvoria piesky. Na úbočiach kopcov obmedzene sú vyvinuté svahové uloženiny, najmä sutiny.

Hydrogeologicky najväčšiu hodnotu majú pieskovce Nuba série. Sú schopné akumulovať väčšie množstvá podzemnej vody. Pri dostatočnej mocnosti pieskovcov tvorí sa súvislá nádrž podzemnej vody s hladinou v hĺbke 95—115 m. Pomocou vŕtaných studní sa voda aj odčerpáva. Teplota vody 30—32 °C, pH = 8—9, výdatnosť na 1 vrt cca 1,5 l/s.

V bezodtokových systémoch povrchových tokov, vytvorených na podložnom komplexe hornín sú lokálne (najmä v khoroch), plytké nádrže infiltrovaných dažďových vôd s hladinami 3 až 30 m pod povrchom. Sú dosť stále z hľadiska zásob. Využívajú sa pomocou kopaných studní. Režim týchto vôd nie je presne známy.

Oblasti, budované sériou Umm Ruwaba, len ojedinele sú priaznivé hydrogeologicky. Náhodne niektoré vrty zastihnú granulometricky priaznivejšie polohy, v ktorých sú akumulované vrstevné podzemné vody. Spravidla sa vyznačujú horšou kvalitou. Niekedy sú to reliktné vody s minimálnou možnosťou dotácie.

Podložný komplex prekambrických hornín je prakticky bez vody. Len v zvetraných partiách, alebo tektonicky rozdrvených pásmach, sa prechodne hromadia vsiaknuté atmosferické vody. Tieto prípady sú vzácne a celá oblasť sa vyznačuje absolútnym nedostatkom vody.

Výsledky prieskumných prác expedície

Získané výsledky našej expedície, ktorá urobila geofyzikálny, geologický a hydrogeologický výskum centrálnej časti provincie Kordofan, možno zhrnúť:

Špecifické odpory hornín sú veľmi rozdielne nielen v rámci jednotlivých geologických formácií, ale tiež aj jednotlivé geologické súvrstvia, či petrografické komplexy vyznačujú sa značným odporovým kontrastom. Pritom však špecifické odpory stratigrafických jednotiek sa prekrývajú v širokých medziach.

Z toho dôvodu *je výhodnejšie aplikovať geofyzikálne metódy komplexne.* Ako najvýhodnejšia sa javí *kombinácia — odporové metódy spolu s gravimetriou a čiastočne magnetometriou.* Seizmické práce z lokálneho hľadiska môžu byť veľmi efektívne, avšak sú relatívne drahé. Týka sa to predovšetkým hlbokých priekopových prepadlín. V oblastiach pochovaných khorov na ich sledovanie postačujú geoelektrické metódy. Merania však treba vykonať omnoho detailnejšie. Vzhľadom na to, že pochované khory sú obyčajne uložené plytko pod povrchom, overovanie odporových anomálií je možné uskutočniť pomocu kopaných studní, poprípade málo nákladnými plytkými vrtmi (do niekoľko desiatok metrov).

Na základe urobených vrtov podávame názor na štruktúrno-geologickú stavbu územia. Zistili sa jednotlivé štruktúry veľmi významné pre celkovú geologicko-tektonickú stavbu územia, najmä pre genézu, vývoj a rozšírenie sedimentárnych formácií Nawa, Nubia a Umm Ruwaba série. Nami zistené mocnosti sedimentov týchto sérií sú väčšie ako sa všeobecne udávalo, pričom sa nezachytila ich báza (príloha č. 1).

Podrobne petrograficky klasifikujeme horniny, pokryté kvartérnym pokryvom a to jednak kryštalické horniny a sedimentárne formácie. Klasifikácia vychádzala z makroskopického popisu, hlavne však z mikroskopických a zrnitostných analýz. Po prvýkrát sa podrobne popisujú horniny, ich štruktúra a textúra, minerálne a zrnitostné zloženie, typy tmelu, stupeň porušenia, zvetrania, farba a pevnosť. Pri metamorfo-

vaných horninách pozorovala sa intenzita premeny pôvodných hornín (migmatitizácia). Získané poznatky a vrtné jadrá dávajú takto možnosť ďalšieho petrografického štúdia metamorfných procesov, ktoré môžu indentifikovať výskyt rudonosných zón.

Vychádzajúc zo všetkých získaných údajov nášho prieskumu, podali sme hrubú hydrogeologickú charakteristiku nami vyčlenených rajónov. V najvýznamnejšom rajóne, *pieskovcoch Nubia série v Sáatsko-Gefauwskej depresii sme zistili a ohraničili najbohatšiu nádrž podzemnej vody,* do ktorej sa situovali aj tri exploatačné vystrojené vrty. Podľa výsledkov čerpacích skúšok určili sme hydrogeologické parametre zvodneného prostredia a chemizmus podzemnej vody. Zistená nádrž podzemnej vody predstavuje veľmi významný zdroj, vhodný pre exploatovanie. Na ostatnom území vyčlenili sa na mape — podľa hydrogeologickej hodnoty — rajóny, kde sa treba orientovať pri vyhľadávaní zdrojov podzemnej vody a zamerať ďalší prieskum.

Doručené: 25. 5. 1971
Uverejnil doporučil: Dr. A. Porubský, CSc.

Inžiniersko-geologický a hydrogeologický prieskum, n. p., Žilina, závod Bratislava

LITERATÚRA

ANDREW G., 1948: Geology of the Sudan, Oxford University Press.

MANSOUR A. O., 1971: Sources of Water Supply as related to Geology in Kordofan Province. Proceeding of the Philosophical Societe of the Sudan, 9 th Annual Conference. Sudan geological Survey. Bulletin N. 8.

KLEINSORGE H., ZSCHEKED I. G., 1958: Geologic — Hydrogeologic Reaserches in the Arid and Semi-Arid Zone of the Western Sudan. Rukopis.

MITWALLI M. A., 1969: Interpretation of the Low Grawity Anomalie in NE Kordofan, Western Sudan. Bolletino di geofisica teorica et applicata, vol. XI. No-41—42.

SCHUSTER K., 1959: Geophysikalische Erdkundung in Sudan. (Geophysical Exploration in Sudan).
Freiberger Forschungshefte, C-70, Berlin.

Sudan Almanac, 1967, Khartoum 1967.

UNDP/FAO, 1967 — Land and Water Use Survey in Kordofan Province. Rome, záverečná správa.

OSTROLUCKÝ P., ĎURATNÝ S., HRICKO J., ŠINDLER M., 1970: Geophysical-Geological-Hydrogeological Research (Central Part of Kordofan Province). IGHP Žilina, archív.

Indície vysokotermálnych Au a W mineralizácií v tatroveporidách

PAVEL HVOŽĎARA

Anzeichen hochthermaler Au- und W-Mineralisation in den Tatroveporiden

Bei mineralogischen Prospektionsarbeiten wurden neue Anzeichen hochthermaler Mineralisationen entdeckt. Es wurde sekundäre Streuungsaureolen mit Gold, Scheelit, Monazit und weiteren prospektionsmässig bedeutenden Mineralen ausgegliedert. In der Arbeit wird die Existenz eventueller primärer Gold- und Scheelitquellen erwogen, aus denen diese in die Seifenlagerstätten gelangen.

Pri štúdiu mineralogických a ložiskových pomerov v SZ časti Veporíd sme použili metódu regionálnej šlichovej prospekcie. Pre použitie metódy sme sa rozhodli na základe zhodnotenia geologickej situácie študovaného územia, ako aj na základe dobrých výsledkov, získaných metódou pri štúdiu východoslovenských neovulkanitov (J. Slávik, 1965).

V roku 1965 sme vykonali prvé šlichovacie práce. Vzorkovali sa vodné toky z oblasti kryštalinika na juh od Hrona, to je územie budované kryštalinikom ľubietovskej, krakľovskej a zčasti kráľovohoľskej zóny. Pri mineralogickom vyhodnotení šlichov boli zistené okrem iných minerálov zlato a scheelit. Išlo tu o nové, doteraz neznáme výskyty na území bez starej banskej činnosti. Práce v ďalších rokoch boli preto volené tak, aby sa získali ďalšie poznatky o zdroji spomínaných minerálov v alúviách, kolúviách, delúviách, a elúviách.

Prvé detailné šlichové spracovanie sme vykonali v oblasti granitoidného masívu Hrončok. Na miestach zvýšenej koncentrácie scheelitu bol zahustený odber šlichov ako aj odber z kopaných sond (sondy sa kopali v sieti 10 x 10 m do hĺbky 0,75 m). Materiál z delúvia a elúvia bol premytý a získané šlichy spracované tým istým spôsobom ako šlichy z alúvia. Takto sa podarilo lokalizovať miesta zvýšenej koncentrácie scheelitu (šlichy s obsahom 1000 zŕn scheelitu a klastiká žiloviny so scheelitom).

Podrobným šlichovým vzorkovaním pri SZ okraji hlavného veporského granitoidného masívu (kráľovohoľská zóna pri osade Dobroč — Čierny Balog) sa podarilo vymedziť sekundárnu aureolu rozptylu so zvýšeným obsahom zlata (max. obsah 342 zlatiniek na šlich).

Po zhrnutí takto získaných výsledkov sa ukazovalo, že prítomnosť zlata alebo scheelitu, resp. oboch spolu je viazaná na kontakt masívov granitoidov s metamorfitmi, najmä metamorfitmi bázickými — amfibolitmi. Na overenie vyššie uvedeného predpokladu sme vykonali šlichové vzorkovanie v územiach s geologickou stavbou, kde by podľa našich predpokladov mali vystupovať: zlato, scheelit a ďalšie prospekčne významné minerály. Šlichovali sme územia v SV pokračovaní doteraz známych výskytov vo Veporidách, ďalej východnú časť Malej Magury a východnú časť Malej Fatry — Martinských hôl. Podľa predpokladov sme zistili prítomnosť spomínaných minerálov tak, ako sme ju očakávali.

Sekundárne aureoly rozptylu

Celkove bolo od roku 1965 doteraz odobratých 2200 šlichov. Z toho 1500 v oblasti Veporíd, 400 v Malej Magure a 300 v Malej Fatre. Z celkového množstva šlichov bolo cca 10 % pozitívnych na obsah zlata. Obsahy a rozšírenie scheelitu sú väčšie ako u zlata.

Na študovanom území bolo možné vyčleniť 14 sekundárnych aureol rozptylu zlata a scheelitu, z toho 10 v oblasti Veporíd, v Malej Magure a 2 v Malej Fatre.

V oblasti Veporíd sú to:

Dobroč — Šaling, lokalita kde boli najvyššie obsahy zlata. Je pri SZ okraji hlavného veporského masívu granitoidov, na jeho kontakte s metamorfitmi. Terén je zakrytý, takže je možné sledovať len klastický materiál alúvia, resp. kolúvia a delúvia. Prevládajú v ňom rôzne variety granitoidov, metamorfitov a migmatitov. Bohato je zastúpený kremeň, ktorý tvorí bloky o veľkosti 0,5—1 m^3. Niektoré typy kremeňa boli orientačne analyzované (spektrálne s predchádzajúcou prekoncentráciou). Z nich boli na obsah Au pozitívne kremene s limonitom. Vo veľkom množstve sú prítomné horniny a žilovina s prevládajúcimi živcami. Zdá sa, že ide o produkty hydrotermálnych premien, spojených so vznikom hydrotermálnych živcov.

Prakticky to isté, čo bolo uvedené o lokalite Dobroč — Šaling platí o lokalite Michalová, ktorá je v jej SV pokračovaní. Podľa doteraz známych faktov by mohla mineralizácia na týchto lokalitách patriť k typu hydrotermálnych ložísk okolo intruzívnej zóny (podľa Ch. M. Abdullajeva, 1954), k formácii kremenných žíl s voľným zlatom a malým obsahom sulfidov, prípadne so scheelitom, ktorý je tu v malých množstvách prítomný.

Bobroč — Brôtovo, aureola je lokalizovaná JZ od lokality Dobroš — Šaling pri SZ okraji hlavného veporského masívu granitoidov v metamorfitoch v blízkosti kontaktu s granitoidami. Na rozdiel od predchádzajúcej aureoly je tu vyšší obsah scheelitu, v niektorých šlichoch vysoký obsah pyritu.

Čierny Balog — Podtajchová — aureola je v metamorfitoch a migmatitoch v blízkosti granitoidného masívu Hrončok pri jeho JV okraji. Sú tu pomerne nízke obsahy zlata a schelitu. Na tejto lokalite, na rozdiel od ostatných kde je väčšia diferenciácia, vystupujú spolu zlato a scheelit, takže tu možno uvažovať o uplatnení zlato-scheelitovej formácie, prípadne formácie s turmalínom, ktorý je tu vo zvýšenom množstve.

Čierny Balog — Veľká Prostredná — aureola je v metamorfitoch JV od masívu Hrončok v závere doliny Veľká Prostredná. Na tejto aureole prevláda scheelit (tu sú aj najvyššie zistené obsahy), bohato je zastúpený turmalín, prítomné sú sekundárne minerály Bi (M. Chovan, 1970). Zlato je zastúpené v menšej miere.

Nemecká — Kostolný potok a okolie — šlichy so zlatom sú z územia budovaného permom a mezozoikom hronského synklinória. Obsahy sú nízke, zlato je zastúpené 1—2 zrnami. Pôvod zlata v šlichoch možno vysvetliť jeho uvoľnením z klastických sedimentov triasu prípadne permu, išlo by teda o zlato redeponované. Túto alternatívu v súčasnosti overujeme spracovaním uvedených sedimentov na obsah zlata. Druhá možnosť je uvoľnenie zlata z prípadných prejavov epigenetickej mineralizácie, ktorú dnes nepoznáme. Pre túto možnosť hovorí zvýšený obsah epigenetického pyritu a pomerne vysoké obsahy barytu v tejto oblasti, ako aj výskyty epigenetických mineralizácií v JZ pokračovaní (lokality Brzáčka a Ľubietová).

Pohronská Polhora — Svetlá dolina — aureola je v závere doliny Svetlá pri osade Krátke. Sú tu pomerne vysoké obsahy zlata do 31 zlatiniek v šlichu. Okrem zlata je tu zvýšený obsah pyritu a ojedinelé zrná rumelky. Scheelit sa nevyskytuje. Výskyty sú lokalizované v oblasti budovanej granitoidami hlavného veporského masívu. Je tu prítomné mezozoikum föderata série. Podľa doteraz známej situácie by mohlo ísť o hydrotermálnu mineralizáciu zóny (v zmysle Ch. M. Abdullajeva, 1954). Nie je zatiaľ známe nakoľko a či sa vôbec uplatnili metamorfné procesy v spojení s tektonikou a akú úlohu tu hrajú sedimenty föderata série. Podľa rozloženia pozitívnych šlichov okolo týchto sedimentov možno uvažovať i o zakrytých zdrojoch zlata, ktoré ležia pod nimi. V podobnej situácii sú aj výskyty zlata na lokalite Závadka nad Hronom na potoku Hronec s tým rozdielom, že tu sú nižšie obsahy zlata.

Pohronská Polhora — Sever a Beňuš — Veľký a Malý Zelený potok. Na týchto lokalitách sa prejavuje závislosť v distribúcii zlata a scheelitu vo vzťahu ku granitoidom a amfibolitom veľmi výrazne, rozšírenie zlata a scheelitu je viazané na zóny amfibolitov v metamorfitoch, čo sa veľmi dobre zhoduje s vyššie uvedenými názormi.

Nakoniec treba uvažovať o možnosti výskytu zlata v klastických sedimentoch tejto oblasti, ktoré mohli byť sýtené zlatom z erodovaných primárnych ložísk. Ide hlavne o sedimenty breznianskej kotliny, v ktorých bolo pri šlichovaní zlato zistené. V Malej Magure boli vyčlenené 2 výrazné oblasti so sekundárnymi aureolami zlata, resp. zlata a scheelitu.

Prvá je v okolí vrchu Zlatá Baňa (SZ od Chvojnice). Táto anomália sa vyznačuje vyšším obsahom zlata (v pomere ku scheelitu) a nízkym, resp. nulovým obsahom scheelitu. Výskyty zlata sú, podobne ako vo Veporidách, v oblasti styku metamorfitov (biotitické pararuly, amfibolity), migmatitov a granitoidov.

Druhá veľká aureola je v južnej časti Malej Magury v (širšom okolí dediny Kanianka). Na tejto lokalite je hlavným minerálom scheelit, zlato je relatívne chudobnejšie zastúpené ako v oblasti Zlatej Bane. Geologická situácia je podobná ako u prvej aureoly. Okrem týchto dvoch hlavných anomálií vyskytuje sa zlato ojedinele aj na iných miestach. Sú to rozptýlené výskyty s nízkymi obsahmi zlata, scheelitu a rumelky.

S prejavmi primárnej mineralizácie a event. eróziou a denudáciou rozrušených ložísk súvisí prítomnosť mohutného komplexu sedimentov na východnom predhorí Malej Magury. Sedimenty obsahujú zlato (v stredoveku intenzívne exploatované), zrejme z takto rozrušených ložísk. Otázka koncentrácie, množstva, laterálneho i vertikálneho rozšírenia nie je dnes samozrejme overená a možno ju iba teoreticky, podľa všeobecných zákonitostí predpokladať (M. Böhmer, P. Hvožďara, 1969).

Vo východnej časti Martinských hôl, obsahy ako aj geologická situácia, v ktorej sa prospekčne významné minerály vyskytovali boli podobné ako v Malej Magure. Aj vo vých. časti Martinských hôl možno v zásade vyčleniť dve sekundárne aureoly rozptylu:

1. severná (v okolí Záturčia a Vrútok),
2. južná (okolie Bystričky, Trebostova a Valče).

Popis minerálov

Zlato. Podrobne bola študovaná morfológia a veľkosť zlata. Porovnaním morfológie zlata zo študovaného územia s morfologickou klasifikáciou A. F. Fastaloviča a N. V. Petrovskej (in N. N. Ahbov, 1960)vidieť že prevládajú žilkovodoštičkovité, hrudkovité, plieškovité, drúzovité a dendritovité formy rudného, menej poloopracovaného zlata (foto č. 1—4). Prítomné sú aj nedokonalé kryštalky. V delúviu sú prítomné zlatinky poprerastané s kremeňom, (foto č. 1) čo zrejme svedčí o blízkosti primárneho zdroja. Menej sú zastúpené zlatinky potiahnuté limonitom. Behom krátkeho transportu cca 300 m v kolúviu sú zlatinky už prakticky bez kremeňa. Časté prerastanie zlata s kremeňom svedčí o forme voľného zlata v kremennej žilovine, pravdepodobne s nízkym obsahom sulfidov. Hrudkovité kompaktnejšie formy zlatiniek by mali podľa literárnych údajov svedčiť o vyšších teplotách jeho vzniku.

Podľa klasifikácie V. K. Flerova a A. A. Usovovej (in M. N. Ahbov, 1960) patrí študované zlato podľa veľkosti k veľmi drobnému (0,05—0,2 mm), drobnému (0,2—1,0 mm) a menšia časť k strednému (1,0—2,0 mm zlatu (obr. 1 a 2). V šlichoch prakticky chýba prachové zlato, ktoré bolo zrejme pri šlichovaní odplavené. Zrnitostné krivky nereprezentujú celú zrnitostnú škálu zlata, pretože pri šlichovaní sa získalo zlato len z najvrchnejších partií, alúvia, kolúvia a delúvia. Nie je vylúčená prítomnosť hrubozrnnejších zlatiniek bližšie k skalnému podkladu.

Scheelit. Ukázal sa ako extenzívne rozšírený minerál. Jeho rozšírenie v jadrových pohoriach je oveľa väčšie ako bolo teraz známe. Jeho množstvo v šlichoch kolíše od 1—1200 zŕn, pričom obsahy 100—1000 zŕn na šlich nie s ú výnimočné.

Scheelit tvorí nepravidelné ostrohranné, čiastočne zaoblené zrná o veľkosti 0,05—3 mm. Na lokalite vo Veľkej Prostrednej doline boli najdené i niekoľko cm veľké úlomky žilného kremeňa so žilkami a zrnami scheelitu. Scheelit je mliečno-biely, zriedka svetložltý, ojedinele šedomodrý. Má matný lesk, je krehký. Makroskopicky ani v stereomikroskope ho nemožno spoľahlivo odlíšiť od kremeňa a iných bielych minerálov. Bol identifikovaný v ultrafialovom svetle, kde má intenzívnu jasnomodrú luminiscenciu. Takýmto spôsobom bol aj kvantitatívne vyhodnocovaný. Na overenie luminiscenčnej metódy bol indentifikovaný mikrochemicky, spektrálne a rtg-metódou práškovej difrakcie. Scheelit bol termometricky analyzovaný dekripitačnou metódou. Takto zistené teploty sa pohybovali v rozmedzí 350—550 °C. To poukazuje na jeho pneumatolyticko-hydrotermálny, prípadne vysokoteplotne hydrotermálny pôvod.

Z ďalších prospekčne významných minerálov boli v šlichoch identifikované baryt, spekularit, chalkopyrit, monazit, pyrit, rumelka, xenotím, sekundárne Bi a Cu mi-

nerály, turmalín a zirkón. Amfibol, anatas, apatit, epidot, granáty, ilmenit, korund, magnetit, ortit, pyroxény, rutil, titanit, turmalín, zirkón a zoizit sú minerály, ktorých zdrojom sú horniny študovaného územia.

Diskusia

Pri úvahách o primárnych zdrojoch, z ktorých sú sýtené sekundárne aureoly rozptylu, možno sa zatiaľ opierať len o:

a) výsledky šlichového výskumu (minerálne asociácie v šlichoch, koncentrácia minerálov a pod.),
b) geologickú situáciu a spätosť sekundárnych aureol rozptylu s ňou,
c) literárne údaje o distribúcii zlata, o zlatých ložiskách lokalizovaných v podobnej geologickej situácii, o hydrotermálnych premenách a pod., teda o údaje, ktoré sa z viacerých hľadísk dotýkajú študovanej problematiky.

Riešenie problému genetickej spätosti ložísk zlata s vyvrelými horninami, resp. horninami v ktorých sú tieto ložiská lokalizované, poskytlo v poslednom desaťročí bohatý analytický materiál o distribúcii zlata v týchto horninách. K základným prácom v tomto smere patria práce J. G. Ščerbakova a G. A. Perežogina (1963, 1964, 1966), ktorí metodou neutrónovej aktivácie študovali klarkove obsahy zlata z granitoidných masívov a okolitých hornín zlatonosných intrúzií Altajsko-Sajanskej oblasti. Priemerný obsah zlata sa pohybuje okolo 0,0032 g/t u granitov a 0,01 g/t v gabroidoch trapovej formácie. Z množstva analýz, ktoré uvádzajú, vidieť všeobecnú tendenciu v zmenšovaní obsahu zlata od ultrabázických a bázických hornín smerom ku kyslým a od efuzívnych k hlbinným. Najvyššie obsahy majú bázické a stredne bázické efuzíva.

Výraznou črtou študovaného územia ako uvádzajú autori, je spätosť väčšiny zlatorudných polí s vulkanogénnymi formáciami kambria a s granitoidnými horninami, ktoré do nich intrudujú. Granitoidy, ktoré intrudovali do piesčito-ílových komplexov sú prakticky bez zlatého zrudnenia. Autori, na základe geochemických analýz a geologickej pozície zlatých ložísk, dokazujú, že ich spätosť s metabázickými efúzivami nemožno objasniť len vhodnými topominerálnymi vlastnosťami hornín pre odloženie zlata. Uvedené fakty umožňujú predpokladať obohatenie intrúzií o zlato z okolitých hornín, ktoré ho obsahujú vo zvýšených koncentráciách.

J. G. Ščerbakov a G. A. Perežogin (1964) dokazujú, že dvoj až trojnásobné zvýšenie koncentrácie zlata v magme je plne dostačujúce pre vznik zlatých ložísk. Takéto obohatenie je možné získať práve z bázických efuzív vulkanogénnych formácií. Väčšina zlaturudných provinncií sveta sa nachádza práve v oblastiach granitoidného magmatizmu, ktorý je situovaný medzi vulkanogénnymi horninami spravidla stredne bázického a bázického zloženia.

Ch. M. Abdullajev (1954) rozpracoval vplyv asimilácie a jej význam pre jednotlivé prvky v postmagmatických procesoch ešte predtým, ako bol k dispozícii tak bohatý analytický materiál. Z jeho názorov na asimiláciu W a Au sa našej problematiky dotýkajú nasledovné: wolfrám v masívoch normálneho žulového radu (kyslé granity, alaskity a pod.), v ktorých sa uplatnila alumosilikátová asimilácia, sa koncentruje v kremenno-wolframitových žilách. V prípade uplatnenia karbonátovej asimilácie (adamelity, granodiority a pod.), sú prítomné skarnovo-scheelitové ložiská. Ak sú v magme prítomné W, Fe** a Mn** (komponenty wolframitu), ale aj Ca** asimilačného pôvodu, tak sa wolfrám viaže s vápnikom a vzniká scheelit. V týchto prípadoch je scheelit prakticky jediným minerálom wolfrámu, ktorý je súčasťou buď skarnov, alebo hydrotermálnych kremenno-scheelitových a kremenno-scheelitovo-zlatých žíl.

Indície zlatej mineralizácie zistené šlichovacími prácami sú lokalizované v geologickej situácii, ktorá je podobná pomerom uvádzaným v literatúre. Často sa nachádzajú na miestach kontaktov metamorfitov, najmä amfibolitov s granitoidami. Možno teda predpokladať, že mineralizácia je viazaná na tatroveporidné granotoidy, resp. na niektoré ich variety. Obohatenie granitoidov zlatom mohlo nastať asimiláciou bázických efuzív v procese granitizácie. Tieto predpoklady treba však doplniť analytickými údajmi o obsahu zlata v jednotlivých typoch hornín, najmä v amfibolitoch, ktoré mohli byť zdrojom zlata pre obohatenie granitoidov v tom zmysle, ako o tom bola reč vyššie.

Pokiaľ ide o primárnu formu vystupovnaia zlata a scheelitu, možno na základe

konfrontácie s minerálnymi asociáciami v šlichoch, geologickou situáciou a literárnymi údajmi (Ch. M. Abdullajev, 1954, F. A. Radkevič – V. G. Mojsejenko, 1966) uvažovať o nasledovných formáciach:
– kremenno-scheelitovo-zlatá,
– kremenno-arzenopyritovo-zlatá,
– kremenno-arzenopyritová,
– kremenno-turmalínovo-zlatá.

Z metamorfogénnych ložísk nemožno vylúčiť ako potenciálne primárne zdroje, žily alpského typu a zóny diaftorézy. Podľa doteraz zistených faktov sa zdá, že zdrojom zlata na väčšine sekundárnych aureol budú kremenné žily s malým obsahom sulfidov.

Záver

Šlichovacie práce, ktoré sme vykonali v priebehu posledných šesť rokov v SZ časti veporíd v Malej Magure a v Malej Fatre ukázali extenzívne rozšírenie zlata, scheelitu a niektorých ďalších prospekčne významných minerálov. Výsledky doterajšieho štúdia, hoci sú založené len na konfrontácii mineralogickej prospekcie, geologickej stavby a literatúry ukazujú na možnosti vzniku zlatých akumulácií v geologických štruktúrach, kde telesá granitoidov vnikli do plášťa metamorfitov tvorených najmä bázickými a intermediárnymi efuzívami. Toto má význam nielen v študovaných oblastiach, ale umožňuje vyčleniť prognózne územia aj v ostatných jadrových pohoriach.

Doručené: 25. 5. 1971.
K tlači doporučil: Ing. J. Čillík, CSc.

Katedra mineralógie a kryštalografie
PFUK, Bratislava.

LITERATÚRA

ABDULLAJEV Ch. M., 1954: Genetičeskaja svjaz orudnenia s granitoidnymi intruziami. Moskva.
ALBOV M. N., 1960: Vtoričnaja zonalnosť zolotorudnych mestoroždenij Urala. Moskva.
BÖHMER M., HVOŽĎARA P., 1969: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. GÚ UK, Bratislava.
HVOŽĎARA P., 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti Veporíd. Geologické práce, Správy 41, Bratislava.
HVOŽĎARA P., 1971: Štúdium zlatých mineralizácií niektorých jadrových pohorí Západných Karpát. Kandidátska dizertačná práca. PFUK, Bratislava.
CHOVAN M., 1970: Štúdium ťažkých minerálov v oblasti masívu Hrončok (Veporidy). Rigorózna práca. Bratislava.
RADKEVIČ E. A., MOJSEJENKO V. G., 1966: Zakonomernosti razpredelenija i genetičeskije čerty zolotonosnosti na Dolnem Vostoke. V zborníku: Genetičeskije osobennosti i obščie zakonomernosti razvitia zolotoj mineralizacii Dolnego Vostoka. Izd. Nauka, Moskva.
SLÁVIK J., 1965: Metodika a niektoré výsledky šlichovania na Vihorlate. Geol. průskum č. 10, Praha.
ŠČERBAKOV J. G., PEREŽOGIN G. A., 1963: O geochemičeskoj svjazi zolotogo orudnenia s intruziami i vmešujuščimi ich porodami v Zapadnej Sibiri. Geochimija № 9.
ŠČERBAKOV J. G., PEREŽOGIN G. A., 1964: K geochimii zolota. Geochimija № 6.
ŠČERBAKOV J. G., PEREŽOGIN G. A., 1966: Geochimičeskaja uslovia zolotonosnosti granitidov Zapadnoj Čukotki. V zborníku: Genetičeskije osobennosti i obščie zakonomernosti razvitia zolotoj mineralizacii Dolnego Vostoka. Izd. Nauka, Moskva.

Anzeichen hochthermaler Au- und W-Mineralisationen in den Tatroveporiden

Bei dem Studium der mineralogischen und der Laferstätten-Verhältnisse in dem NW-Teil der Veporiden wurde die Methode der regionalen mineralogischen Prospek-

tion angewandt. Hierbei wurden Anzeichen von Gold- und Scheelit-Mineralisationen festgestellt, die in dem Untersuchungsgebiet bisher nicht bekannt waren.

Die Dimensionen des Goldes in den obersten Partien des Alluviums und Deluviums bewegen sich von 0,05–2 mm (Abb. 2 und 3). Die Dekrepitogramme des Scheelits zeigten eine Temperatur von 350–550 °C. Die Korngrösse des Scheelits liegt bei 0,05–3 mm.

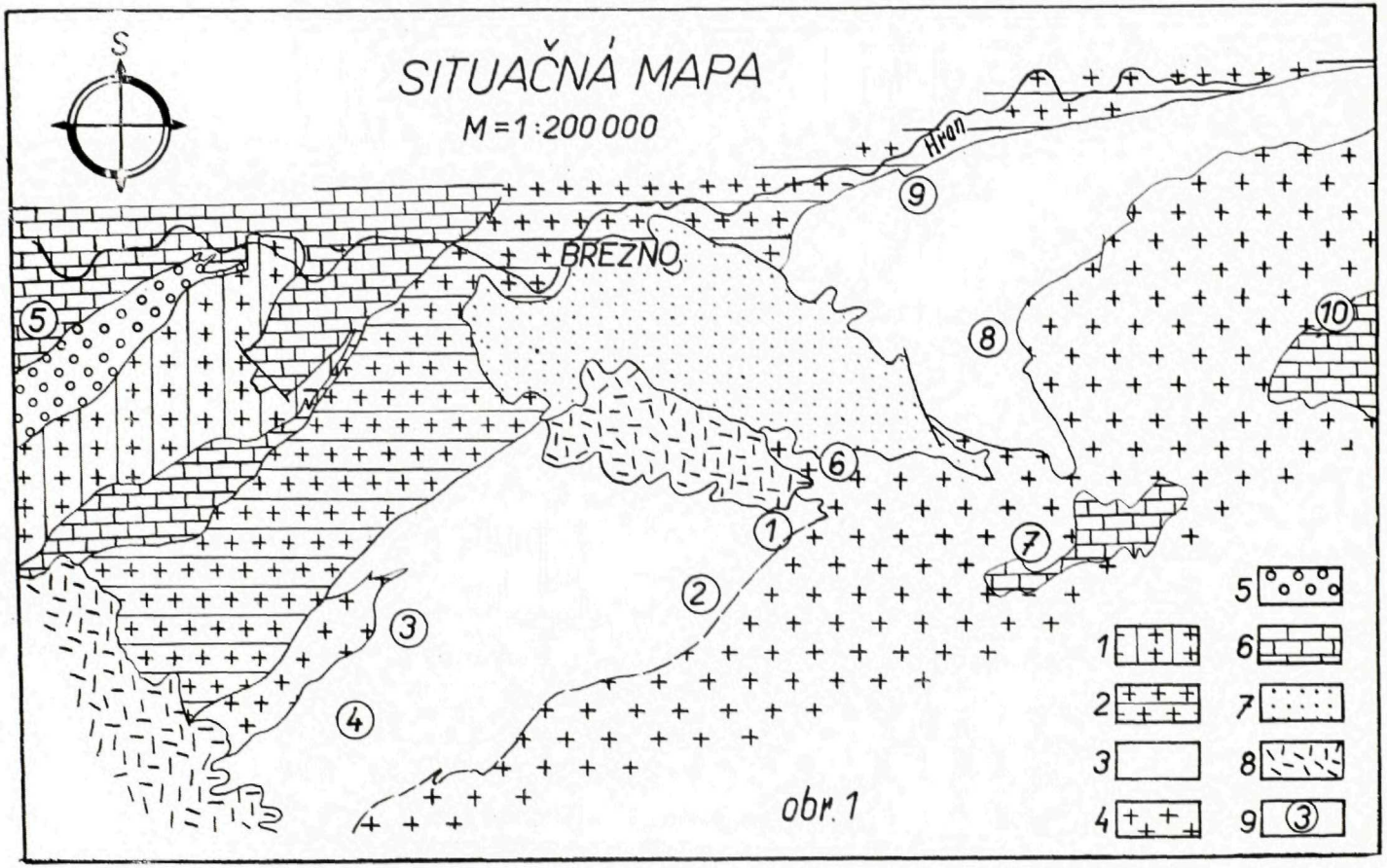
Als weitere prospektionsmässig bedeutende Minerale sind Baryt, Chalkopyrit, Monazit, Pyrit, Cinnabarit, Xenotim, sekundär Bi- und Cu-Minerale, Turmalin und Zirkon zugegen.

Die Anzeichen der Gold- und Scheelit-Mineralisation sind zumeist an Stellen lokalisiert an denen Migmatite vorkommen, an Kontakten von Metamorphiten (hauptsächlich Amphiboliten und biotitischen Paragneisen) mit granitoiden Gesteinen. Die Au-Anreicherung der Granitoide konnte durch die Assimilation basischer Effusivgesteine während des Granitisationsprozesses entstehen.

Auf Grund der Konfrontation der mineralogischen Untersuchungen und der geologischen Situation können als wahrscheinlichste, folgende Farmationen erwartet werden:

Quarz – Scheelit – Gold
Quarz – Arsenopyrit – Gold
Quarz – Arsenopyrit
Quarz – Turmalin – Gold

Die Ergebnisse der bisherigen Untersuchungen, die zwar nur auf der Konfrontation der mineralogischen Prospektion, des geologischen Aufbaues und der Literaturangaben fussen, weisen auf die Möglichkeit einer Entstehung von Gold-Akkumulationen in geologischen Strukturen hin, in denen Granitoid-Körper in die Hülle der, vor allem von basischen und intermediären Effusivgesteinen gebildeten Metamorphite eindrangen. Dies ist nicht nur für die untersuchten Gebiete von Bedeutung, sondern ermöglicht die Ausgliederung weiterer aussichtsreicher Gebiete.

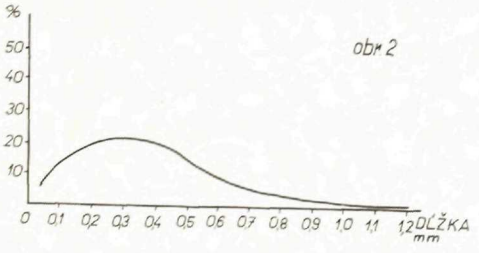

S
SITUAČNÁ MAPA
M=1:200 000
Hron
BREZNO
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
1
2
3
4
5
6
7
8
9
3
obr. 1

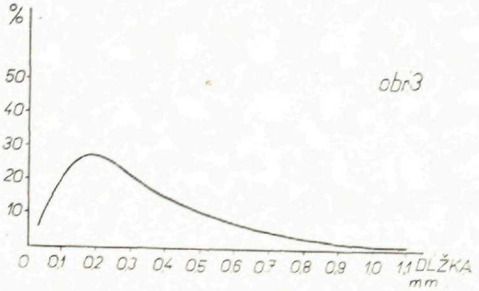
Situačná mapa sekundárnych aureol rozptylu. Obr. 1

Vysvetlivky: schématická situácia podľa geologickej mapy ČSSR 1:200 000. Legenda: 1 — lubietovská zóna, 2 — krakľovská zóna, 3 — metamorfity kráľovoholskej zóny, 4 — granitoidy kráľovoholskej zóny, 5 — perm lubietovskej zóny, 6 — mezozoikum, 7 — neogén, 8 — pyroklastiká andezitov, 9 — sekundárne aureoly rozptylu.
Sekundárne aureoly rozptylu: 1 — Dobroč—Šalin, 2 — Dobroč—Brotovo, 3 — Čierny Balog—Podtajchová, 4 — Čierny Balog—Veľká Prostredná, 5 — Nemecká—Kostolný Potok a okolie, 6 — Michalová, 7 — Pohronská Polhora—Svetlá dolina, 8 — Pohronská Polhora—Sever, 9 — Beňuš—Veľký a Malý Zelený potok, 10 — Závadka nad Hronom—Hronec.

Lageplan der sekundären Streuungsaureolen Abb. 1.

Erläuterungen: schematische Situation nach der geologischen Karte der ČSSR 1:200 000. Legende: 1 — Lubietová—Zone, 2 — Krakľov—Zone, 3 — Metamorphite der Kráľova Hola—Zone, 4 — Granitoide der Kráľova Hola—Zone, 5 — Perm der Lubietová—Zone, 6 — Mesozoikum, 7 — Neogen, 8 — pyroklastische Andesitgesteine, 9 — sekundäre Streuungsaureolen.
Sekundäre Streuungsaureolen: 1 — Dobroč—Šaling, 2 — Dobroč—Brotovo, 3 — Čierny Balog—Podtajchová, 4 — Čierny Balog—Veľká Prostredná, 5 — Nemecká—Kolstolný Potok und Umgebung, 6 — Michalová, 7 — Pohronská Polhora—Svetlá dolina, 8 — Pohronská Polhora — Sever, 9 — Beňuš—Veľký Zelený potok und Malý Zelený potok, 10 — Závadka nad Hronom—Hronec.





Zrnitostná krivka zlata. Zastúpené zlato zo všetkých výskytov, merané 300 zŕn. Obr. 2

Körnigkeitskurve des Goldes. Vertreten ist Gold von allen Vorkommen, gemessen wurden 300 Körner. Abb. 2

Zrnitostná krivka zlata z lokality Dobroč — Šaling, merané 110 zŕn. Obr. 3

Körnigkeitskurve des Goldes von der Lokalität Dobroč—Šaling, gemessen wurden 100 Körner. Abb. 3.

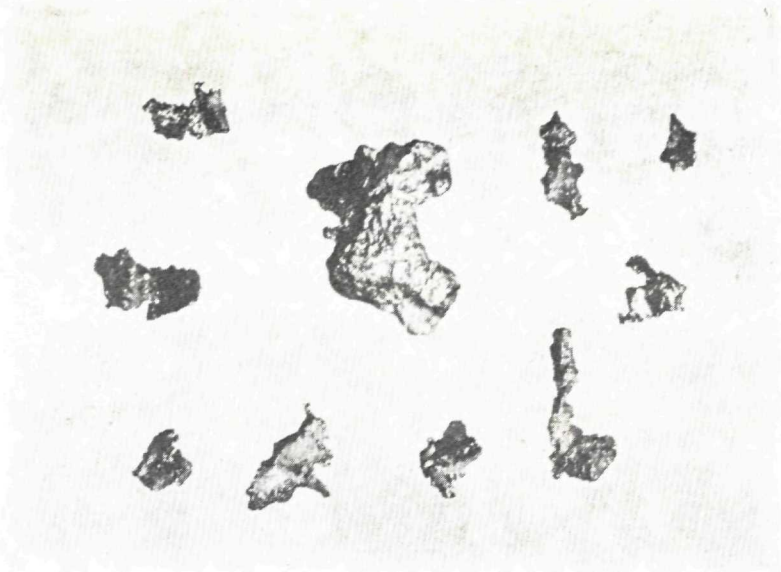


Foto č. 1.
Morfológia zlatiniek z delúvia. Zlatinky sú poprerastané s kremeňom. Lokalita Dobroč — Šaling. Zväčš. 19x. Foto: Osvald

Photo Nr. 1.
Morphologie des Seifengoldes aus dem Deluvium. Die Goldkörnchen sind von Quarz durchwachsen. Lokalität Dobroč — Šaling. Vergr. 19x. Photo: Osvald

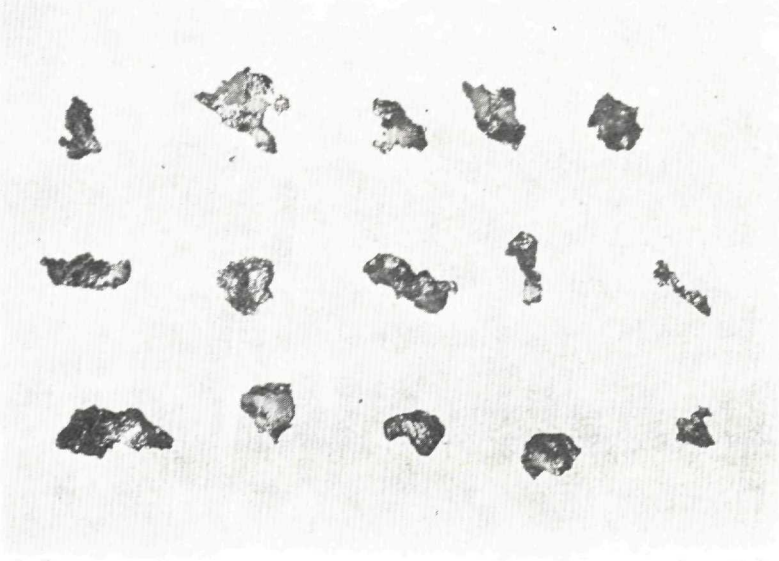


Photo Nr. 2.
Hrudkovité, drúzovité a dendritovité zlatinky poprerastané kremeňom. Lokalita Dobroč — Šaling. Zväčš. 19x. Foto: Osvald

Foto č. 2.
Klumpen- drusen- und dendritenförmige, von Quarz durchwachsene Goldkörnchen. Lokalität Dobroč — Šaling. Verg. 19x. Photo: Osvald

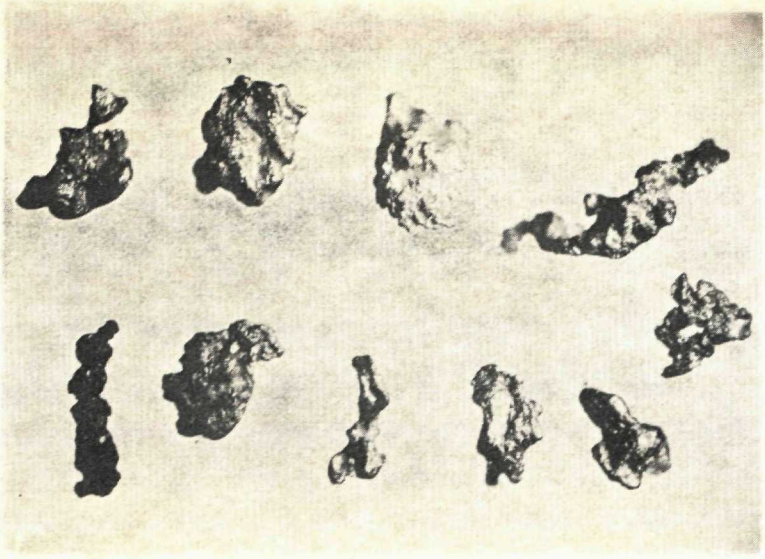


Foto č. 3.
Rôzne morfologické typy zlatiniek z kolúvia. Lokalita Dobroč — Šaling. Zväčš. 42x.
Foto: Osvald

Photo Nr. 3.
Verschiedene morphologische Typen von Goldkörnchen aus dem Deluvium. Lokalität Dobroč — Šaling. Vergr. 42x.
Photo: Osvald

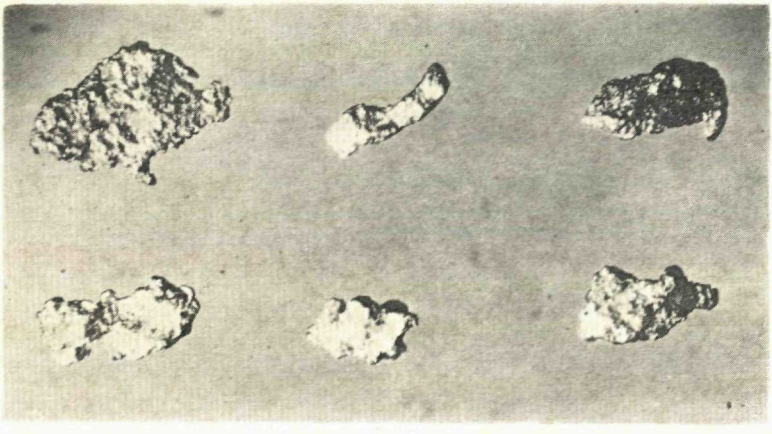


Foto č. 4.
Žilkovo-doštičkovité a hrudkovité zliatinky z kolúvia. Lokalita Dobroč — Šaling. Zväčš. 42x.
Foto: Osvald

Photo Nr. 4.
Ader- plättchen- und klumpen- förmige Goldkörnchen aus dem Deluvium. Lokalität Dobroč — Šaling. Vergr. 42x.
Photo: Osvald

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Milan Matula: **Inžiniersko-geologické problémy seizmických oblastí v USA (1. 2. 1971, Bratislava)**

Počas študijnej cesty v roku 1969 mal autor možnosť zoznámiť sa s problematikou seizmicky aktívnych oblastí v západných štátoch severnej Ameriky a s jej inžiniersko-geologickými aspektami. Najmä California — a dlho i dôkladne študované zlomové pásmo „San Andreas fault" — v tomto smere patrí už ku klasickým lokalitám tektono-seizmických oblastí sveta.

Študované boli štyri základné typy porúch spôsobovaných na stavbách v dôsledku súčasných tektonických pohybov, prejavujúcich sa tak seizmickými otrasmi, ako aj dlhodobými plúživými pohybmi pozdĺž zlomových línií:

a) Poruchy objektov na zlomových trhlinách, pozdĺž ktorých prebieha náhly posun jednotlivých blokov zemskej kôry počas seizmického otrasu (na San Andreas fault v r. 1906 došlo k vyše 6 m horizontálnemu posunu).

b) Poruchy spôsobené seizmickými otrasmi v širšej oblasti, ktorých rozsah závisí na množstve otrasom uvoľnenej energie, na charaktere základovej pôdy, na type konštrukcie a spôsobe jej založenia (spravidla len druhoradý význam má vzdialenosť od epicentra). Najväčšie poruchy — až úplné rozrušenie — zaznamenávajú vysoké objekty (komíny, pomníky a i.), nevystužené vonkajšie tehlové múry domov, objekty založené na nerovnorodom podklade, na vodou nasýtených zeminách atď.

c) Poruchy spôsobené „creepovým" pohybom blokov zemskej kôry pozdĺž zlomových plôch. Práve v Kalifornii podobné pohyby (až 1,25—1,50 cm za rok) sú dobre doložené a preštudované. Porušenie objektov týmto spôsobom nebýva katastrofické, ale zato je neodvratné.

d) Poruchy sekundárne vyvolané v dôsledku seizmických otrasov, ktoré v podobe najrôznejších zosunov, sadania stavieb, erupcie stekutených pieskov atď., sú veľmi časté a široko dokumentované.

Uvedené procesy i javy sa sústavne študujú geologickými, geodetickými i geofyzikálnymi metódami. Výsledky tohto štúdia i skúsenosti sa aplikujú v inžiniersko-geologických podkladoch pre rozličné druhy stavieb a verejných prác.

Autor zhromaždil k tejto problematike dosť bohatý dokumentačný materiál a je ochotný ho zapožičať seriózným záujemcom.

Háber Milan — Babčan Ján: **Predbežná identifikácia sulfosolí $5PbS.HgS.3Sb_2S_3$ a pokus o jej syntézu (11. 3. 1971, Bratislava)**

Pri mikroskopickom výskume materiálu z ložiska Zenderling pri Gelnici v Spišsko-gemerskom rudohorí sa zistila v asociácii s boulangeritom, galenitom a rumelkou sulfosoľ neobvyklého zloženia — $5PbS.HgS.3Sb_2S_3$.

Neznáma sulfosoľ predstavuje jemnozrnnú výplň žilky s izometrickými zrnkami alebo ihličkami boulangeritu, zatiaľ čo galenit a rumelka tvoria nevýznamné lemy na okraji žilky.

V dopadajúcom svetle je šedobiela, jej odrazivosť je o niečo slabšia ako u galenitu, má však relatívne silný dvojodraz a je silne anizotropná. Röntgenometrické určenie potvrdilo, že jej hodnoty „d" sa nestotožňujú so žiadnymi známymi minerálmi.

Jej chemizmus študoval pomocou mikrosondy typu FEOSCAN na Vrije Universiteit v Amsterdame (Drs. Maaskant P. a Drs. Burke E. A. J.). Obsahuje 42,6 % Pb, 8,3 % Hg, 29,4 % Sb a 19,6 % S a to zodpovedá vyššie uvedenému vzorcu.

Pretože prirodzený materiál nedával dostatok možností pre jej ďalší podrobný výskum, bola pripravená syntézou v laboratórnych podmienkach. Pri syntéze sa vychádzalo z elementárnych zložiek minerálu, ktoré boli zmiešané v stechiometrických pomeroch a v zatavených ampulkách z ťažkotaviteľného skla a ponechané reagovať pri teplotách 300—500° rôzny čas.

Z radu pokusov vyplynulo, že pokusy vykonané pri teplote 400 °C dávajú optimálne podmienky pre vznik tak študovaného minerálu, ako i približne rovnakej paragenézy minerálov ako v prírode.

V ďalších prácach, zameraných na upresnenie vlastností neznámej sulfosoli, najmä však jej štruktúry, ktorá je predpokladom jej medzinárodného uznania ako nového minerálu, sa intenzívne pokračuje.

Cyril Varček: **Identifikácia niektorých sulfosolí Bi a niklových minerálov zo Spišsko-gemerského rudohoria pomocou mikrosondy,** (11. 3. 1971, Bratislava)

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

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

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

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

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

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

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

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

Na vzorke, kde sa stýka gersdorfit s predpokladaným ullmanitom sa jednoznačne potvrdilo, že kým gersdorfit obsahuje podstatné množstvo niklu a arzénu, ullmanit má ako hlavné prvky nikel a antimón. Kobalt je v oboch prítomný len ako vedľajšia prímes, podobne aj železo, ktorého je trošku viac v gersdorfite ako v ullmanite.

V nábruse zo žily Aurélia tvoril minerál považovaný za ullmanit veľmi jemnozrnné myrmekitické preratsanie s pyrotínom a chalkopyritom. Urobené fotografie chemizmu tiež jednoznačne potvrdili identifikáciu ullmanitu. Tento zaujímavý agregát uvedených troch podstatných minerálov, sprevádzaných celkom akcesorickými zrniečkami sfaleritu, rýdzeho bizmútu a rýdzeho antimónu, vznikol najskôr rozpadom tetraedritu, pravda za prínosu niklu a železa mladšími roztokmi.

Radvan Květ: **Puklinové zóny v Československu** (6. 5. 1971 Bratislava)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

vulkanológ Richeye G. (1934) pri výklade vzniku kruhových vulkánov typu Mull, Ardnamurchan a Rum v Škótsku. Z tohto stanoviska veľké mesačné krátery a moria nie sú ničím iným ako veľkými subsidenčnými kalderami, ako to po prvý raz rozpoznal anglický vulkanológ Spurr J. (1944).

Rôzne tvary mesačných kráterov, vytváraných ako prechod od čisto kruhových takmer k obdĺžnikovým, vyložil Spurr ako prechod medzi subsidenčnou kalderou a tektonickou priekopou a rozlíšil tzv. valové roviny, krátery so zloženými valmi, krátery priečkovité (en echelon), krátery priekopovité a tektonické priekopy. Maximálne sploštenie, až na tvar priekopy, pozoroval v rovníkovej oblasti Mesiaca a smerom k pólom zistil typy stále okrúhlejšie. Tento jav vyložil ako deformáciu pôvodne kruhových kráterov vplyvom spomalenia rotácie Mesiaca sprevádzanej premenou rotačného elipsoidu na guľu.

Rôzne deštrukčné formy mesačných kráterov a vznik známych elevácií na ich dne vyložil McCall G. J. H. (1965), ako oneskorený vývoj subsidenčnej kaldery, pri ktorej nastáva tektonické porušenie obruby a vzniká druhotný vulkán v jej centre.

Jednoduché okrúhle mesačné krátery menších rozmerov sa prirovnávajú k jednoaktovým explozívnym vulkánom a maarom so struskovitými valmi (napr. Steinberg 1965 ich prirovnáva k niekorým vulkánom Kamčatky).

Mesačné dómy (kupy) je možné prirovnať k efúziam intermediárnych láv (andezitového zloženia?) a k struskovým kužeľom.

Rozličné ryhy a rozsadliny je možné vyložiť ako tektonické priekopy; priame steny, predstavujú zlomy, pri ktorých nastal pokles.

Morské tzv. vráskové chrbty predstavujú lineárne erupcie, ktoré vznikli spolu s izolovanými horami (kyslé efúzie, obdobné trachytom či ryolitom) po vyliatí bázických láv čadičového zloženia (morfologicky rozlišiteľné lávové príkrovy).

Medzi väčšinou útvarov mesačného povrchu existujú zákonité vzťahy v ich usporiadaní a orientácii, a to je možné považovať ako hlavný dôkaz ich endogénneho pôvodu (pôsobenie vnútorných síl planéty).

Za impaktné je možné považovať iba jednoduché, okrúhle menšie, až drobné krátery, ktoré v detaile husto a nepravidelne pokrývajú povrch mesačných zemí a morí.

Quido Záruba: **Geológia Prahy a stavba metra** (13. 5. 1971 Bratislava)

Stavba podzemnej železnice v Prahe si vyžadovala mimoriadne dôkladný prieskum, nakoľko tunely metra budú razené pomerne hlboko v skalnom podklade, kde sa doteraz výskumy ešte neuskutočnili.

Skalný podklad územia vnútorného mesta tvoria prevažne zvrásnené súvrstvia staršieho paleozoika, ktoré patria k ordoviku. Ordovické horniny majú rôzny litologický vývoj: striedajú sa mocné súvrstvia ílovitých bridlíc s piesčitými polohami, ktoré sú vyvinuté ako kremité pieskovce a kremence. Obdobné sedimentačné podmienky spôsobili, že sa niekoľkoráz opakujú horniny rovnakej litologickej povahy a veľmi podobných fyzikálnych vlastností.

Prednášateľ uviedol charakteristiku hlavných ordovických súvrství a ich technických vlastností podmienených ich litologickou povahou a tektonickým porušením. Ďalej stručne charakterizoval vrchnokriedové sedimenty a ich porušenie na okrajoch kriedových návrší. Horniny skalného podkladu sú vo väčšine prípadov zakryté plášťom premiestnených zvetralín, eluviálnymi a svahovými hlinami, sutinami, riečnymi a potočnými náplavami. Pleistocenné piesčité štrky vypĺňajú jednak údolné dno, jednak tvoria terasovité stupne, ktoré naznačujú postupné zahlbovanie vltavského údolia. Na záveterných svahoch sa zachovali spraše a sprašové hliny o značnej mocnosti.

Pre všetky stavebné práce, na území Prahy, majú veľký význam hydrologické pomery. Vo vnútornom meste je to predovšetkým rozsiahly obzor spodnej vody v štrkoch údolnej terasy, ktoré sú zvodnené zhruba až do úrovne hladiny rieky. V pleistocenných terasách sa vyskytujú terasové podzemné vody v rôznych výškach nad údolím. Podzemné vody, ktoré vypĺňajú pukliny a poruchové pásma v ordovických horninách, miestami vyvierajú ako pramene. Takisto v horninách kriedového útvaru zistili sa dva obzory spodnej vody. A to na báze cenománskych pieskovcov a vrchný na spodku bělohorských opúk. Terasové a puklinové vody sú spravidla veľmi tvrdé a majú vysoký obsah síranov.

Povrch územia, ktoré bolo viac ako tisíc rokov osídlené, pretvárali nielen prírodné činitele, ale i činnosť človeka. Pôvodná údolná niva bola zakrytá vysokými násypmi. Po výstavbe pevných hatí (úpustov) nastalo ukladanie pieskov a štrkov v koryte Vltavy a zvyšovanie dna rieky. Pozdĺž starých opevňovacích prác z XII., XIV. a XVIII. storočia bol pôvodný reliéf

celkom zmenený. K tomu pristupuje ťažba nerastných surovín, pri ktorej sa vyhĺbili značne veľké priestory a tieto sa znova zasypali.

Pri geologickom výskume bolo preto treba použiť i historické pramene, staré plány, obrazy a fotografie preto, aby sa doplnila predstava o vývoji povrchu územia v jeho pôvodnom tvare.

V ďalšej časti prednášateľ referoval o rozostavanej trati C z Pankráca na Florenc. Na diapozitívoch poukázal na rôzne pracovné metódy, ktorých použitie určovali geologické podmienky (milánske steny, oceľové tubinky, práca so štítom sovietskej výroby). Podrobnejšie sa zaoberal zabezpečením stavebných jám pre stanice metra na Pankráci a na Káčerove širokoprofilovými vŕtanými pilotami.

KONFERENCIE

Správa zo sympózia o hydrogeochémii a biogeochémii v Tokiu

Dňa 6.—12. septembra 1970 sa konalo sympózium o hydrogeochémii a biogeochémii v Tokiu, ktoré organizovala Vedecká rada Japonska a Medzinárodná asociácia pre geochémiu a kozmochémiu (IAGG International Assotiation of Geochemistry and Cosmochemistry).

Konferencia bola rozdelená na dve samostatné časti:
hydrogeochemickú a biogeochemickú.

Hydrogeochemická časť konferencie sa zaoberala týmito hlavnými problémami:

1. Voda vo vzťahu k vývoju Zeme;
2. Genéza a povaha termálnych vôd a hydrotermálne procesy;
3. Rádiochemické procesy hydrosféry včítane geochronológie;
4. Oxidoredukčné a precipitačné reakcie, vlastnosti autogénnych minerálov a sedimentačné procesy vo vodnom prostredí;
5. Interakcie vzduch—voda;
6. Hydrogeochémia v polárnej oblasti.

Biogeochemická sekcia

1. Cyklus dusíka;
2. Pôvod života a paleobiochémia;
3. Biogeochemické aspekty prírodných plynov, nafty a uhlia a biogénnych minerálov;
4. Biogeochemické účinky na ľudskú činnosť;
5. Biogeochémia pôd;
6. Biogeochémia hydrosféry;

Po skončení konferencie bola exkurzia (2 dni) a po nej v dňoch 12. až 14. septembra 1970 prebiehali viaceré semináre. Názov jedného seminára bol: Stopové prvky a izotopy v zemských materiáloch, v meteoritoch a vo vzorkách z mesiaca. Vedúcim tohto seminára bol prof. Taylor z Austrálie. Odznelo i niekoľko zaujímavých prednášok v rámci týchto tém:

1. Distribúcia prvkov vo vulkanických horninách Tichooceánskeho súostrovia;
2. Lunárna geochémia;
3. Frakcionácia stálych izotopov v prírodných materiáloch;
4. Produkty nukleárnych reakcií.

Iný seminár sa konal na tému: „Svet oceánov".

1. Zásah človeka do mora;
2. Chemické znečistenie mora.

Treba poznamenať, že všetky uvedené referáty vyjdú v plnom znení tlačou a že stručné závery referátov vyšli ako konferenčné materiály.

Z tématického hľadiska mala by byť konferencia pre nás veľmi podnetná. Musíme si uvedomiť, že práve na vyššie uvedenom úseku geochémie vrchných geosfér a životného prostredia maximálne zaostávame a že je treba urobiť všetko potrebné, aby sa geochémia a geológia v dostatočnej miere orientovala aj na toto nové zameranie výskumu. Výskum životného prostredia sa už na iných vedných odboroch, aj u nás, intenzívne rozvíja, no geológia sa ešte na takýto výskum nepripravila a neprihlásila sa o svoj podiel na ňom. Vytvorilo sa už, v rámci Ministerstva techniky, osobitné celoštátne stredisko pre výskum a ochranu prostredia pred znečistením so sídlom v Bratislave. Tento program ale nepočíta s pomocou geológov. Zatiaľ len geochémia v Prahe i v Bratislave sa už prihlásila o účasť na takýchto výskumoch.

V období konferencie v Tokiu zasadal viackrát výbor spoločnosti, ktorého som členom a považujem preto za potrebné informovať geológov o hlavných zámeroch a uzneseniach. Medzinárodnej geochemickej a kozmochemickej sociácie (IAGC).

V rámci spoločnosti IAGC sa vytvorilo niekoľko pracovných skupín, predstavitelia ktorých podávali na výbore spoločnosti správu. Ide o tieto geochemické skupiny:

1. Aplikácia geochémie na problémy zdravia a chorôb;
2. Geochémia extraterestrálnych telies a meteoritov (Cameron);
3. Geochemická nomenklatúra a dokumentácie (Davidsan);
4. Geochemická prospekcia (Tausan);
5. Geochémia sedimentov a sedimentárnych hornín (Ronov);
6. Hydrogeochémia (Valjaško);
7. Geochémia izotopov (Fornaseri).

Na zasadnutiach v Tokiu sa rozhodlo, že bude vytvorená komisia organickej geochémie — vedúci Hunt, členovia sa určia dodatočne a boli určené štáty, z ktorých sa majú títo členovia vybrať.

Pracovná skupina extraterestriálnej geochémie vedená Cameronom bola ustanovená ako samostatná komisia.

Pre pracovnú skupinu „geochémia a zdravie" bolo určené, za spoluúčasti Webba, že sa jej má ujať Cannon a Hobbs a má sa vytvoriť spolupráca medzi medicínou a geochémiou.

Na zasadnutí podskupiny sa vytvoril zvláštny podvýbor pre hydrogeochémiu. Hydrogeochémia vedená Prof. Valjaškom má mať 5 podskupín:

I. Znečistená a neznečistená voda (Hunt);
II. Metódy, štandardy, kalibrácia (Elis);
III. Inotersticiálna voda (Krukov);
IV. Interakcie vody na horniny (White);
V. Interakcie vody na organizmy (Polykarpov).

Na jednom z výborov sa referovalo aj o publikáciách:

1. Zväzok materiálov z 1. sympózia IAGC (pôvod a distribúcia prvkov, Paríž, máj 1967) bol už zverejnený ako monografia č. 30, Persamon Press Series on Earth Sciences.

2. Zväzok materiálov viedenského zasadnutia (august 1968) „O chémii meteoritov" sa tiež už publikoval (P. Reidel publishing company).

3. Kniha „O geochémii meteoritov (vydavateľ Mason) vyšla vo vydavateľstve Gordon a Brecsh, Science Publishers. Kniha vyšla z iniciatívy pracovnej skupiny extraterestriálnej geochémie (Cameron).

4. Všetky referáty z konferencie o geológii a genéze predkambrických železných a mangánových formácií, ktorú usporiadal IAGC a Ukrajinská akadémia vied (akad. Semenko) v auguste r. 1970 vyjdú v angličtine a súčasne v ZSSR v ruštine.

5. Všetky referáty prednesené a zaregistrované na geochemickej konferencii v Tokiu vyjdú v angličtine. Bude to veľmi cenný materiál najmä pre výskumy hydrogeochemické a práce na úseku organickej geochémie a biogeochémie.

Nakoniec niečo o konferenciách usporiadaných IAGC.

V Moskve 20.—25. júla 1971 bola konferencia, ktorú spou s IAGC usporiadala AN ZSSRG. Prvé cirkuláre už vyšli. Ide o konferenciu týkajúcu sa geochémie geologických procesov: 1. magmatického procesu, 2. hydrotermálneho procesu a premien hornín, 3. procesu metamorfózy, 4. geochémia sedimentárneho procesu.

V januári 1972 bude konferencia IAGC v Indii a referoval o nej dr. Sinha. Tématika konferencie je široká: „Najnovšie výskumy a aplikácia geochémie". Prvý cirkulár už vyšiel. Na zasadaní rady v Tokiu bola snaha presvedčiť dr. Sinhu, aby nedochádzalo ku kolízii tém, o ktorých sa bude rokovať na iných geochemických konferenciách, napr. na Svetovom kongrese v Montreali a na konferencii v Moskve v r. 1971, na konferencii v Rakúsku v r. 1972. (V Montreali bude napr. z geochémie téma „Atmosféra a CO_2" (Suess) a „Extraterestriálna geochémia" (Cameron), v Moskve zas „Sedimentárne procesy" čo je blízko návrhu z Indie, kde chcú mať prednášky „O geochémii zmien hornín a lateritizácia".

Treba sa ešte zmieniť o pripravovanej konferencii v Leobene v Rakúsku v máji alebo júni 1972 „O korelácii údajov o geochemických a metalogenetických provinciách". Spoluusporiadateľom sú tiež IUGS (IACP) Medzinárodná únia geologických vied.

Zaujímavú správu na výbore IAGC v Tokiu podal pán Battisse ako zástupca UNESCA. Pripomenul, že pred dvoma rokmi UNESCO založilo „Oddelenie pre vedy o životnom prostredí a výskum prírodných zdrojov".

Medzištátna spolupráca vied zaoberajúcich sa Zemou (geovedy) sa na UNESCO veľmi zdôraznila. V oddelení UNESCO sa vytvorili:

(a) Úrad oceánografie. (Battisse sa odvolával na to, že oceány sú medzinárodné a ako také nepatria nijakému štátu.)
(b) Úrad hydrogeológie. (Hlavne fyziky, dynamiky a chémie hydrosféry, ale nie natoľko biológie.)

(c) Oddelenie prírodných zdrojov. (Hlavným ohniskom záujmu by mala byť geológia a geofyzika a nie biológia.)

(d) Nový medzištátny program má byť zostavený pod názvom „Človek a biosféra" (MAB). Program má za cieľ využiť prírodné zdroje biosféry. Je to dlhodobý program. Dôležitosť ekológie sa tu veľmi zdôrazňuje. V rámci programu majú sa získať odpovede na otázku, ako môže človek využívať prírodné zdroje čo najefektívnejšie. Battisse tiež zdôraznil, že veľkú úlohu by podľa neho mala zohrať IAGG na tomto programe v budúcnosti.

Na výbore IAGG bol daný súhlas na to, aby časopis Chemical Geology sa stal časopisom IAGC. Ďalej sa prijal pokyn, aby sa rozvíjala členská základňa geochemikov v jednotlivých štátoch.

Záverom treba ešte uviesť, že v priebehu kongresu sme navštívili Geologický ústav Japonska v Tokiu (Geological Survey of Japan, Hisamoto-Cho 135, Kawasaki-Ski). Priniesol som štandardy čadičov z Japonska.

Bol by som veľmi rád, keby čitateľ tejto informácie našiel mnoho podnetov pre ďalšiu prácu.

Medzinárodné sympózium o inžiniersko-geologickom mapovaní

V dňoch 28. júna 1971 — 2. júla 1971 sa konalo na chate UK v Modre — Pieskoch medzinárodné sympózium o inžiniersko-geologickom mapovaní v rámci Medzinárodnej asociácie inžinierskej geológie (IAEG). Hlavnou náplňou sympózia bolo rokovanie pracovnej skupiny inžiniersko-geologického mapovania, ktoré viedol jej predseda prof. Ing. M. Matula, DrSs. z Prírodovedeckej fakulty UK v Bratislave. Súčasne s rokovaním pracovnej skupiny IAEG si účastníci vypočuli niekoľko zaujímavých prednášok z problematiky inžiniersko-geologického mapovania. Na rokovaniach sa okrem členov pracovnej skupiny a zahraničných hostí (M. V. Čurinov, G. A. Golodkovskaja — ZSSR, W. R. Dearman — Anglicko, A. Pahl — NSR, M. Janič — Juhoslávia, A. Peter — Francúzsko, D. Radbruch — USA) zúčastnili aj mnohí významní odborníci z Československa.

Podľa vopred zostaveného programu bol prvý deň sympózia venovaný referátom československých účastníkov. Úvodný referát predniesol predseda pracovnej skupiny IAEG prof. Matula. Po ňom odznelo niekoľko hodnotných referátov:

— doc. Ing. J. Pašek, CSc. (ČSAV Praha) referoval o vývoji inžiniersko-geologických máp v našej republike a najmä o inžiniersko-geologickej mape časti hlavného mesta Prahy v mierke 1:5000;

— pg. M. Hrašna (GÚDŠ Bratislava) referoval o zostavovaní základnej inžiniersko-geologickej mapy Záhorskej nížiny v mierke 1:25 000;

— RNDr. R. Ondrášik, CSc. (PFUK Bratislava) predniesol referát o zostavovaní prehľadných inžiniersko-geologických máp v mierke 1:200 000, s konkrétnym príkladom listov Žilina, Zvolen, Nitra;

— Ing. H. Bušková, CSc. (ÚSG Praha) o účele a použití databanky v inžinierskej geológii a najmä jej využitie pri mapovaní a zhromažďovaní podrobných dokumentačných údajov.

Druhý deň sympózia bol venovaný referátom zahraničných účastníkov, ktoré sa svojou náplňou úzko dotýkali problému zostavovania inžiniersko-geologických máp rôznych mierok, medzinárodnej terminológie a unifikácie. Všetky referáty podnietili bohatú diskusiu prítomných inžinierskych geológov.

Pre československých účastníkov bol na tretí deň pripravený vedecký seminár, ktorý nadväzoval na predchádzajúci, z mája t. r. Seminár viedol prof. Ing. V. Mencl, DrSc. (VUT Brno) a náplňou jeho prednášky boli metódy modelovania v mechanike hornín a inžinierskej geológii. V diskusii vystúpili viacerí odborníci s podnetnými návrhmi pre využitie modelovania ako vysoko efektívnej metódy výskumu v inžinierskej geológii.

Členovia pracovnej skupiny IAEG mali v dňoch 30. 6.—2. 7. pracovné rokovanie, ktoré sa vyznačovalo snahou všetkých členov o definitívne vyriešenie mnohých problémov. Zostavenie záverečného protokolu a dohoda o spoločnom riešení problémov pri inžinierssko-geologickom mapovaní boli záverom rokovania.

Náplň sympózia vhodne doplňovala výstavka inžiniersko-geologických máp rôznych mierok z mnohých štátov (ZSSR, ČSSR, NSR, NDR, Bulharsko, Juhoslávia, USA, Francúzsko a Chile).

Vyvrcholením týždňového sympózia bola exkurzia zahraničných a niektorých našich účastní-

kov po Morave a Slovensku pod vedením prof. Matulu a prof. Mencla. Čiastočný patronát nad touto exkurziou prebrali Geotest, n. p., Brno a IGHP, n. p., Žilina. Na Morave sa účastníci oboznámili s problematikou výstavby sypanej kamenitej hrádze na rieke Jihlave pri Dalešiciach (výklad Ing. J. Hrdý, CSc. a Ing. O. Horský, CSc. — Geotest Brno) a sanáciou zosunu vo flyšovom regióne Západných Karpát na lokalite Příluky pri Gottwaldove (výklad prof. Mencl).

Na Slovensku viedla trasa exkurzie Považím, kde si skupina prezrela vodné dielo Priehradu mládeže v Nosiciach (odborný výklad podal prof. Matula), ďalej vodné dielo Liptovskú Maru, kde sa pozornosť sústredila na problémy zakladania a sanácie zosunov ohrozujúcich výstavbu a okolie plánovanej zátopy (výklad prof. Matula a dr. Nešvara). Poslednou zastávkou bolo miesto plánovanej prečerpávacej vodnej nádrže na Čiernom Váhu, kde sa účastníci oboznámili s problematikou obsažných prieskumných prác povrchových ako aj podzemných vo vybudovanej pokusnej štôlni vo vnútri dolomitového masívu. Záverečná trasa viedla späť cez Liptovský Mikuláš — Ružomberok — Banskú Bystricu — Nitru do Bratislavy.

Rokovanie sympózia a práca skupiny IAEG pre inžiniersko-geologické mapovanie priniesli mnoho kladných výsledkov, ktoré by sa mali v skorej budúcnosti prejaviť najmä ujednotením metodiky zostavovania inžiniersko-geologických máp rôznych mierok.

Rudolf HOLCER

RECENZIE

G. Larsen — G. V. Chilingar: DIAGENEZ I KATAGENEZ OSADOČNYCH OBRAZOVANIJ, 463 strán, 77 fotografií, 74 kreslených obrázkov a grafov, 46 tabuliek, 1582 citácií literatúry. Vydavateľstvo MIR Moskva 1971, cena 62 Kčs.

Kniha (Diagenesis in Sediments) vyšla pôvodne ako spoločná práca kolektívu európskych, amerických a austrálskych vedcov pod redakciou G. Larsena a G. V. Chilingara vo vydavateľstve spoločnosti Elsevier Publishing Company Amsterdam — London — New York v r. 1967. Pretože ide o základné práce zahraničných vedcov o posedimentačnej premene usadenín, bola preložená pod redakciou N. B. Vasoeviča do ruštiny a dostáva sa tak prostredníctvom Sovietskej knihy aj na náš trh.

Práca je rozdelená do 11 kapitol, ktoré spracovali vedci-špecialisti na jednotlivé problémy. Dve úvodné kapitoly sú venované definovaniu termínu diagenéze, fázam diagenézy a tvoreniu autigénnych minerálov. G. Larsen a G. V. Chilingar do pojmu diagenéza zahrnujú všetky fyzikálne, biochemické a fyzikálno-chemické procesy, ktoré pretvárajú usadeniny od momentu ich usadenia až po ich litifikáciu alebo cementáciu pri nízkych teplotách a tlakoch diagenézy u rôznych autorov. R. W. Fairbridge popisuje hranice diagenézy a procesy v nej prebiehajúce. Diagenézu rozdeľuje na tieto fázy: s y n d i a g e n é z a (diagenéza v užšom zmysle, sedimentácia) začína momentom usadenia častíc sedimentu až po etapu ich ranného zachovania. Prebieha v oblasti činnosti baktérií, jej mocnosť kolíše od 1 do 1000 m, doba trvania asi 1000 — 100 000 r., a n a d i a g e n é z a (katagenéza) zahrnuje zhutňovanie a dozrievanie sedimentov. Prebieha od hraníc syndiagenézy do hĺbky asi 10 000 m a doby 10^7 — 10^8 rokov, e p i d i a g e n é z a (hypergenéza) predstavuje postdiastrofickú fázu spojenú s výzdvihom sedimentov a ich priblížením k povrchu — prederózna fáza. Prebieha v hĺbke 1 až 3000 m, doba trvania kolíše od 10^3 do 10^9 rokov. Počas diagenézy prebiehajú pri súčasnom tvorení autigénnych minerálov najmä tieto procesy: halmyrolýza (glaukonit, zeolity, ílovité minerály), okysličovanie a redukcia (červené íly, mangánové hlúzy, pyritové a markazitové povlaky), hydratácia a dehydratácia (anhydrit, sadrovec, opál, chalcedón, kremeň, autigénny ortoklas) a diagenetická metasomatóza (dolomitizácia a dedolomitizácia, silicitizácia, fosfatizácia, sideritizácia).

Ďalšie kapitoly knihy sú venované otázkam diagenézy jednotlivých druhov usadenín. Podstatnú časť tvoria kapitoly venované najrozšírenejším pieskovcovým, ílovitým a karbonátovým sedimentom na zemskom povrchu. Proporcionálne sa vymyká kapitola o karbonátoch (je oproti ostatným zhruba trojnásobne väčšia), čo je zrejme spôsobené veľkým nazhromaždením poznatkov zo štúdia práve týchto hornín. Diagenézou piesčitých sedimentov sa zaoberá E. C. Dapples — od usadenia piesčitých zŕn až po ich vzájomné veľmi pevné spojenie. Pri ich diagenéze rozoznáva nasledovné etapy: reduktomorfnú (usadzovanie-zhutňovanie, minerálna premena v procese okysličovania a redukcie), locomorfnú (vznik opálu a chalcedónu, zámena ílovej substancie kalcitom, prechod aragonitu v kalcit, zámena kalcitu dolomitom a ortoklasu kalcitom) a filmorfnú (kryštalizácia slúd a živcov). Premeny ílovitých sedimentov v procese diagenézy — t. j. premeny prebiehajúce v čerstvo usadenom sedimente až pokiaľ nedosiahne štádium metamorfizmu — popisuje G. Müller. Zaoberá sa zmenou chemického a mineralogického zloženia sedimentov od ich prvotného stavu cez procesy zvetrávania, transportu, usadzovania až po procesy pri plytkom a hlbokom uložení — ponorení, vznikom a premenami jednotlivých minerálov až po cementáciu sedimentu. V jednotlivých štádiách popisuje tiež zmeny pórovitosti a textúry, čo dokladá početnými experimentálnymi výsledkami.

Najviac rozpracovaná — G. V. Chilingar, H. J. Bissell, K. H. Wolf — je kapitola o diagenéze karbonátov, pri ktorej sa vyskytuje viac ako 30 rôznych procesov závisiacich od regionálnych i lokálnych faktorov. Litifikácia karbonátov má fyzikálno-chemický alebo biochemický charakter, pričom sa uplatňujú faktory endogénne i exogénne. Pri diagenetickej premene vápencov sa uplatňujú v zásade tieto procesy: f y z i k á l n o - c h e m i c k é: rozpustnosť, korózia, vyluhovanie, okysličovanie, redukcia, prekryštalizácia, cementácia, atď., b i o c h e m i c k é a o r g a n o g é n n e: agregácia, korózia, tvorenie kanálikov, plynových uzavrenín, nakyprovanie, rozklad organických zlúčenín, a pod., f y z i k á l n e: zhutňovanie, vysušovanie, vnútorné deformácie, atď. Autori objasňujú jednotlivé procesy a dokladajú ich fotografiami, tabuľkami a grafmi. V menšom rozsahu je opísaná diagenéza dolomitov (diagenetická dolomitizácia), kde autori podávajú náčrt chemizmu dolomitizácie a spôsobu vstupu Mg-iónov do karbonátových hlín (bahien).

V rozsahom malej kapitole popisuje E. C. Dapples význam kremitých usadenín pri diagenéze z hľadiska ich rozpustnosti (doloženej laboratórnymi experimentami) a výskytu v karbonátových a ílovitých sedimentoch.

Ďalšia skupina prác je venovaná diagenetickým premenám organických látok, uhlia a minerálnych ložísk. E. T. Degens opisuje diagenetické premeny organických látok ako trojstupňový proces mikrobiologickej a chemickej deštrukcie jestvujúcich biochemických makromolekúl v ranom štádiu diagenézy, kondenzácie produktov metabolizmu spojenej s tvorbou humusových látok pomalého dozrievania produktov. Štúdium niektorých zbytkov živých organizmov v sedimentoch naznačuje, že posedimentačné premeny organickej hmoty ešte nedosiahli svoje konečné štádium. Diagenetické premeny uhlia — M. Teichmüller, R. Teichmüller — spadajú v porovnaní s ostatnými sedimentami — do oblasti premien katagenetických. Stupeň uhoľnatenia rastie s hĺbkou v spojitosti so zvyšovaním teploty. V kapitole sú opísané premeny od rašelín cez hnedé a kamenné uhlie až po antracit. Úlohu diagenetických procesov, pri vzniku minerálnych ložísk ,opisuje G. C. Amstutz a L. Bubenicek. Autori podávajú hlavné črty týchto procesov a ich zvláštnosti pri jednotlivých typoch ložísk sedimentárneho charakteru.

Posledné kapitoly knihy sú venované diagenéze podzemných vôd a pórových roztokov. E. T. Degens a G. V. Chilingar sa zaoberajú klasifikáciou a chemickým zložením podzemných vôd, zmenami ich chemizmu, možnosťou prestupu iónov nabitými ílovými membránami, vplyvom organických látok na mineralizované naftové vody. Von Engelhardt sa zaoberá vplyvom pórových roztokov na katagenézu pieskovcov a rozdielom reakcií pri katagenéze a metamorfizme.

Kniha predstavuje systematickú štúdiu posedimentačných premien základných typov sedimentárnych hornín, doloženú výsledkami experimentálneho výskumu fyzikálno-chemických vlastností, ktoré sú kriticky zhodnotené a geneticky interpretované. Poskytuje cenný materiál nielen geológom-špecialistom zaoberajúcich sa sedimentárnymi horninami, ale i ďalším odborníkom príbuzných geologických a inžiniersko-geologických disciplín.

Vladmír LETKO

MINERALIA SLOVACA

Vydavateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Spoluvydavatelia: Slovenský geologický úrad, Bratislava, Inžinierskogeologický a hydrologický prieskum, n. p., Žilina, Slovenské naftové závody, n. p., Gbely, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava.
Nakladateľ: Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves.
Povolenie: KNV Košice — 104 (kult.) TRUD.
Vytlačili Dukelské tlačiarne, n. p., Prešov. Počet AH 9, VH 6. August 1971.
Rukopis odovzdaný do tlačiarne 19. 3. 1971.
Cena jedného čísla: pre právnické osoby 30 Kčs, pre fyzické osoby 15 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej geologickej spoločnosti 10 Kčs.
Ročné predplatné: pre právnické osoby 120 Kčs, pre fyzické osoby 60 Kčs, pre fyzických členov Slovenskej pedagogickej spoločnosti 40 Kčs.
Predplatné pre cudzinu: cena za jedno číslo 3 US doláre + 0,5 US dolára obyčajné poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné: 10 dolárov + 2 US doláre obyčajné poštovné.
Do socialistických štátov predplatné v rubľoch: Cena za jedno číslo 4 ruble + 0,7 rubľa poštovné. Pri leteckých zásielkach poštovné podľa sadzobníka. Ročné predplatné 15 rubľov + 2,8 rubľa obyčajné poštovné.
Objednávky adresujú sa redakcii a administrácii časopisu. Výpovedná lehota na predplatné: 3 mesiace pred uplynutím kalendárneho roka.
Ročne sa vydávajú 4 čísla.