

CS ISSN 0036 — 1372

29/81

13 10 4 b

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 9

ZÁPADNÉ KARPATY • MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGENÉZA 9

13 10 4 b

Tem. skup. 03/9
Cena brož. Kčs 22.—

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



3902001020245

**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza
9

VEDECKÁ REDAKTORKA

RNDr. Magda Marková, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. Jozef Gubač, CSc., RNDr. Ján Ilavský, DrSc., RNDr. Ján Kantor, CSC., Prof. RNDr. Miroslav Kuthan, CSc., RNDr. Magda Marková, CSc., RNDr. Jozef Vozár, CSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 9

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1981

Geologický ústav D. Štúra
KNIŽNICA
Signatúra: 18704
kat. čís.: 2182
Kés kupa: _____
Kés výma: _____
Kés dar: _____

OBSAH

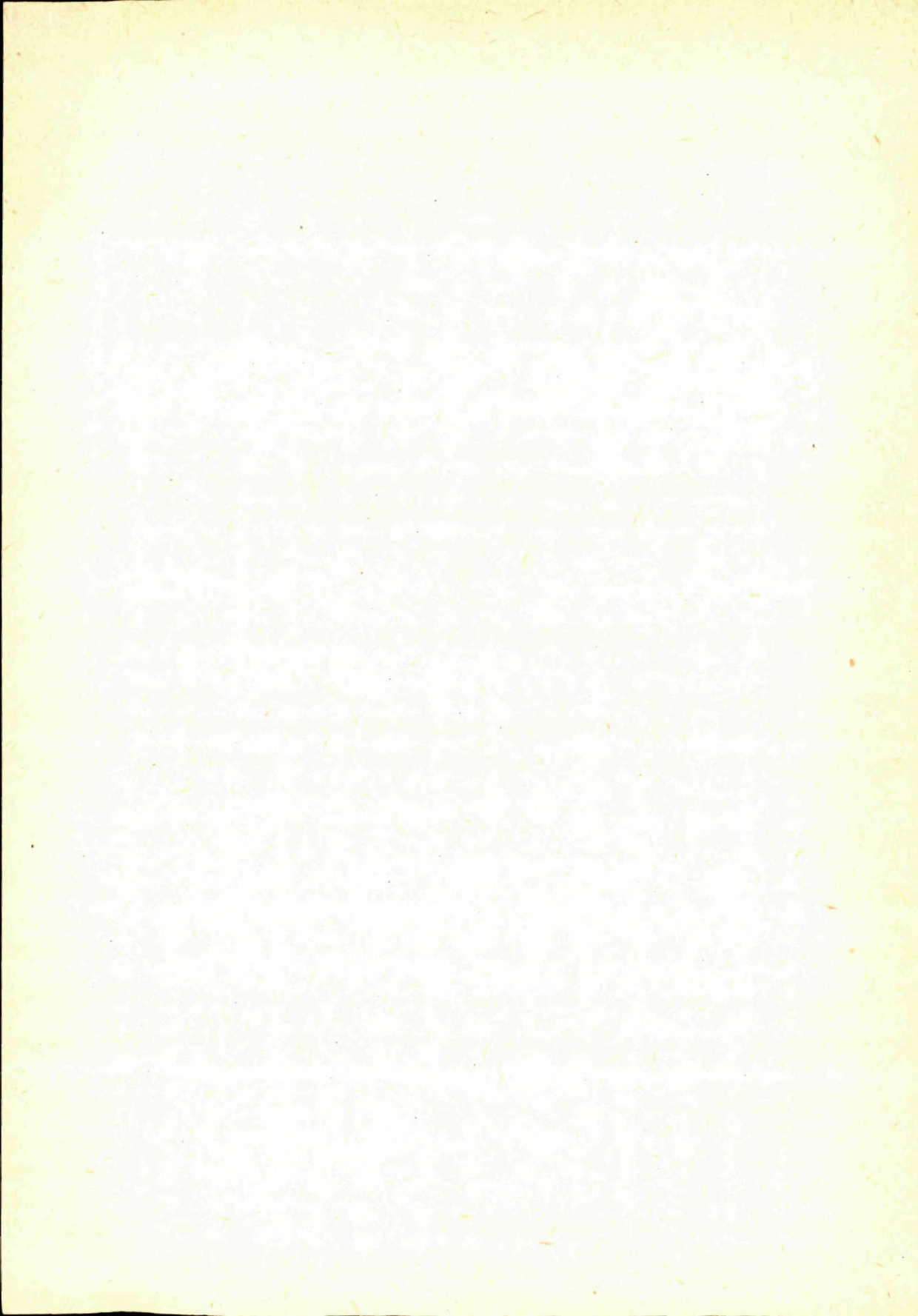
ŠTOHL, J.: Ján Ilavský, DrSc., sa dožíva šesťdesiatin	7
ILAVSKÝ, J. — KUPČO, G. — CUBÍNEK, J.: Zonálnosť stopových prvkov v hlavných mineráloch stratiformného ložiska pyritovo-medených rúd v Smolníku a ich porovnanie so stopovými prvkami v obdobných ložiskách	13
ILAVSKÝ, J. — BAJANÍK, Š.: Petrogenéza bázičkových vulkanických hornín gelnickej skupiny v okolí Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie)	83
SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A.: Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny	111
VANČOVÁ, L. — TURAN, J.: Distribúcia stopových prvkov v magnezite Západných Karpát	145

CONTENTS

ILAVSKÝ, J. — KUPČO, G. — CUBÍNEK, J.: Zoning of trace elements in main minerals of the deposit of pyrit-copper ores in Smolník and their comparison with other similar deposits	13
ILAVSKÝ, J. — BAJANÍK, Š.: Petrogenesis of basic volcanic rocks of Gelnica Group around Smolník (Spišsko-gemerské rudohorie — ore mountains)	83
SNOPKO, L. — VOZÁROVÁ, A.: Lithological and petrographical research of Drnava Formation	111
VANČOVÁ, L. — TURAN, J.: Distribution of trace elements in West-Carpathian magnesites	145

СОДЕРЖАНИЕ

ИЛАВСКИЙ, Я. — КУПЧО, Г. — ЦУБИНЕК Я.: Зональность микроэлементов главных минералов стратиформного месторождения пиритово-медных руд Смолник и сопоставление с теми же элементами подобных месторождений	13
ИЛАВСКИЙ, Я. — БАЯНИК, Ш.: Петрогенез основных вулканических пород гельницкой группы окрестностей сел. Смолник (Спишско-гемерское рудогорье	83
ВОЗАРОВА, А. — СНОПКО, Л.: Литологическое и петрографическое исследование дрнавской свиты (древний палеозой)	111
ВАНЧОВА, Л. — ТУРАН, Я.: Распределение микроэлементов в магнезитах Западных Карпат	145



**RNDr. Ján Ilavský, Dr.Sc.,
sa dožíva šesťdesiatin**

RNDr. Ján Ilavský, Dr.Sc., jeden z vedúcich československých odborníkov v oblasti rudných ložísk, ktorého odborná erudícia presiahla rámec našej vlasti, sa v plných tvorivých silách dožíva svojich šesťdesiatin. Jeho pracovná aktivita, činorodosť, všestrannosť, počnúc vlastnou výskumnou činnosťou a končiac vedecko-organizátorskou prácou, je ustavične rovnaká, akoby nepodliehala zákonom času. Dr. J. Ilavský vždy bol vzorom pracovitosti a húževnatosti — tá ho vyzdvihla do čelného postavenia v slovenskej ložiskovej geológii, ktorú svojimi prácami povzniesol medzi silné geologické disciplíny Západných Karpát.



Toto výročie je vhodnou príležitosťou zrekapitulovať jeho plodnú geologickú činnosť.

Ján Ilavský sa narodil 30. apríla 1922 vo Važci, kde vychodil základnú školu. V roku 1941 absolvoval stredoškolské štúdium v Liptovskom Mikuláši a začal študovať na Prírodovedeckej fakulte Slovenskej Univerzity špecializáciu zemepis a prírodopis. V roku 1946 ukončil štúdium štátnou skúškou. Doktorát geológie získal v r. 1948, kandidátom geologicko-mineralogických vied sa stal v r. 1959 na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. V r. 1974 obhájil doktorát vied na Vysokej škole technickej v Košiciach.

Počas Slovenského národného povstania prerušil vysokoškolské štúdium, aby sa aktívne zúčastnil povstania a neskoršie vstúpil do radov I. československého armádneho sboru. V roku 1945 bol demobilizovaný a opäť pokračoval v štúdiu.

V rokoch 1946—1949 bol asistentom Geologicko-paleontologického ústavu Prírodovedeckej fakulty v Bratislave. V rokoch 1949—1952, v čase naliehajúcej potreby vysokoškolsky vzdelaných kádrov v geologickej praxi, pôsobil ako vedúci prospekčného oddelenia Železrudných baní, n. p., v Spišskej Novej Vsi. V rokoch 1952—1957 prechádza do funkcie hlavného geológa Východoslovenského rudného prieskumu, n. p., taktiež v Spišskej Novej Vsi. Od roku 1957 do súčasnosti pôsobí na Geologickom ústave Dionýza Štúra, kde zastáva viaceré funkcie. V rokoch 1959—1962 bol vedúcim oddelenia paleozoika, v rokoch 1962—1964 hlavným redaktorom geologických máp nerastných surovín. V rokoch 1964—1965 bol námestníkom riaditeľa Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave. V tom čase vyhral konkurz na miesto geológa pre Organizáciu spojených národov v Tunise, kde plnil program výskumu ílov pre keramický priemysel a pre tehelne (do roku 1968). V rokoch 1969—1970 pracoval v Togu ako vedúci projektu OSN na vyhľadávanie farebných kovov (Cu, Pb, Zn, Ni, U-Th-Fe). Vrátil sa do vlasti v roku 1970 a odvtedy pôsobil ako geológ a vedúci oddelenia nerastných surovín. Od roku 1981 prednáša na Univerzite v Annabe v Alžírsku.

Okrem dlhodobých pobytov v zahraničí zúčastnil sa viacerých krátkodobých akcií organizovaných Ministerstvom zahraničného obchodu (Metallimex, Polytechna) — v Turecku (1957), v Guineji (1959), v Mali (1960), v Afganistane (1961) a v Alžírsku (1963).

V slovenskej ložiskovej geológii, v prieskumnej i výskumnej praxi, zanechala jeho činnosť hlboké stopy. Už v začiatkoch organizovaného prieskumu spolupracuje na vypracovaní Smerníc pre geologickú dokumentáciu a výpočet zásob nerastných surovín. Stáva sa členom mnohých skúšobných, pracovných a vedeckých komisií. Z najdôležitejších funkcií v tejto oblasti treba uviesť: predseda a člen skúšobnej komisie na Vysokej škole technickej v Košiciach (1953—1957), expert Komisie pre klasifikáciu zásob nerastných surovín v Prahe (1955—1958), člen vedeckých alebo technicko-ekonomických rád Geologického prieskumu, n. p., v Žiline (1957—1961), Ústredného geologického ústavu v Prahe (1958—1960), Geofyziky, n. p., v Brne (1960—1963). Je členom vedeckej rady Geologického ústavu Dionýza Štúra a členom vedeckej rady Ústredného geologického ústavu v Prahe. Taktiež je členom redakčných rád geologických publikácií Geologického ústavu Dionýza Štúra. Významná je aj jeho činnosť pri zvyšovaní kvalifikácie vedeckých pracovníkov a sústavnom zvyšovaní úrovne našej vedy. Je školiteľom aspirantov Geologického ústavu Dionýza Štúra a Geologického prieskumu, n. p., pre odbor aplikovaná geológia, a člen Štátnej komisie pre udeľovanie vedeckých hodností v odbore ložiskovej geológie a užitej geofyziky. Z medzinárodných členstiev možno uviesť členstvo v komisii UNESCO pre zostavenie metalogenetickej mapy Európy (1972—1975). V rokoch 1971—1975 pracoval v skupine špecialistov RVHP pre tektonické a metalogenetické mapy karpatsko-balkánskych zón.

Geologické výskumy Dr. J. Ilavského sa vzťahujú na rudné ložiská a geológiu neogénnych, paleogénnych, mezozoických útvarov, kryštalinika a paleozoika Západných Karpát. Pracuje tiež v iných odboroch, ako prieskum, mineralógia, geochemia a metalometria. Obzvlášť sa zaoberá problémami týkajúcimi sa ložísk železa, mangánu, magnezitu, olova, zinku a iných kovov. Zostavil veľa geologických a bankských máp, vypracoval projekty, viedol a posudzoval početné kutania, hlbinné vrty a bankské práce.

Hlavným ťažiskom prác Dr. J. Ilavského sú metalogenetické štúdie a mapy. Zostavil viaceré metalogenetické modely Západných Karpát, pri ktorých sa opieral o sovietsku a francúzsku metalogenetickú školu. Pri svojich výskumoch aplikoval moderné genetické princípy na mnohé ložiská Západných Karpát. Definoval stratiformný pôvod niektorých ložísk (Cu, Fe, Mg, Pb) a uplatnil rozsiahlejšie než bolo zvykom predtým, princípy regenerácie a remobilizácie starších ložísk.

Z metalogenetických súborných prác treba spomenúť:

- mapy nerastných surovín Československa v mierke 1 : 200 000 (slovenská časť) v r. 1964,
- metalogenetická mapa Československa v mierke 1 : 1000 000 v r. 1968,
- mapa rudných ložísk Tuniska v mierke 1 : 500 000 (1969),
- metalogenetická mapa Európy v mierke 1 : 2500 000, list 5 (Praha) vydaná UNESCO pod hlavnou redakciou Pierra Laffita (1972—1980),
- metalogenetická mapa karpatsko-balkánskych oblastí v mierke 1 : 1000 000, vydaná Geologickou komisiou RVHP v Sofii (1972—1980),
- mapa rudných formácií karpatsko-balkánskych oblastí v mierke 1 : 1000 000, vydaná Ministerstvom geológie ZSSR v Moskve (1979),
- nová metalogenetická mapa Československa v mierke 1 : 500 000.

Na všetkých týchto mapách sa podieľal prácou pre oblasť Západných Karpát (Slovensko), spolu s početnými československými a zahraničnými geológmi.

Za jeho vedecké, pedagogické a organizačné zásluhy mu udelili tieto medaily a rady:

- Najlepší pracovník podniku Geologické výskumy v Spišskej Novej Vsi (1956),
- Najlepší pracovník Ministerstva baní a metalurgie (1959, 1962),

- Medaila Dionýza Štúra Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave (1972),
- Medaila Jana Evangelistu Purkyně Ústředného geologického ústavu v Prahe (1978),
- Rad Červenej zástavy práce Ústrednej geologickej správy Slovenska (1972),
- Medaila pri príležitosti 25. výročia založenia Geologického a rudného výskumu na Slovensku (1977),
- Medaila pri príležitosti 25. výročia založenia Vysokej školy banskej v Košiciach (1977),
- Medaila pri príležitosti 30. výročia Slovenského národného Povstania (1974).

Významné životné jubileum Dr. Jána Ilavského poskytuje príležitosť nazrieť na jeho mimoriadne plodný život a príkladný prístup k povinnostiam. Prichodí nám povzbudiť ho v jeho životnom optimizme, pracovnej zanietenosti a popriať mu veľa zdravia a pracovnej pohody i veľa tvorivých síl do budúcnosti.

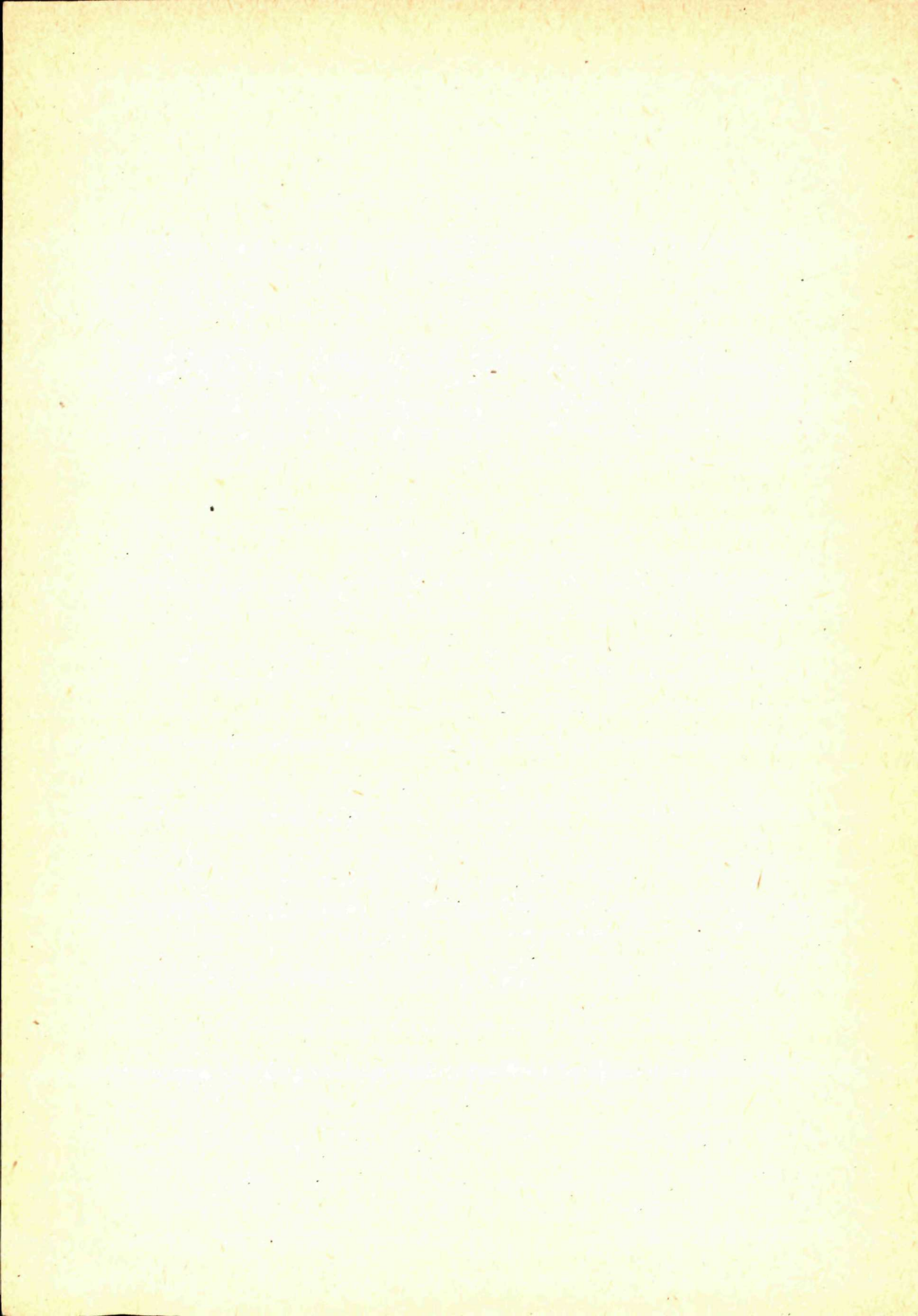
Jaroslav Štohl

Zoznam najzávažnejších publikácií

- ILAVSKÝ, J. 1950: Geologické pomery okolia Šváboviec. Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, R. I. 2—3—4, Bratislava, 232—242.
- ILAVSKÝ, J. 1951: Charakteristické črty žilných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Uhlie a rudy. R. I, 6, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1953: Geologické problémy Spišsko-gemerského rudohoria vo vzťahu k rudným ložiskám. Geol. Zbor. SAV, R. IV, 1—2, Bratislava, 269—278.
- ILAVSKÝ, J. 1955: Výskyty magnánových rúd v bradlovom pásme pri Šarišskom Jastrabí. Geol. Zbor. SAV, R. VI, 1—2, Bratislava, 119—130.
- ILAVSKÝ, J. — BEŇO, J. 1955: Mikroskopická a chemická povaha pelosideritových rúd od Vyšného Nemeckého (východoslovenský neogén). Rudy, R. III, 4, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Použitie geochemických metód pri prospekcii ortuťnatých ložísk. Rudy, R. IV, 7, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Geológia a genéza pyritového ložiska Smolník. Geol. Práce, Správy 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 141—145.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Ortuťnaté ložiská v Nižnej Slanej, Geol. Práce, Správy 8, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 146—150.
- ILAVSKÝ, J. 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Práce, Zoš. 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—59.
- ILAVSKÝ, J. 1958: Geologie der Erzlagerstätten der Zips-Gömörer Erzgebirges. Tschechoslowakei. Geologie, VII, 1, Berlin, 1—116.
- ILAVSKÝ, J. 1958: O vzťahoch niektorých hematitových ložísk k hydrotermálnemu sideritovému zrudneniu Spišsko-gemerského rudohoria, Geol. Zbor. SAV, R. IX, 1, Bratislava, 103—128.
- ILAVSKÝ, J. — BEŇO, J. 1958: Ku geológii a mineralógii niektorých výskytov olovo-zinkových rúd v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 24—39.
- ILAVSKÝ, J. 1958: Niektoré problémy metalogenézy v Spišsko-gemerskom rudohorí. Acta geol. et geograf. Univ. Comen. Geologica 2, Bratislava, 145—156.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Náčrt geológie a metalogenézy Guinejskej republiky. Geol. Průzkum, R. I, 8, Praha.
- ILAVSKÝ, J. — ČILLÍK, I. 1959: Náčrt metalogenézy Západných Karpát (aplikáciou zo Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. Práce, Zoš. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—134.
- ILAVSKÝ, J. — GRENÁR, A. 1960: Ku geológii a mineralógii niektorých Pb—Zn rúd pontíd (severné Turecko). Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 76—88.
- ILAVSKÝ, J. — ČILLÍK, I. 1960: Očerk metalogenii Zapadnykh Karpat. Materijali Karpato-balkanskoj geol. Asociacijii Tom II, Kiev.
- ILAVSKÝ, J. 1961: Geológia a ložiská nerastných surovín republiky Mali. Geol. Průzkum, R. III, 8, Praha.
- ILAVSKÝ, J. — NOVÁK, F. 1962: Processus de régénération métalligénique d'âge alpin dans les Monts

- Métallifères du Spiš et du Gemer (Carpathes Tchécoslovaques). Travaux du Labor. de géol., Faculté des Sci., Tome 38, Grenoble, 219—230.
- ILAVSKÝ, J. 1962: Prehľad geológie a nerastných surovín Afganistanu. Geol. Průzkum, R. V, 1, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1962: Niektoré problémy izotopických výskumov rudných ložísk. Geol. Průzkum, R. V, 5, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1962: Niektoré problémy priestorového rozmiestnenia niektorých rudných ložísk v gemeridách. Geol. Průzkum, R. VI, 11, Praha.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Metalogenéza pyritových zrudnení diplogenetického typu v silúre okolia Smolníka. Správy o geologických výskumoch GÚDŠ za r. 1963, 1, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník — gisement stratiforme métamorphisé des sulphures de Fe—Cu d'origine exhalative-sédimentaire. Geol. Zbor. SAV, R. XV, 1, Bratislava 299—310.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Náčrt geologicko-tektonického vývoja mediteránneho orogenetického systému atlaského v Severnej Afrike. Věstník ÚÚG—Praha, R. 39, 5, Praha, 391—400.
- ILAVSKÝ, J. — CHMELÍK, F. 1965: Über den effusiven Charakter der „Gabbrodiorite“ der Gelnica Serie in den Gemeriden. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 235—256.
- ILAVSKÝ, J. 1965: Náčrt geologicko-tektonického vývoja, magmatizmu a metalogenézy Afganistanu. Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 202—209.
- ILAVSKÝ, J. — KANTOR, J. 1965: Príspevok ku geochronológii okolia Kabalu (Afghanistan). Geol. Práce, Správy 37, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 65—90.
- BABČAN, J. — ILAVSKÝ, J. 1965: Geochemie des Selens in der Kieslagerstätte Smolník (Zips—Gömörer Erzgebirge). Západné Karpaty, 6, Bratislava, 85—106.
- ILAVSKÝ, J. — SATTRAN, V. — KOUTEK, J. — POUBA, Z. 1966: Metalogenetická mapa Československa 1 : 1000 000. Ústř. Úst. geol. Praha.
- DJELLOULLI, A. — ILAVSKÝ, J. — NICCOLINI, P. 1967: Carte des gites minéraux de la Tunisie 1 : 500 000. Service géologique de Tunisie, Tunis.
- ILAVSKÝ, J. 1968: Zur metallogenetischen Karte der West-Karpaten 1 : 1000 000. Geol. Práce, Správy 44—45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—72.
- ILAVSKÝ, J. 1969: Gites de la kaolinite en Tunisie. Geol. Intern. Congr. XXIII. sér. 16, Prague, 79—86.
- ILAVSKÝ, J. 1971: Geológia a nerastné suroviny republiky Togo. Geol. Práce, Správy 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 227, 236.
- ILAVSKÝ, J. 1972: Un paléoplacer métamorphisé d'hématite et rutile uranifère et thorifère dans l'Attacoriem (Préceambrien supérieur) du Togo: Afrique Accidentale. Mineralium Deposita, VII, Berlin, 73—88.
- ILAVSKÝ, J. 1973: Vzťahy medzi geochemickými a metalogenetickými provinciami (sympóziu v Leobene). Miner. slovaca, R. V, 1, Spišská Nová Ves, 87—94.
- ILAVSKÝ, J. 1973: Tektonika a jej vzťahy k zrudneniu z pohľadu globálnej tektoniky. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 321—326.
- ILAVSKÝ, J. 1973: O metalotektoch alebo rudolokalizujúcich faktoroch stratiformných a vulkanosedimentárnych ložísk. Geol. Práce, Správy 61, Bratislava, 61—87.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Conclusions concernant la métallogénie du système plissé alpin de l'Europe Centrale et sud-orientale en 2500 000 X. Congr. de Assoc. Carpato-balcanique Sect. Mineral. Deposits, Bratislava, 95—108.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Togo, Západná Afrika — geológia a nerastné suroviny. Sbor. Zdroje nerost. surovín afrických zemí, ÚÚG, Praha, 208—224.
- ILAVSKÝ, J. BAJANÍK, Š. — ŠTOHL, J. — VOZÁR, J. 1975: Vulkanizmus a metalogenéza Západných Karpát. Geol. Práce, Správy 64, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 97—134, a Sympos. IAGOD, 1, Varna, 199—207.
- ILAVSKÝ, J. 1976: Stratiform copper Deposits of Western Carpathians (Czechoslovakia). Economic Geology, 71, 423—432.
- ILAVSKÝ, J. — SATTRAN, VL. 1976: Náčrt metalogenézy Československa. Mineralia slov. VIII, 3, Spišská Nová Ves, 193—288.
- ILAVSKÝ, J. 1977: Postavenie Západných Karpát v mediteránnej metalogenetickej superprovincii Európy. Zbor. PFUK, 25 rokov Katedry nerastných surovín, Praha.
- ILAVSKÝ, J. — MALKOVSKÝ, M. — ODEHNAL, L. 1977: The Iron Ore Deposits in the

- Czechoslovak Socialist Republic. The Iron Ore Depos. of Europe and adjacent Areas, 1, Hannover, 111—124.
- ILAVSKÝ, J. — in EGEL, L. et al. 1977: Karta rudnych formacii Karpato-balkanskoj oblasti, SEV, Moskva.
- ILAVSKÝ, J. — in BOGDANOV, E. et al. 1978: Rudnyje formacii Karpato-balkanskoj oblasti. Nědra — Moskva, 239.
- ILAVSKÝ, J. 1978: Tectonique globale et métallogenese dans les Carpathes Occidentales — Tchecoslovaquie. Metallogeny and Plate Tectonics in the Northeastern Mediterranean, Belgrade, 439—457.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1979: Metallogenese de l'Europe alpine centrale et sud-est. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 414.
- ILAVSKÝ, J. — POUBA, Z. 1979: Mineral deposits of Czechoslovakia, London.
- ILAVSKÝ, J. 1979: Stratiforme Erze in den Westkarpathen und ihre gegenseitige Korrelationen. Verhandl. d. Geol. Bundesants. 1978, 3, Wien, 393—402. Proceed. 3th ISMIDA, Leoben, 1977.
- ILAVSKÝ, J. 1980: Problems of metallogenesis from the viewpoint of global tectonics in the Czechoslovak part of the alpine geosyncline. Czechoslovak geology and Global Tectonics, SAV, Bratislava, 199—204.
- ILAVSKÝ, J. — SATTRAN, V. 1980: Explanations to Metallogenic Map of Czechoslovakia 1 : 500 000. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 144.
- ILAVSKÝ, J. — SATTRAN, V. et al. 1980: Metalogenetická mapa Československa 1 : 500 000, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, Ústř. Úst. Geol. Praha, v Čsl. Kartografii, Praha.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1980: Carte métallogénique de l'Europe en échelle 1 : 2500 000. UNESCO—BRGM, Paris, Editor P. Laffitte Feuille Nr. 5, Prague.
- ILAVSKÝ, J. 1981: Zrudnenia scheelit-zlatonosnej formácie pri Jasení, Nízke Tatry. Geol. Průzkum, R. 23, 2, Praha, 42—45.



Ján Ilavský — Gejza Kupčo — Jozef Cubínek

Zonálnosť stopových prvkov v hlavných mineráloch stratiformného ložiska pyritovo-medených rúd v Smolníku a ich porovnanie so stopovými prvkami v obdobných ložiskách

28 obr., 15 tab., ruské a anglické resumé

Abstract. Trace elements in pyrites are Mn, Pb, Bi, Ti, Mo, Sn, Cu, Se, Ag, Mi, Co: in chalcopyrites: Zn, Pb, Sn, Ag, Bi, Ti, Mn, Ni, Ci, As, Se. Trace elements were also studied in tetrahedrite, sphalerite, ferrodolomite and in sulphates. The trace elements Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Se, Ag decrease with depth whereas Ti, Ni, Co increase. The results are valuated in tables for each mineral respectively, or in histograms, according to generations, wall rock, and deep horizons.

Úvod

Pyritovo-chalkopyritové ložisko Smolník (v starej nemeckej literatúre Schmöllnitz, v maďarskej literatúre Szomolnok) patrí do skupiny kýzových stratiformných ložísk a je silúrskeho veku. Exploatuje sa temer nepretržite už vyše 700 rokov. Je dobre preskúmané po stránke geologickej, tektonickej, petrografickej, mineralogickej i geochemickej (J. Ilavský 1964, 1976).

Bibliografia o ložisku je veľmi obsiahla a história geologických i banských prác veľmi pestrá. Sú publikované na iných miestach.

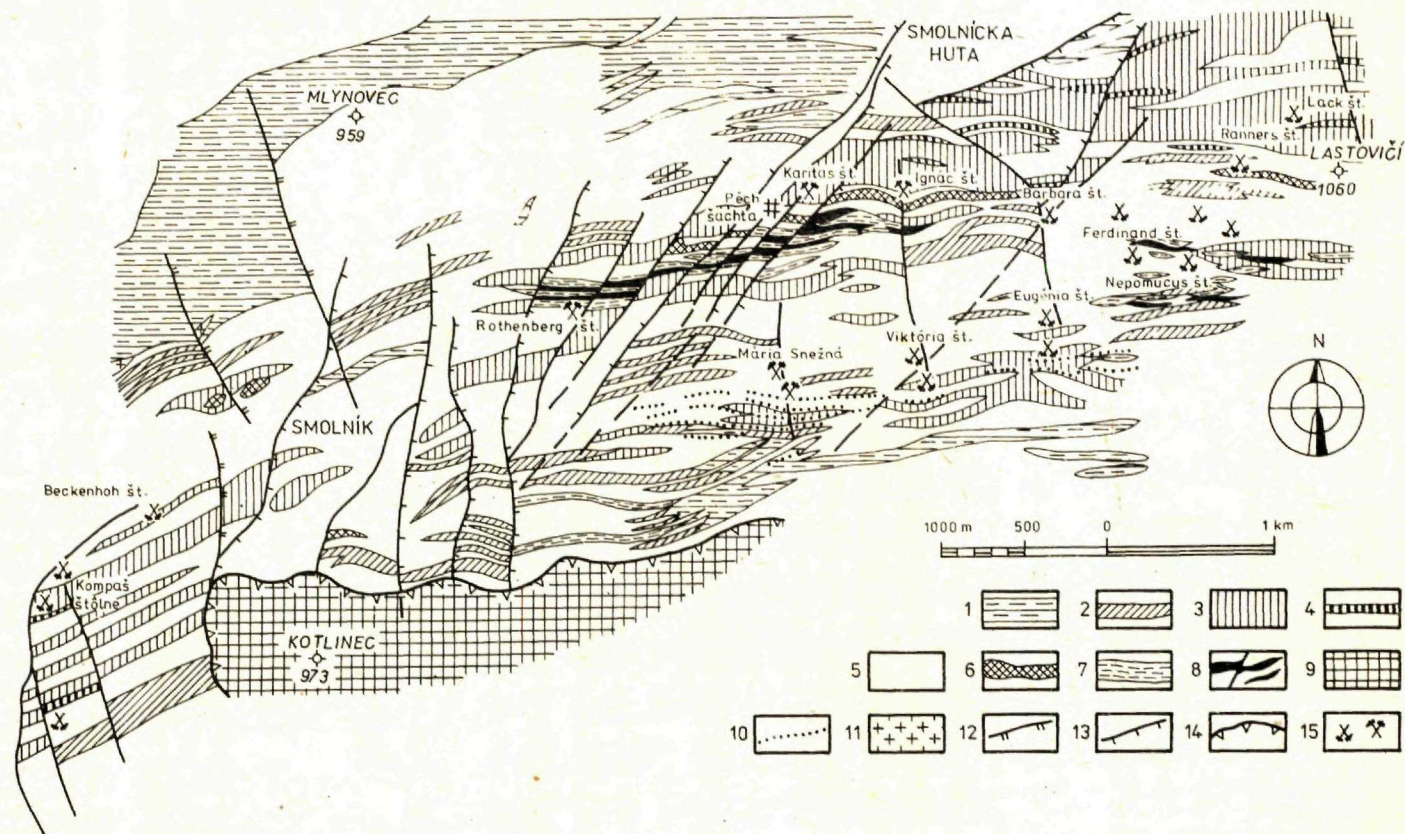
V predložennom príspevku sa zaoberáme štúdiom stopových prvkov v hlavných rudných mineráloch smolníckeho ložiska a ich zmenami v priestorovom zmysle, najmä však do hĺbky a v horizontálnom rozmiestnení.

Predchádzajúce geochemické práce a štúdiá stopových prvkov na ložisku Smolník sa zameriavali buď na niektoré vybrané prvky, ako napr. selén (J. Babčan — J. Forberger — J. Ilavský 1962, J. Babčan — J. Ilavský 1966) alebo niektoré minerály ložiska, ako napr. pyrit (J. Jarkovský 1964, B. Cambel — J. Jarkovský 1967a) alebo pyrotíny (B. Cambel — J. Jarkovský 1969) a chalkopyrit (J. Jarkovský — B. Cambel 1972, B. Cambel — J. Jarkovský 1974).

Výsledky takých štúdií — s výnimkou prác o seléne — uvádzali príslušní autori ako geochemické charakteristiky jednotlivých minerálov sumárne na celé ložisko alebo dokonca ako minerál celého smolníckeho rudného poľa bez ohľadu na genetické typy ložísk.

V tomto príspevku podáme však pohľad na geochemický charakter jednotlivých minerálov na jednom genetickom type — na vulkanicko-sedimentárnom smolníckom ťaženom ložisku,

RNDr. J. Ilavský, Dr.Sc., RNDr. G. Kupčo, CSc., RNDr. J. Cubínek, Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava

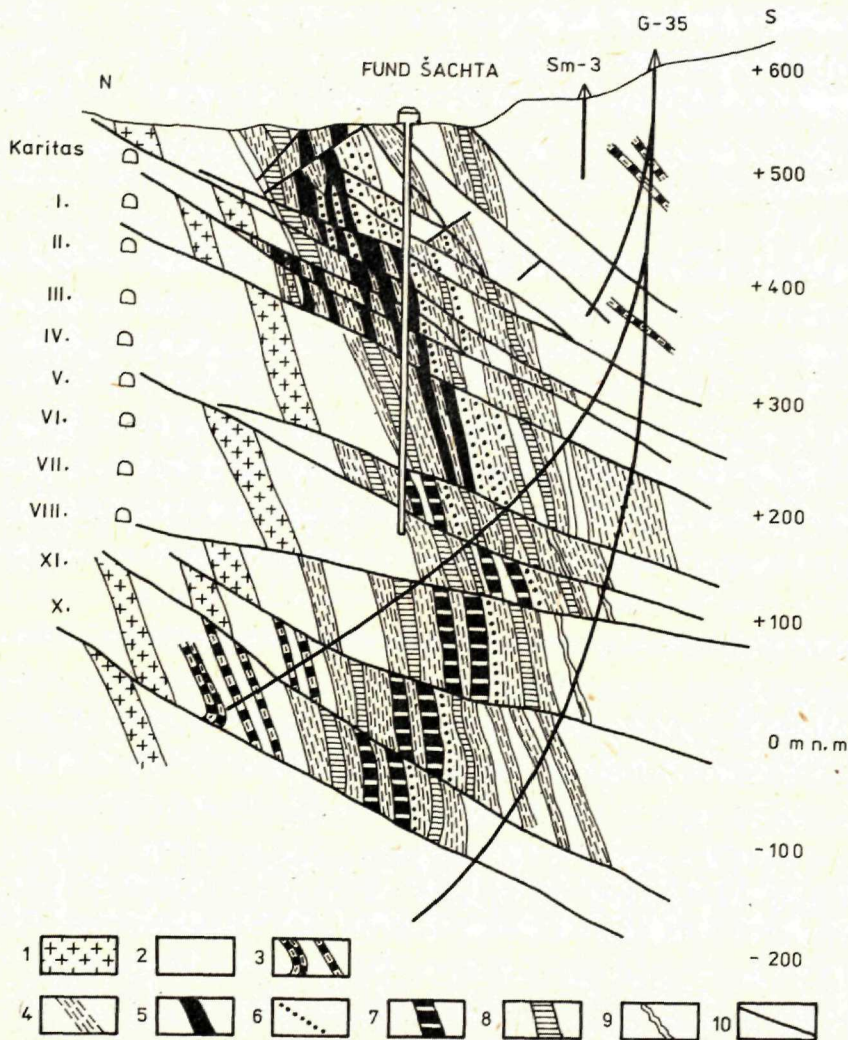


Obr. 1 Geologická mapa okolia Smolníka, J. Havský, 1959

1 — porfyroidy, ich tufy a tufity; 2 — tufito-kvarcity; 3 — sericiticko-grafitické fylity; 4 — lydity; 5 — sericitické fylity; 6 — gabroidné efuzívá podoby lávových prúdov; 7 — chloritické fylity (epitufy bázických vulkanitov); 8 — vrstvenné telesá pyritovo-medených rúd (1—8 gelnická skupina); 9 — fylitovo-diabázová séria vcelku (devón — spodný karbón); 10 — sideritové žily; 11 — mladé granity (?); 12 — staršie priečne zlomy; 13 — mladšie priečne zlomy; 14 — plochy diskordancií a transgresívneho zloženia sérií; 15 — banské práce: zatvorené a otvorené.

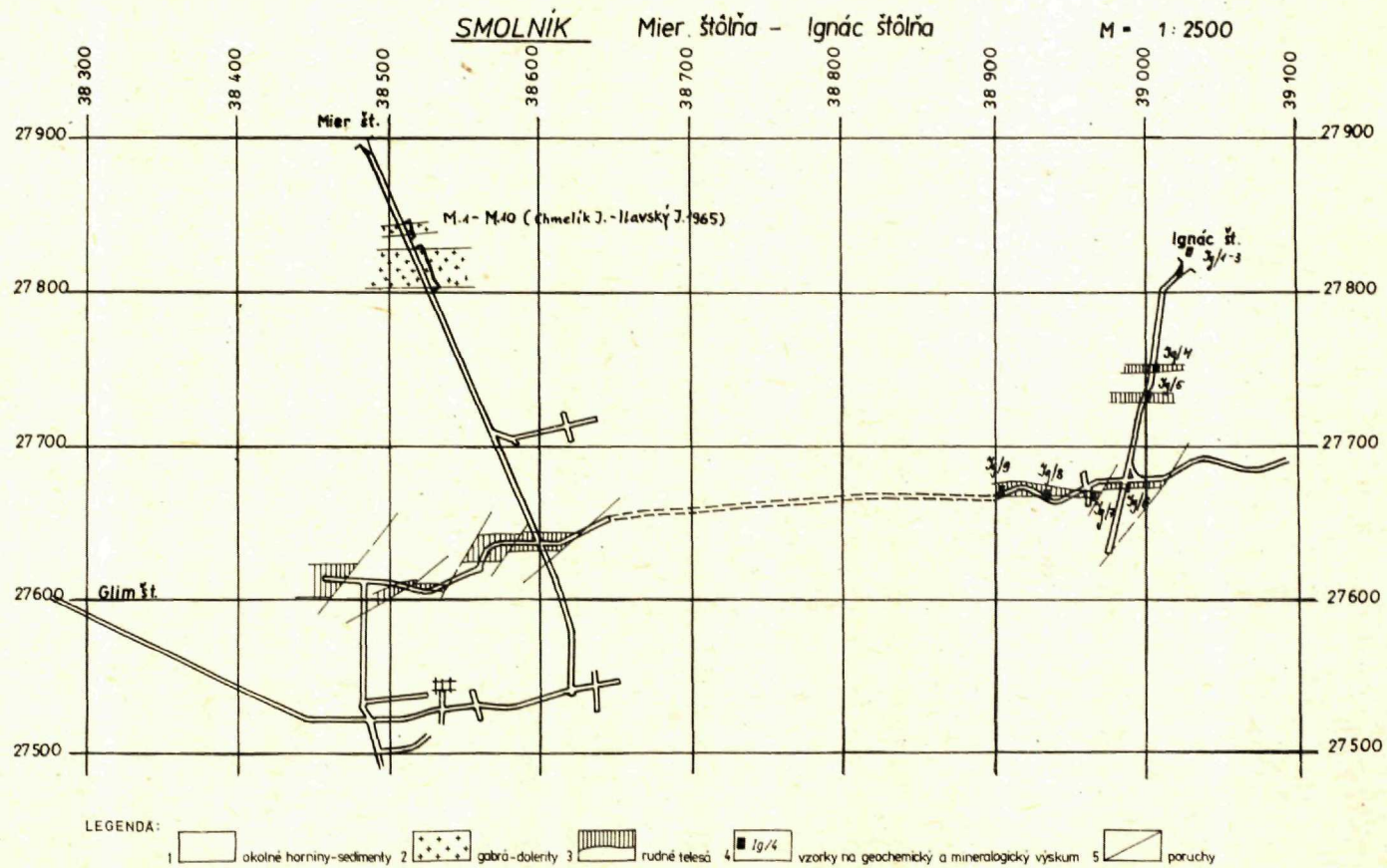
a to podľa generácií, podľa typov okolitých hornín a podľa priestorového rozmiestenia v horizontálnom zmysle a hlavne do hĺbky. To má pomôcť charakterizovať toto ložisko z hľadiska jeho zmien v priestore, teda zmien faciálno-litologických, a poskytnúť tým aj podklady ku prognózovaniu a zameraniu ďalších vyhľadávacích prác.

Pre porovnanie jednotlivých minerálov a ich stopových prvkov uvedieme tiež výsledky o štúdiu stopových prvkov aj z iných obdobných ložísk z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria alebo iných pohorí Západných Karpát, prípadne aj iných systémov. Pritom



Obr. 2. Geologický rez ložiskom pyritovo-medených rúd v Smolníku, Ilavský J., 1964

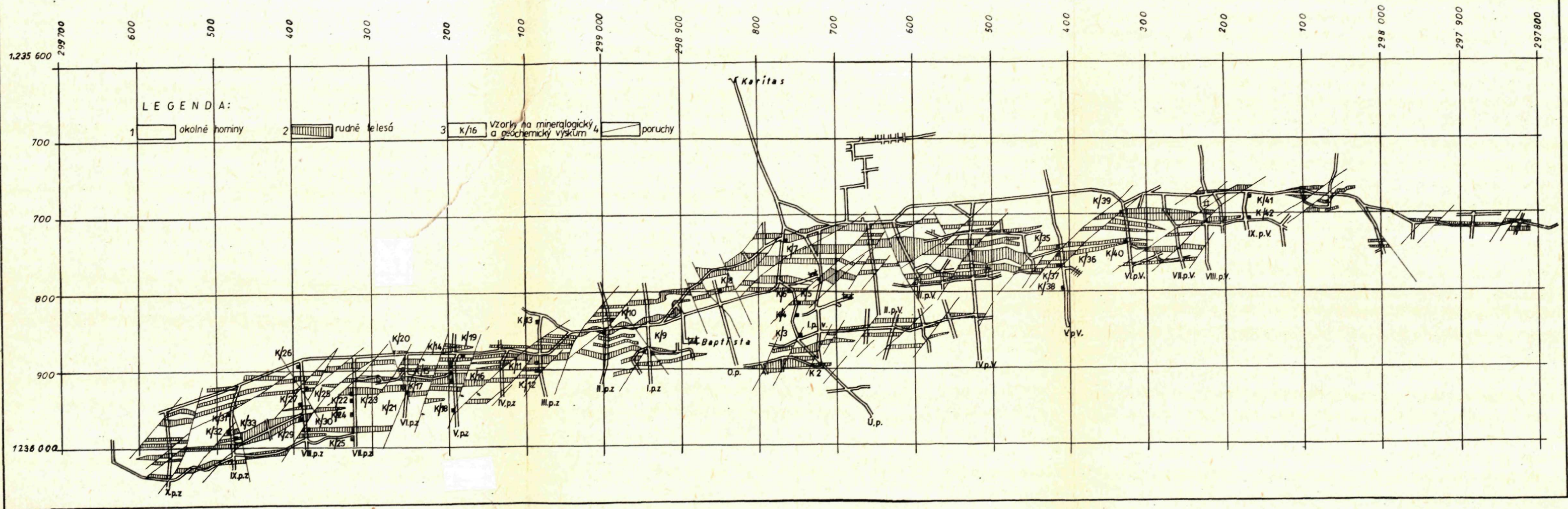
1—gabroidne bazické efuziva; 2—sericitické fylity až grafitické fylity; 3—lydity (silicity); 4—chloritické fylity (epitufity bazických vulkanitov); 5—polohy pyritovo-medených rúd; 6—polohy až pseudožily (ložné žily) masívnych pyritových rúd; 7—predpokladané polohy masívnych pyritových rúd (glimov); 8—kremenné žily s Cu sulfidmi; 9—pričné zlomy.



Obr. 3

SMOLNÍK Karitas obzor východ aj západ

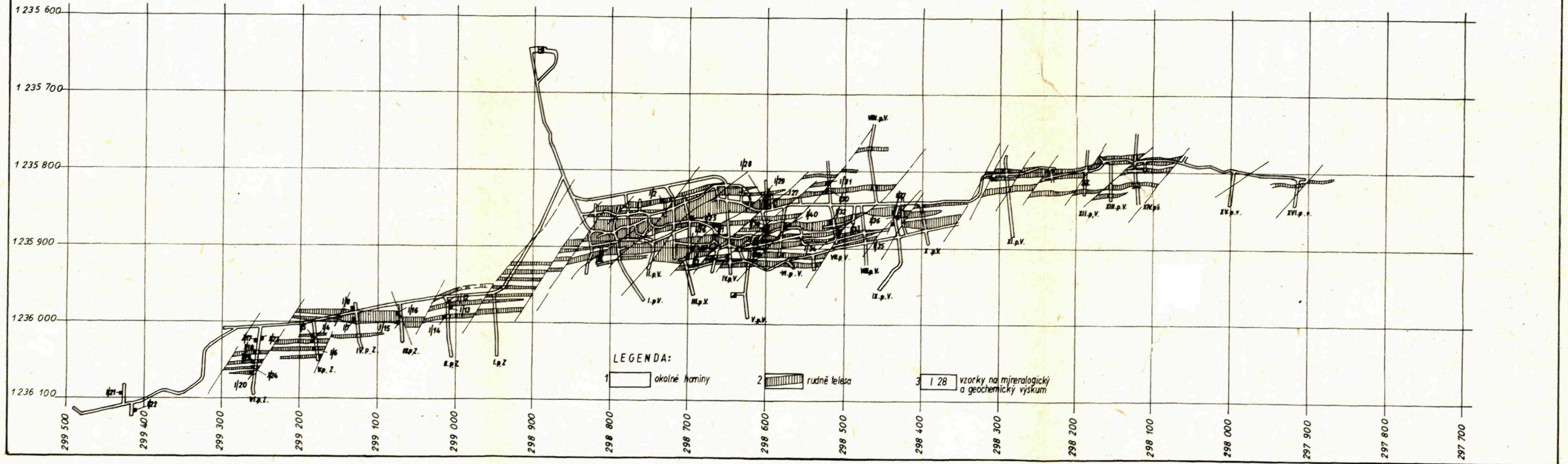
M = 1 : 2.500



Obr. 4.

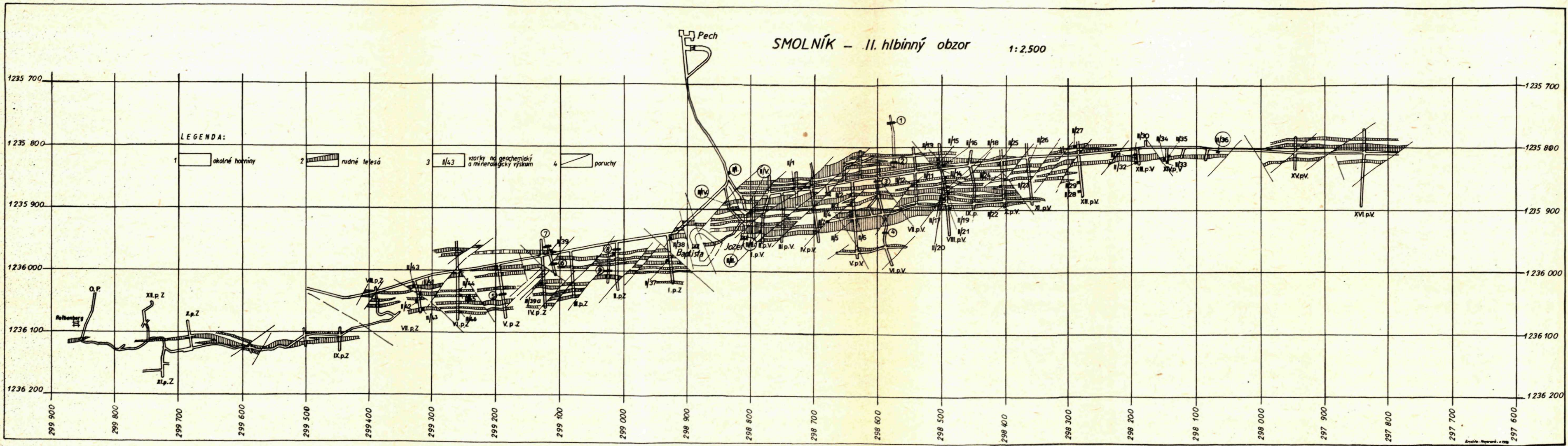
SMOLNÍK – I. hlbinný obzor

1:2.500



Obr. 5

SMOLNÍK - II. hlbinný obzor 1:2.500



Obr. 6

spomenieme aj iné genetické typy ložísk a poukážeme na ich odlišnosti od ložísk v Smolníku alebo od stratiformných ložísk vôbec.

Vzhľadom na vyše 700-ročnú tradíciu smolníckeho baníctva a temer nepretržité dobývanie od 13. storočia do dnešných dní je množstvo literatúry o tomto ložisku veľmi veľké, a nie je možné ju v tomto príspevku uviesť, ani komentovať. Preto ju len veľmi stručne — takrečeno heslovite — uvedieme iba v úvodných častiach u jednotlivých minerálov petitom. Podobne aj údaje, ktoré boli už podrobnejšie publikované inými autormi, uvedieme vo veľmi stručnej forme tiež len petitom, aby sme poskytli kompletný a komplexný pohľad na mineralogicko-geochemické štúdium tohto ložiska.

Výsledkom dlhodobého výskumu a preskúmanosti po všetkých stránkach je, že sa v Smolníku a jeho okolí zistilo dosiaľ vyše 55 primárnych minerálov a ďalších 34 sekundárnych minerálov.

Z primárnych minerálov sú tu zastúpené albit, amfibol, anatas, andezín, ankerit, antimonit, apatit, arzenopyrit, biotit, bizmut, boulangerit, bournonit, dolomit, epidot, fluorit, galenit, glaukodot, grafit, granát, hematit, chalkopyrit, chlorit, ilmenit, kalcit, kassiterit, klinozoit, kremeň, labradorit, markazit, magnetit, mastenec, monazit, oligoklas, olivín, ortoklas, pyrotín, pyrit, pyroxény, rutil, sericit, sfalerit, siderit, sulfosoli Cu—Bi, scheelit, tetradrit, titanomagnetit, topas, turmalín, uránové sludy, zlato, zirkón, zoizit.

Zo sekundárnych minerálov, na ktoré bola zvlášť bohatá oxidačná povrchová zóna — dnes už úplne vyrubaná a neprístupná, boli v minulosti zistené a opísané mnohé minerály, ktoré sa tu dnes už ani nevyskytujú. Boli to: arzén, aktinolit, azurit, claudetit, epsomit, erytrín, feropalidit, goethit, goslarit, halotrichit, hexahydrit, chalkantit, chalkozín, chryzokol, jarosit, kieserit, koquimbit, kovelín, kuprojarosit, kuprit, leukoxén, lepirokrokit, malachit, rýdza meď, melanterit, metavoltín, psilomelán, romboklas, sadrovec, síra, striebro, skorodit, voltait, zinkit.

Metodika odberu vzoriek, ich analytika a spôsob vyhodnocovania

Geochemický výskum hlavných rudných minerálov na smolníckom kýzovom ložisku započal v šesťdesiatych rokoch, keď bolo ložisko najlepšie otvorené na všetkých štôľových aj hlbinných obzoroch, počínajúc štôľňou Glimm-Mier, cez štôľňu Karitas do hĺbky cez prvý, druhý, tretí, štvrtý až piaty hlbinný obzor. Celkový vertikálny rozsah otvorený uvedenými obzormi je okolo 400 m.

Všetky podzemné banské diela podrobne geologicky zmapoval v mierke 1 : 500 pg. J. Forberger, geológ ťažobného závodu, v spolupráci s J. Ilavským. Schematické geologické mapy hlavných bankských diel s číslami odobratých a študovaných vzoriek pripojujeme (obr. 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

Systém odberu vzoriek bol volený priečnymi profilmi cez ložisko v smere otváracích prekopov, a to po celej dĺžke ložiska, pokiaľ boli prekopy v čase výskumu prístupné. Hustota profilov vzorkovaných pre mineralogicko-geochemický výskum nie je veľká. Ide buď o 50 alebo až 100-metrové vzdialenosti, miestami i väčšie, čo postačuje zachytiť premenlivosť obsahu jednotlivých minerálov z tohto typu ložiska. Občas je vidno veľkú variabilnosť morfológie rudných telies i na vzdialenostiach menších než boli vzorkované prekopy. Vcelku sa však podstatne ich minerálny obsah nemení, podobne ako ani geochemický charakter.

Ako ukázali predchádzajúce geochemické výskumy na selén (J. Babčan — J. Forberger — J. Ilavský 1962, J. Babčan — J. Ilavský 1966), nie je v horizontálnom smere ložiska žiadna výrazná premenlivosť stopových prvkov ani v počte rudných minerálov. Rozdiely možno postrehnúť len na veľké kilometrové vzdialenosti, a tak možno podľa mineralogického a geochemického charakteru hovoriť o východnej, strednej a západnej časti smolníckeho rudného poľa.

Odber vzoriek po prekopoch v priečnom zmysle bol ovplyvnený konkrétnou geologickou situáciou. Odoberali sa zo zrudnených polôh tak, aby boli zachytené všetky rudné telesá. Prípadne, kde bola hrúbka zrudnených telies väčšia, odoberalo sa viac vzoriek, čím sa získal obraz o vertikálnej premenlivosti obsahu stopových prvkov tom istom mineráli, prípadne aj o mineralogickej premenlivosti vo vertikálnom smere. Relatívne malý počet vzoriek v mnohých profiloch je dôsledkom vyrúbania hlavných rudných telies, ktoré už nemohli byť ozorkované, pretože sa z nich nezachovali ani piliere. Odber vzoriek v takýchto prípadoch sa obmedzil na vtŕuseninovo-impregnačné typy zrudnenia, ktoré tvoria polohy v okolí telies masívnych rúd vyrúbanych v minulosti.

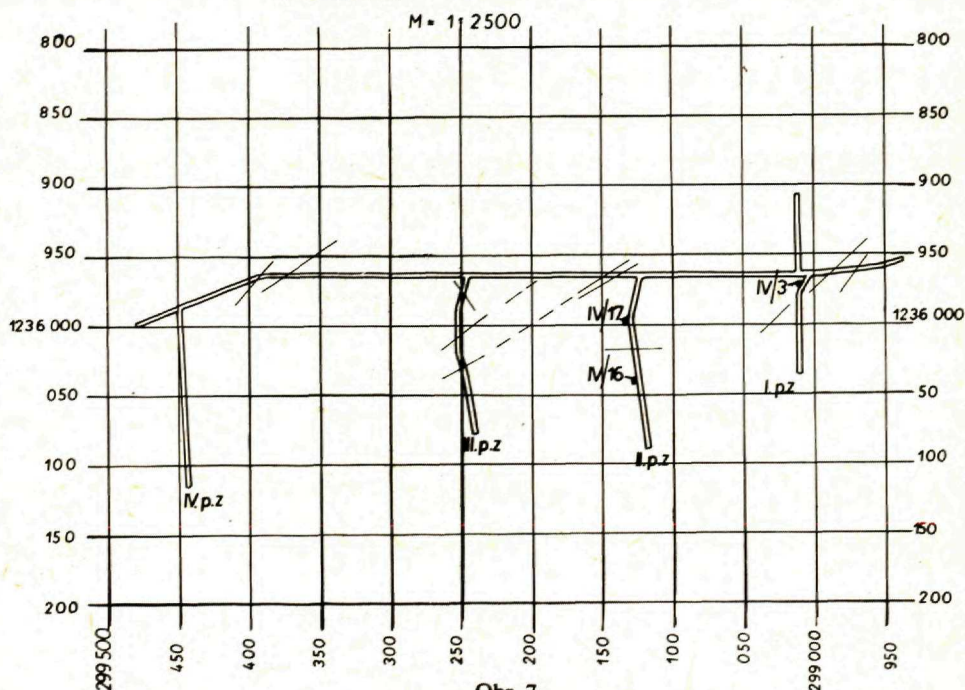
Vzorky boli po odbere drvené nahrubo na ručnom drviči v prípravovni vzoriek na GÚDŠ a separované pod binokulárnym mikroskopom, hlavne hrubozrnné typy rúd. Rudy jemnozrnné sa separovali gravitačným plavením na malých laboratórnych splavoch a ďalej pomocou ťažkých kvapalín.

Pre každú v bani odobranú vzorku bol zhotovený náčrtok odberu so zachytením geologickej situácie a temer zo všetkých sa zhotovili nábrusy, ktoré boli skúmané pod mikroskopom. Sú uložené v archívnych správach v archíve GÚDŠ.

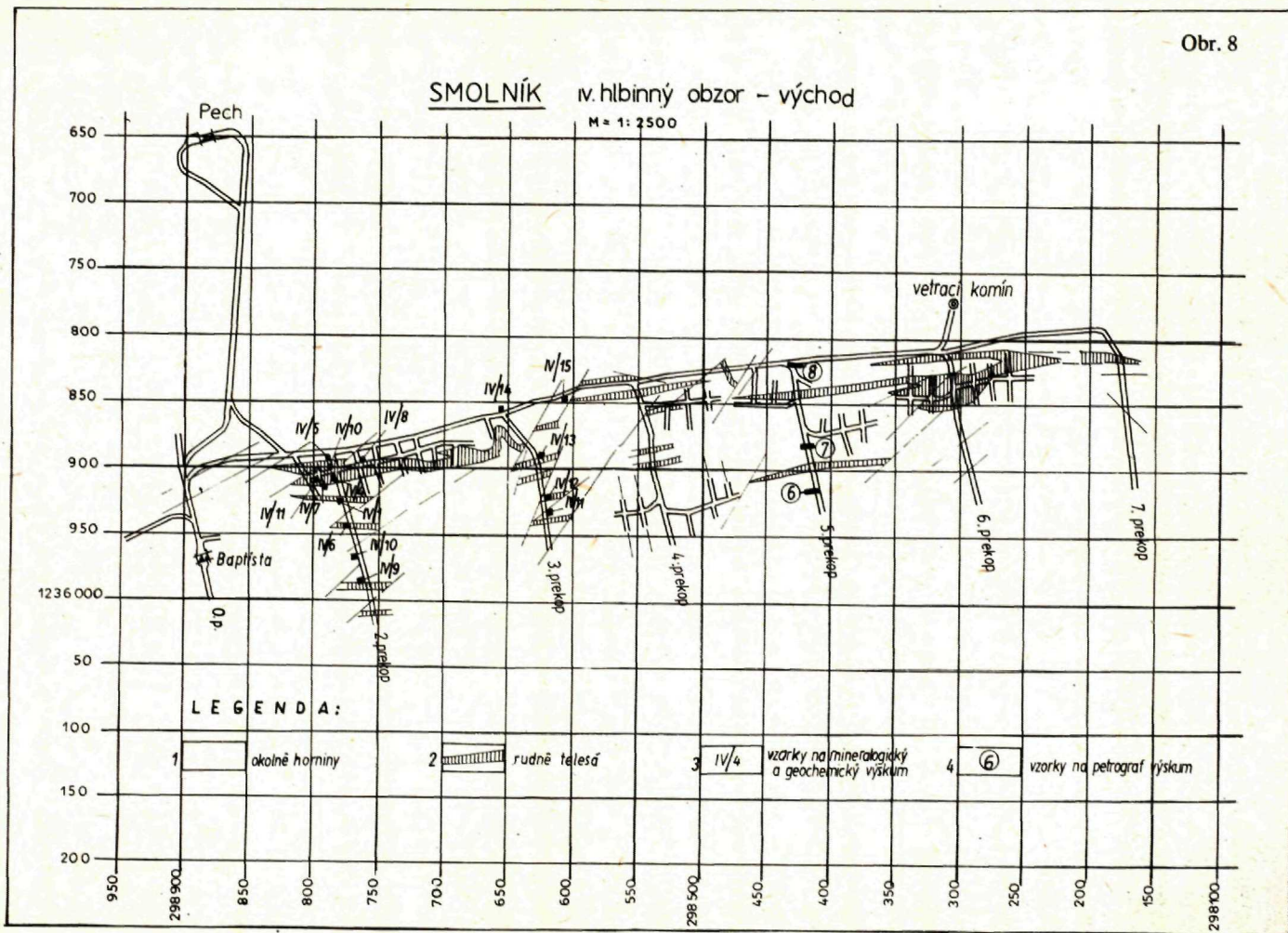
Uvedená dokumentácia bola podkladom pre hodnotenie výsledkov výskumu selénu na smolníckom ložisku a je i podkladom hodnotenia geochemie stopových prvkov v hlavných rudných mineráloch smolníckeho ložiska.

Separované minerály zo zdobratých vzoriek pyritov, chalkopyritov, galenitov, sfaleritov atď. analyzovali autori J. Cubínek a G. Kupčo v laboratóriách GÚDŠ. Pyrity sa analyzovali kvantitatívnu spektrálnou analýzou na obsahy Mn, Pb, Bi, Ti, Mo, Sn, Cu, Ag, Ni, Co podľa

SMOLNÍK - IV. hlbinný obzor - západ

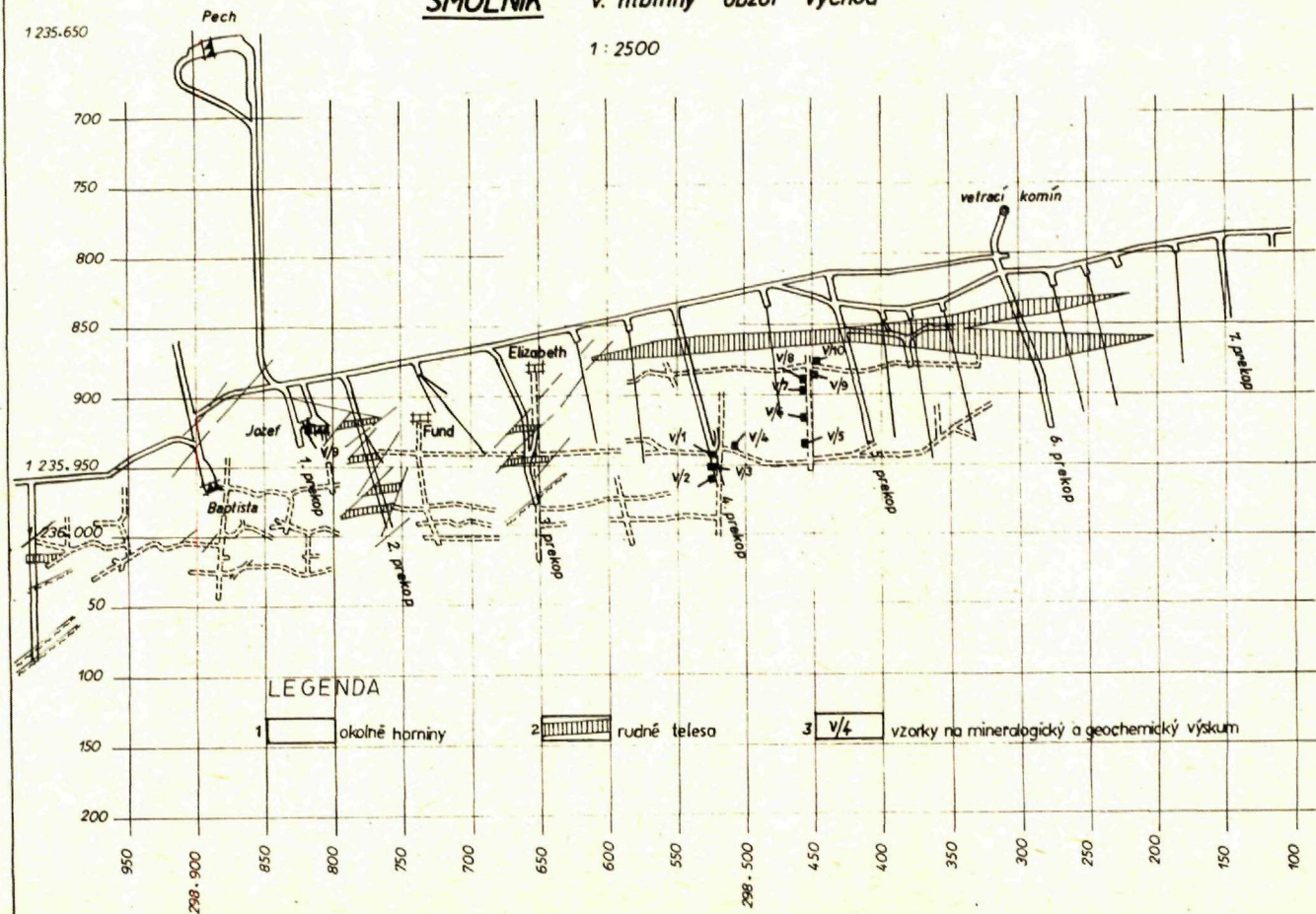


Obr. 7



SMOLNÍK V. hlubinný obzor východ

1:2500



metodik F. Hegemanna — C. Leibolda (1954). Zo síranov sme geochemickému výskumu podrobili len niektoré: melanterit a hexahydrit. Obsahy selénu boli prevzaté pre túto prácu zo štúdie J. Babčana — J. Ilavského (1966), v ktorej možno nájsť vecné výsledky aj popisy metodík analýz a vyhodnotenia.

Vyhodnotenie geochemie jednotlivých minerálov podávame formou histogramov a grafov distribúcie pre každý skúmaný prvok zvlášť. V diagramoch frekvencií obsahov podľa jednotlivých kvantitatívnych skupín (sú umiestnené v ľavej časti obrazovej prílohy) a v histogramoch obsahov členených podľa jednotlivých hlbinných obzorov (sú umiestnené v pravej časti obrazovej prílohy).

Počty analyzovaných vzoriek jednotlivých minerálov sú rôzne a vyjadrujú v podstate prácnosť ich separačnej prípravy pred analýzou. Uvádzame ich na histogramoch.

Stopové prvky v pyritoch

Pyrit je v Smolníku známy od stredoveku. Prvýkrát ho opísal G. Agricola (1505). Uvádza, že sa v Smolníku v tej dobe ťažili rudy medi, železa a rôznych skalíc používaných na rôzne ciele. Hodne neskôr E. Brückmann (1727) označil v Smolníku pyritový výrazom „Kieserz“. V súpise smolníckych baní G. Reiznera et al. (1760) sa tiež odtiaľto uvádza „Kieserz“ ako hlavná ťažená ruda. Také isté údaje uvádza aj I. v. Born (1774) a po ňom J. E. Fichtel (1791), ktorý opísal smolnícku pyritu ako „Schwefelkieserze“. Podobne použil J. Esmark (1798) pre pyrit zo Smolníka ten istý výraz a po ňom celý rad ďalších bádateľov 19. storočia (C. A. Zipser 1817, J. Jonas 1820, F. S. Beudant 1822, F. Hauer 1852, C. Z. Zeischner 1854, V. Zepharovych 1857—1893, B. Cotta-Fellenberg, 1862, G. Faller 1868, J. Steinhausz 1896). V posledných troch prácach sa už používal názov pyrit. B. Cotta (1862) opísal odtiaľto už rôzne typy pyritových rúd: masívne, vtrúseninové impregnančné a krychľové kryštály pyritu, opísal spôsoby zravost z chalkopyritom a pod.

Do päťdesiatych rokov 19. storočia spadajú prvé chemické analýzy rúd z minerálov zo Spišsko-gemerského rudohoria (F. Hauer 1852). Týkali sa najmä tetraedritov, obsahu medi, striebra a zlata v rôznych typoch rúd a pod. Z roku 1859 pochádzajú tiež prvé kompletnejšie chemické analýzy cementačných vôd zo Smolníka (J. Steinhausz 1896) a ich chemického zloženia i analýzy hutníckych procesov (A. Hauch 1860). V roku 1870 sa v Smolníku tiež veľmi podrobne chemicky analyzovali staré podsádzky (J. Steinhausz 1896). V tom istom roku sa podrobnejšie analyzovali obsahy striebra, železa a síry, medi aj olova a zinku v smolníckych pyritových rudách (G. Faller 1868, Fährndrich 1898, H. Böckh 1905). Z tejto doby pochádzajú prvé kompletne rudné analýzy zo smolníckych rúd (S, Fe, Cu, Pb, Zn, As, Se, Au, Ag, Ni, Co, Sb, J; Steinhauer 1909 in J. Wick 1925).

Až v roku 1942 sa objavila prvá kompletná chemická analýza smolníckych rúd (A. Biancchi 1943) s údajmi o S, Fe, As, Cu, Pb, Zn, Sb, Sn, Mn, P, Ni, Co, Al_2O_3 , CaO, MgO, SiO_2 .

Po vojne v r. 1951 študoval sekundárne minerály v Smolníku F. Slavík. Rozšírili sa štúdiá mineralogické (J. Branda 1952, J. Beňo 1953, L. Drnzíková — K. Mandáková — J. Matula 1967), štúdiá o petrografii okolných hornín a o ich chemickom zložení (J. Pokorný 1953, L. Kamenický — M. Marková 1957, J. Chmelík — J. Ilavský 1965), o kryštalografii pyritov (S. Kipikašová — Schwartzová 1964), o geochemii okolných hornín aj rudných minerálov (J. Ilavský 1959, 1960, 1964, J. Jarkovský 1964, B. Cambel — J. Jarkovský 1965a, b, 1967a, b, 1969, 1972, 1974), o izotopoch olova (J. Kantor 1962 a síry (B. Cambel — J. Kantor 1972, J. Kantor — M. Rybár 1970).

Pyrit je najrozšírenejším rudným minerálom smolníckeho kyzového ložiska a vyskytuje sa tu vo viacerých generáciách (J. Ilavský 1956, 1959, 1964, J. Ilavský — J. Mrozek 1960, L. Drnzíková — K. Mandáková — J. Matula 1967, J. Kantor — M. Rybár 1970).

Stopové prvky pyritov I. a II. skúmal B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b) na obsah Mn, Pb, As, Sb, Bi, Mo, Sn, V, Cu, Zn, Ti, Ag, Ni, Co. Výsledky sa uvádzajú prepočtami na celé ložisko zo 63 analýz takto (v g/t): Mn—60, Pb—1020, As—5900, Sb—450, Bi—95, Mo—20, Sn—81, V—30, Cu—840, Zn—680, Ti—360, Ag—42, Ni—20, Co—220. Obsahy Au = 0,105 — 0,137 g/t (B. Cambel et al. 1980).

Porovnávajúc tieto výsledky s pyritmi z iných lokalít, hlavne z Mníška nad Hnilcom, Alžbety v Bystrom Potoku, z Malých Karpát, z Helpy — Nízkyh Tatier, konštatovali medzi nimi určité zhody alebo rozdiely. Poukážeme na ne ďalej.

Výsledky analýz, ktoré sme zo smolníckych pyritov získali, uvádzame v tabuľkách prehľadnou formou, pričom ich členíme podľa generácií, ako aj podľa geologického prostredia v akom vystupujú. Až zatým uvádzame výsledky podľa jednotlivých hlbinných obzorov, a to podľa jednotlivých stopových prvkov.

Obsah stopových prvkov podľa generácií pyritu

Pyrit I

Ide o typ jemnozrnného pyritu, zvaného „múčniak“, ktorý je dnes na ložisku už zriedkavý. Hojnejšie vystupoval vo vnútornej časti ložiska okolo Baptista-šachty po šachtu Jozef a ešte ďalej k východu a to vždy v susedstve liatych masívnych pyritov, prípadne ako ich súčasť. Jemnozrnný až masívny pyrit patrí tiež tejto generácii. Celkove bolo analyzovaných 19 vzoriek tejto generácie, z toho 2 na obzore Ignác-štôlne, 5 na obzore Karitas-štôlne, 3 na I. hlbinnom obzore, 7 na obzore II. a po jednej na obzoroch IV. a V.

Priemerný obsah stopových prvkov je podľa našich výskumov nasledovný: (v g/t) Mn—308, Pb—894, Bi—242, Ti—204, Mo—15, Sn—125, Cu—913, Ag—196, Ni—24, Co—167. Porovnanie výsledkov podľa jednotlivých obzorov nevykazuje medzi nimi žiadne rozdiely.

Pyrit II

Tento generácii patria metakrysty pyritu formy krychľovej alebo pentagonálno-dodekaedrickej (J. Ilavský 1964). Sú to hrubokryštalické jedince s idiomorfným obmedzením, veľkosti 0,2 až 5 mm i viac. Vznikali rekryštalizáciou z jemnozrnných prachovitých variet pyritu počas mladších rekryštalizačných štádií, čo sa prejavuje často kostrovitým vzhľadom kryštálov. Táto varieta je zvlášť hojne vyvinutá vo vtrúseninových rudách typu „glimm“ až v hrubovtrúseninových, niekedy aj masívnych typoch „grocyn“. Bez ohľadu na charakter zrudnenia a na typ okolných hornín majú pyrity II nasledovné zloženie stopových prvkov (opäť v g/t): Mn—92, Pb—560, Bi—54, Ti—462, Mo—2, Sn—17, Cu—590, Ag—39, Ni—23, Co—141. Porovnanie s pyritom I ukazuje, že v druhej generácii pyritu II sú všetky mikroprvky znížené, čo hovorí o rekryštalizačnej frakcionácii stopových prvkov. Jedine u titánu dochádza ku zvýšeniu obsahu.

Celkove patrí tomuto typu pyritu 89 skúmaných vzoriek, ktoré sme vzali do úvahy pri výpočte priemeru.

Podľa B. Cambela et al. (1980) je obsah Au v tejto generácii pyritov 0,105 g/t, čo je oproti prvej generácii obsah o niečo nižší.

Geochemický výskum generácie pyritu II, vyznačujúcej sa zonárnou stavbou, nešiel v Smolníku do takých podrobností ako to napr. uvádza pre pyrity z Liptovskej Dúbravy J. Jarkovský — M. Chovan — J. Krištín (1978).

Pyrit III

Za tretiu generáciu pyritu považujeme epigenetické žilky kremeňa, ktoré obsahujú závalky, hniezda až kryštály pyritu a iných sulfidov, prípadne aj karbonátov (ankerit, siderit). Majú charakter hydrotermálnych žíl — vznikali zrejme v procese metamorfózy z pôvodných

pyritových zrudnení stratiformného typu. Takéto žilky bývajú vyvinuté v stratiformnom ložisku.

Analýzovali sme celkovo štyri vzorky tohto pyritu a obsah jednotlivých prvkov vykazuje nasledovné hodnoty: Mn—88, Pb—1000, Bi—64, Ti 225, Mo—0, Sn—30, Cu—1000, Ag—53, Ni—26, Co—182 v g/t.

Porovnanie výsledkov s predchádzajúcimi dvoma generáciami ukazuje, že v pyritoch zo žiliek nastalo zníženie u Mn, Mo, Ag, Bi a u druhej skupiny zvýšenie obsahov Pb, Ti, Cu, Ni, Co (tab. 5).

Obsahy stopových prvkov v pyritoch v závislosti na okolných horninách

Pyrity na smolníckom kýzovom ložisku vystupujú v rozličných typoch hornín, a preto sme skúmali vzťahy medzi nimi a obsahom stopových prvkov v nich, a to v chloritických fylitoch (A), v grafitických fylitoch (B), v karbonátoch (C) a v epigenetických žilkách (D).

Výsledky uvádzame v tabuľke zjednodušenými, sumárnymi výsledkami s udaním počtu vzoriek jednotlivých typov pyritu dľa vyššie uvedených druhov:

Smolník — stopové prvky pyritov podľa druhov okolných hornín (v g/t)

Tabuľka 1

Typ	Mn	Pb	Bi	Ti	Mo	Sn	Cu	Ag	Ni	Co	Počet vzoriek
A	135	516	66	266	4	13	617	45	18	137	74
B	86	229	0	1176	0	10	231	4	43	112	7
C	57	812	86	138	0	27	894	61	12	176	9
D	88	1000	64	225	0	30	1000	53	26	182	4

Ako vidno z tabuľky, najvyššia koncentrácia stopových prvkov v pyritoch je pre každý prvok v inom type okolných hornín:

- V chloritických fylitoch sú najvyššie obsahy Mn, Mo, ale nízky obsah vykazuje Zn, Ag, Ni a j Co;
- v grafitických bridliciach je najvyšší obsah Ti, ale najmenej je Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Ag a j Co;
- v karbonátoch majú pyrity najnižší obsah Mn, Mo a Ni, kým ostatné nemajú žiadne špecifické množstvá a najviac je v pyritoch Bi, Sn, Ag;
- v kremeňových žilkách majú naproti tomu pyrity najviac Pb, Sn, Cu, Ag, Ni, Co, kým nižší obsah vykazuje len Mo.

Hodnotenie stopových prvkov v pyritoch jednotlivých hornín podľa jednotlivých obzorov neukázalo žiadne závislosti a zákonitosti. Obsahy sa menia v pomerne širokých rozmedziach.

Okrem uvedených stopových prvkov, ktoré sme sledovali systematicky, boli v niektorých analýzach pyritov konštatované aj ďalšie stopové prvky, ako As, Au, Sb, Ti, V, Zn (J. Ila v s k ý 1959, 1964; B. Cambel — J. Jarkovský 1967 a, b). Tieto sme však nesledovali systematicky.

Obsah stopových prvkov v pyritoch podľa hlbinných obzorov

Pre toto štúdium boli použité všetky analýzy pyritov bez ohľadu na ich príslušnosť ku generáciám a nebrali sa do úvahy ani okolné horniny. Počty vzoriek, resp. analýz na jednotlivých obzoroch boli premenlivé, uvádzame ich v príslušných histogramoch.

Výsledky budeme komentovať pre každý stopový prvok zvlášť. Celkové zhodnotenie uvidíme až v závere kapitoly o pyritoch v odstavci o vzájomných vzťahoch medzi jednotlivými prvkami.

Mangán (Mn)

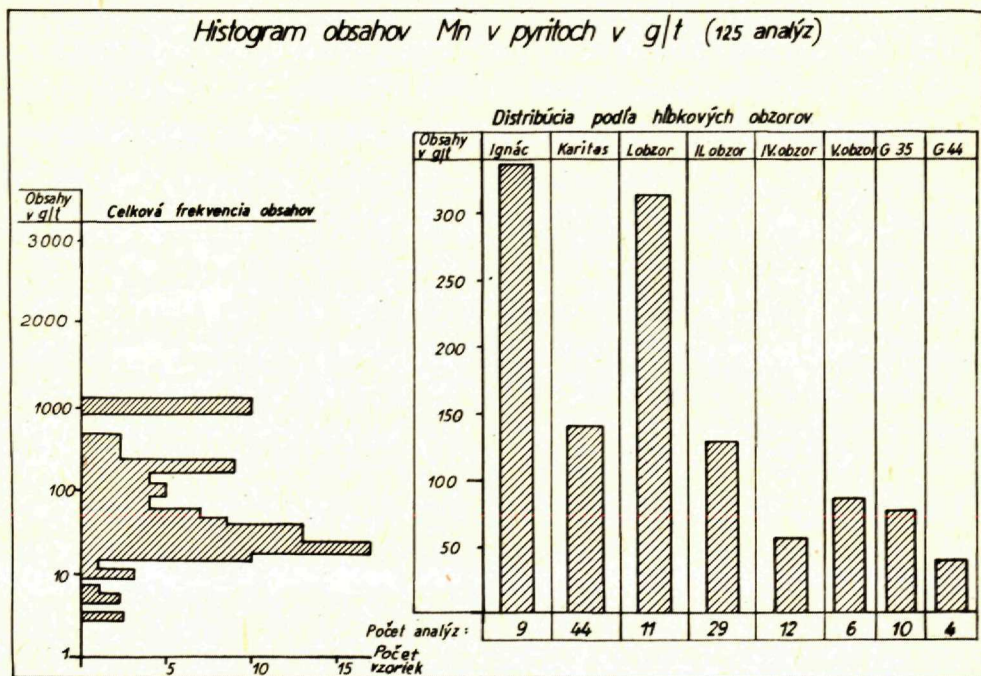
Na histograme (obr. 10), ktorý reprezentuje výsledky 125 analýz vidno, že najvyšší obsah mangánu v pyritoch je na najvyššom obzore bane Smolník, t. j. na Ignác-štôlni, kde dosahuje hodnotu 330 g/t. Na obzore Karitas-štôlne poklesáva na 140 g/t. Potom na I. hlbinnom obzore opäť vystúpi na 315 g/t a na nižších obzoroch postupne klesá až na hodnotu 60 g/t. Medzi V. obzorom a vrtom G—35 je taktiež vidno pokles obsahu Mn z hodnôt 85 g/t na 40 g/t.

Celkove má obsah Mn tendenciu postupne sa znižovať do hĺbky, pritom sa rytmicky strieda obsah vyšší s nižším. Nový — ďalší rytmus začína vždy obsahom vyšším než bol v predchádzajúcom rytme obsah najvyšší. Rytmičnosť množstva obsahu Mn v pyritoch sa opakuje v hĺbkových úsekoch 100—150 m.

Mangán v pyritoch možno viazať na heterogénne prímеси tmavých minerálov (chloritu ap.), prípadne i na karbonáty typu siderit-ankerit. Postupné znižovanie obsahu Mn do hĺbky by bolo možno interpretovať tak, že sa smerom do hĺbky znižuje bázcita gabroidných efuzív, čo je doložené ich petrografickými a petrochemickými analýzami (J. Ilavský — Š. Bajanič 1981).

Na základe uvedených výsledkov priemerný obsah Mn v pyritoch 144—148 g/t (prvý prepočet aritmetickým priemerom, druhý váženým priemerom s prihliadnutím na počty vzoriek).

Pri porovnaní našich výsledkov s výsledkami B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b) vidno, že obsah Mn v pyritoch zo Smolníka je podľa posledných dvoch autorov o polovicu nižší než ukazujú naše výsledky (60 g/t).



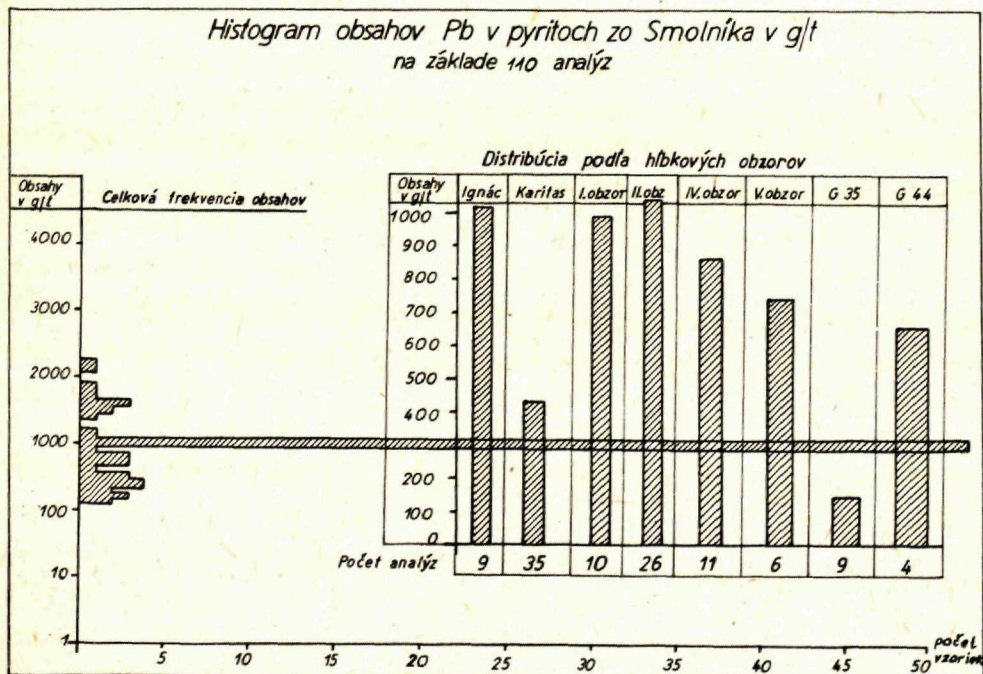
Pri interpretácii pôvodu Mn v pyritoch sú v literatúre len sporadické údaje. Nemožno tu aplikovať závery S. Gavelina — G. Gabrielsena (1947) o možnom vplyve termality na obsah Mn. Konštatovanie M. Fleischera (1955) o vplyve okolných hornín na výšku obsahu Mn v pyritoch možno akceptovať, avšak chýba presnejšie rozčlenenie na jednotlivé druhy hornín. V zmysle W. Mercera (1976) majú vysoké obsahy Mn pyrity stratiformných ložísk typu Mt. Isa v Austrálii (1340—2600 g/t), ktoré ležia v ílovitých bridliciach. I vulkanicko-sedimentárne ložiská Japonska (typ Kuroko) majú vyšší obsah Mn v pyritoch (43—195 g/t), podobne ako aj severoamerické prekambričné ložiská typu Nonesuch alebo subrecentné sulfidické zrudnenie Červeného mora (E. T. Deggen — D. A. Ross 1969).

Z uvedeného vyplýva, že pôvod Mn v pyritoch treba hľadať jednak v sedimentogenéze geologického kontextu takýchto ložísk, t. j. v prímеси karbonátov Mn, Fe alebo v synchrononnom vulkanizme bazického typu, ktorý dáva často takýmto zrudneniam vznik. Časť z neho môže byť izomorfná (F. Hegemann 1941).

Porovnateľný obsah Mn v pyritoch je podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1967b) v ložiskách Bystrý Potok, Prakovce, v Malých Karpatoch, v Žiari (Vysoké Tatry) a v zahraničných ložiskách Meggen, Bodenmais (NSR), Ergani Maden (Turecko) a Sulitjelma (Švédsko). Všetky uvedené ložiská sú vulkanicko-sedimentárneho typu, odvislé od bazického vulkanizmu, pričom sú niektoré z nich silne metamorfované.

Olovo (Pb)

Na výskyt Pb vo forme minerálov v Smolníku poukázali už bádatelia 18. a 19. storočia (pozri J. Steinhausz 1896, O. Zepharovych 1893). Obsah Pb v pyritoch sa ukazuje na základe našich výskumov na báze 110 analýz v aritmetickom priemere 734 g/t alebo vo váženom



Obr. 11

priemere 718 g/t. Táto hodnota je blízka údajom B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b), ktorí zistili v tunajších pyritoch obsah Pb okolo 1020 g/t z 32 analýz. Frekvencia obsahu Pb je najčastejšie okolo 1000 g/t.

Ako ukazuje histogram obsahov Pb v smolníckych pyritoch (obr. 11), smerom do hĺbky sa obsah Pb znižuje z 1030 g/t na 430 g/t na obzore Karitas, potom sa opäť zvýšia na I. hlbinnom obzore na 990—1030 g/t a postupne do hĺbky sa znižuje až na 140 g/t (vrt G—35).

Na rozdiel od Mn je u Pb v smolníckych pyritoch vidno len dva rytmy postupného znižovania obsahu do hĺbky: jeden medzi obzormi Ignác — Karitas, druhý medzi I. a II. obzorou do hĺbky k vrtu G—35.

Pokiaľ ide o pôvod Pb možno ho viazať na galenit, ktorý je v paragenéze smolníckeho ložiska bežný a vyskytuje sa tu vo väčších množstvách spolu so sulfidmi Cu a Zn. Obsah sulfidov týchto prvkov sa na smolníckom ložisku postupne do hĺbky znižuje, a tak je aj obsah Pb v pyritoch súhlasný s touto skutočnosťou.

Podľa iných autorov (P. E. Auger 1941, J. E. Hawley 1952, M. Fleischer 1955) sa na mnohých lokalitách obsah Pb v pyritoch smerom do hĺbky mierne zvyšuje, čo je v rozpore s distribúciou Pb na smolníckom ložisku.

Hoci sú zmeny teplôt smerom do hĺbky na smolníckom ložisku na základe dekrepitácie kremeňa zo žil značne veľké (4.5—5 m na 1 °C, resp. na 100 m hĺbky 20—22 °C; J. Ilavský et al. 1977), nemožno ich dávať do súvisu so zmenami stopových prvkov v pyritoch.

Na obsah Pb v pyritoch vplýva podstatnejším spôsobom geneticky typ ložiska. Podľa W. Mercera (1976) obsahujú Pb najmä ložiská typu Kuroko a tiež stratiformné ložiská v karbonátových horninách. Japonské ložiská majú obsah Pb v pyritoch veľmi vysoký, podobne aj zechsteinské ložiská v Poľsku a mansfeldské bridlice v Nemecku (Rammelsberg), tiež Pb-Zn-revíry Rhodop v Bulharsku atp. Podľa K. H. Wedepohla (1971) vidno dokonca v distribúcii stopových prvkov v pyritoch výraznú zonalitu, keď je Pb hojnejšie v hlbokovodnejších faciách, zatiaľ čo v plytkovodnejších faciách je v nich viac Cu.

Pokiaľ ide o smolnícke ložisko, je tu v pyritoch oveľa viac Cu (1680 g/t) než Pb (734 g/t), čo vyplýva, ako sme uviedli, z celkového charakteru ložiska a jeho genetického typu.

Bizmut (Bi)

Na obsah tohto kovu v smolníckom ložisku poukázal J. Beráts (1937) a J. Ilavský (1956, 1964). Obsah Bi v smolníckych pyritoch uvádzame na obr. 12. Priemerný obsah je 113 g/t v celkovom počte vzoriek 102, čo je značne veľký rozdiel oproti hodnotám, ktoré uvádzajú B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b), ktorí na základe 35 vzoriek uvádzajú hodnotu 86 g/t. V týchto výsledkoch sa podľa našej mienky odzrkadľuje miera čistoty analyzovaných pyritov, hlavne množstva uzavrenín chalkopyritu a tetraedritu alebo Bi-minerálov, prípadne aj bizmutu, ako to vyplýva z tabuľky 25 na str. 22—23 citovaných autorov.

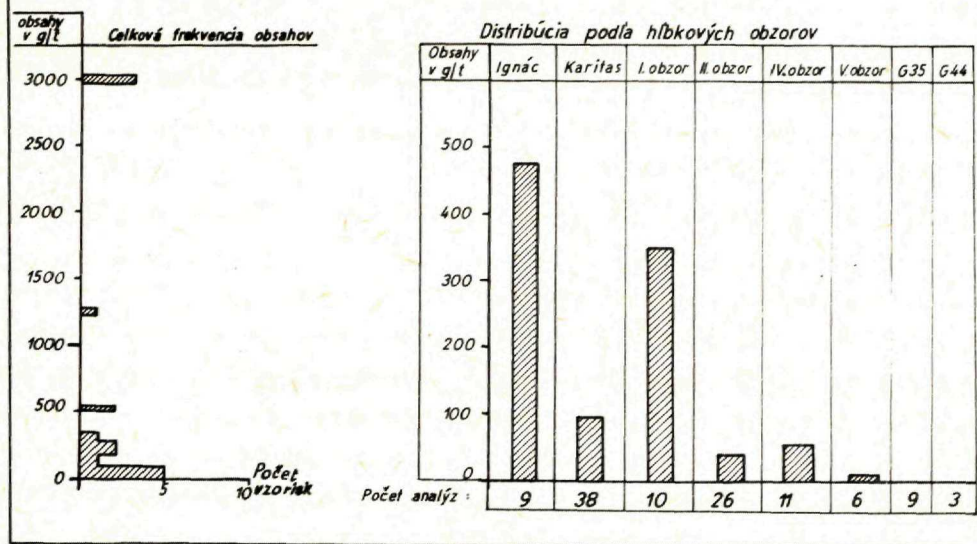
Priestorové zmeny obsahu Bi v pyritoch vykazujú takú istú pravidelnosť ako u Pb a Mn. Ide totiž o rytmické postupné znižovanie obsahu smerom do hĺbky. Prvý rytmus je od Ignác-štôlne po Karitas-štôľnu: zníženie zo 475 g/t na 95 g/t (obr. 12), druhý rytmus je od I. obzoru po V. obzor, a to zníženie z 350 g/t na 10 g/t. Takúto tendenciu znižovania obsahu Bi v pyritoch možno vyčítať i z údajov B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b).

Znižovanie obsahu Bi v pyritoch je v súlade s minerálnymi paragenézami smolníckeho ložiska. Na vyšších obzoroch je vyšší obsah Bi tam, kde sú časté minerály Cu, Pb, Zn, Ag, Au, z čoho možno dedukovať, že sa Bi viaže na heteromorfné vtrúseniny týchto minerálov v pyrite, a to v podobe galenitu, tetraedritu, chalkopyritu, prípadne Bi-sulfidov, alebo rýdzeho Bi.

Ide teda opäť o faciálne zmeny, ktoré nemajú nič spoločného s hĺbkou a teplotami vzniku.

Ako vidíme ďalej, Bi vykazuje priame relácie k obsahu Mn, Cu, Ag, a to čo do spôsobu rozšírenia i množstva v g/t.

Histogram obsahov Bi v pyritoch zo Smolníka v g/t
na základe 112 analýz



Obr. 12

Obsah Bi v pyritoch bol opísaný na celom rade zahraničných ložísk (W. Mercer 1976). Sú to napr. stratiformné rudy typu Kuroko v Japonsku, kde obsah Bi postupne od starších ložísk po mladšie klesá. W. Mercer (l. c.) udáva pre pyrity obsah Bi okolo 20—180 g/t. Vyšší obsah Bi v pyritoch vidno na ložisku typu Džeskazgana v ZSSR. Podrobnejšie údaje o spôsobe výskytu Bi v pyritoch však nemáme.

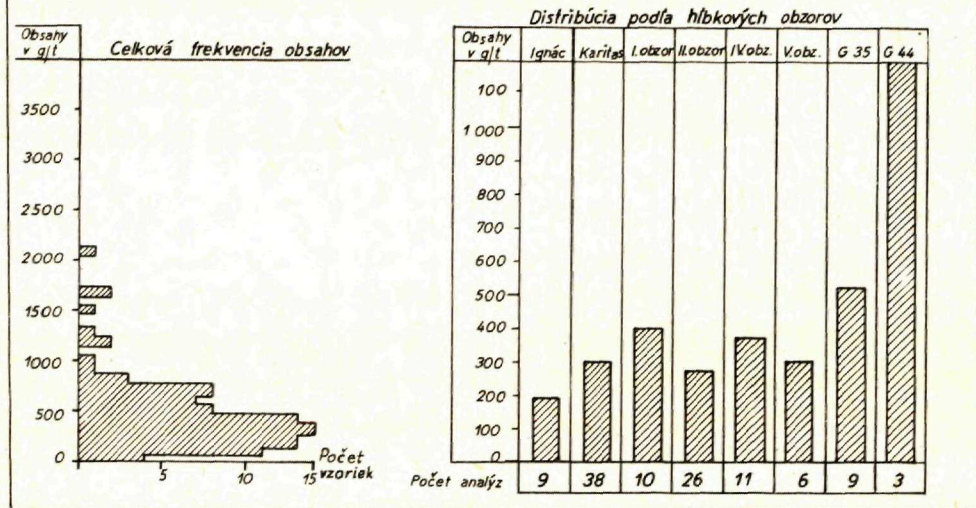
Inak v zmysle práce B. Cambela — J. Jarkovského (1967a) je obsah Bi v smolníckych pyritoch ďaleko najvyšší zo všetkých skúmaných pyritov Slovenska a približuje sa len žilným pyritom Malých Karpát. Nami zistený obsah Bi v smolníckych pyritoch (g/t) je blízky Mníšku nad Hnilcom, Šankovciam, Freibergu v NDR. Na ďalších ložiskách je jeho obsah ďaleko nižší. V porovnaní s ostatnými lokalitami Slovenska sú smolnícke pyrity svojím obsahom Bi výnimočné.

Titan (Ti)

Prvýkrát zistil tento prvok v pyritoch J. Ilavský (1964). Obsah Ti v smolníckych pyritoch uvádzame na obr. 13. Skúmali sme ich na 112 vzorkách. Priemerný obsah Ti v smolníckych pyritoch je 340 g/t, čo je v dobrej zhode voči hodnote 367 g/t udávanej B. Cambelom — Jarkovským (1967a, b).

V priestorovom rozmiestnení obsahu Ti v pyritoch vidno značné rozdiely (obr. 13). Od vrchných obzorov smerom do hĺbky obsah Ti vzrastá zo 190 g/t (Ignác-štôľňa) na 520 g/t (vrt G-35). Vzrast obsahu Ti smerom do hĺbky nie je rovnomerný, ale rytmický; jednotlivé rytmy vzrastu a poklesu obsahu sa totiž opakujú trikrát za sebou. Príčiny tejto rytmičnosti obsahov Ti nie sú jasné.

*Histogram obsahov Ti v pyritoch zo Smolníka v g/t
na základe 112 analýz.*



Obr. 13

Charakter distribúcie Ti smerom do hĺbky je teda opačného typu než u Mn, Pb, Bi, Mg, Sn, Cu, Se, Ag, Ni, a Co. Podľa J. E. Hawleya (1952) a P. E. Augera (1941) súvisí obsah Ti v pyritoch s hĺbkovými pomermi a závisí od geotermického gradientu, ako aj od charakteru okolných hornín. Podľa W. Mercera (1976) sú na Ti bohatšie sedimentogénne pyrity uložené v ílovitých bridliciach.

Toto konštatovanie by sme pre Smolník mohli spresniť v tom zmysle, že pomery tu ukazujú zvýšený obsah Ti v hrubokryštalických formách pyritu II (462 g/t), kým u jemnozrnných foriem pyritu I sú len polovičné (204 g/t). Vplyv okolných hornín na obsah Ti zdá sa byť evidentnejší: najvyšší je v pyritoch z grafitických bridlíc (1176 g/t), potom v chloritických fylitoch (266 g/t), nasledujú pyrity zo žiliek kremeňa (225 g/t); najnižší obsah Ti je v pyritoch z karbonátových hornín (138 g/t).

Rozhodujúci vplyv na obsah Ti v pyritoch malo geologické prostredie.

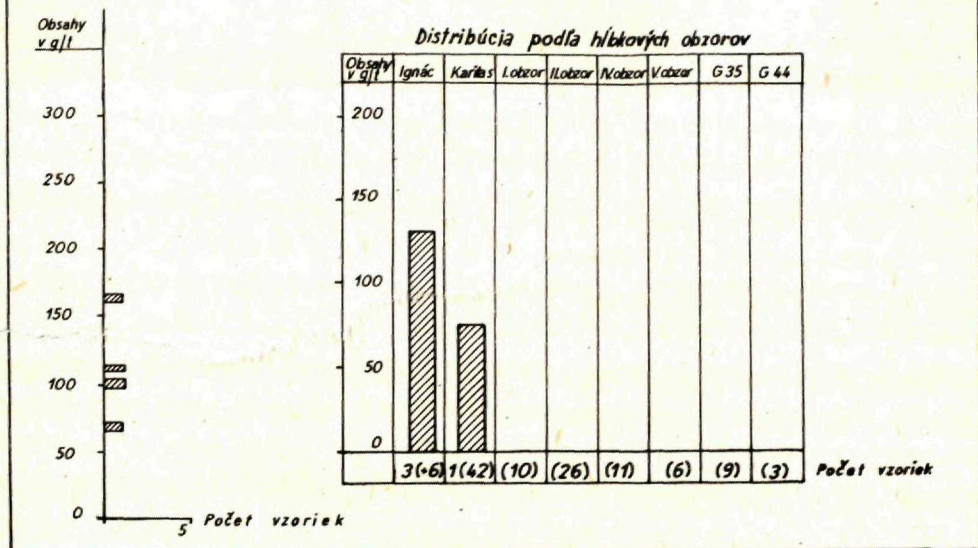
Molybdén (Mo)

Na obsah tohto kovu v ložisku Smolník poukázal J. Ilavský (1964). Podrobný výskum geochemie minerálov poukazuje však na veľmi obmedzený výskyt Mo (obr. 14). Zo 117 vzoriek boli na Mo pozitívne len 4. Tieto výsledky sú veľmi rozporné s údajmi B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b), ktorí našli Mo v 30 % vzoriek pyritov na tomto ložisku.

Priemerný obsah Mo v pyritoch je podľa našich štúdií 4 g/t, kým podľa B. Cambela — J. Jarkovského (l. c.) je to 26 g/t.

Obsah Mo v smolníckych pyritoch ukazuje na sedimentárny pôvod v zmysle A. B. Izajeva (1960), B. Cambela — G. Kupču (1953) alebo Z. Michaleka (1958).

Histogram obsahov Mo v pyritoch zo Smolníka
4 pozitívne analýzy • (113 negat. analýz)



Obr. 14

Vystupovanie Mo v pyritoch na dvoch najvrchnejších obzoroch smolníckeho ložiska sa javí ako heterogénne, odvoditeľné od drobných inklúzií sulfidov Cu, Pb, Zn, Sb — teda minerálov, ktoré boli najrozšírenejšie vo vrchných častiach ložiska. B. Cambel — J. Jarkovský (l. c.) hovoria o možných prímiesiach molybdenitu v pyritoch, a to i možnou cestou infiltrácie povrchovými vodami, čo by mohlo byť v Smolníku prijateľné. Tým viac, že Mo je značne rozšírený v tmavých grafitických bridliciach silúru okolia Smolníka, odkiaľ by mohol byť vylúhovaný a prenášaný do ložiska FeS₂-Cu-rúd (J. Ilavský 1964).

O vplyvoch kyslých magmatitov na pôvod Mo v Smolníku nemožno uvažovať, pretože sú príliš vzdialené od ložiska.

Najhojnejšie je Mo zastúpený v jemnozrnných typoch pyritu I uložených v chloritických fylitoch.

Cín (Sn)

Tento prvok sme skúmali vo veľkom počte vzoriek pyritu (110). Zistilo sa, že vystupuje len asi v jednej tretine skúmaných vzoriek, čo napovedá, že je v pyritoch heterogénny.

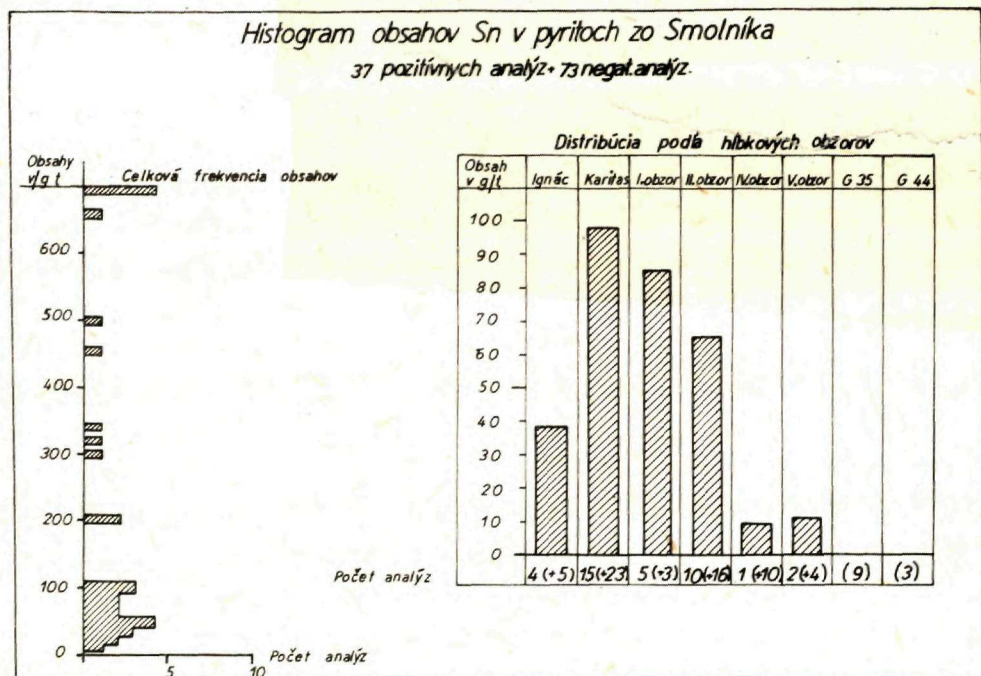
Obsah Sn je pri porovnaní smolníckych pyritov s inými ložiskami Slovenska veľmi vysoký. Podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b) dosahuje priemernú hodnotu 81 g/t. Naše výskumy udávajú hodnotu 74 g/t, čo zodpovedá zhruba aj údajom predošlých dvoch autorov.

Nízky obsah Sn vykazujú aj iné stratiformné ložiská s pyritom v ČSSR (Malé Karpaty — 10 g/t, Heľpa — 30 g/t, Chvaletice, Jeseníky ap.). Podľa W. Mercera (1974) sú na Sn bohatšie pyrity Kanady v sedimentárnych typoch ložísk, ako aj v niektorých ložiskách Rumunska a Bulharska.

Vysoký obsah Sn vykazujú pyrity hydrotermálnych ložísk Slovenska aj zahraničných ložísk (B. Cambel — J. Jarkovský 1967a, b.)

Z tabuľky obsahov Sn v pyritoch vyplýva (obr. 15), že najvyššie sú v Smolníku na obzore Karitas-štólne (98 g/t) a postupne smerom do hĺbky klesajú na 85 g/t (I. obzor), 65 g/t (II. obzor), 9 g/t (IV. obzor) a 11 g/t (V. obzor).

Príčiny znižovania obsahu Sn v pyritoch možno dať do súvisu azda len so zmenami litofaciálnych podmienok a zmenami charakteru vulkanizmu smerom do hĺbky. Na histogramoch cínu nie je vidno rytmičnosť ako sme ju videli u Mn, Pb, Bi, alebo ako ju ešte vidíme u Cu a Ag.



Obr. 15

Meď (Cu)

Obsah Cu v smolníckych pyritoch podrobnejšie študoval J. Ilavský (1964). Konštatoval závislosť medzi obsahom Cu s množstvom inklúzií Cu-minerálov v metakrytoch pyritu, najmä chalkopyritu a tetraedritu.

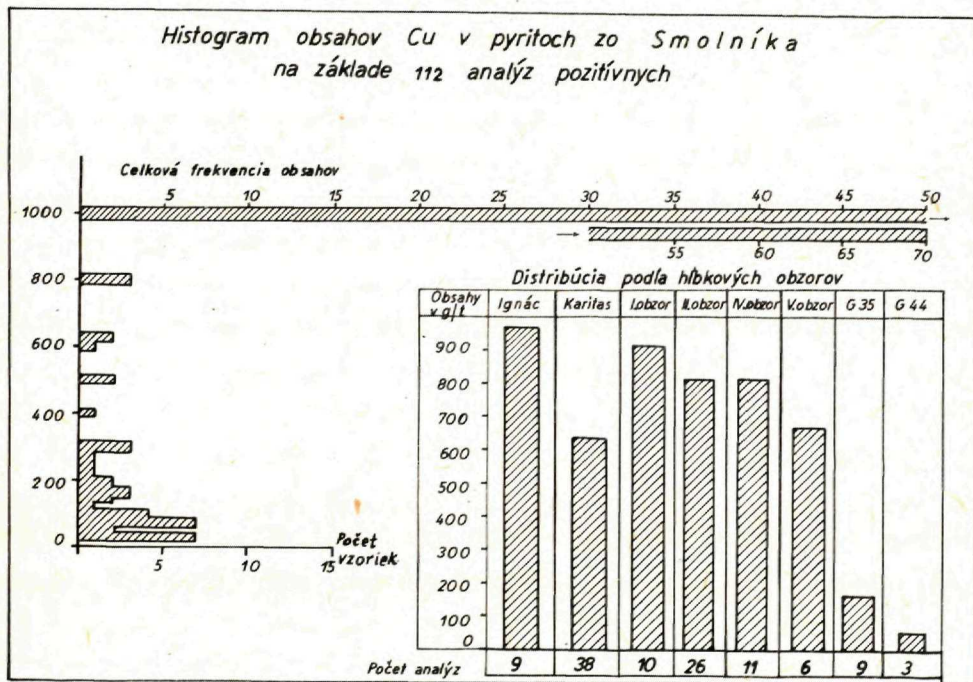
B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b) zistili obsah Cu v 35 vzorkách pyritu; priemerný obsah Cu je 0,168 %.

Podľa týchto autorov je vysoký obsah Cu v pyritoch aj v celom rade iných stratiformných ložísk Československa (napr. Zlaté Hory) alebo aj v iných ložískách vo svete. Napr. obsah Cu v pyritoch na ložisku Cerro de Pasco v Bolívii je až 1,5 % Cu (M. T. Einaudi 1968). Naproti tomu nízky obsah Cu v pyritoch je na hydrotermálnych žilách alebo skarnových ložískách ap. (len cca 30—50 g/t).

Naše štúdium ukázalo pri celkovom počte analyzovaných vzoriek 112, že obsah Cu v pyritoch zo Smolníka je 625 g/t, t. j. o polovicu menej než zistil B. Cambel — J. Jarkovský (l. c.).

V priestorovom rozmiestnení obsahu Cu v pyritoch vidno, že smerom do hĺbky postupne klesá. Najvyšší je na obzore Ignác (980 g/t), najnižší vo vrte G—35 (160 g/t). Vytvára pritom dva rytmy: jeden na obzoroch Ignác—Karitas a druhý medzi I. hlbinným obzorom až vrtom G-35. Prvý rytmus predstavuje obsah 980—630 g/t, druhý od 910 do 150 g/t obr. 16).

Obsahy Cu v pyritoch na ložisku Smolník sú v zhode s rozšírením Cu-minerálov. Ich najvyšší obsah je na obzore Ignác—štôlne (980 g/t) a na I. hlbinnom obzore (910 g/t). Ide o dva



Obr. 16

rytmy, v ktorých sa postupne obsah Cu v pyrite znižuje na 700 g/t alebo v spodnom rytme na 150 g/t (vrt G—35).

Cu sa viaže v pyritoch na drobné inklúzie chalkopyritu a tetraedritu, ktoré sa sem dostali počas rekryštalizácie a metamorfózy, resp. sú dokladom syngenetického vzniku všetkých kovových prvkov v ložisku, čo je v súlade s koncepciami o vzniku takýchto ložísk všade vo svete (V. J. Domarev 1956, F. S. Vokes 1969, A. Mookherjee 1976).

Y. Kajivare (1969) zistil ako uzavreniny v pyritoch Japonska minerál fukuchilite (Cu_3FeS_8), ktorý nie je vylúčený ani v smolníckych pyritoch. Jeho prítomnosť by mala indikovať vznik pri teplotách nad 250 °C. Vysoký obsah Cu v pyritoch spôsobuje obvykle tzv. Jahn—Tellerov efekt, t. j. degradáciu elektrónov na obežných dráhach, a tým dochádza k deformáciám kryštálových mriežok (J. Jarkovský 1980). Tieto javy sa však na smolníckych pyritoch neštudovali. Iba malú časť Cu v pyritoch možno považovať za izomorfnú (F. Hegemann 1941, E. H. Nickel 1968).

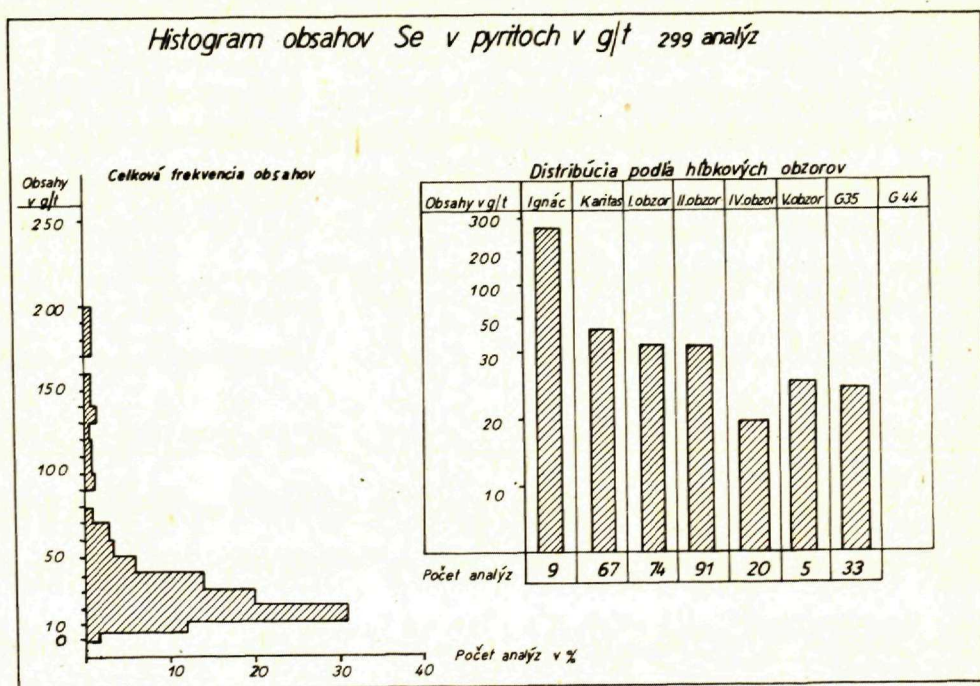
Z frekvencie obsahov Cu v pyritoch (obr. 16) vyplýva, že najvyššie obsahy okolo 1000 g/t sú aj najhojnejšie, kým druhé maximum tvoria obsahy medi v intervaloch 10—250 g/t. Tieto dve maximá by bolo možné interpretovať ako dve fázy metamorfo-mobilizačných procesov s rozdielnymi teplotnými maximami. Obdobné dve maximá frekvencie obsahov vidno v smolníckych pyritoch aj u Sn, Bi, Ag, z čoho možno usudzovať na približne rovnaký fyzikálno-geochemický charakter týchto prvkov vo vývoji metalogenézy okolia Smolníka.

Najvyšší obsah Cu v pyritoch vôbec bol dosiaľ zistený v zonárnych pyritoch kýzového ložiska Nukundanu na ostrovoch Fidži v Pacifiku (G. Frencel — J. Ottmann 1967), kde dosahuje hodnoty 10 % Cu. Ide o typ vulkanogénno-sedimentárny, blízky typu kuroko.

Selén (Se)

Obsah tohto prvku v pyritoch smolníckeho ložiska študoval veľmi podrobne J. Babčan — J. Forberger — J. Ilavský (1962), J. Babčan — J. Ilavský (1966) a J. Babčan (1966). Pre tento cieľ bolo odobratých 301 vzoriek, ktoré pochádzali z celého ložiska v jeho dvojkilometrovej dĺžke a päťstometrovej hĺbke. Spôsob výskumu bol oveľa podrobnejší než u ostatných prvkov. išlo o hodnotenie praktického významu Se a o výpočet zásob s návrhmi na jeho získavanie a využívanie. Jeho obsah sa skúmal vo všetkých rudných aj nerudných mineráloch ložiska Smolník.

Zistilo sa pritom, že obsah Se v pyrite (obr. 17) má rovnaké zákonitosti rozmiestenia ako Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Ag. Postupne smerom do hĺbky jeho obsah v ložisku klesá. Najvyšší je na stólňi Ignác (270 g/t) a najnižší na IV. hlbinnom obzore (19 g/t), čím je vytvorený prvý rytmus obsahov, kým druhý rytmus je medzi piatym obzorom až vrtom G—35 (od 26 g/t do 24 g/t).



Obr. 17

Pokiaľ ide o celkové rozšírenie tohto prvku v smolníckych mineráloch, najvyššie sú v galenitoch (440—1160 g/t), potom vo sfalerite (198—940 g/t), chalkopyrite (50—512 g/t), arzenopyrite (70 g/t), v pyrite 41 g/t; za ním nasleduje pyrotín (22 g/t), ankerit (6—16 g/t) a napokon kremeň, dolomit a sírany (2—4 g/t).

Obsah selénu v pyritoch sa považuje za izomorfný (selén zastupuje síru). Zmeny jeho obsahu v pyrite smerom do hĺbky sa považujú za prejavy faciálnej zonálnosti. Je možné, že časť selénu v pyritoch sa viaže aj na heteromorfné uzavreniny Cu—minerálov, prípadne minerálov Pb a Zn. I v takomto prípade ide však o prejavy zonálnosti faciálneho typu.

Obsah selénu v pyritoch bol sledovaný i z aspektu jednotlivých generácií, pričom sa ukázalo, že v starších generáciách je obsah Se vyšší a v mladších mobilizačno-sekrecných žilkách nižší. Z hľadiska kryštálových foriem pyritu sa ukázali najvyššie obsahy vo framboidálnych, konkrecionálnych pyritoch, nižšie v krychliach a najnižšie v pentagonálnych dodekaedroch. Veľkosť zrna tiež ovplyvňuje obsah Se v pyrite: najvyšší býva v najmenších zrnách, kým vo veľkých zrnách sa znižuje. Aj okolné horniny vplyvajú na obsah Se: najvyšší je v pyritoch z grafitických bridlic, nižší v karbonátoch a najnižší v kremitych fylitoch. Obsah Se v pyritoch sa mení tiež podľa štruktúrno-textúrnej výplne ložiska Smolník. Najvyšší obsah je v masívnych rudách pyritu, kým v groynoch je nižší a najmenší je v glymoch. V priečnom reze ložiska pribúda selénu v pyritoch od podloženej strany smerom do nadložia, avšak v stratigrafickom zmysle majú staršie kýzové ložiská (Mníšek) najvyšší obsah Se v pyritoch, kým do mladších ložísk sa jeho obsah znižuje: Alžbeta v Bystrom Potoku má nižší obsah než Mníšek a najnižší obsah má Smolník.

Ako vidno, zákonitosti rozšírenia selénu v pyritoch sú veľmi mnohoznačné, čo súhlasí i s konštatovaním W. Mercera (1976) o rozšírení tohto prvku v pyritoch mnohých svetových ložísk. K podobným záverom o obsahu selénu v pyritoch amerického kontinentu došiel tiež R. Stanton (1972).

Otázka možnosti využívať selén zo smolníckych pyritov ostáva i naďalej otvorená.

Striebro (Ag)

Obsah Ag v smolníckych pyritoch skúmal už J. Ilavský (1964) a B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b). Poslední dvaja zistili priemer jeho obsahu 47 g/t, čo je rovnaká hodnota ako na iných stratiformných ložiskách Spišsko-gemerského rudohoria:

Mníšek nad Hnilcom — 63 g/t, Hutná Hoľa — 59 g/t, Prakovce — 45 g/t. Takéto obsahy Ag vidno i na celom rade ďalších stratiformných ložísk s pyritom (Malé Karpaty — 10—78 g/t, Žiarska dolina vo Vysokých Tatrách — 190 g/t, Zlaté Hory — 58 g/t, Horní Město — 78 g/t, Outokumpu vo Fínsku — 40 g/t a v celom rade ďalších u nás i v zahraničí.

Naproti tomu hydrotermálne, plutogénne žily majú v pyritoch nízky obsah Ag, ktorý kolíše okolo hodnôt 10 g/t (Magurka, Medzibrod, Hnúšťa, Klenovec, Rožňava, Banská Štiavnica atď.).

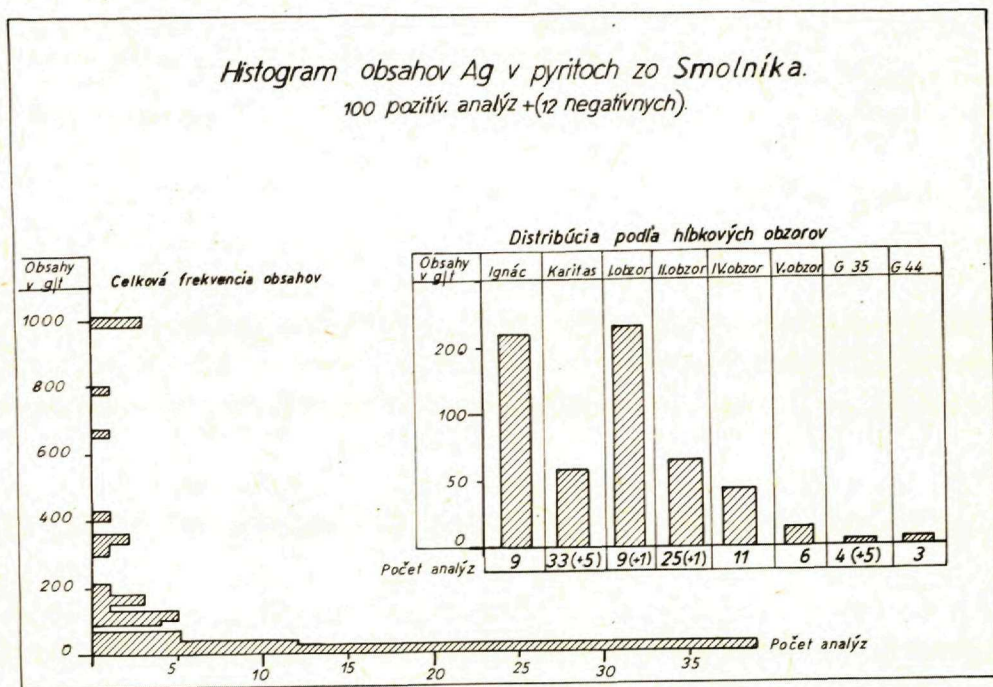
Naše výskumy v Smolníku ukazujú obsah Ag v pyritoch ako značne kolísavý (obr. 18) — maximálne 230 g/t, minimálne okolo 10—20 g/t. Na grafe frekvencie obsahov vidno, že najbežnejšie sú hodnoty okolo 10—20 g/t.

Celková distribúcia Ag v pyritoch smolníckeho ložiska sa vyznačuje postupným znižovaním obsahu smerom od povrchu (230—220 g/t) do hĺbky (20—15 g/t). Aj u Ag sa však krivka poklesu vyznačuje dvoma rytmami, prvý je medzi obzormi Ignác—Karitas (220—65 g/t) a druhý medzi I. hlbinným obzorom (230 g/t) cez V. obzor 15 g/t až do vrhu G—35 g/t.

Zákonitosť distribúcie Ag v pyritoch je teda rovnaká ako u Cu, Bi, Pb, Mn. Mohli by sme teda uzavrieť, že distribúcia Ag v smolníckych pyritoch závisí tiež na množstve heterogénnych intrúzií sulfidov Cu, Pb, Zn, prípadne i ďalších minerálov, na ktoré sa môže Ag viazať izomorfné alebo heteromorfné.

K celkovej distribúcii Ag v smolníckych pyritoch treba ešte dodať, že popri 100 analýzach pozitívnych na striebro bolo len 12 analýz negatívnych (obr. 18).

V súčasnosti sa ťažobné práce v závode Smolník pohybujú na IV. a V. obzore, kde je obsah Ag v pyritoch okolo 35—15 g/t, čo je z hľadiska praktického využívania pri súčasnej výške ťažby nezaujímavé.



Obr. 18

Arzén (As)

Obsah tohto prvku v pyritoch zo Smolníka sledoval podrobnejšie B. Cambel — J. Jar k o v s k ý (1967a, b); konštatovaný bol v 16 vzorkách z celkového počtu 35 vzoriek. Tento spôsob vystupovania As v pyritoch zo Smolníka poukazuje na heterogénny spôsob jeho výskytu — vo forme drobných inklúzií minerálov As (arsenopyritu, glaukodotu ap.), hoci F. H e g e m a n n (1941) považuje As v pyritoch za izomorfný, podobne ako E. H. N i c k e l (1968).

Priemerný obsah As v pyritoch zo Smolníka je podľa prepočtu aritmetickým priemerom 0,0370 %, čo je pomerne málo. Oveľa vyšší obsah konštatovali citovaní autori u iných lokalít takéhoto typu.

Tak v Mníšku nad Hnilcom je obsah As v pyritoch až 0,3081 %, na ložisku Alžbeta v Bystrom Potoku 0,1738 %. Naproti tomu malokarpatské pyrity zo stratiformných ložísk majú nízky obsah As obdobne ako Smolník (od 0,033 do 0,14 %); vyšší obsah dosahujú len v epigenetických mladších žilách (0,1610 — Častá a 0,53 % v Cajle). Obdobne vyšší obsah As v pyritoch majú lokality Heřpa (0,70 %). Žiarska dolina (0,34), Malá Fatra (0,61 %). Obdobný obsah As sa našiel aj v pyritoch ložiska Cerro da Pasco v Bolívií (M. T. E i n a u d i 1968).

Pyrity stratiformných ložísk Zlatých Hôr As neobsahujú, na rozdiel od ložísk Horního Města a Horního Benešova, kde je obsah As v pyritoch vysoký (0,56 %). Sedimentárných nemetamorfovaných výskytoch pyritu As nevystupuje.

Pokiaľ ide o priestorové zmeny obsahu As v pyritoch Smolníka je na vyšších obzoroch ložiska obsah As 0,30 %, kým vo vrte G-35 o 500 m hlbšie, je obsah 0,42 %. Smerom do hĺbky sa teda obsah As v pyritoch zvyšuje. Do akej miery pôsobí na zmeny obsahu As v pyritoch teplotný režim vzniku minerálov, kontrolovateľný dekrepitáciou v zmysle K. Eliáša (in J. Ilavský et al. 1977), nemožno dnes ešte povedať. Faktom je, že sa smerom do hĺbky na smolníckom ložisku zvyšujú dekrepitáčne teploty.

Vanád (V)

Údaje o obsahu tohto prvku v pyritoch smolníckeho ložiska nachádzame taktiež v práci B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b), ktorí udávajú na základe 29 analýz hodnotu 0,0030 %. Bol teda konštatovaný len v 46 % vzoriek, z čoho možno usudzovať takisto na jeho heterogénny charakter vystupovania v pyrite.

Obsah V v podobných typoch rúd na Slovensku je obdobný. V malokarpatských pyritoch je to 0,0060—0,0040 %, kým v epigenetických žilách tohto pohoria je vyšší (0,0090 %). Obdobné hodnoty V vykazujú aj pyrity z Heľpy (0,0080 %), Polhory (0,0060 %), Malej Fatry (0,0080 %). V priestore Mníška je však obsah V v pyritoch nižší (0,0030 %) — na Štirkenbergu 0,0050 %, na ložisku Alžbeta 0,0010 %, v Prakoviciach 0,0050 %.

České stratiformné ložiská a ich pyrity majú vyšší obsah V. V Chvaleticiach 0,0110 %, v Kamenici 0,0320 %, avšak pyrity zo stratiformných ložísk Zlatých Hôr vykazujú len 0,0050—0,0060 %.

Sedimentárne pyrity uhoľných panví Čiech alebo flyšového pásma majú ešte menej V (0,0030—0,0050 %).

V priestorovom zmysle na smolníckom ložisku vidno, že obsah V je najvyšší na vrchných obzoroch (0,0030—0,0020 %) a smerom do hĺbky sa znižuje najprv na hodnoty 0,0010—0,005 %, kým v hlbokom vrte G-35 nebol v pyritoch konštatovaný. Jeho ubúdanie do hĺbky nie je výrazom ani vplyvu, ani zmien teplotného režimu, ako na to poukazuje R. E. Stoiber (1940) alebo J. E. Hawley (1952); ovplyvňovali ho genetické podmienky vzniku v zmysle c. W. Carstensa (1943), W. Mercera (1976) a litologicko-faciálne zmeny, resp. horninotvorné prostredie, v ktorom pyrity vznikali (H. Lange 1957).

Antimón (Sb)

Obsah antimónu v pyritoch smolníckeho ložiska skúmal B. Cambel — Jarkovský (1967a, b). V celkovom počte skúmaných vzoriek (35) ho zistili len vo dvoch vzorkách, čo poukazuje na jeho heterogénny charakter vystupovania a väzby na Sb-sulfidy: antimonit alebo tetraedrit, prípadne ďalšie sulfidy a sulfosoli (boulangerit, jamesonit, bournonit).

Spôsob výskytu svedčí o tom, že vyšší obsah Sb je na vyšších obzoroch ložiska (0,0450 %), kým smerom do hĺbky sa znižuje.

Z údajov citovaných autorov tiež vyplýva, že vyšší obsah Sb je v pyritoch jemnozrnného alebo hrubozrnného charakteru stratiformného typu v chloritických fylitoch, kým pyrity v kremenných žilkách metamorfno-mobilizačného typu majú nižší obsah Sb.

Obsah Sb v pyritoch iných ložísk Slovenska sú sporadické a vyskytujú sa len tam, kde sú známe Sb-minerály: v Malých Karpatoch je častejšie od 0,0033 % do 0,20 %. Vysoký obsah je v pyritoch mladších hydrotermálnych žíl (od 0,01 do 1,50 %), v Mníšku (0,038 %), v Čechách — Tisová (0,13 %),

Horní Benešov (0,025 %). Avšak na lokalitách kde Sb-minerály nevystupujú (Heřpa, Žiarska dolina, Polhora, Tríbeč, Malá Fatra, Zlaté Hory, Chvaletice, sedimentárne pyrity uhoľných panví a flyšových zón) obsah Sb v pyritoch nebol zistený (B. Cambel — J. Jarkovský, l. c.).

Obdobná situácia je aj pokiaľ ide o obsah Sb v pyritoch hydrotermálnych ložísk. Vysoký je u pyritov z Sb-ložísk Slovenska (Dúbrava: 530—680 g/t, Medzibrod: 3000 g/t, Jasenie: 630 g/t) alebo z ložísk s tetradritmi (Trangoška: 3000 g/t, Staré Hory: 3000 g/t a viac, Chyžná: 450—4400 g/t, Nižná Slaná: do 4200 g/t, Rožňava: 1230—3800 g/t), kým pyrity z ložísk kde sa Sb minerály nevyskytujú, ani neobsahujú tento prvok (Osrblie, Poniky—Drienok, Hnúšťa, Tisovec, Ochtiná, Slavošovce, Gelnica, Banská Štiavnica ap.).

Zinok (Zn)

Ani tento prvok sme nesledovali v rámci nášho geochemického výskumu smolníckych pyritov, o jeho obsahu informujú práce B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b).

Zistili ho v 29 vzorkách pyritov z celkového počtu skúmaných vzoriek 35. Priemerný obsah Zn v pyritoch zo Smolníka je podľa citovaných autorov 0,036 %, čo je len jedna štvrtina oproti obsahu Sb.

Spôsob vystupovania Zn ukazuje, že ide o heterogénnu prímes v pyrite vo forme Zn-minerálov, hlavne sfaleritu a tetradritu, ktoré tvoria na smolníckom ložisku sprievodné minerály, ako to udáva aj M. Fleischer (1955). Sotva možno pripustiť názor F. Hegemanna (1941), že by bol Zn izomorfný.

Priestorové rozmiestenie Zn v pyritoch Smolníka ukazuje vysoký obsah na vrchných bankých obzoroch (0,10 %), kým vo vrtoch smerom do hĺbky jeho obsah klesá na 0,024 %. Vidno teda relácie s ďalšími kovovými prvkami, ako je Cu, Pb, Bi, Ag, Mn, Sn, Ni, Co; z toho je možno predpokladať aj ich spoločné väzby a osudy.

Zo vzoriek, ktoré analyzoval B. Cambel a J. Jarkovský (1967a, b) vyplýva tiež, že obsah Zn v pyritoch je rôzny v rôznych typoch rúd a generácií. Kým vo vtrúseninovom type pyritu v masívnych, páskovaných rudách majú pyrity obsah Zn v stovkách g/t, zatiaľ v epigenetických žilkách s kremeňom a karbonátmi vykazujú obsah Zn v tisícoch g/t.

Obsah Zn v pyritoch obdobných, stratiformných ložísk je veľmi podobný: Malé Karpaty — 0,044 %, pričom rôzne typy rúd, rozličný charakter okolných hornín a rôzne generácie majú veľmi rozdielne hodnoty (B. Cambel — J. Jarkovský 1967a, b); Žiarska dolina 0,05 %, Polhora 0,037 %, Malá Fatra 0,012 %, Mníšek od 0,043 do 3,00 % Zn; vyšší obsah Zn majú pyrity Chvaletíc: 0,048 %, Zlaté Hory, Jeseníky 0,62 %, Horní Město—Horní Benešov 0,198 % Zn; sedimentárne pyrity z uhoľných ložísk alebo flyšových sedimentov majú nízky obsah Zn (0,01—0,11 %).

Na distribúciu Zn v pyritoch zo Smolníka nemožno aplikovať poznatky P. E. Augera (1941) alebo J. E. Hawleya (1952). Skôr sa jeho obsah pod vplyvom litologicko-faciálnych podmienok sedimentárneho procesu smerom do hĺbky mení.

Zlato (Au)

Výskum obsahu zlata v smolníckych pyritoch prebehol len v posledných rokoch, hoci o získavaní tohto kovu zo smolníckeho ložiska nájdeme zmienky už zo stredoveku (G. Agricola 1505, E. Brückmann 1727).

B. Cambel — V. Streško — O. Škerenčová (1980) skúmali v rámci štúdia obsahu zlata v rôznych druhoch pyritu zo Západných Karpát a Československa aj pyrity zo Smolníka.

Analyzovali dva typy vzoriek: jemnozrnný vtrúseninový pyrit v chloritickom fylite, ktorý vykázal 0,137 g/t a druhý typ — hrubozrnné pyrity glimového charakteru s obsahom Au 0,105 g/t.

Žiaľ malý počet analyzovaných vzoriek neumožnil osvetliť ďalšie zákonitosti v rozmiestnení zlata čo do hĺbky, v rôznych typoch hornín, v rôznych generáciách a pod. Ďalšie doplňujúce výskumy tohoto prvku budú ešte preto potrebné.

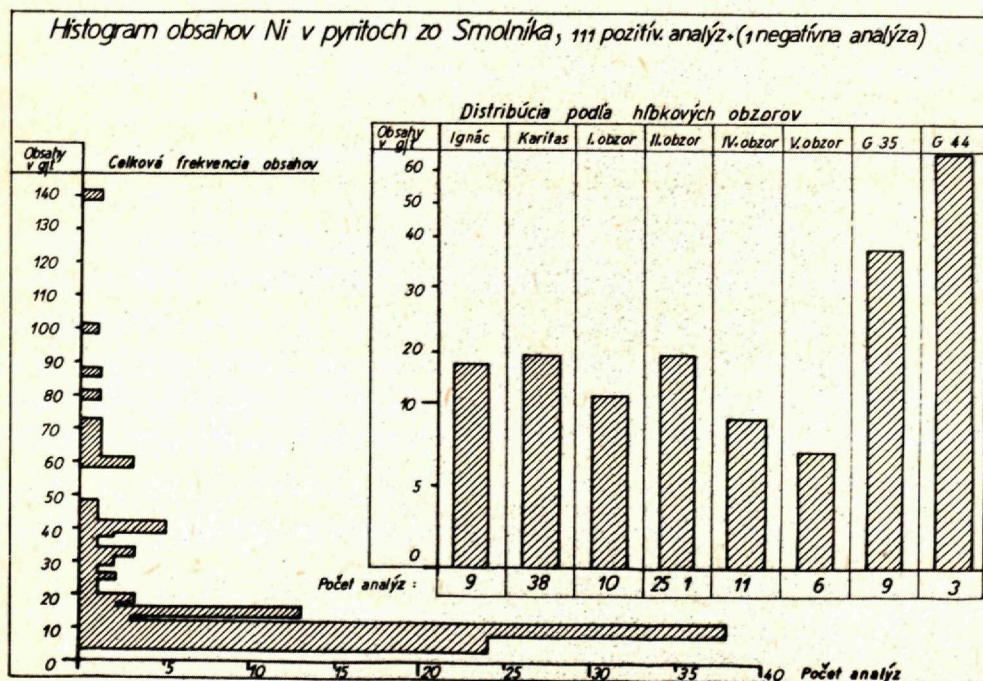
V pyritoch ďalších stratiformných kýzových ložísk ČSSR je obsah Au veľmi rozdielny. Veľmi vysoký obsah podľa B. Cambela et al. (l. c.) je v pyritoch ložiska Alžbeta v Bystrom Potoku (0,7—2 g/t), ako i na Zlatých Horách (1,7 g/t), naproti tomu na ďalších takýchto ložiskách je obsah Au nízky (Malé Karpaty 0,001—0,009 g/t, Heľpa (0,001—0,006 g/t), Chvaletice (0,001 g/t), v Hnúšti pyrity v mastenci (0,013—0,040 g/t), v uhlí v Komoňanoch a Duchcove (0,012 g/t). Naproti tomu hydrotermálne žily majú v pyritoch vyšší obsah zlata (Rudňany 0,144 g/t, Kutná Hora 0,170 g/t, Dúbrava Sb — 0,582 g/t, Malé Karpaty, žily 0,158—0,189 g/t, Banská Štiavnica od 0,072 do 0,136 g/t.)

Pomerne nízky obsah Au majú aj pyrity skarnových ložísk (Kokava nad Rim. 0,057 g/t, Vyhne 0,046 g/t.)

V zmysle citovanej štúdie B. Cambela et al. (1980) bude treba podrobiť výskumu zlata v okolí Smolníka aj v rôzne typy hornín, najmä bázické gabroidné efuzívá a ich tufy a tufity zmenené do chloritických fylitov. V zmysle citovanej literatúry sa pyrity v gabrách vyznačujú zvýšeným obsahom Au (od 3,8 do 6,4 g/t) a tiež samotné gabroidné horniny majú obsah Au do 0,02 g/t, ultrabázické horniny až 0,28 g/t Au.

Nikel (Ni)

Obsah Ni v smolníckych pyritoch sa začal podrobnejšie študovať v päťdesiatych rokoch (J. Bradna 1952). Motívom štúdia bol výskum genetických podmienok vzniku tohto ložiska v zmysle F. Hegemanna (1941, 1943). Výskum Ni v pyritoch zo Smolníka podrobne urobil



Obr. 19

J. Ilavský (1964), J. Jarkovský (1964), B. Cambel — J. Jarkovský (1965—1967). Ukázal, že obsah Ni v pyritoch kolíše od 20 do 40 g/t, pričom jeho vzťah ku Co sa mení od 2,3 do 78 (obsah Co je od 70 do 300 g/t).

B. Cambel — J. Jarkovský zistili na základe štúdia 50 vzoriek pyritu obsah Ni okolo 26 g/t. V rámci nášho štúdia bolo analyzovaných 111 vzoriek a tieto ukázali priemerný obsah Ni 19 g/t, čo je prakticky totožné s výsledkami B. Cambela — J. Jarkovského (l. c.).

Najčastejšia frekvencia obsahu Ni v pyritoch je okolo 10 g/t (obr. 19). Distribúcia podľa obzorov ukazuje veľké rozdielnosti oproti predošlým prvkom. Vcelku je obsah Ni v pripovrchových častiach v pyritoch nižší (7—19 g/t), kým smerom do hĺbky stúpa na 37 až 65 g/t, (vrt G-35, G-44).

Uvedené výsledky i štúdie starších autorov potvrdzujú, že Ni je v pyritoch izomorfný, zmeny obsahu smerom do hĺbky sú výsledkom faciálnej zonálnosti alebo iných podmienok genézy. Ni sa teda neviaže na žiadne heterogénne prímesi v pyritoch.

Podobný obsah Ni v pyritoch vidno v Spišsko-gemerskom rudohorí i na iných stratiformných ložiskách, ako pri Mníšku nad Hnilcom (22—23 g/t), pri Slavošovciach (20 g/t), Horním Městě na Moravě (30 g/t) a na mnohých svetových ložiskách (Sulitjelma 20 g/t), severný Kaukaz (30 g/t), Karélie a Ural (10—20 g/t). Takýto obsah Ni je pre formáciu kýzových ložísk veľmi nízky; upozornil na to už B. Cambel a J. Jarkovský (1967a, b). Veľká väčšina ložísk kýzového typu má totiž obsah Ni v pyritoch veľmi vysoký, (Malé Karpaty — 1080 g/t, Heřpa — 164 g/t, Žiarska dolina — 550 g/t, Rochovce — 2090 g/t, Outokumpu — 890 g/t, Altin Tepe — 660 g/t, Erzberg — 3000 g/t, Špania dolina — 1500 g/t, Lubietová — 3000 g/t atď.)

Takéto obsahy Ni v pyritoch treba považovať za primárne a izomorfné, hoci dnes ešte nevieme dosť dobre vysvetliť a zdôvodniť ich príčiny. Ani porovnanie s inými našimi alebo zahraničnými lokalitami nám neobjasní príčiny takýchto obsahov (F. Hegemann 1941, B. Cambel — J. Jarkovský, l. c.).

O vzťahoch medzi Ni a Co sa zmienime ďalej, až po diskusii výsledkov obsahov Co.

Kobalt (Co)

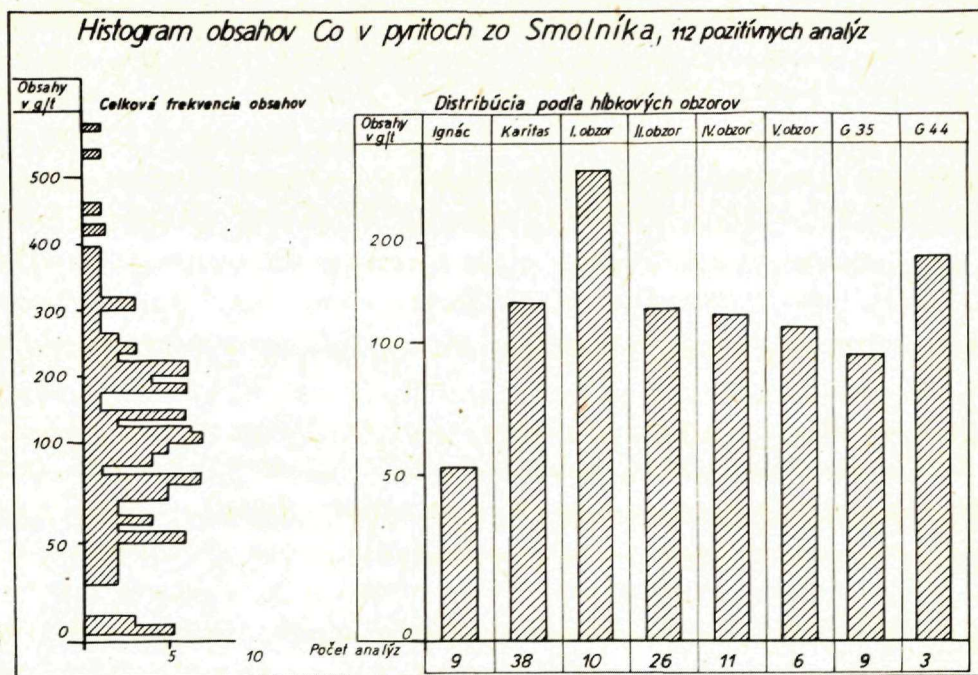
Obsah tohto prvku bol skúmaný spoločne s Ni tými istými autormi. Motívy genetickej interpretácie boli i tu prvoradá, a to v zmysle práce F. Hegemanna (1941, 1948).

J. Bradna (1952), J. Ilavský (1964) a J. Jarkovský (1944) uvádzajú obsah Co v pyritoch zo Smolníka v rozsahu od 70 do 300 g/t, B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b) študovali túto problematiku na väčšom počte vzoriek (cca 50) a konštatovali obsah Co v rozsahu od 50 do 370 g/t, pričom strednú hodnotu udávajú cifrou 220 g/t.

Naše výskumy sa opierajú o 112 analýz z celého ložiska a ukazujú celkový priemer Co v pyritoch 138 g/t, čo je podstatne menej než udával B. Cambel a J. Jarkovský (l. c.).

Priestorové rozmiestenie obsahu Co v pyritoch v hĺbkovom zmysle ukazuje obr. 20. Od povrchu do hĺbky I. hlbinného obzoru (vertikálny rozsah cca 50 m) sa obsah Co zvyšuje z 54 g/t na 270 g/t. Potom sa zníži na 132 g/t (II. obzor) a pozvoľne klesá smerom do hĺbky na hodnotu 95 g/t. Nevidno tu teda pravidelnosť, ktorá by pripomínala rozmiestenie Cu, Pb, Zn, Ag, Bi atp., ani nevidno zhodu s obsahom Ni, hoci vzťah medzi Ni a Co by mal byť v zmysle všetkých autorov, ktorí sa zaoberali touto problematikou, vo všetkých pyritoch toho istého ložiska ustálený.

Z uvedeného vyplýva, že obsah Co na ložisku Smolník sa neviaže len na pyrity, ako je izomorfná prímes, ale aj na iné minerály, ktoré idú spolu s pyritom, alebo tvoria v ňom uzavreniny. Do úvahy prichádzajú sulfidy typu glaukodoty.



Obr. 20

Celková frekvencia obsahu Co v pyritoch zo Smolníka ukazuje najbežnejšie hodnoty od 50 do 200 g/t. V horizontálnom smere ložiska na jednotlivých obzoroch je obsah Co v pyritoch veľmi nepravidelný a nevykazuje žiadne zákonitosti, a to ani naprieč ložiskom, ani smerom na západ či východ.

Smolnicke pyrity sú v porovnaní s iným kyzovým ložiskom Slovenska na Co chudobné. Malokarpatské pyrity majú obsah Co 451 g/t, pyrity Hefpy 1319 g/t, Žiarkej doliny 2566 g/t, okolia Polhory 590—700 g/t. Nižší obsah Co majú naproti tomu pyrity z Malej Magury, Lukavice, Nučic a Jeseníkov, Handlovej, Rozsutca, Piešťan, Litmanovej; zo zahraničných z Uralu, Karélie, Recsku v Maďarsku, z rumunských lokalít Fundul Moldavei, z Freibergu atp. (b. Cambel — J. Jarkovský 1967a, b).

Hodnotám Co v pyritoch zo Smolníka sú najbližšie hodnoty z lokalít okolia Mníška nad Hnilcom (170—320 g/t), Chvaletic (250 g/t), Štěchovic južne od Prahy (220 g/t), prípadne pyrity z uhoných ložísk Komořany (240 g/t); zo zahraničných lokalít rumunských — Altin Tepe (203 g/t) — a fínskych — Outokumpu (140 g/t) a pod.

Z uvedeného pozorovania nevyplývajú jednoznačne závery aké uviedol C. W. Carstenson (1942a, b, c, 1942a, b, c), žeby totiž na obsah Co v pyritoch vplývali iba genetické podmienky vzniku a pôvod. F. Hege mann (1943) pre obsah Co v pyritoch zdôraznil význam metamorfózy, čo však tiež nemôžeme na Smolník plne aplikovať. Obsah Co v pyritoch nemožno teda považovať za indikátor genetických podmienok vzniku, ani indikátor rôznych stupňov metamorfózy; na to poukázal už B. Cambel — J. Jarkovský (1967a, b).

Vzťah medzi Co a Ni ako indikátor geochemických a fyzikálno-chemických podmienok vzniku pyritov

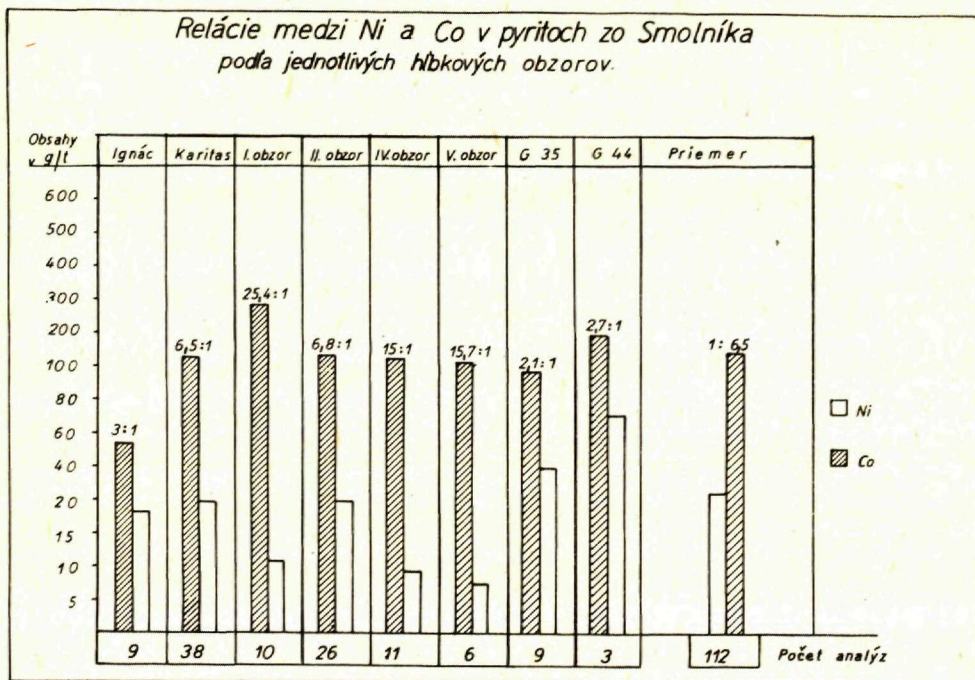
Na takýto vzťah poukázal podrobne už J. Jarkovský a B. Cambel (1967) a pre smolnícke ložisko ešte skôr J. Jarkovský (1944) a J. Ilavský (1964). uviedli vzťah Ni : Co hodnotami 4 : 2,3 až 1 : 79.

Tento vzťah je v smolníckych pyritoch jednoznačne v prospech Co. Pritom sa Co považuje za izomorfnú prímes v pyrite, kým Ni môže byť sčasti heterogénny (obr. 21). Pomer medzi Co a Ni kolíše v rozmedziach 2 : 1 až 25 : 1. Pritom nevidno v priestorovom rozmiestnení smerom do hĺbky žiadne zákonitosti ani pravidelnosť. Skôr naopak, rysuje sa tu nepravidelný charakter takýchto vzťahov. Najnižšie hodnoty pomeru sú v príporchových a v najhlbších častiach ložiska (2 : 1 až 3 : 1), najvyššie vo vnútornej časti ložiska medzi I. a V. hlbinným obzorom (od 6 : 8 až 25 : 4).

Príčiny takého vzťahu medzi Ni a Co na ložisku Smolník nie sú jasné a nemožno ich vysvetliť doterajšími výskumnými metodikami. Pritom obsah Ni je oveľa nepravidelnejší než obsah Co, ktorý vykazuje pomerne rovnomernejší charakter distribúcie. Z uvedeného sa môže usudzovať o geochemickej odlišnosti týchto prvkoch a o ich diferencovanosti na rôzne minerálne fácie.

Uvedené výsledky ukazujú v zásade zhodu so štúdiami B. Cambela — J. Jarkovského (1967a, b) a poukazujú na to, že vzťah Co : Ni v pyritoch je výsledkom viacerých faktorov.

- v prvom rade asi výsledkom primárnych, predmetamorfných genetických podmienok vzniku pyritov;
- v druhom rade výsledkom naloženej metamorfózy variského alebo alpínskeho veku, ktoré v podstate znižujú obsah Co v pyritoch.



Obr. 21

Vzťahy medzi stopovými prvkami v pyritoch

Hodnoty jednotlivých stopových prvkov v pyritoch na jednotlivých obzoroch smolníckeho kýzového ložiska tvoria základ pre posúdenie ich vzájomných vzťahov (obr. 22). Vyplýva z nich celkový charakter distribúcie jednotlivých prvkov, a tým i vzťahy medzi nimi.

Ukazuje sa pritom, že najnižší obsah v pyritoch tvorí Ni, potom Se, Bi, Ag, Sn (10—100 g/t), kým vyšší až najvyšší obsah v nich tvorí Mn, Cu, Pb, Zn, Ti (100—1000 g/t). Tretiu skupinu tvoria prvky s prechodným postavením medzi uvedenými dvoma a patria sem Ni, Co, Ag (50—200 g/t).

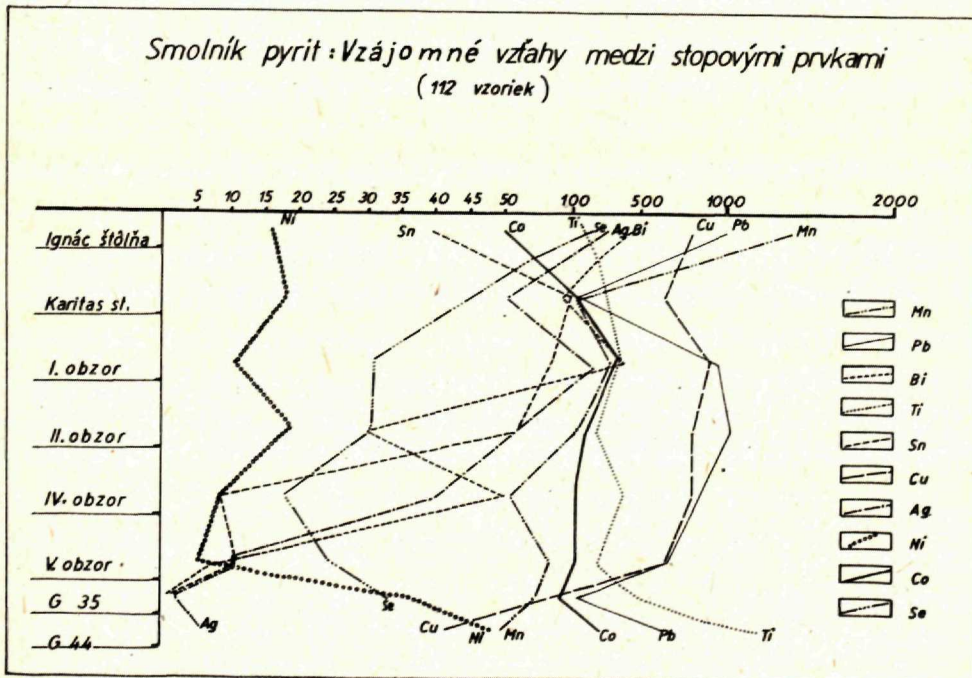
Stupne vzťahov medzi jednotlivými prvkami sa veľmi menia podľa jednotlivých obzorov a podľa rôznych dvojíc prvkov.

Najužší vzťah vykazujú Ag a Bi, ktoré majú rovnakú tendenciu postupného klesania obsahu smerom do hĺbky. Výnimku tvorí len II. hlbinný obzor, kde dochádza k anomálnemu poklesu obsahu Bi.

Blízky vzťah s predošlými má dvojica prvkov Mn—Pb, a to čo do celkového množstva obidvoch prvkov, ako aj čo do spôsobu kolísania podľa jednotlivých obzorov a čo do celkového klesania obsahu postupne smerom do hĺbky.

Pomerne blízky vzťah vykazujú Ni a Se; ich zastúpenie je v povrchových častiach ložiska značne vzdialené, avšak smerom do hĺbky sa hodnoty ich zastúpenia k sebe značne približujú, pričom miera výskytu u obidvoch je rovnaká. Smerom do hĺbky sa obidva znižujú.

Blízke vzťahy s predošlými má tiež dvojica prvkov Cu a Sn, hoci v diametrálne odlišných kvantitatívnych množstvách. Od povrchu do hĺbky sa ich množstvo v pyritoch v zásade znižuje, hoci v pripovrchových častiach ložiska nejdú ich obsahy paralelne vedľa seba.



Obr. 22

Na hlbších obzoroch smolníckeho ložiska majú tendenciu zvyšovania obsahu v pyritoch len Ti, Ni a Se, hoci v pripovrchových častiach sa ich obsah buď znižoval, alebo bol viac-menej stály pokiaľ ide o ich kvantitatívne zastúpenie.

Celkové tendencie znižovania obsahu smerom do hĺbky má Ni, Sn, Se, Ag, Bi, Mn, Cu, Ni, kým zvyšovanie obsahu smerom do hĺbky vykazuje Co, Ti, Pb. Uvedené vzťahy jednotlivých prvkov sú v prvom rade výsledkom ich väzieb na určité heterogénne prímеси minerálov, prípadne ide o geochemickú príbuznosť stopových prvkov, čo ich združuje v pyritoch vo forme prímеси. Tak Ag, Bi, Pb aj Cu môžu byť viazané na tetraedrit, ktorý na ložisku Smolník dominoval v pripovrchových častiach. Zastúpenie vyšších množstiev Cu odzrkadľuje vyššie percento chalkopyritu a tetraedritu v uzavreninách v pyrite na vyšších obzoroch, kým do hĺbok ich množstvo klesá. Mn ubúda smerom do hĺbky zrejme so zmeňovaním podielu karbonátov týmto smerom. Ni a Se sa do hĺbky zmeňujú v dôsledku zmeňovania podielu Cu-minerálov, ktoré majú viac Se než pyrit. Znižovanie obsahu Sn smerom do hĺbky môže byť výsledkom geochemických zmien okolných hornín na ložisku. Naopak, zvýšenie obsahov Co do hĺbky môže byť výsledkom primárnych zmien (izomorfia) a u Ti hohnejším výskytom Ti-minerálov v ložisku smerom do hĺbky.

Obdobné zmeny v obsahoch stopových prvkov smerom do hĺbky vykazujú podľa P. E. Augera (1941) sulfidické ložiská s pyritom v Kanade. Na ložisku Hollinger sa smerom nahor zvyšuje obsah Ag, kým do hĺbky sa zväčšuje obsah Pb, Zn, Cr, Ni a Ti. Naproti tomu na ložisku Noranda sú relácie medzi stopovými prvkami opačné: obsah Ag a Cu narastá smerom do hĺbky, podobne aj V, Ti, kým obsah Pb a Ni sa nemení, a naopak smerom do hĺbky sa znižuje obsah Zn. Na treťom skúmanom ložisku Siscoe sa do hĺbky zvyšujú len obsahy Ba, kým znižovanie obsahov do hĺbky badať u Co, Ni, Mn, Ti, Ag, Sr. Vidno teda, že na každom ložisku sú vzťahy medzi stopovými prvkami v pyritoch inakšie.

Vychádzajúc z povedaného možno uzavrieť, že relácie v zastúpení stopových prvkov v pyritoch vo vertikálnom zmysle na smolníckom ložisku nemôžu byť zapríčinené uniformnými podmienkami, ako je hĺbka alebo teplota vzniku, ale sú najskôr výrazom lokálnych podmienok a výsledkom rôznych inklúzií v pyritoch, ktoré z nich nemožno — ani pomocou použitých separačných metód — odstrániť.

Pre interpretáciu výsledkov a zonálnosti v rozložení stopových prvkov v pyritoch na smolníckom ložisku nemáme poruke dostatočne podrobné príklady. Z recentných — nemetamorfovaných kýzových ložísk, ktoré by mohli poskytnúť jasnejšiu predstavu o primárnom, faciálno-litologickom rozložení stopových prvkov v pyritoch takýchto formácií, niet dokladov.

Stopové prvky v pyrotínoch

Pyrotín ako minerál v Smolníku prvýkrát opísal J. Esmarck (1798). Neskoršie tieto údaje dopĺňali a presňovali ďalší bádatelia: C. A. Zipser (1817), H. v. Beudant (1822), V. Zepharovych (1857), B. Cotta—A. Fellenberger (1862), G. Faller (1868), V. Zepharovych (1872). Celý rad ďalších bádateľov údaje o pyrotíne opakuje (J. Branda 1952, J. Beňo 1953, L. Drnzíková — K. Mandáková — I. Matula 1967, J. Ilavský 1964).

Prvé podrobnejšie geochemické štúdiá pyrotínov zo Smolníka vykonal B. Cambel a J. Jarkovský (1969). Išlo o relatívne malý počet vzoriek (sedem), avšak ich výsledky poskytujú prvý orientačný obraz o obsahu stopových prvkov v nich.

Smolník: stopové prvky pyrotínov v g/t

Tabuľka 2

Mn	Pb	As	Sb	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Zn	Ti	Ag	Ni	Co
388	204	1000	430	49	0	10	30	243	100	156	11	688	334

Distribúcia stopových prvkov v pyrotinoch zo Smolníka (v g/t) — podľa typov ložísk
 Podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1969)

Tabuľka 3

Lokalita	Mn	Pb	As	Sb	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Zn	Ti	Ag	Ni	Co	Okolné horniny
II. obzor	309	87	—	—	10	—	10	—	31	100	—	10	2090	302	v chlorit. fylitoch
V. obzor	910	155	—	—	—	—	—	30	430	100	—	14	780	490	žilky SiO ₂ v chlor. fylitoch
V. obzor	288	43	—	—	—	—	—	30	135	100	—	10	740	490	v chlorit. fylitoch
	502	95	0	0	3	—	3	20	199	100	—	11	1203	427	priemer ťažobného ložiska
Lack-št.	200	1000	1000	—	234	10	10	—	850	100	—	10	148	1120	žila sideritovo-sulfidická v grafitických fylitoch
Ranners-št.	170	—	—	—	15	—	—	—	300	—	282	—	148	245	poloha v grafit. fylitoch
Križ-št.	80	560	—	300	59	—	—	—	170	100	30	10	112	80	poloha v grafit. fylitoch
Kompas-št.	575	186	1000	560	13	—	—	—	390	—	—	10	260	400	žila až poloha: graf. fylit
	275	373	1000	430	29	0	0	0	287	100	156	10	173	242	priemer zo stratiform. okrajových lokalít
Smolník	388	204	1000	430	49	0—3	0—3	30	243	100	156	11	688	334	priemer za celé smolnicke rudné pole

Z uvedených výsledkov sú v priestore Smolníka zahrnuté rôzne genetické typy pyrotínov: stratiformné aj epigenetické — žilné. Preto na interpretáciu výsledkov sme preskúmali analýzy podľa genetických typov, podľa generácií a podľa okolných hornín, tak ako sme to uviedli u pyritov a ako to budeme rozlišovať aj u ďalších minerálov.

Obsahy stopových prvkov podľa generácií

Na smolníckom ložisku vystupujú pyrotíny v dvoch rozdielnych generáciách: v stratiformných kyzových rudách, kde sa pyrotín združuje s pyritom a inými sulfidmi, a v mladších — epigenetických žilkách v asociácii s kremeňom, pyritom, chalkopyritom, tetraedritom a ďalšími.

Pre pyrotín I stratiformného typu sú charakteristické obsahy jednotlivých prvkov v množstvách uvedených v tabuľke 4. Hodnoty sú uvedené v g/t.

Smolník: stopové prvky v pyrotínoch I v g/t Tabuľka 4

Mn	Pb	Bi	Sn	V	Cu	Zn	Ag	Ni	Cc
300	65	10	10	30	83	100	10	1415	39

Naopak, epigenetické pyrotíny II v žilkách SiO₂ majú obsahy uvedených prvkov v značne odchylných množstvách, čo uvádzame v tab. 5, menovite pre prvky, ktoré sa diametrálne líšia obsahmi od pyrotínu I.

Smolník: stopové prvky v pyrotínoch II v g/t Tabuľka 5

Mn	Pb	Cu	Ag
910	155	430	14

Nižšie obsahy nevidno ani u jedného prvku, resp. ostatné ostávajú na rovnakej kvantitatívnej úrovni ako sme uviedli u generácie pyrotínu I. Platí to hlavne pre prvky V, Zn, Ni, Co. Vidno teda, že remobilizačno-rekryštalizačnými pochodmi dochádzalo len k obohateniu Mn, Pb, Cu, Ag, a to u mladšej, žilnej generácie pyrotínu II.

Obsahy stopových prvkov podľa závislosti na okolných horninách

Pre posúdenie tejto tématiky máme pomerne málo údajov, ktorých hodnota je naviac skreslená ešte aj tým, že ide o rôzne genetické typy zrudnení, ktoré sa líšia aj časom vzniku.

Prvý typ zastúpený na ťažobnom ložisku Smolník leží v chloritických fylitoch a sú preň charakteristické obsahy, ktoré sme uviedli pre prvú generáciu — t. j. stratiformné pyrotíny.

Na rozdiel od neho typ pyrotínu I uložený v grafitických fylitoch Ranners-štólne, Kríž-štólne a Kompas-štólne sa vyznačuje oproti predošlému zvýšenými podielmi Pb (373 g/t), As (1000 g/t), Sb (430 g/t), Bi (29 g/t), Co (287 g/t), Ti (156 g/t), avšak zníženými hodnotami Mn (275 g/t), V (0), Ni (173 g/t), aj Co (242 g/t). Nezmenené množstvá sú u Zn a Ag.

Tretí typ podľa charakteru okolných hornín predstavujú epigenetické žilky, ktoré majú i na ťažobnom ložisku i na okrajových lokalitách (Ranners, Kríž, Kompas) veľmi výrazne zvýšené obsahy Mn (575—910 g/t), Pb (155—186 g/t), As (do 1000 g/t), Sb (560 g/t), Bi (do 13 g/t), Cu (390—430 g/t), Ag (10—14 g/t), kým u Ni a Co nevidno tak jednoznačné vzťahy.

Naše výsledky sú v rozpore s údajmi P. E. Augera (1941), ktorý popieral vplyv okolných hornín na obsah stopových prvkov v rudných mineráloch.

Obsah stopových prvkov podľa hlbinných obzorov

Tieto vzťahy možno hodnotiť jedine na ťaženom ložisku v Smolníku, a to z pomerne malého počtu vzoriek (troch), pričom jedna z nich pochádza z II. hlbinného obzoru a dve z V. hlbinného obzoru (tab. 4).

Z uvedených výsledkov vidno, že smerom do hĺbky v stratiformnom type rúd v pyrotíne I ubýva Mn, Pb, Ni, Bi, Ba a naopak, narastá obsah V, Cu, Co, zatiaľ čo obsah Zn a Ag ostáva nezmenený.

Uvedené zákonitosti rozmiestenia stopových prvkov v pyrotínoch veľmi pripomínajú distribúciu v pyritoch, najmä pokiaľ ide o Mn, Pb, Bi, Sn, Ni, Co, kým u ďalších prvkov, ako sú V, Cu, Zn, Ag, sa konštatovali odchylné vzťahy. Treba však zdôrazniť, že počet skúmaných vzoriek pyrotínov bol malý a ich rozmiestenie vo vertikálnom reze ložiska bolo v porovnaní s pyritmi len málo reprezentatívne. I pritom však vidno, že sú hlavné rysy distribúcie v uvedenom zmysle preukázané. Podrobnejší výskum obsahu stopových prvkov v pyrotínoch nebol možný pre sporadickosť ich výskytu a tiež pre veľmi intímny spôsob prerastania s pyritom a inými sulfidmi.

Zákonitosti distribúcie stopových prvkov v pyrotínoch niekoľkých kanadských ložísk študoval P. E. Auger (1941), ktorý tam zistil diametrálne odlišné pomery u niektorých prvkov, kým u iných sú zhody s našimi výskumami, ako uvedieme ďalej.

Obsah jednotlivých prvkov v pyrotínoch v priestore a celkový charakter distribúcie

Na zostavenie tejto kapitoly nám slúžili hlavne výsledky štúdia B. Cambela — J. Jarkovského (1969). Pretože však títo autori pre smolnícke rudné pole zhrnuli výsledky štúdia jednou cifrou pre všetky typy a generácie pyrotínov, uvedieme v ďalšej časti špecifikáciu stopových prvkov v pyrotínoch diferencovane — tak ako pre pyrity. Umožní sa tým ich podrobnejšie porovnanie s inými typmi, ako aj distribúcia v plošnom zmysle v rozsahu celého smolníckeho rudného poľa. Súčasne sa objasnia niektoré obecné zákonitosti distribúcie stopových prvkov v pyrotíne.

Mangán (Mn)

Obsah Mn v pyrotínoch zo stratiformného ložiska Smolník je 502 g/t. Jeho vystupovanie sa považuje za heterogénne v zmysle F. Hege manna (1941) a S. Gavelina — O. Gabrielse na (1947). Avšak určitá časť Mn môže byť v pyrotíne aj izomorfná, keď môže zastupovať Fe (L. H. Ahrens 1966, B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Smerom do hĺbky sa obsah Mn v pyrotínoch znižuje, čo je v súlade aj s údajmi P. E. Augera (1941).

V plošnom rozšírení smolníckeho rudného poľa vidno, že na východe (Ranners-štôlna) aj na západe (štôlna Kríž a Kompas) je obsah Mn v pyrotínoch znížený (80—170 g/t). Znížený je obsah aj v pyrotínoch na sideritovo-sulfidických žilách (Lack-štôlna). Avšak v žilách remobilizovaného charakteru v kýzových ložiskách (Kompas) sa javí opäť tendencia zvyšovania obsahu Mn.

Olovo (Pb)

Smolnícke pyrotíny na ťaženom ložisku majú obsah Pb 95 g/t. Oveľa vyšší obsah majú však okrajové lokality na západe (186—560 g/t) a najvyšší obsah je v pyrotínoch na sideritovo-sulfidickej žile Lackh (tab. 4).

Na výšku jeho obsahov vplývajú najmä paragenetické pomery, t. j. prítomnosť Pb-sulfidov. Z uvedeného možno vyvodíť, že Pb je v pyrotíne heteromorfné.

Arzén (As)

Vystupovanie tohto prvku v pyrotínoch zo Smolníka je veľmi nepravidelné. Na stratiformnom ložisku As v pyrotínoch nevystupuje, ale hojnejší býva v mladších, epigenetických žilách sideritovo-sulfidického zloženia (Lack, Kompas). Potvrďuje sa tým jeho ľahký prenos počas mobilizácie a metamorfózy v zmysle K. C. Taupitza (1953), V. C. Domareva (1956), F. M. Vokesa (1969), A. Mookherjeeho (1876) atď.

Antimón (Sb)

Má obdobný spôsob vystupovania v Smolníku ako As. Hojnejší je v západnej časti rudného pola (Kompas, Kríž), čo poukazuje na určitú funkciu faciálnej zonálnosti v jeho distribúcii. V stratiformnom hlavnom pyritovom ložisku je okolo 300 g/t a v epigenetických žilách okolo 560 g/t. Z uvedeného vyplývajú obdobné zákonitosti distribúcie vplyvom remobilizácie a metamorfózy — ako sme uviedli u As (tab. 4)

Aj Sb je prvkom typickým pre pyrotíny v Smolníku; na ostatných lokalitách stratiformných rúd sa nevyskytuje (Cambel B. — J. Jarkovský 1969).

Bizmut (Bi)

Tento prvok má v pyrotínoch okolia Smolníka sporadický spôsob výskytu. Na vyšších obzoroch sa vyskytuje, ale hlbšie (V. obzor) už nebol zaznamenaný. Jeho hojnejší výskyt je vo východnom poli (Ranners-štôlna — 15 g/t, Lack-štôlna — 234 g/t), ale aj na západe (Križ — 59 g/t, Kompas — 13 g/t). Z uvedeného by bolo možno dedukovať, že ide o faciálne zmeny v horizontálnom zmysle v smolníckom rudnom poli alebo aj možnú príslušnosť k iným stratigrafickým obzorom týchto lokalít vzhľadom k smolníckemu ťaženému ložisku.

Rozbor Bi podľa typov zrudnení ukazuje obdobné princípy distribúcie ako sme videli u As a Sb, t. j. akumuláciu Bi v pyrotínoch epigenetických, žilných výskytov (tab. 3).

Spôsoby výskytu Bi v pyrotínoch okolia Smolníka poukazujú na jeho heterogénny charakter. Najskôr sa viaže na sulfidické minerály typu galenitu, alebo Bi-sulfosolí, ktoré sa tu tiež vyskytujú (J. Ilavský 1964, J. Kantor — M. Rybár 1967).

Molybdén (Mo)

Pre stratiformné pyrotíny nie je tento prvok typický a ani nebol v smolníckom rudnom poli zistený. Jediný výskyt v nepatrnom množstve je na štôlni Lack na Lastovičom vrchu (10 g/t), a to na sideritovo-sulfidickej žile (B. Cambel — J. Jarkovský 1969).

B. Cambel — J. Jarkovský (1969) uzatvárajú, že vyšší obsah Mo v pyrotínoch (aj v pyritoch) svedčí o sedimentogénnom pôvode týchto sulfidov a o ich dodatočnej metamorfóze.

Cín (Sn)

Vystupuje len veľmi sporadicky v pyrotínoch smolníckej oblasti. Na ťažobnom ložisku sa zistil len v jednej vzorke na II. hlbinnom obzore (10 g/t). Druhá vzorka je zo sideritovo-sulfidickej žily Lack štôlna vo východnej časti pola, ktorá vykazuje tiež obsahy 10 g/t (B. Cambel — J. Jarkovský 1969) — (tab. 3).

Z uvedeného sporadického výskytu Sn nemožno vyvodit žiadne závery. Iba to, že pyrotíny sú veľmi chudobné na tento prvok, kým pyrity I boli naň bohatšie (15 g/t).

Obsah Sn je veľmi kolísavý, z čoho možno usudzovať na lokálne podmienky jeho rozšírenia a heterogénny spôsob výskytu. Zo zahraničných ložísk uvádza pomerne vysoké obsahy Sn v pyrotínoch W. Mercer (1974), a to od 263 do 400 g/t.

Vanád (V)

Tento prvok má veľmi sporadický spôsob výskytu a je zastúpený len v stratiformných typoch na V. obzore smolníckeho ťažobného ložiska. Na ďalších obzoroch sa nezistil. Priemerná hodnota obsahu je tu 7 g/t.

Pri porovnaní obsahu V v pyritoch s obsahom v pyrotínoch v oblasti Smolníka vidno, že prvé majú len 7 g/t V, kým druhé okolo 33 g/t. Pritom sa obsah vanádu mení v pyrotínoch z jednej lokality na druhú veľmi značne. Smerom do hĺbky nebolo možné pozorovať žiadne zmeny pre malé počty vzoriek. P. E. Auger (1941) zistil, že na lokalite Noranda v Kanade sa obsah V smerom do hĺbky zvyšuje.

Charakter vystupovania V v pyrotínoch je v Smolníku heterogénny (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Z ostatných prvkov vykazuje úzke relácie k V hlavne Ni, čo uvedieme ďalej.

Meď (Cu)

Rozšírenie medi v pyrotínoch na Smolníku sa vyznačuje značnými variáciami. Na stratiformnom ťaženom ložisku je jej obsah okolo 199 g/t, pričom sa od II. hlbinného obzoru (31 g/t) smerom do hĺbky na V. obzor zvyšuje na 135 až 430 g/t. To sú opačné relácie než boli v pyritoch, u ktorých sa smerom do hĺbky obsah Cu znižoval.

Na okrajových ložiskách (Ranners, Kríž a Kompas) je obsah Cu v pyrotínoch dosť vysoký (170—390 g/t). Najvyšší obsah Cu je však v pyrotínoch hydrotermálnych sideritovo-sulfidických žil Lack-štólne (850 g/t). Pre celé smolnícke rudné pole udáva B. Cambel a J. Jarkovský (1969) obsah 243 g/t Cu v pyrotínoch (tab. 3).

V zmysle B. Cambela — J. Jarkovského (1969) má rozšírenie Cu v pyrotíne vzťahy s Mn, Ti, V, Zn, Pb, Ni, Co. Celkove je však v pyrotínoch oveľa menej Cu (243 g/t) než v pyritoch (913 g/t), prípadne jeho generáciách: pyrite II (590 g/t), alebo pyrite (III/1000 g/t).

Všeobecne sa považuje Cu v pyrotínoch za heterogénnu prímes vo forme Cu-sulfidov, najmä kubanitu alebo chalkopyritu (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Ale časť Cu sa môže viazať na pyrotín aj izomorfne (F. Hegemann 1941, G. Frenzel — J. Ottemann 1967). Takéto závery boli zvlášť aplikované pri štúdiu bravoitu na mezo- až epitermálnych žilách. W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussmann (1962) tvrdia, že Cu v pyrotínoch môže izomorfne nahradzovať Fe.

Zinok (Zn)

Rozšírenie tohto prvku v pyrotínoch zo Smolníka nie je preštudované dosť podrobne, pretože metodika jeho analytiky nebola dosť citlivá. Výsledky ukazujú skoro rovnakú hodnotu obsahu Zn vo všetkých skúmaných pyrotínoch: typov syngenetických, epigeneticko-regeneračných aj hydrotermálnych. Vo východnej časti smolníckeho rudného poľa na štólne Ranners, ako aj na západe na štólne Kompas ani nebol zaznamenaný, takže priemer pre celé smolnícke rudné pole je 33 g/t (B. Cambel — J. Jarkovský 1969).

So zreteľom na hodnoty v iných genetických typoch a na iných lokalitách stratiformných rúd vidno, že Zn koreluje s Ni, Co, Cu, Pb, Ag, Bi.

Korelačné diagramy ukazujú určité zhody obsahov Zn s obsahmi Cu. Pokiaľ ide o porovnanie pyritov s pyrotínmi zo Smolníka, pyrity majú oveľa vyšší obsah Zn (680 g/t) než pyrotíny (33 g/t). Spôsob vystupovania Zn v pyrotínoch ukazuje, že je heterogénny, na čo poukázal už F. Hegemann (1941), hoci iní autori hovoria o ich izomorfnom charaktere (W. H. Newhaus 1933). Smerom do hĺbky sa obsah Zn v pyrotínoch nemení, ako je tomu aj na kanadských ložiskách Noranda atď. (P. E. Auger 1941).

Titan (Ti)

Pyrotíny zo Smolníka obsahujú Ti len na okrajových lokalitách (Ranners, Kríž, Kompas), kým na ťaženom ložisku neboli zistené, na rozdiel od ostatných lokalít, kde bol Ti zistený aj vo väčších množstvách (tab. 3).

Je dosť možné, že na rozšírenie Ti vplývali okolné horniny, pretože sa vyskytuje v pyrotínoch z grafitických bridlíc, kým pyrotíny v chloritických fylitoch Ti nemajú. P. E. Auger (1941) však úlohu okolných hornín na rozšírenie stopových prvkov popieral.

Vystupovanie Ti v pyrotínoch sa považovalo za heterogénne (B. Cambel — J. Jarkovský 1949), podobne ako v pyritoch. Taktiež charakter vystupovania obidvoch a zmeny obsahu jednotlivých prímiesi pod vplyvom hĺbok a okolných hornín sú rovnaké.

Všeobecne je obsah Ti v pyrotínoch nižší než v pyritoch, pričom v sedimentogénnych ložiskách je ho viac v iných typoch ložísk.

Striebro (Ag)

Obsah Ag v pyrotínoch zo Smolníka sa pohybuje okolo 10 g/t vo všetkých typoch zrudnení (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). V priestorovom rozmiestení na hlavnom ťaženom ložisku jeho obsah smerom do hĺbky stúpa z 10 g/t (II. obzor) na 12 g/t (V. obzor), čo je v súlade s údajmi P. E. Augera (1941). Priemer pre celé smolnícke ložisko je 11 g/t Ag (tab. 4).

Vo východnej časti smolníckeho rudného poľa obsah Ag mizne (Ranners-štôľňa), kým na západnej strane (Kríž, Kompas) je rovnaký ako na ťaženom ložisku. Priemer pre celé rudné pole udáva (B. Cambel — J. Jarkovský (l. c.) na 6 g/t.

Z uvedeného vyplýva, že obsah Ag v pyrotínoch je výrazom lokálnych podmienok, hlavne paragenetických pomerov, v ktorých pyrotín vystupuje.

Spôsob výskytu Ag poukazuje na možný izomorfný charakter väzieb na pyrotín. Pritom v pyritoch je ho trikrát viac (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Títo autori však považujú prímiesi Ag v pyrotínoch za heterogénne.

Preto na základe uvedených výsledkov nebolo možné podrobnejšie usudzovať na vzťahy k Pb, Zn, Cu, s ktorými Ag obvykle koreluje (P. E. Auger 1941). O rozšírení Ag v pyrotínoch Kanady píše W. Mercer (1976), ale nevyvodzuje z toho nijaké závery o genetických podmienkach vzniku.

Nikel (Ni)

Obsah niklu v pyrotínoch — ako i kobaltu, o ktorom bude reč ďalej — je najpodrobnejšie preskúmaný nielen na smolníckom ložisku, ale i v celej ložiskovej geológii vôbec (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Pritom aj porovnávacie štúdie a korelácie medzi ostatnými prvkami sú dobre preštudované doma aj v zahraničí.

Tabuľka 3 ukazuje, že obsah Ni v pyrotínoch na smolníckom ložisku je 1203 g/t, kým na

východnej strane (Renners) aj na západe (Križ, Kompas) je obsah Ni v nich oveľa nižší (112—260 g/t, priemer 173 g/t). Najnižší obsah Ni majú pyrotíny sideritovo-sulfidickej žily Lack. Priemerný obsah Ni pre celé smolnícke rudné pole je 688 g/t (B. Cambel — J. Jarkovský 1969).

Porovnanie obsahu Ni v smolníckych pyritoch a pyrotínoch ukazuje, že ho obidva minerály obsahujú rádove v jednakých množstvách (B. Cambel — J. Jarkovský 1969).

Vystupovanie Ni v pyrotínoch sa považuje za izomorfné (F. Hegemann 1943). Jeho obsah sa dáva do súvisu s teplotou vzniku. Iní autori považujú vyšší obsah Ni za vplyv sprievodných paragenéz (S. Gavelin — O. Gabrielsen 1947).

Je nápadné, že pyrotíny silne metamorfovaných ložísk syngenetického pôvodu mávajú obsah Ni veľmi vysoký, avšak i tu sa občas vyskytujú výnimky (W. Mercer 1976). Na stratiformnom ložisku kyzov v Smolníku je v pyrotínoch trikrát viac Ni než Co, kým na okrajových ložiskách je v nich viac Co než Ni. V pyrotínoch hydrotermálnej sideritovo-sulfidickej žily Lack je sedemkrát viac Co než Ni.

Kobalt (Co)

Rozšírenie tohto prvku v pyrotínoch je blízke rozšíreniu Ni a obidva prvky sa dávajú do úzkych vzťahov, ako sme už uviedli. Obsah Co v smolníckych pyrotínoch je 334 g/t (B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Podľa nášho členenia (tab. 5) je vyšší obsah Co v pyrotínoch zo stratiformného ťažobného ložiska (427 g/t), kým na okrajových lokalitách je rôzny (okolo 240 g/t). Najvyšší obsah Co vykazujú pyrotíny hydrotermálnych sideritovo-sulfidických žíl na Lack-stólni 1120 g/t (tab. 3). Kobaltu je dvojnásbone viac v pyrotínoch (850 g/t), než v pyritoch (400 g/t).

Charakter distribúcie Co v pyrotínoch je izominerálny (M. Fleischer 1955, B. Cambel — J. Jarkovský 1969). Ukazuje sa, že jeho množstvo ovplyvňuje intenzita metamorfózy. Na slabšie metamorfovaných ložiskách ako je Smolník je prevaha Ni nad Co, naproti tomu v hydrotermálnych žilách je tomu naopak. Prítom rôznorodosť obsahov Co v pyrotínoch je oveľa väčšia než v pyritoch.

Základné vplyvy na množstvo a vzťahy Co a Ni v pyrotínoch aj pyritoch majú podľa jednych autorov okolné horniny (S. Gavelin — O. Gabrielsen 1947), kým podľa iných ich ovplyvňuje hĺbka, a tým rozdielna teplota (P. E. Auger 1941).

Stopové prvky v chalkopyritoch

Prvé opisy chalkopyritu ako minerálu na smolníckom kyzovom ložisku pochádzajú od G. Agricola (1505). Hodne neskoršie ho opisuje zo Smolníka ako „Gelberz“ E. Brückmann (1727) a po ňom J. G. Reizner et al. (1760). Neskoršie spomína tento minerál zo Smolníka I. v Born (1774) a po ňom J. A. Fichtel (1791). Posledný autor použil pre chalkopyrit názov „Kupferkieserz“, v 19. storočí opisali chalkopyrity zo Smolníka početní bádatelia: J. Esmark (1798), C. A. Zipser (1817), F. S. Beudant (1825), F. Hauer (1852), L. Zeischner (1854), V. Zepharovych (1857), F. Cotta — F. Fellenberg (1862), G. Faller (1868) a celý rad ďalších, až do nášho storočia.

Modernejšie spracoval mineralógiu, paragenézu a geochemiu chalkopyritov J. Jarkovský et al. (1967), J. Ilavský (1964), J. Babčan — J. Forberger — J. Ilavský (1962), J. Babčan — J. Ilavský (1966), J. Jarkovský — B. Cambel (1974).

Chalkopyrit sa vyskytuje v smolníckom ložisku v troch rôznych generáciách lišiacich sa štruktúrou aj textúrou (J. Ilavský 1964). Pretože hlavné akumulácie chalkopyritu na ložisku boli v pripovrchových častiach už dávno vyťažené a opustené, pre výskumné ciele a štúdium

stopových prvkov slúžil podstatne menší počet vzoriek než u pyritov. Vcelku sa semikvantitatívne analyzovalo 25 vzoriek chalkopyritov na 22 prvkov (obr. 23).

*Smolník - obsahy stopových prvkov v chalkopyritoch
(25 vzoriek)*

hl. obzor	PRVKY																						počet vzoriek
	Fe	Cu	Zn	Pb	Sn	Ag	Sb	Bi	Ti	Mn	Ni	Co	As	Cr	Mg	Ca	Na	Li	Al	Si	Ba	Cd	
Ignác	■	■	□	□	□	●	●	●	-	○	-	-	-	-	○	○	○	○	○	□	-	-	2
Karitas	■	■	□	○	●	○	-	○	-	○	○	-	-	-	○	○	○	○	○	□	-	-	3
I.obzor	■	■	□	○	○	●	-	○	○	○	○	○	○	-	○	○	○	○	○	□	-	-	13
II.obzor	■	■	□	○	○	●	-	-	○	○	-	-	-	-	○	○	○	+	○	□	-	-	3
IV.obzor	■	■	□	○	○	●	-	-	○	○	-	-	-	-	○	-	○	○	○	□	-	-	2
Mníšek	■	■	□	○	○	●	-	○	○	○	-	○	○	-	○	-	○	○	○	□	-	○	1
Fichtenhübel	■	■	○	-	○	○	○	○	○	○	-	○	○	-	○	-	○	-	○	○	-	-	1

■ 100-10% ▣ 10-1% □ 1-0,1% ● 0,1-0,01% ○ 0,01-0,001% ○ 0,001-0,0001% + pod 0,0001

Obr. 23

Stopové prvky v chalkopyritoch podľa typov rúd

Chalkopyrity z ložiska Smolník geochemicky študoval B. Cambel a J. Jarkovský (1964, 1974). Zistili v ňom množstvá jednotlivých prvkov ako ich uvádzame na tab. 6. Jednotlivé typy v tabuľke predstavujú nasledovné lokality: 1 — Karitas-obzor, 2 — Karoli-obzor, 3 — Fichtenhübl-Fe-Cu-žila, 4 — žila Mária Snežná, so sideritom.

Smolník: stopové prvky chalkopyritov podľa typov rúd (v g/t)

Tabuľka 6

Typ	Mn	Pb	Bi	Mo	Sn	V	In.	Cd	Zn	Ti	Ag	Ni	Co	As	Se
1	25	6	4	27	318	87	49	88	2493	23	72	7	6	0	60
2	0	30	0	10	65	10	30	0	100	10	6	0	0	0	60
3	5	1820	3	30	305	65	30	100	1180	20	45	40	10	0	10
4	10	—	—	30	60	100	100	—	310	30	40	10	—	0	5

Prvé dva výsledky sú zo stratimorfneho ložiska Smolník, kým čísla 3 a 4 sa vzťahujú na žilné, epigenetické ložiská sideritovo-sulfidickej formácie. Vidno, že niektoré prvky v nich sú diametrálne odlišné od stratiforálnych chalkopyritov, kým iné vykazujú rádove také isté množstvo. Ak porovnáme uvedené výsledky v zmysle B. Cambela — J. Jarkovského (1974) s výsledkami z iných typov ložísk Spišsko-gemerského rudného rajónu vidíme, že

smolnícke chalkopyrity sa nápadne odlišujú od chalkopyritov hydrotermálnych žíl. Takúto odlišnosť vidno i na základe našich výsledkov, hoci nie sú doložené kvantitatívnymi analýzami. I to však dáva obraz o priestorovej distribúcii stopových prvkov, aký predchádzajúce práce neposkytovali (obr. 23).

Pri našom výskume nebolo možné podrobnejšie študovať jednotlivé generácie, pretože našimi separačnými metódami sa nedali získať dostatočné množstvá materiálu pre analýzy.

Obsah stopových prvkov podľa charakteru okolných hornín

Podľa charakteru okolných hornín možno smolnícke chalkopyrity rozčleniť na tri skupiny, ktoré sa od seba líšia aj stopovými prvkami:

1. chalkopyrity v karbonátovom prostredí (v ankeritoch, dolomitoch);
2. chalkopyrity v kremenných žilách v chloritických fylitoch;
3. chalkopyrity v chloritických fylitoch bez sprievodného kremeňa.

Prvý typ chalkopyritov sa vyznačuje v porovnaní s ďalšími dvoma vyšším zastúpením Sb, ale nedosatkom Ti, Ni, Co, As. Naproti tomu je prítomné v nich Ba, ktoré sa nevyskytuje v ďalších dvoch typoch chalkopyritov.

Druhý typ v kremenných žilách je charakteristický zníženým obsahom Cu, Zn, Pb, Bi, Ni, Co, As, Li, Ca, Na, Al, no má viac Sb, Ti, Mn, Cr, Mg, Al, Si. Tieto prvky poukazujú na mobilizačno-regeneračný pôvod kremenných žíl a žiliek so sulfidmi.

Tretí typ chalkopyritov sa vyznačuje vyšším obsahom Pb, Ag, Bi, Ti, Ni, Co, As, ale aj Mg, Al, Si, no má znížený obsah Sn a vôbec nemá Sb. Ide o typ v chloritických fylitoch.

Všetky tri typy chalkopyritov majú relatívne vysoký obsah Zn (1 % do 0,1 %). Tento je nepatrne znížený len v kremenných žilkách. Je tu i značne vyšší obsah Pb, Sn, Ag (od 0,00X do 1 %). Ide tu zrejme o prímеси tetraedritu a sfaleritu, čo je vidieť i v nábrusoch pri mikroskopickom štúdiu. Prítomnosť uvedených prvkov v asociácii s chalkopyritom svedčí o ich spoločných osudoch počas metamorfozy.

Obsah stopových prvkov podľa hlbinných obzorov

Na obr. 23 sú členené výsledky spektrálnych semikvantitatívnych analýz podľa hlbinných obzorov, obdobne ako v predošlej kapitole u pyritov. Vychádzajú z toho niektoré závislosti pre určité prvky.

Do hĺbky sa znižuje v chalkopyritoch obsah Pb, Sn, Sb, Bi a tiež Ca, ale obsah Ti sa zvyšuje. Obsah tretej skupiny prvkov ostáva v priestorovom zmysle nezmenený (Fe, Cu, Zn, Ag, Mg, Mn, Na, Li, Al, Si).

Z uvedeného vyplýva, že prvá skupina prvkov, ktorých obsah sa do hĺbky znižuje, sa viaže na heterogénne prímеси v chalkopyritoch, teda na sulfidy typu tetraedritu, galenitu, arzenopyritu, prípadne pyritu.

Štúdiom distribúcie stopových prvkov v chalkopyritoch sa zaoberal na kýzovom ložisku Noranda v Kanade P. E. Auger (1941). Podľa neho ubýva smerom do hĺbky jedine Ag a pribúda Pb, Zn, Co, Ni, Ti a V. Vidno teda, že táto distribúcia je úplne iného typu než v Smolníku. Citovaný autor udáva ako hlavný pôvod zmien obsahu stopových prvkov hlavne zmeny teplotného režimu počas vzniku ložiska. Náhle a ostré zmeny obsahu niektorých prvkov vysvetľuje viacerými generáciami toho istého minerálu na ložisku, čo však bližšie nekomentuje.

Charakter celkovej distribúcie jednotlivých prvkov v chalkopyritoch

Chalkopyrity zo smolníckeho kýzového ložiska obsahujú tri skupiny prvkov. Prvú skupinu tvoria hlavné stavebné prvky Cu a Fe. Druhú skupinu predstavujú prvky heterogénnych prímiesí: Mg, Ca, Na, Li, Al, Si, Ti, Mn, Cr. Tieto sa viažu hlavne na horninové minerály okolných hornín ložiska. Tretiu skupinu tvoria prvky izominerálne alebo anizominerálne v chalkopyritoch (Zn, Pb, Sn, Ag, Sb).

Zinok (Zn)

Zinok je v chalkopyritoch zo Smolníka najčastejší a najhojnejší. Jeho množstvo kolíše v rozmedzí 0,0X—1 %, pričom vo vertikálnom smere nebadáme nijaké zmeny. Je najskôr heterogénny, viazaný na zrníčka sfaleritu v chalkopyrite, ktoré sú často v nábrusoch viditeľné. Vo vzorke zo Štirkenbergu pri Mníšku nad Hnilcom je obsah Zn v chalkopyrite zvýšený v dôsledku toho, že tu ide o polymetalickú formáciu s Cu-Pb-Zn-minerálmi.

Takéto závislosti vidno v zmysle B. Cambela — J. Jarkovského (1974) i na iných polymetalických ložiskách Československa (Zlaté Hory), či iných krajín (Balan v Rumunsku, Fundul Moldavie tiež v Rumunsku, Ergani Maden v Turecku, Rörös v Nórsku, Rammelsberg v NDR a pod.) Nápadné je, že zvýšený obsah Zn vykazujú i chalkopyrity z hydrotermálnych žíl okolia Smolníka: chalkopyrit na sideritovom ložisku Mária Snežná — obsah Zn 0,06 %, v Luciabani 0,20 %, Štôsi 1 %, Medzeve 0,051 %, Fichtenhübl 0,3 %. To poukazuje na lokálne vplyvy Zn v chalkopyritoch.

Olovo (Pb)

Vyskytuje sa v 90 % vzoriek, a to v množstve od 0,000X do 0,X %. Jeho prítomnosť možno odvodzovať od heterogénnych prímiesí galenitu, ktorý je prítomný na ložisku Smolník ako vedľajšia prímes. Môže pochádzať aj z tetradritu, prípadne zo sulfosolí Pb—Zn—Sb—Bi, ktoré boli identifikované vo výplniach smolníckeho ložiska. O heterogénnom charaktere Pb-minerálov svedčí i okolnosť, že Pb nebolo konštatované vo všetkých vzorkách chalkopyritu.

Naše výsledky sa značne líšia od údajov B. Cambela — J. Jarkovského (1974), ktorí zistili Pb na smolníckom ložisku v chalkopyritoch len vo veľmi nízkej koncentrácii a v ojedinelých vzorkách.

Zhodu v obsahu Pb v chalkopyritoch vidno opäť s rumunskými ložiskami Balan, Fundul Moldovei, ako aj s našimi Zlatými Horami. Naproti tomu majú hydrotermálne žily zo Spišsko-gemerského rudohoria veľmi nízky obsah Pb (Gelnica, Dobšiná, Prakovce, Helcmanovce, Košická Belá — od 5—7 g/t do 50 g/t). O niečo vyšší obsah Pb je v chalkopyritoch Rudnian (115 g/t), Novoveskej huty (135 g/t), Sloviniek (55 g/t) atp. (B. Cambel — J. Jarkovský 1974).

Cín (Sn)

Tento prvok je trvalou prímiesou v chalkopyritoch zo Smolníka v množstve od 0,00X až po 0,X %, čo zapríčiňujú blízke iónové polomery Sn (1,4Å) a Cu (1,35Å). Zastúpenie Sn na stratiformnom ložisku v Smolníku je vyššie než na hydrotermálnych žilách.

To vidno pri porovnaní výsledkov z Fichtenhübla (od 10 do 100 g/t), Sloviniek (26—55 g/t; F. Regásek 1967, 1969) alebo Mlyniak, kde je jeho obsah 145 g/t (J. Beňka 1968, 1974). Podobný obsah majú aj ďalšie obdobné ložiská v perimetroch Gelnice (50 g/t), Dobšinej (134 g/t), Prakoviec (53 g/t), Rudnian (10 g/t atp.; porovnaj B. Cambel — J. Jarkovský 1974).

Vysoký obsah Sn v chalkopyritoch zo Smolníka konštatoval aj B. Cambel a J. Jarkovský (1974), a to 318 g/t.

Aj rumunské ložiská majú vysoký obsah Sn v chalkopyritoch (Balan — 174 g/t, Fundul Moldovei 212 g/t).

V okolí Smolníka majú vysoký obsah Sn aj chalkopyrity hydrotermálnych žil Márie Snežnej (250 g/t), Luciabane (360 g/t), Medzeva (430 g/t), Švedlára (530 g/t) atp. Táto okolnosť svedčí o lokálnych vplyvoch na obsah Sn v chalkopyritoch v celej oblasti Spišsko-gemerského rudohoria.

Striebro (Ag)

Distribúcia Ag v chalkopyritoch zo Smolníka má obdobné zákonitosti ako u Pb. Je to preto, lebo majú totožné iónové polomery (obidva 1,35 Å): preto sa obidva izomorfne zastupujú. Množstvá Ag sú od 10 do 1000 g/t, čo je pomerne vysoký obsah v porovnaní s hydrotermálnymi žilami okolia.

Fichtenhübel (32—90 g/t), Slovinky (10—100 g/t, F. Regásek 1967, 1969), Mlynky (15—32 g/t; J. Beňka 1968, 1974) a ďalšie lokality spracované B. Cambelom — J. Jarkovským (1974). Je to najmä Špania dolina (6 g/t), Polkanová (8 g/t), Gelnica (4 g/t), Dobšiná (17 g/t), Košická Belá (6 g/t), Helcmanovce (30 g/t), Kojšov (45 g/t), Rudňany (19 g/t), Novomestská Huta (13 g/t), Slovinky (53 g/t).

Pre smolnícke chalkopyrity zo stratiformného ťažobného ložiska uvádza B. Cambel a J. Jarkovský (1974) obsah Ag od 4 do 72 g/t, čo je však podľa našich štúdií veľmi nízky údaj (J. Ilavský 1964). Obsah Ag je podľa analýz chalkopyritového koncentrátu okolo 150 g/t, pričom v hĺbkovom rozložení nevidno nijakú zmenu obsahu Ag.

Ako v predchádzajúcom prípade, ani chalkopyrity žilných ložísk okolia Smolníka sa obsahom Ag rádove nelíšia. Na „Márii Snežnej“ majú 93 g/t, v Rožňave 95 g/t, Fichtenhübli 60 g/t; Krásnohorskom Podhradí 60 g/t atp. To opäť poukazuje na lokálne vplyvy usmerňujúce obsah Ag.

Antimón (Sb)

Tento prvok sa vyskytuje len v 20 % skúmaných vzoriek chalkopyritov zo Smolníka. Zistil sa vo vzorkách štólne Ignác a z I. hlbinného obzoru, teda z lokalít, kde sa vyskytoval v akcesorických množstvách antimonit (J. Ilavský 1959).

Množstvo Sb v smolníckych chalkopyritoch sa podľa našich výskumov pohybuje od 0,0X do 0,X %, kým podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1974) sa tu Sb vôbec nevyskytuje. Naše štúdium ukázalo postupné znižovanie obsahu Sb v chalkopyritoch do hĺbky (obr. 23).

V širšom okolí Smolníka sa Sb vyskytuje v chalkopyritoch v hojnejšej miere. Tak v Drnave (3020 g/t), Luciabani (300 g/t), Fichtenhübli (300 g/t), Slovinkách (21 g/t), Rudňanoch (50 g/t), Novoveskej Hute (400 g/t), Kojšove (65 g/t), Helcmanovciach (14 g/t), Košickej Belej (18 g/t), a na rade ďalších lokalít (B. Cambel — J. Jarkovský 1974). Títo autori udávajú obsah Sb aj v chalkopyritoch zahraničných stratiformných ložísk, ako sú Balan (30 g/t), Fundul Moldovei (50 g/t), Ergani Maden (300 g/t), Rammelsberg (40 g/t). Smolníckemu ložisku je najbližšie lokalita Ergani Maden v Turecku.

Nepravidelnosť výskytov Sb v chalkopyritoch zo Smolníka poukazuje na jeho heterogénny pôvod a väzbu na Sb-minerály, ako sú tetradryty, antimonit a Sb-sulfosoli. Výskyty Sb v pripovrchových častiach ložiska hovoria o jeho regeneračno-mobilizačnom pôvode.

Bizmut (Bi)

Na smolníckom kýzovom ložisku vystupovanie Bi koinciduje s obsahmi Pb, Sb, Ag; smerom do hĺbky sa jeho obsah znižuje z 0,X % (obzor Ignác-štólne) na 0,00X % (I. hlbinný obzor). Hlbšie sa Bi v chalkopyritoch v Smolníku nevyskytuje.

Uvedené výsledky poukazujú na to, že charakter vystupovania Bi je heterogénny, viazaný najskôr na tetraedrit alebo galenit, prípadne Mi-minerály aj bizmut, ktoré boli na smolníckom ložisku identifikované pri mikroskopickom výskume. Vyplýva to aj z hojnejšieho výskytu Bi v chalkopyritoch lokalít Fichtenhübel a Mníšek nad Hnilcom, kde bol zistený kobellit (Z. Trdlička — F. Kuska 1958, J. Hurný 1977) a ďalšie Bi-minerály.

B. Cambel — J. Jarkovský (1974) zistili obsah Bi v chalkopyritoch Smolníka len v mizivých množstvách (5 g/t). Vyšší obsah zistili však na lokalitách Zlaté Hory (8 g/t), Balan (260 g/t) a Fundul Moldavei (190 g/t) v Rumunsku, Rörös v Nórsku (35 g/t), Rammelsberg v NSR (110 g/t). Najväčšie zhody s obsahmi Bi v chalkopyritoch vykazuje opäť turecké ložisko Ergani Maden (6 g/t) i nórske ložisko Sulitjelma (6 g/t).

Naproti tomu mnohé hydrotermálne žily zóny gemerika vykazujú podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1974) oveľa vyšší obsah Bi v chalkopyritoch: „Mária Snežná“ v Smolníku — 10 g/t, Rožňava 240 g/t, Nižný Medzev 80 g/t, Slovinky 16 g/t, Novoveská Huta 26 g/t, Rudňany 14 g/t, Košická Belá 11 g/t, Kojšov 11 g/t. Niektoré z nich majú však obsah Bi v chalkopyritoch blízky alebo totožný so Smolníkom (Luciabaňa 6 g/t, Gelnica 5 g/t, Dobšiná 8 g/t, Prakovce 4 g/t).

Titan (Ti)

Patrí k prvkom, ktoré sú zastúpené len v polovičnom počte skúmaných vzoriek chalkopyritu. Ako vidno na obr. 23, jeho obsah postupne smerom do hĺbky rastie, čo je v súlade i s výsledkami výskumov P. E. Augera (1941) z kanadského kýzového ložiska Noranda.

Celkové množstvo Ti v smolníckych chalkopyritoch sa pohybuje od 0,00X % do 0,0X %. Jeho formy vystupovania v smolníckom ložisku sú anizominerálne. Viazanosť na Ti-minerály — rutil, titanomagnetit, anatás atď. — je viac než pravdepodobná. Ide zrejme o vplyv bazických vulkanických hornín, od ktorých je kýzové zrudnenie odvislé priestorove aj parageneticky.

Takéto väzby možno odvodíť aj od skutočnosti, že početné hydrotermálne žily v zóne gemerika majú v chalkopyritoch obsah Ti veľmi nízky (Mlynky 3 g/t; J. Beňka 1968, 1974), Slovinky nemajú Ti (Regásek 1967, 1969). Aj na celom rade ďalších lokalít chalkopyritov je obsah Ti veľmi nízky: Špania Dolina 3 g/t, Gelnica 15 g/t, Dobšiná 21 g/t, Prakovce 18 g/t, Helcmanovce 10 g/t, Košická Belá 8 g/t, Rudňany 19 g/t, Novoveská Huta 16 g/t.

V bezprostrednej blízkosti Smolníka na hydrotermálnych žilách je obsah Ti v chalkopyritoch nulový (Rožňava, Luciabaňa, Nižný Medzev, Štós, Krásnohorské Podhradie). Na Fichtenhübli neuvádza B. Cambel a J. Jarkovský (1974) nijaký Ti v chalkopyritoch, naše analýzy ho tu však zistili až do 100 g/t.

Mangán (Mn)

Tento prvok má v chalkopyritoch zo Smolníka rovnomerné zastúpenie v množstve 0,00X až 0,0X; také isté zastúpenie má aj na ložiskách pri Mníšku nad Hnilcom a na Fichtenhübli. Do hĺbky nevykazuje žiadnu zmenu obsahu (obr. 23).

Podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1974) je jeho obsah na smolníckom ložisku okolo 25 g/t, avšak podstatne nižší je na žilných ložiskách typu „Márie Snežnej“ (7 g/t).

Avšak podľa tých istých autorov je obsah Mn oveľa vyšší v chalkopyritoch celého radu žilných ložísk sideritovej a sideritovo-sulfidickej formácie (Rožňava 280 g/t, Krásnohorské Podhradie 85 g/t, Štós 320 g/t, Slovinky 26 g/t, Rudňany 115 g/t, Novoveská Huta 33 g/t, Helcmanovce 20 g/t, Žakarovce 80 g/t, Gelnice 8 g/t, Dobšiná 50 g/t, Prakovce 10 g/t).

Stratiformné ložiská vo svete majú obsah Mn v chalkopyritoch takmer taký istý ako v Smolníku: Balan 63 g/t, Fundul Moldavei 74 g/t, Falun vo Švédsku 100 g/t, Rammelsberg 580 g/t, Rörös 110 g/t, Sulitjelma 100 g/t, Zlaté Hory 135 g/t.

Súdiac podľa paragenéz, v ktorých chalkopyrit vystupuje, možno predpokladať, že Mn pochádza z izomorfnych prímiesí karbonátových minerálov známych v ložisku alebo, že zastupuje v mriežke chalkopyritu ióny Fe, s ktorým má blízke iónové polomery.

Nikel (Ni)

Rozloženie Ni v chalkopyritoch zo Smolníka je veľmi sporadické. Vyskytuje sa v chalkopyritoch na Karitas-štólňi a na I. hlbinnom obzore v nepatrných množstvách (1—10 g/t). Bol zistený len v 25 % skúmaných vzoriek, čo hovorí o tom, že spôsob jeho väzby v chalkopyritoch je heterogénny. Uvedené hodnoty obsahu Ni v chalkopyritoch sú blízke hodnotám B. Cambela — J. Jarkovského (1974), ktorí udávajú obsah na 6—8 g/t.

Rozšírenie Ni v chalkopyritoch sa zhoduje s maximálnym rozšírením pyritov v Smolníku, z čoho možno usudzovať, že sa viaže heterogénne na cudzorodé prímiesi v chalkopyritoch, ktoré nebolo možné pri separácii oddeliť.

B. Cambel — J. Jarkovský (1974) zistili premenlivý obsah Ni v chalkopyritoch aj na ďalších stratiformných kýzových ložiskách Balan 44 g/t., Fundul Moldavei 3 g/t, Rörös 20 g/t, Sulitjelma 40 g/t, Zlaté Hory 4 g/t, Rammelsberg však má aj vyšší obsah — do 60 g/t.

Naproti tomu hydrotermálne žily v gemeriku zo sideritovo-sulfidickej formácie majú obsah Ni v chalkopyritoch oveľa vyšší (Rožňava: 155 g/t, Luciabaňa 200 g/t, Nižný Medzev 200 g/t, Fichtenhübel 103 g/t, Štós 93 g/t). Avšak na niektorých žilných ložiskách býva aj nízky obsah Ni v chalkopyritoch (Rudňany 16 g/t, Novoveská Huta 6 g/t, Slovinky 14 g/t, Helcmanovce 3 g/t, Košická Belá 3 g/t, Gelnica 7 g/t, Dobšiná 6 g/t, Prakovce 14 g/t, Špania dolina 10 g/t).

Kobalt (Co)

Je to ďalší prvok, ktorý tvorí heterogénnu prímies v chalkopyritoch na kýzovom ložisku v Smolníku, a to od 0,0X do 0,00X %. Je však zastúpený len vo vzorkách z I. hlbinného obzoru, čo sa zhoduje do určitej miery s obsahom Ni. Ďalšie vzorky chalkopyritov, vo vertikálnom zmysle Co neobsahovali (obr. 23).

Podľa B. Cambela — J. Jarkovského (1974) obsah Co v smolníckych chalkopyritoch je relatívne nízky (len 6 g/t), teda nižší než obsah Ni.

Týmito výsledkami sa nápadne líši od obsahu chalkopyritov iných stratiformných ložísk: Zlaté Hory (50 g/t), Balan (146 g/t), Fundul Moldavei (10 g/t), Ergani Maden (1000 g/t), Rörös (90 g/t), Sulitjelma (570 g/t), Rammelsberg (150 g/t).

Chalkopyrity z hydrotermálnych žíl gemerika majú vyšší obsah Co. Príkladmi sú lokality Rožňava (30 g/t), Luciabaňa (20 g/t), Nižný Medzev (70 g/t), Fichtenhübel (60 g/t), Slovinky (30 g/t), Rudňany (15 g/t), Novoveská Huta (15 g/t), Helcmanovce (16 g/t), Košická Belá (43 g/t).

Spôsob vystupovania Co v chalkopyritoch ukazuje, že môže byť viazaný heterogénne na pyrit vo forme inklúzií alebo na niektorý ďalší sulfid typu glaukodotu, prípadne danaitu; tieto boli v smolníckom rudnom poli opísané v akcesorických množstvách. Nie sú však vylúčené ani

väzby na gersdorfit, ktorého výskyty v Smolníku sú pravdepodobné ; v dávnej minulosti boli opísané z východnej časti bane (J. Steinhauz 1897).

Vzťahy medzi obsahom Ni a Co v chalkopyritoch zo Smolníka ukazujú, že obsah Ni je väčší než obsah Co, čo je obrátený vzťah voči situácii v pyritoch.

Arzén (As)

Rozšírenie tohto prvku v chalkopyritoch zo Smolníka je také ako u Co, čo do množstva i čo do priestorového rozmiestenia. Je rozšírený taktiež len na I. hlbinnom obzore v množstvách 0,0X—1 %. Vyskytuje sa celkove asi len v 25 % skúmaných vzoriek. Jeho priemerné množstvo je 500 g/t.

Vzťahy Ni a Co ukazujú na možné zastúpenie gersdorfitu v tunajšom chalkopyrite. Jeho výskyty neboli dosiaľ zo Smolníka opísané. Výnimky tvoria löllingity z východnej časti smolníckeho rudného poľa, ktoré sa tam vyskytujú v malej miere (J. Ilavský 1948).

Hojnejšie je As zastúpený na polymetalickom, stratiformnom ložisku Mníšek nad Hnilcom (0,0X—0,X %) a aj na iných stratiformných, kýzových ložiskách u nás aj v zahraničí (Balan 400 g/t, Fundul Moldavei 166 g/t).

Obsah As je v chalkopyritoch na hydrotermálnych žilách zo Sloviniek 0,1—1 % (F. Regásek 1967, 1969), z Mlyniek 280 g/t (J. Beňka 1968, 1974), Luciabane (0,1 %), Rudnians (0,1—0,2 %), Novoveskej Huty (do 0,3 %), Žakaroviec (do 1 %), Košickej Belej (do 0,2 %), Gelnice (0,1 %), Dobšinej (0,1 %), Markušoviec (0,1 %).

Selén (Se)

Obsah tohto prvku v chalkopyritoch na smolníckom ložisku podrobne skúmal J. Babčan — J. Forberger — J. Ilavský (1962), J. Babčan — J. Ilavský (1966) a J. Babčan (1966). Zistilo sa pritom, že obsah Se v nich je v priemere 60 g/t. V priestorovom rozmiestení vidno najvyššie koncentrácie Se na obzore Karitas a na I. hlbinnom obzore, kým smerom k povrchu, ako aj do hĺbky sa jeho obsah v chalkopyritoch znižuje (obr. 24).

Distribúcia podľa typov zrudnení ukazuje, že v stratiformných zrudneniach s chalkopyritom je obsah Se 40 g/t, kým v epigenetických žilkách 64 g/t, z čoho vyplývajú značné rozdiely a tendencie remobilizácie počas metamorfozy. Príklady zo svetovej literatúry na túto tématiku sú zriedkavé. Najnovšia práca W. Mercera (1976) konštatuje iba rozdiely v jeho obsahoch podľa genetických typov, avšak žiadne odkazy na podrobné štúdiá vo svete v jeho práci nie sú.

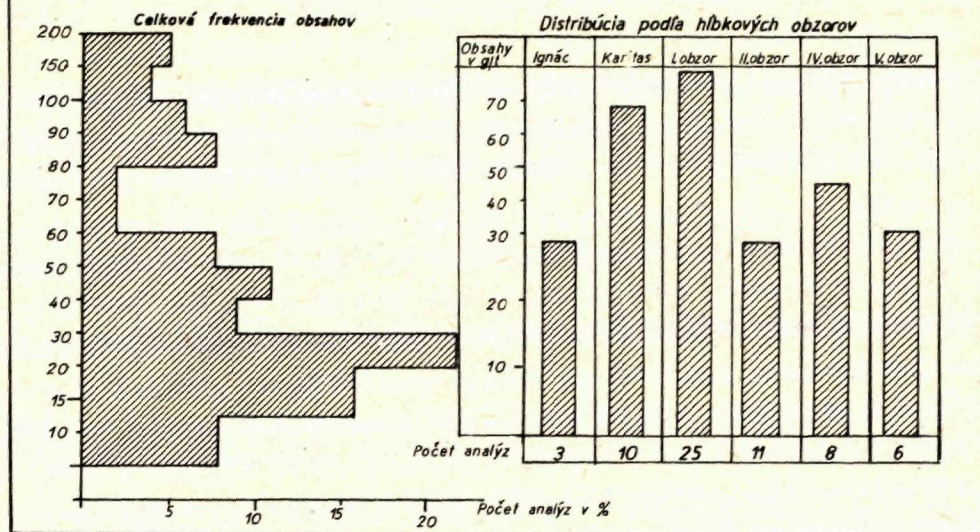
Pokiaľ ide o väzby Se na chalkopyrity, považujú sa za izomorfné, kde Se zastupuje v mriežke ióny síry, keďže obidva prvky majú veľmi blízke iónové polomery (Se—2,34 Å, S—2,39 Å).

Porovnanie obsahu selénu v chalkopyritoch z rôznych ložísk rozdielnych genetických typov ukazuje, že zvýšené podiely (19—29 g/t) majú niektoré hydrotermálne žily v Spišsko-gemerskom rudohorí, kým nižší obsah (7—10 g/t) v tatroveporiku a najnižší obsah Se majú chalkopyrity na banskoštiavnických neovulkanických žilách (len 3—7 g/t (J. Babčan 1966). Závislosti regionálne a genetické sú teda viditeľné.

Chróm (Cr)

Tento prvok je v smolníckom ložisku v chalkopyritoch výnimočný. Našiel sa len v jednej vzorke v nepatrnom množstve (10 g/t). Pritom sa jeho obsah zhoduje s obsahom Ti. Z uvedeného možno vyvodzovať, ich spätosť s heterogénnymi prímiesami silikátových minerálov z okolitých hornín, ktoré nebolo možné odstrániť z chalkopyritov pri použitých separačných metodikách.

Histogram obsahov Se v chalkopyritoch 63-analýz
(J. Babčan c 1964)



Obr. 24

Ku geochemii chalkopyritov zo Smolníka možno zahrnúť, že sa vyznačujú celou škálou prvkov v množstvách, ktoré sa značne líšia od výskumov B. Cambela — J. Jarkovského (1974).

Smolnícke chalkopyrity majú značne zvýšený obsah Mn, Pb, Bi, Sn, Ti, Ag, Se, Ni, Co, kým obsah ďalších prvkov, ako sú Mo, V, In, Cd, Cr a B, je nízky.

Smerom do hĺbky sa v chalkopyritoch znižuje obsah Pb, Sn, Sb, Bi, Ca, kým naopak smerom do hĺbky sa zvyšuje obsah Ti, čo je pre toto ložisko typické. Ostatné stopové prvky majú na všetkých hlbinných obzoroch rovnaké zastúpenie (Zn, Ag, Mn, Se). Niektoré prvky možno odvodí od silikátových minerálov (Mg, Na, Si, Al, Li).

Podľa spôsobu vystupovania jednotlivých mikroprvkov v smolníckom chalkopyritovom komplexe možno povedať, že izomorfné je Ag, Se, Bi, Mo, Sn, Cd, Zn, Ni, Co, In, Ti, avšak viaceré prvky tvoria aj heterogénne prímеси vo forme rôznych uzavrenín a inklúzií (Ag, Pb, Zn, As, Sn, Sb, V, Ti, Mn, Mo, Bi, Ni, Co, In).

Stopové prvky vo ferodolomitoch

Karbonátové minerály zo Smolníka spomínal prvýkrát A. Rummi (1805) in C. A. Zipser 1817, a to kalcit. C. A. Zipser (1817) opísal prvý raz zo Smolníka siderit. V neskoršej dobe sa zmieňuje o karbonátoch F. S. Beudant (1822), J. Jonas (1820), V. Zepharovych (1857, 1873), B. Cotton a A. Fellenberg (1862), A. Fellenberg (1862), G. Faller (1868), I. Steinhausz (1898), J. Fährdrich (1898). Údaje o karbonátoch sú častejšie v literatúre tohto storočia, avšak bez podrobností zo stanoviska mineralógie, či kryštalografie alebo geochemie.

J. Hlavský — J. Mrozek (1980) zistili na ložisku Smolník ďalšie karbonáty: dolomit, ferodolomit

a ankerit. V zmysle posledných dvoch autorov možno karbonáty na ložisku Smolník rozdeliť na dva typy: sedimentárne a epigenetické — žilné. Ku syngenetickým patria dolomity, ferodolomity, kým ku epigenetickým patrí siderit, ankerit, kalcit a ferodolomit.

Podrobnejšie čo do obsahu a stopových prvkov sa študovali ferodolomity. Mali sme v úmysle študovať aj distribúciu stopových prvkov v priestorovom zmysle, avšak pre sporadickosť výskytov na ložisku to nebolo možné (obr. 25).

*Smolník – obsahy stopových prvkov vo ferodolomitoch
(3 vzorky)*

prvky hľb.obzory	Fe	Ca	Mg	Mn	Cu	Ni	Co	Ti	Cr	Sc	Sb	As	Sr	Ba	Pb	Ag	Al	Si	Yb	Na
<i>Ignác</i>	■	■	▣	□	○	-	-	-	-	●	-	-	●	○	●	●	●	●	●	○
<i>I.obzor</i>	■	■	▣	□	○	○	-	-	-	-	-	-	-	-	●	●	●	▣	-	○
<i>II.obzor</i>	■	■	■	●	○	○	-	-	-	-	-	-	-	-	●	●	●	●	-	○

■ 100-10% ▣ 10-1% □ 1-0,1% ● 0,1-0,01% ○ 0,01-0,0001% ○ 0,001-0,00001% + pod 0,0001

Obr. 25

Výsledky analýz ukazujú, že okrem hlavných stavebných prvkov (Ca, Mg, Mn, Fe) obsahujú celý rad prímiesí, ktoré sa viažu na silikátové minerály: chlorit, sericit. Tieto nebolo možné pri separácii karbonátu odstrániť.

Celkový charakter distribúcie mikroprvkov

Prvky Cu, Ni, Ag možno považovať vo ferodolomite za izomorfné, kým druhá skupina prvkov (Sc, Sr, Ba, Pb, Yb) môže byť heterogénne viazaná na drobné inklúzie silikátových alebo sulfidických minerálov.

Stopové prvky podľa typov karbonátov

Vo vrstevnatých karbonátoch sedimentogénneho typu sú najčastejšími prímiesami Sc, Sr, Ba, Yb; majú tiež vyšší obsah Al a Si. Zatiaľ u žilných — epigenetických karbonátov je viac Cu, Ni, Si. Rovnaké množstvá v oboch typoch tvoria Mn, Mg, Pb, Ag, Na.

Zmeny stopových prvkov v priestore

Smerom do hĺbky vidno v karbonátoch zvyšovanie podielu Ni, kým smerom do hĺbky sa znižujú obsahy Mn, Sc, Sr, Al, Yb. Nemení sa u nich obsah Fe, Ca, Cu, Rb, Ag, Na.

Vychádzajúc z geologicko-štruktúrnych, textúrnych, mineralogicko-paragenetických a geochemických pomerov, možno povedať, že druhotné mladšie žilky karbonátov vznikli rekryštalizáciou a mobilizáciou z primárnych vrstevnatých karbonátov počas metamorfózy epizonálneho typu. V priebehu mobilizácie došlo ku geochemickým zmenám karbonátov,

hlavne k zvýšeniu obsahov Cu, Si, Ni, a naopak k ochudobneniu o Se, Sr, Ba, Al, Yb u žilných epigenetických karbonátov, čo je v súlade s koncepciou metamorfogénneho vzniku a prepracovania horninových komplexov a ložísk V. C. Domarov 1956, F. M. Vokes 1969, M. G. Winkler 1979.

Stopové prvky v tetraedritoch

Výskyty tetraedritu na smolníckom kýzovom ložisku opísal prvýkrát C. A. Zipser (1817); jeho prvé chemické analýzy uviedol do literatúry F. Hauer (1852), keď v nich uvádza obsahy Cu, S, Fe, Sb, Hg, Ag. Neskôr opísal tetraedrit V. Zepharovych (1857), A. Fellenberg (1862), G. Faller (1868), J. Steinhausz (1896), J. Fährndrich (1898). Opakovali údaje uvedené už v starších prácach.

Prvé komplexnejšie štúdium tetraedritu zo Smolníka urobil J. H. Bernard (1958), a to na všetky stopové prvky, kým obsahy Se skúmal J. Babčan — J. Ilavský (1966).

Výskyty tetraedritu na smolníckom kýzovom ložisku boli hojné zvlášť v pripovrchových častiach ložiska, ktoré sú dnes už vyťažené.

Pri mineralogickom štúdiu vzorkového materiálu z ložiska Smolník býva tetraedrit pomerne hojne zastúpeným minerálom. Vyskytuje sa v podobe jemných odmiešanií v chalcopyrite aj vo sfalerite a galenite, prípadne aj v karbonátoch, najmä v ankerite. Hojnejší a hrubozrnnejší výskyt tetraedritu bol v kremenných žilách epigenetického charakteru na Rothenbergu v západnej časti ťaženého ložiska, odkiaľ pochádzajú aj vzorky podrobené výskumu J. H. Bernardom (1958). Počet analýz tetraedritu bol však malý a vzorky neboli odobrané vo vertikálnom zmysle cez ložisko. Preto nie je možné podať charakteristiku hĺbkových zmien jeho chemického zloženia alebo geochemických zmien v priestore (obr. 26).

Smolník - obsahy stopových prvkov v tetraedrite
(1 vzorka)

prvky	Zn	Fe	Pb	Cd	Ag	As	Cu	Ni	Co	Ca	Ti	Sb	Hg	Ba	In	Bi	Sn	Al	Si	Mg	Mn	Nb	K
Ignác štôlna	■	■	■	●	■	■	■		○	○	●	■	○			□	●	●	■	●	○	○	○

■ 100-10% ■ 10-1% □ 1-0,1% ● 0,1-0,01% ○ 0,01-0,0001% + pod 0,0001

Obr. 26

Chemické zloženie tetraedritu zo Smolníka je podľa J. Ilavského (1976) takéto:

Smolník: tetraedrity — hlavné a niektoré stopové prvky

Tabuľka 7

Cu	Hg	Ag	Fe	Zn	Pb	Sb	As	Bi	S	Al	Ca	Mg	Mn	Si	Sn
%										g/t					
37	0,5	0,1	4	1	0,01	26	5	0,1	26	100	100	100	10	10	1

Hlavné stavebné prvky tetraedritu sú všetky, ktoré sme vyjadrili v percentách. Izomorfné prímеси v tetraedrite tvorí len Sn. Heterogénny je Si, Al, časť Fe Mn, Mg, Ca; tieto patria buď karbonátovým alebo silikátovým minerálom.

Lokalita	As	Sb	Fe	Zn	Ag	Au	Bi	Cd	Ge	Pb	Ti	Co
Smolník	50 000	260 000	40 000	10 000	1 000	?	5 000	1000	?	200	1000	100
Mníšek n/H.	850	28 000	6 700	4 400	19 500	100	3 000	800	50	?	?	?
Nížná Slaná	10 000	?	11 400	22 000	2 000	?	5 000	50	?	?	?	?
Rudňany												
Slovinky	?	270 000	50 000	25 000	14 000	50	15 000	10	10	2 000	—	334
Rožňava												
Novoveská Huta	45 000	235 000	40 000	20 000	7 000	?	8 000	73	?	80	70 000	100
Špania dolina	100 000	100 000	100 000	100 000	1 000	?	100 000	100	—	100	199	3
Trangoška	10 000	10 000	100 000	10 000	100 000	?	100 000	1000	—	10 000	1 000	100
Vyš. Boca	10 000	100 000	—	10 000	100 000	?	100 000	1000	—	100 000	1 000	100
Čertovica	100 000	100 000	100 000	100 000	100 000	?	100 000	1000	—	1 000	1 000	1000

*1—J. Ilavský (1966), *2—J. Ilavský (1977), — J. Hurný (1977), O—J. Hak — J. Losert (1962)

Porovnanie tetraedritu zo Smolníka s inými lokalitami oblasti gemerika ukazuje, že smolnícke tetraedrity majú nižší obsah Hg (J. H. Bernard 1958). Tento fenomén vysvetľoval J. Ilavský — F. Novák (1962) metamorfnými účinkami epizonálneho typu na tetraedrit, ktorého vznik bol predvariský. V smolníckom tetraedrite je vzhľadom k ostatným lokalitám tiež nižší obsah Ag, Au, Cd, Pb, Zn, naopak je v nich viac Sn a As v porovnaní so žilnými tetraedritmi zo sideritovo-sulfidických žíl gemerika (tab. 8).

J. H. Bernard (1958) obsah jednotlivých prvkov v tetraedritoch podrobnejšie nekomentoval. Nízky obsah Hg v nich vysvetľoval fenoménom zonálnosti monoascendentného typu, čo vyplývalo z jeho poňatia metalogenézy celej oblasti gemerika, keď všetky ložiská považoval za epigenetické, hydrotermálne žilné a odvislé od alpínskych plutogénnych pochodov.

Tetraedrity zo žilných ložísk Nízkych Tatier sa vyznačujú naproti tomu vysokým obsahom Ag (1—2 %), As (1—2 %), Bi (do 1 %), Zn (nad 1 %), Sb (nad 10 %). Prímеси malého rozsahu tvoria v nich Al, Ca, Mg, Hg, Mn, Pb (0,1—1 %). Tiež malé množstvá (0,1—0,001 %) tvoria v nich Ba, Cd, Co, Mo, Ni, Sn, Sr, Ti. Najnižšie obsahy v nich tvoria Cr, Ga, In (pod 0,001 %) (J. Hak — J. Losert 1962).

Na hydrotermálnych žilách v gemeriku (Rudňany, Rožňava, Slovinky atď.) boli zaznamenané hlbkové zmeny v obsahoch niektorých prvkov v tetraedritoch. Zistilo sa najmä znižovanie obsahu Hg aj Ag smerom do hĺbky. Naproti tomu do hĺbky sa zvyšuje obsah As, Zn, Pb, Cd (J. H. Bernard 1958, F. Regásek 1968, J. Beňka 1959). Obdobné zákonitosti sa zistili aj v tetraedritoch Východných Álp. (E. Schroll — N. A. Ibrahim 1959).

Tetraedrity zo silúru gelnickej série od Nížnej Slanej majú vysoký obsah Hg (12,3 %), Ag (do 0,2 %), Zn (do 2,2 %), Bi (do 0,5 %), Sn (do 30 g/t) Ca (do 50 g/t), ale nízke obsahy Fe (1,14 %), As (1 %), a S (2 %).

Tetraedrity z permských ložísk od Novomestskej Huty majú naproti tomu najvyšší obsah Cu (33 %), nižší Hg (8 %), Sb (23,5 %), Pb (len 80 g/t), ale zvýšený obsah Ag (0,7 %), Fe (4 %), Zn (2 %), As (4,5 %), Bi (0,8 %), Ti (7 %), Ba (40 g/t) a sú v nich i ďalšie prvky, ako Co, Si, Cd (do 73 g/t).

Smolnícke tetraedrity pri porovnaní s ostatnými západokarpatskými sa od nich odlišujú nedostatkom Au, Ba, Ni, Sr, Ge, B, Ga, In, Mo, Cr (J. Ilavský 1976, 1980, tab. 8).

Ca	Hg	Ba	Sn	Mn	Mo	B	Ni	In	Cr	Ga	V	Sr	
100	5 000	10	10	10	?	?	?	?	?	?	—	—	(*)1
?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?			(*)
?	123 000	?	30	?	?	?	?	?	?	?			(*)2
—	170 000	160	70	115	—	10	25	10	—	10	10		(*)2
?	83 000	40	—	?	?	?	?	?	?	?	?		(*)2
1 000	100	?	100	10 000	—	—	100	—	—	100	—		(*)2
100 000	10 000	1000	100	100	5000	—	10	100	100	100	100	100	(0)
1 000	100	100	1 000	100	1000	—	100	100	—	—	100	100	(0)
100 000	—	—	—	100 000	—	1000	10000	100	—	—			(0)

Zo smolníckych tetraedritov sa skúmali tiež izotopy síry (J. Kantor — M. Rybár 1970), vykázali takéto výsledky:

Smolník: izotopy síry tetraedritov

Tabuľka 9

Lokalizácia	S ³⁴ % o	Vzťahy S ^{32/34}	Počet analýz
Ignác-štôľňa	11,90	21,60	1

Hodnoty izotopov S³⁴ ako aj vzťahy medzi S³² a S³⁴ sa ukazujú veľmi úzkymi vo variáciách, z čoho vyplýva jednotný, homogenizovaný zdroj síry, najskôr z bázičských submarinných vulkanitov podkôrového pôvodu. Možný je ale aj pôvod z morských sulfátových sedimentov, ktoré sa počas diagenézy redukovali na sulfidy.

Stopové prvky vo sfaleritoch

Prvé správy o sfalerite zo smolníckeho kýzového ložiska sú od C. A. Zipsera (1817), neskôr v prácach (J. Jonasa (1820), F. S. Beudanta (1822), F. Hauera (1855), C. L. Zeuschnera (1854), V. Zepharovycha (1857), B. Cottu — A. Fallenberga (1862), B. Fallenberga (1862), G. Fallera (1858), V. Zepharovycha (1873), J. Steinhausza (1896), J. Fährdriča (1898).

Z čias prvej ČSR opísal sfalerit zo Smolníka L. Macek (1930). Po druhej svetovej vojne sa zaoberal štúdiom sfaleritu J. Ilavský (1956, 1959, 1960, 1964), J. Ilavský — F. Novák (1962) a F. Novák (1962) opísali jeho chemické zloženie. Obsah selénu vo sfaleritoch v Smolníku študoval J. Babčan — J. Ilavský — J. Forberger (1962), J. Babčan — J. Ilavský (1966), J. Babčan (1966).

Rozšírenie sfaleritu na smolníckom ložisku je relatívne malé. Vystupuje v paragenéze s chalkopyritom a s tetraedritom, ktoré tvoria veľmi jemnozrnné zrasty, čo neumožňuje získať dostatočné množstvo materiálu pre geochemické štúdium.

- Chalkografické štúdium nábrusov zo Smolníka ukazuje štyri typy paragenéz so sfaleritom — v chloritických fylitoch v paragenéze s galenitom a tetradritom (Ignác-štôľňa, Karitas-štôľňa);
- v chloritických fylitoch s pyritom (Karitas-štôľňa);
 - v žilke kremeňa so sfaleritom a pyritom, ktoré ležia v chloritických fylitoch (I. hlbinný obzor). Uvedené typy sfaleritov sme študovali na obsahy stopových prvkov, pričom sa ukázalo, že podľa nich ide o dva rôzne typy sfaleritov odlišných zásadne rôznymi prvkami (obr. 27). Prvý typ podľa stopových prvkov patrí prvému a druhému paragenetickému typu, kým druhý typ patrí tretiemu paragenetickému typu.

Takéto rozdiely medzi paragenetickými typmi vidno i podľa obsahu selénu (J. Babčan J. Ilavský 1966).

Distribúcia stopových prvkov vo sfaleritoch

Na obr. 27 uvádzame geologický charakter vyššie uvedených dvoch skupín sfaleritu; vidno, že v podstatných množstvách obsahuje Fe, Pb, Cd, Ag, Cu, Si (od 0,01 % do 10 %). Menšie prímеси tvorí vo sfalerite As, Co, Ca, Ti, Sb, Hg, In, Bi, Sn. Premennivé prímеси tvoria v nich Ca, Si, Mg, Mn, Na, K — čo záleží na čistote separovaných sfaleritov. Patria silikátovým minerálom okolných hornín: chloritu, sericitu, karbonátom, ktoré sa nedali dosť dobre odseparovať použitou metodikou separácie.

Obsahmi stopových prvkov vo sfaleritoch sa zapodievali mnohí autori — F. Hegemann, H. Kostyra (1955), G. Kullerud (1953), M. Fleischer (1955), u nás F. Novák — J. Hak (1965) a ďalší.

Smolník - obsahy stopových prvkov vo sfaleritoch

stopové prvky hlbinné obzory	Zn	Fe	Pb	Cd	Ag	As	Cu	Ni	Co	Ca	Ti	Sb	Hg	In	Bi	Sn	Al	Si	Mg	Mn	Na	K
Karitas štôľňa	■	■	■	●	●	●	■		●	○		●	●	●	●	●	□	□	□	○		
I. obzor	■	■	□	●	●		■		●	○	●		●	●	●	●	□	□	□	○		

■ 100 - 10 % ■ 10 - 1 % □ 1 - 0,1% ● 0,1 - 0,01% ● 0,01-0,001% ○ 0,001 - 0,0001% + pod 0,0001

Obr. 27

Zmeny stopových prvkov smerom do hĺbky

Pokiaľ ide o priestorové zmeny obsahu stopových prvkov vo sfaleritoch zo Smolníka, skúmalo sa len malé hĺbkové rozpätie medzi Karitas-obzorom a I. hlbinným obzorom, čo je primálny úsek na posúdenie charakteru takýchto zmien (obr. 27). No i tak vidno, že smerom do hĺbky ubúda vo sfaleritoch Pb, As, Sb, Hg, Bi, ale pribúda Co a Ti. Indiferentne sa chovajú ostatné prvky, ktorých obsah sa nemení s hĺbkou (Fe, Cd, Ag, Cu, Ca, In, Sn), ako aj prvky, ktoré patria silikátovým minerálom (Al, Si, Mg, Na, Mn). Naopak, obsah Se vo sfaleritoch je značne vysoký, a to od 198 do 940 g/t (J. Babčan — J. Ilavský 1966).

Pre niektoré z uvedených prvkov boli urobené aj presnejšie chemické analýzy (J. Ilavský — F. Novák 1962, J. Babčan — J. Ilavský 1966):

Ag	Mn	Cd	Cu	In	Fe	Pb	Se
20	200	2900	2300	100	pod 10000	pod 10000	198—940

Za izomorfné možno považovať vo sfaleritoch Ag, In, Fe, Mn, Cd, Hg, Bi, Pb, C, Ni, As (E. Schroll 1953, 1956, 1959; G. Kullerud 1953, M. Fleischer 1955, W. Mercer 1976 atď.). Za heterogénne prímеси možno považovať Ti, Ca, Cu, Al, Mg, Na, Mn.

Zmeny stopových prvkov v závislosti na okolných horninách

Počet vzoriek pre takéto štúdium bol veľmi obmedzený, avšak i tak je vidno určité závislosti medzi obsahom stopových prvkov a prostredím, v ktorom sa sfalerity nachádzajú.

Sfalerity v chloritických fylitoch, ktoré sa združujú s galenitom a tetraedritom, sa vyznačujú vysokým podielom Cu, Sb, Bi, Pb, As, Ag, Cd. Tieto patria zrejme heterogénnym prímesiam sprievodných minerálov. Avšak niektoré z nich, ako aj niekoľko ďalších, môžu tvoriť aj izomorfné prímеси vo sfaleritoch (Cd, Sb, Hg, Ag, Sn, Fe). Heterogénnymi prvkami sú tie, ktoré sa viažu na horninotvorné minerály okolia: sericit, chlorit, kremeň, karbonáty (Fe, Ca, Mg, Ti, Na, K, In, Al, Ba).

Druhý typ sfaleritov je tiež v chloritických fylitoch, avšak asociuje s pyritom. Má takú istú asociáciu stopových prvkov ako predošlý, chýbajú v ňom len As, Ti, Ba, K. Najviac je však v ňom In. Ostatné prvky sú prítomné v takých istých množstvách ako u predošlého typu. V rozmedzí 1 %—0,1 % je prítomné Fe, Pb, Cu, od 0,1 % do 0,01 % je tu Si, Mg, potom od 0,01 % do 0,001 % Cd, Ag, Sb, Hg, In, Bi, Al a ešte menej (pod 0,001 % do 0,0001 %) Co, Sn, Mn, aj Ca, Na. Obsah Se v nich je vysoký: okolo 198 g/t.

Tretí typ sfaleritov v karbonátovej polohe (dolomite a ferodolomite) sa nápadne zhoduje s predošlým. Rozdiel je len v prítomnosti As a vo vyššom obsahu Sb, čo poukazuje na heterogénny charakter prímеси sulfidov typu arzenopyritu, antimonitu a pod. Ostatné prvky sú zhodné s predošlými typmi sfaleritov.

Posledný typ sfaleritu v mladšej kremennej žilke v asociácii s pyritom, galenitom a pod. sa odlišuje od predošlých vyšším podielom Pb, Co, Ti a vysokým obsahom Se (do 940 g/t; J. Babčan — J. Ilavský 1966).

Zmeny obsahu stopových prvkov podľa generácií

Predošlá stať poskytuje podklady i pre hodnotenie stopových prvkov vo sfaleritoch zo Smolníka podľa generácií a veku paragenetických asociácií. Za staršiu generáciu považujeme sfalerity v chloritických fylitoch, ktoré asociujú s tetraedritom, chalkopyritom a pyritom, občas aj s karbonátmi, kým mladšie patria mobilizačnej generácii, kde sfalerit asociuje s kremeňom žilného typu (J. Ilavský 1964).

Obidva typy majú po kvalitatívnej stránke zastúpené tie isté prvky ako stopové: Fe, Pb, Cd, Ag, As, Cu, Co, Ca, Ti, Sb, Hg, In, Bi, Sn a Se, ako aj rad ďalších (Mg, Ca, Mn, Si, Al, Na, K). Jediným rozdielom medzi nimi je prítomnosť Ba, Ti, K v staršej generácii sfaleritov.

Viacere z uvedených prvkov vo sfaleritoch sa považujú za indikátory nízkych teplôt vzniku. Taká je napr. Hg a Sb (M. Fleischer 1955, V. J. Vasilev — J. G. Lavrentiev 1969, atď.). Avšak smolnícke sfalerity majú aj vyšší obsah Mn, Fe, ktoré iní autori považujú za znaky vyšších teplôt vzniku H. V. Warren — R. M. Thompson 1945, G. Kullerud 1955, B. J. Skinner 1959, M. Kvaček — F. Novák 1974 a mnohí ďalší).

Lokalita	Fe %	Ag	Bi	Ni	Co	Cd	In	Ga	Ge	Mn	Se
Smolník	1—2	100	1000	10	1000	1000	1000	—	—	100	600
Mníšek nad Hn.	4—6,3	320	1000	800	800	2000	100	270	5	?	?
Muránska planina	0,1	1000	10	—	—	1000	—	—	100	1000	—
Rožná	8,5 21,6	500	100	500	500	2200	3	100	100	2,1 6,15	7
Železné Hory	19,3	—	—	100	100	1000	—	—	—	14,4	—
USA—Texas	?	135	—	61	828	2050	—	—	—	145	—
Japonsko	?	1	—	1	36	2800	—	—	—	213	—

V smolníckych sfaleritoch medzi jednotlivými generáciami sú rozdiely v kvantitatívnom zastúpení niektorých prvkov. Tak je u staršej generácie vyšší obsah Pb, Ag, As, Ti, Sb, Bi a nižší obsah In, Se, Ca, Mn, Mg pri porovnaní s mladšími generáciami.

Naproti tomu v epigenetických žilkách majú sfalerity markantne odlišný obsah Se (940 g/t), obsah Co do (100 g/t), In (do 100 g/t) — (F. Novák — J. Ilavský 1962, F. Novák 1962, J. Babčan — J. Ilavský 1966). Z hľadiska alpskej regenerácie a mobilizácie majú podobné osudy Se a In, ktoré sa koncentrujú v mladších generáciách. V starších prácach R. E. Stoibera (1940) nájdeme však na uvedené problémy aj opačné názory, podľa ktorých napr. neprítomnosť In má znamenať, že sfalerit bol regenerovaný.

Pre porovnanie možno uviesť, že sfalerity v hydrotermálnych žilách gemerika a tatroveporika majú ako typické mikroprvky As, Ga, Ge, Ni, Ti, ale nemajú In a obsah Se je v nich mizivý (F. Novák 1962, J. Babčan 1966). Také sú sfalerity z Rožňavy, Rudnian, Sloviniek, Nizkych Tatier atď.

K stopovým prvkom vo sfaleritoch zo Smolníka možno povedať, že obsahujú tak prvky považované za nízkoteplotné (Hg, Sb), ako aj prvky vysokoteplotné (Fe, Mn, Sn). Preto pre teplotné režimy nie je možné uvedené prvky použiť ako indikátory, na čo správne poukázal u nás P. Kühn (1966), C. Varček (1965), F. Novák — J. Jansa (1973) a rad ďalších.

Za zmienku stojí, že prvé priame termometrické údaje o sfaleritoch zo Slovenska pochádzajú od W. H. Newhasusa (1933). Novšie skúmal viaceré minerály zo smolníckeho ložiska priamymi termometrickými metódami K. Eliáš (1965) in J. Ilavský et al. (1977).

Zmeny stopových prvkov vo sfaleritoch podľa charakteru horninového prostredia a veku vyplývajú i z pripojenej tabuľky (tab. 11). Zachycujeme v nej okrem Smolníka, Mníška nad Hnilcom a Muráňa ešte aj niekoľko lokalít mimo územia Západných Karpát, najmä z Čiech.

Porovnanie stopových prvkov slovenských lokalít ukazuje u jednotlivých typov rôzne obsahy, čo môže byť výsledkom rôznych príčin. Jednou z nich môže byť rozdielny vek. Keď porovnáme výsledky navzájom, vidno, že od starších ložísk smerom ku mladším sa vo sfaleritoch znižuje obsah Fe, Bi, Ni, Ga, Se, Cu, Sn a As. Naopak smerom k mladším sfaleritom sa zvyšuje obsah Ag, Ge, Te, In, Mn, Ba. Indiferentnými ostávajú Cd, Pb, Sb, Hg, Ti.

Súbežne s vekom sa mení aj charakter okolného prostredia. U starších (Mníšek n. Hn., Smolník) sú okolo ložísk chloritické fylity, zatiaľ čo typ Muránskej planiny leží v karbonátových horninách. V dôsledku toho sa u Mníška a Smolníka javí v obsahoch stopových prvkov sfaleritov nápadné zhody u Fe,

Cu	Pb	Sb	Hg	Sn	Te	Ti	Ba	B	As	Autor
10 000 ?	1000 ?	1000 ?	1000 ?	100 ?	— ?	100 ?	— ?	— ?	200 ?	J. Ilavský (1964, 1977) detto
1 000	1000	1000	1000	—	100	100	10	—	10	Z. Pouba (1956)
400	1000	500	100	100	100	—	—	—	—	M. Kvaček — F. Novák (1974)
100	10	100	10	—	—	—	100	100	—	F. Novák — J. Jansa (1973)
—	—	—	—	73	?	?	?	?	?	W. Mercer (1975)
810	—	—	—	23	?	?	?	?	43	W. Mercer (1976)

Ag, Bi, Co, Cd. Naproti tomu sfalerity z Muránskej planiny majú veľa odlišností, najmä v obsahoch Fe, Ag, Bi, Ni, Co, In, Ga, Ge, Mn, Se, Cu, Sn, Ba, As. Zhodné u všetkých troch sú v obsahoch Cd, Pb, Sb, Hg, Ti.

Medzi sfaleritmi Slovenska a Čiech sú určité paralely u Ag, Co, Ni, Cd, Pb, Sn, Ti, avšak značný počet prvkov má veľmi rozdielne hodnoty. Tieto zhody alebo rozdiely nevieme však zatiaľ vysvetliť.

Stopové prvky v galenitoch

Prvá zmienka o galenite zo Smolníka pochádza od J. G. Reiznera et al. (1760). Ide o nemeckú rukopisnú správu o smolníckych baniach; galenit sa tu opisuje ako „Bleierz“. Stručné zmienky o galenite sú potom v prácach I. V. Borna (1774), ktorý ho tiež opísal ako „Bleierz“. Ďalší autori, ktorí galenit spomínajú sú J. Esmarck (1798), C. A. Zipser (1817), S. Beudant (1822), J. Jonas (1820), V. Zepharovych (1857), B. Cotta — A. Fellenberg (1862). B. Cotta (1862) opísal galenit a sfalerit z východnej časti ložiska Smolník, kde sa podľa neho vyskytuje v paragenéze s Co-minerálmi, pyritom a kremeňom. Ďalšie stručné zmienky o galenite nájdeme u C. Feller a (1868) a V. Zepharovycha (1873). Neskoršie znova opísal galenit zo Smolníka J. Steinhausz (1896), pričom hovoril o priestorovom rozmiestení tohto minerálu tak, že je častý v okrajových častiach pyritoch šošoviek ap.

Ako vidno, už starí autori poznali zonálne rozmiestenie Pb-, Zn-minerálov na smolníckom ložisku, hoci ho nevysvetľovali litofaciálnymi alebo paleogeografickými podmienkami — tak ako ho ponímame v súčasnosti v Spišsko-gemerskom rudohorí (J. Ilavský 1974) alebo v Jeseníkoch na severnej Morave (P. Rajlich 1976).

Podrobnejšie údaje o galenitoch zo Smolníka nájdeme potom až v prácach po druhej svetovej vojne (J. Ilavský — J. Beňo 1958, 1959, 1964, 1976, J. Kantor 1962, 1970, J. Babčan — J. Ilavský 1966). Zaoberali sa mineralogicko-paragenetickými pomermi galenitu, jeho stopovými prvkami, izotopových zloženín olova a síry.

Galenit sa vyskytuje na smolníckom kýzovom ložisku len v obmedzenom množstve, a to vo viacerých paragenetických typoch:

- typ galenitovo-sfaleritovej mineralizácie v chloritických fylitoch;
- typ galenit-sfalerit-pyrit-chalkopyrit v dolomitoch; tieto sú sčasti syngenetické a sčasti metamorfované a mobilizované do epigenetických žíl a žiliek;
- typ epigenetických žiliek kremeňa s ankeritom, galenitom, občas aj so sfaleritom, chalkopyritom, pyritom atp.; ležia buď v karbonátových horninách alebo v chloritických, či sericitických fylitoch.

Stopové prvky galenitov podľa druhov rúd

Podrobné geochemické štúdie galenitov zo smolníckeho ložiska vykonali autori tohto príspevku len na obmedzenom počte vzoriek, pretože výskyty galenitov sú tu už dnes obmedzené a značná časť separovaného materiálu slúžila aj pre iné ciele (izotopový výskum Pb a S). Výsledky štúdia stopových prvkov galenitov sú len hrubo orientačné:

Smolník: stopové prvky galenitov (v g/t) Tabuľka 12

Ag	Bi	Sn	Cu	Sb	Te	Cd	Ba	Ti	Co	Mn	Si	Fe	Al
1000	1000	1000	1000	100	100?	100	100	100	1000	1000	1000	1000	1000

Analýzy je z galenitov druhého paragenetického typu, t. j. z karbonátovej horniny dolomitového zloženia a z typu epigenetických žíl dolomitu s galenitom, ktoré presekávajú sedimentárne karbonáty.

Vychádzajúc z doterajšieho stavu preskúmanosti stopových prvkov galenitov vo svete možno povedať, že prvých desať prvkov (podľa tab. 12) sú hlavné stavebné prvky galenitov a ich izomorfné prímеси, kým posledné štyri patria heterogénnym prímesiam silikátových alebo karbonátových minerálov okolia ložiska.

Okrem tohto sa skúmal v galenitoch aj obsah Se, ktorý je značne vysoký (od 440 do 1160 g/t; J. Babčan — J. Ilavský 1966). Obsah Se v galenitoch sa považuje za izomorfnú prímесь: zastupuje ióny S. Obsah Se v galenitoch sa mení podľa typov rúd. Vo vrstevnatom type je 440—480 g/t, zatiaľ čo v mladších žilkách regeneračného pôvodu je veľmi vysoký 1110—1160 g/t.

U ostatných prvkov nie je však možné takéto vzťahy študovať pre nedostatok vhodného študijného materiálu. Podobne sa pre obmedzené výskyty tohoto minerálu nedajú študovať ani zmeny obsahu stopových prvkov smerom do hĺbky a podľa typov okolných hornín.

Štúdium izotopov olova galenitov

Z tých istých vzoriek galenitov, na ktoré sa vzťahujú hore uvedené geochemické analýzy, boli urobené štúdiá izotopov olova (J. Kantor 1962). Autor v nich zistil nasledovné vzťahy medzi jednotlivými izotopmi:

$$\text{Pb}^{208/204} = 18,10, \quad \text{Pb}^{206/204} = 15,80, \quad \text{Pb}^{207/204} = 38,35$$

Na základe izochrón Holmesa a Houtermanna vypočítal J. Kantor (l. c.) modelový vek galenitov na 405—510 miliónov rokov. Hoci ide o dva výsledky, možno im pripisovať jeden vek — staropaleozoický.

Štúdium izotopov síry sulfidov, zloženia galenitu

Vzorky galenitov zo Smolníka, skúmané po stránke stopových prvkov a izotopov obyčajného olova skúmal neskôr J. Kantor — M. Rybár (1970) na izotopické zloženie síry. Išlo vcelku o tri vzorky, ktoré poskytli nasledovné výsledky:

Smolník: izotopy síry galenitov Tabuľka 13

$\delta S^{34} \text{‰}$	vzťahy $S^{32/34}$	počet vzoriek
8,00—13,00	21,9—22,04	3

Výsledky ukazujú veľmi úzke kolísanie izotopov síry, čo je znakom jednotného a veľmi homogenizovaného zdroja síry, zodpovedajúceho buď vulkanogénnym procesom alebo sedimentom typu sulfátov, ktoré sa mohli redukovať na sírniky v priebehu diagenézy a rekrystalizácie.

Porovnanie s inými typmi galenitov

Geochemický charakter galenitov zo Smolníka je porovnateľný v prvom rade s obdobnými stratiformnými ložiskami a tiež s oblasťami, ktoré sú obdobeho typu, teda napr. s Alpami (E. Schroll 1956, 1965).

Galenity takých typov ako v Smolníku majú značne vysoký obsah Ag, Au, Bi, Fe, Ni, Sn, Cd, Ge, Te, Se atp. Napr. galenit z Mníška n. Hnilcom v nevefkej vzdialenosti od Smolníka má obsah Au 520—2000 g/t, Ag od 1000 od 2000 g/t, Bi od 70 do 500 g/t, Ni od 0 do 0,8 g/t, Cd 0,080 g/t, Ge 50 g/t, (J. Hurný 1977). Avšak pre celý rad prvkov ako sú v Smolníku neudáva tento autor žiadne hodnoty (tab. 14).

Galenity polymetalického ložiska Jasenie v Nízkych Tatrách vykazujú vyšší obsah Co, Zn, Ag, Sb, Ba, ale nízky obsah Cd, Bi, As, Ga, Mn, V, Ti, Sn, Sr, Ni, Cu (Z. Pouba — Z. Vejnár 1955, J. Hak — J. Losert 1962).

Taktiež galenity z okolia Trangošky v Nízkych Tatrách vykazujú podľa J. Haka — J. Loserta (1962) v porovnaní so Smolníkom viac Cd, Sb, Ba, zatiaľ čo nižšie obsahy sú u Bi, Sn, Te, Co, Mn. Galenity z ložiska Nižná Matejková pri Ružomberku (Veľká Fatra) majú v porovnaní so Smolníkom nízke obsahy Bi, Te, Sn, Co, Mn — avšak zvýšené podiely Sb a Ba, čo vyplýva, z ich paragenetických pomerov (J. Hak — J. Losert 1962).

Naproti tomu galenity zo stredného triasu Muránskej plošiny majú v porovnaní so Smolníkom nízky obsah Ag, Bi, Te, Ba, Ti, Mn, Co, avšak vysoký obsah Sb, As, Zn, Fe, Hg (tab. 14); (Z. Pouba 1955).

Pb—zrudnenia v Jeseníkoch na Morave nemajú taký vysoký obsah Se (P. Rajlich 1976, B. Fojt — O. Rosenkranz 1960). Obdobeho typu je aj západonemecké ložisko Rammelsberg v Harzi, ktorého galenity so stopovými prvkami vrátane selénu sa veľmi ponášajú na smolnicke (E. Kraume 1960).

Veľké zhody so stopovými prvkami, ako aj s izotopovým zložením olova a síry, majú galenity Východných Alp (E. Schroll 1965, W. Hockenbauer 1960). Majú tiež vysoký obsah Se, Sn, Bi. Na východoalpských ložiskách preukázal posledný autor tiež obdobné závislosti vplyvom alpínskej rekrystalizácie a metamorfózy ako v Smolníku, t. j. obohatenie mladších generácií o Se.

U iných prvkov v galenitoch (Ag, Sb atp.) dochádza však k opačnému javu: t. j. k ochudobneniu vplyvom metamorfnej rekrystalizácie. V ďalších oblastiach, napr. vo vrásnenom systéme ŤanŠanu (Karamazar Altin Topak) v ZSSSR, opísal N. V. Nečeľjusov et. al. (1962) obdobné javy u Se, Te, Ag, Bi v galenitoch. Uvedené prvky majú v galenitoch vysoké obsahy; tieto sa menia pod vplyvom metamorfnej rekrystalizácie rôznym spôsobom.

Podobne aj galenity z kanadských kyzových ložísk obdobeho typu ako Smolník vykazujú vysoký obsah As, Cu, Sn, Se, avšak nižší obsah Mn, Cd atp. (W. Melcer 1976). No celý rad prvkov vyskytujúcich sa v Smolníku tento autor z kanadských ložísk neuvádza.

Záver

Sumarizujúc výsledky štúdia stopových prvkov na stratiformnom kyzovom ložisku Smolník možno povedať, že hlavné rudné minerály: pyrity, pyrotíny, chalkopyrity, tetraedrity, sfalerity, galenity majú svoje typické prvky, ktorých množstvá sú u každého minerálu zastúpené v iných porciách (tab. 15).

Pre pyrity, pyrotíny a chalkopyrity sme uviedli sumárne hodnoty stopových prvkov podľa jednotlivých generácií, t. j. generácií primárnych stratiformných rúd a generácií rúd epigenetických, metamorfne mobilizovaných.

Mikroprvky v galenitoch Západných Karpát (Pb v %, ostatné v g/t)

Tabuľka 14

Lokalita	Pb	Ag	Bi	Sn	Cu	Sb	Te	Cd	Ba	Ti	Co	Mn
Smolník	> 10 %	1000	1000	1000	1000	100	100	100	100	100	1000	100
Mníšek	> 10 %	2000	500	—	—	—	—	0,08	—	—	1000	—
Jasenie	> 10 %	1000	100	100	1000	1000	—	100	100	10	1000	1000
Muránska planina	> 10 %	500	100	—	1000	1000	5	100	50	50	—	500
Trangoška	> 10 %	1000	500	100	1000	1000	—	500	1000	100	100	100
Nížná Matejková	> 10 %	1000	100	—	1000	500	—	100	1000	100	—	100

Smolník: Prehľad stopových prvkov hlavných minerálov podľa generácií (v g/t)

Tabuľka 15

Minerál—generácie	Mn	Hg	Pb	Bi	Fe	Ti	Mo	Sn	Cu	Ag	Ni
pyrit I	308	—	894	242	+	204	15	125	913	196	24
pyrit II	92	—	560	54	+	462	2	17	590	39	23
pyrit III	88	—	1000	64	+	225	0	30	1000	53	26
pyrotín I	300	—	65	10	+	—	—	10	83	10	1415
pyrotín II	910	—	155	—	+	—	—	—	430	14	1415
chalkopyrit I	13	—	18	2	+	17	19	190	>1000	39	4
chalkopyrit II	7	—	910	2	+	25	30	182	>1000	42	25
tetraedrit	10	500	100	5000	—	1000	5	10	>10000	1000	—
galenit	1000	—	100000	1000	1000	100	—	1000	1000	1000	—
sfalerit	100	1000	1000	50	1000	100	—	100	10300	100	10

U pyritov je vidno od stratiformných po pyrity metamorfnomobilizačné poklesy obsahu Mn, Bi, Mo, Sn, Ag, Au, avšak narastanie obsahu Pb, Ti, Cu, Ni, Co.

U pyrotínov klesá od stratiformných k epigenetickým obsahom Bi, Sn, Co, avšak vzrastá obsah Mn, Pb, Cu, Ag. Na rovnakej úrovni ostáva u oboch typov Ni, V, Zn. Teda niektoré prvky sa chovajú u obidvoch sulfidov buď rovnako alebo naprosto rozdielne.

Pri chalkopyritoch od stratiformných po epigenetické dochádza k poklesu Zn, Mn, Sn, Se, kým obsah Pb, Ti, Mo, Ag, Ni, V, Co, In, Cd narastá smerom do hĺbky. Pri porovnaní Fe a Cu-sulfidov vidno, že u obidvoch skupín majú rovnaké tendencie Mn, Ti, Sn, Zn, Se, ktoré vykazujú znižovanie obsahu smerom do mladších, epigenetických žíl, resp. zvyšovanie obsahu Pb, Mo, Ag, Ni, Co, V, In, Cd.

Pokračovanie tab. 14

Au	Ni	Ga	Ge	As	V	Zn	Fe	Hg	Sr	Mo	In	
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(*)
2000	0,08	5	50	—	—	—	—	—	—	—	—	(*)
—	100	100	—	100	—	1000	—	—	—	—	—	(*)
—	—	—	—	50	—	1000	1000	100	—	—	—	(Δ)
—	100	—	—	500	—	1000	1000	100	1000	100	100	(0)
—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(0)

*—J. Ilavský (1977), †—Z. Pouba—Z. Vejnár (1955), Δ—Z. Pouba (1956), 0—J. Hak — J. Losert (1962)

Pokračovanie tab. 15

Co	Ga	As	Ge	V	Sb	Te	Zn	Au	Ba	In	Cd	Se
167	—	—	—	—	—	—	—	0,137	—	—	—	—
141	—	370	—	30	250	—	360	0,105	—	—	—	40
182	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
396	—	—	—	30	—	—	100	—	—	—	—	10
390	—	—	—	30	—	—	100	—	—	—	—	—
3	—	0	—	48	—	—	1300	—	—	—	—	60
10	—	0	—	82	—	—	750	—	—	65	50	7
100	—	50000	—	—	200000	—	>10000	—	—	1000	2900	450
1000	—	—	—	—	100	100	—	—	100	—	100	800
1000	—	200	—	—	7500	—	1 mil.	—	—	1000	2900	450

Pokiaľ ide o jednotlivé prvky možno z vykonaného štúdia povedať o ich distribúcií v jednotlivých mineráloch nasledovné:

Mn je len na základe semikvantitatívnych spektrálnych analýz v najväčších koncentráciách v galenitoch, potom v pyrotínoch. Nasleduje pyrit a sfalerit, za nimi chalkopyrit s najnižším obsahom v tetraedritoch.

Obsah Hg je najvyšší v tetraedritoch a potom vo sfaleritoch. V ďalších sulfidoch sa Hg nevyskytuje.

Pb je najhojnejšie (okrem galenitu) vo sfalerite a v pyrite. Ďalší v poradí je chalkopyrit. Najmenej je ho v pyrotíne a v tetraedrite.

Bi má najvyššie koncentrácie v tetraedrite, nasleduje galenit, za ním pyrit. Ďalej sfalerit, potom pyrotín; najmenej je ho v chalkopyrite.

Fe sa najviac koncentruje v sulfidoch železa; v pyrite a pyrotíne. Ďalej nasleduje sfalerit, potom galenit. Najmenej Fe je v tetraedrite.

Ti je najhojnejší v tetraedrite, na druhom mieste sú pyrity, nasledujú pyrotíny, za nimi galenit a sfalerit, kým najnižší obsah má v chalkopyritoch.

Mo je naproti tomu najhojnejší v chalkopyritoch, menej v pyritoch, na ďalšom mieste je tetraedrit a pyrotín, potom sfalerit, ďalej galenit.

Sn je najhojnejší v galenitoch, potom v chalkopyritoch, ďalej v pyritoch. Nasleduje sfalerit; najmenej je ho v pyrotíne a tetraedrite.

Cu je, okrem chalkopyritu a tetraedritu, najhojnejší vo sfalerite, potom pyrite a galenite, no málo je ho v pyrotínoch.

Ag je najhojnejší v galenitoch a tetraedritoch, potom v pyritoch a sfaleritoch. Ďalej nasledujú chalkopyrity; najmenej ho je v pyrotíne.

Ni je najviac koncentrovaný v pyrotínoch, potom v pyritoch, nasleduje chalkopyrit, za ním sfalerit a napokon tetraedrit.

Distribúcia Co je odchylna. Najviac je ho vo sfalerite a galenite. Za nimi nasleduje pyrotín a potom pyrit. Ďalšími v poradí sú tetraedrity a poslednými chalkopyrity.

As je najhojnejší v tetraedritoch, potom v pyrotínoch. Nasledujú pyrity, za nimi sfalerit. Neobsahujú ho chalkopyrity, ani galenity.

V je najrozšírenejší v chalkopyritoch, menej je ho v pyrotínoch, potom v pyritoch a vôbec nebol zistený v tetraedrite, galenite a sfalerite.

Sb je najhojnejší v tetraedrite, potom vo sfalerite. Nasleduje pyrotín, za ním pyrit a ďalej galenit. Vôbec nie je prítomný v chalkopyritoch.

Ti sa zistil len v galenitoch; v ostatných mineráloch zo Smolníka nevystupuje.

SMOLNÍK - charakter distribúcie stopových prvkov v hlavných rudných mineráloch

prvky minerály	Mn	Pb	Bi	Ti	Mo	Sn	Cu	Se	Ag	Ni	As	V	Sb	Zn	Te	Au	Co	Mg	Ca	In	Ga
pyrit	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▼	▲	▲	▼	▼	▼	—	—	◆	—	—	—	—
pyrotín	▼	▼	▼	○	○	○	▲	—	▲	▼	○	▲	○	○	—	—	▲	—	—	—	—
chalkopyrit	▼	▼	▼	▲	○	▼	○	◆	▼	▼	▼	▼	▼	▼	—	—	▼	—	—	—	—
sfalerit	○	▼	▼	▲	—	○	○	▼	○	—	▼	—	▼	○	—	—	▲	▼	○	○	○

- ▼ znižovanie obsahov do hĺbky
- ▲ zvyšovanie obsahov do hĺbky
- ▼ (s horizontálnymi čiarami) rytmické znižovanie obsahov do hĺbky
- ◆ postupné zvyšovanie a potom znižovanie obsahov do hĺbky
- indiferentný charakter distribúcie
- nezistený prvok, alebo len ojedinelé výskyt

Obr. 28

Zn je okrem sfaleritu a tetraedritu hlavne v chalkopyrite, potom v pyrite, ďalej v pyrotíne, kým v galenite sa vôbec nezistil.

Au sa zatiaľ zistilo v pyritoch; v ostatných mineráloch nebolo doposiaľ analyzované.

Ba sa zistilo zatiaľ len v galenite.

In je najhojnejšie vo sfaleritoch, menej je ho v chalkopyritoch, v ostatných mineráloch zistené nebolo.

Cd je najhojnejšie vo sfalerite, menej v tetraedrite, nasleduje galenit a za ním chalkopyrit. Vôbec sa nevyskytuje v pyritoch a v pyrotínoch.

Se je najviac koncentrovaný v galenite, za ním nasleduje sfalerit, potom tetraedrit a ďalej chalkopyrit, napokon pyrit, najmenej je ho v pyrotíne.

Zo stopových prvkov sa venovala v minulosti pozornosť hlavne selénu a boli tu vypočítané aj jeho zásoby. Pristúpilo sa na istý čas aj k jeho získavaniu z pyritov (J. Babčan — J. Ilavský — J. Forberger 1962, J. Babčan — J. Ilavský 1966).

Pokiaľ ide o zonálnosť v distribúcii jednotlivých prvkov u študovaných minerálov, pomery sa menia u každého minerálu takto:

U pyritov vidno smerom do hĺbky znižovanie obsahu Mn, Pb, Bi, Ti, Mo, Sn, Cu, Se, Ag, V, Sb, Zn, Co. Avšak do hĺbky sa zvyšuje obsah Ni a As.

U pyrotínov sa smerom do hĺbky znižuje obsah Mn, Pb, Bi, Sn, Ni, naproti tomu opačné tendencie zvyšovania obsahu do hĺbky má Cu, Ag, V, Co, kým Ti, Mo, As, Sb ostávajú indiferentnými.

U chalkopyritov sa smerom do hĺbky znižuje obsah Mn, Pb, Bi, Sn, Se, Ag, Ni, As, V, Sb, Zn, Co, avšak zvyšuje sa obsah Ti. Indiferentnými sa javia Pb, Bi, Se, As, Sb a Hg. Naopak do hĺbky sa zvyšuje v nich obsah Ti, Co, indiferentnými ostávajú: Mn, Sn, Cu, Ag, Zn, Cd, In a Ca.

V ďalších mineráloch nebolo možné — pre malé počty analýz — takéto zákonitosti postrehnúť.

Vcelku vidno u všetkých štyroch hlavných minerálov tendenciu znižovania obsahu smerom do hĺbky Mn, Pb, Bi, Se, Sb, Hg. Naopak rad ďalších prvkov má do hĺbky tendenciu zvyšovania alebo aj znižovania v tom istom mineráli (Ti, Mo, Cu, Ag, Ni, As, Co, V). Indiferentnými sa javia občas obsahy Ti, Mo, Sn, Cu, Ag, As, Sb, Zn, Cd, In, Ca.

U niektorých prvkov vidno tendenciu znižovania obsahu smerom k povrchu aj smerom do hĺbky, kým maximálnu koncentráciu dosahujú vo vnútornej časti ložiska (Co v pyrite, Se v chalkopyrite).

Výnimočne vidno u niektorých prvkov v tom istom mineráli dvojaké tendencie: Pyrotín — obsah Sn má na určitom úseku tendenciu znižovania smerom do hĺbky, na ďalšom hĺbkovom úseku je indiferentný.

Celkovo k stopovým prvkom v hlavných rudných mineráloch smolníckeho kýzového ložiska možno povedať, že vo všetkých rudných mineráloch je prítomný Mn, Pb, Bi, Sn, Cu, Ag, Co, Zn, Se.

Ďalšie prvky sú rozšírené len v niektorých mineráloch:

- Hg je zastúpená len v tetraedrite a vo sfalerite;
 - Mo je zastúpený len v pyritoch a v chalkopyritoch;
 - As je len v pyritoch, tetraedritoch a vo sfaleritoch;
 - V je len v pyritoch, pyrotínoch a chalkopyritoch;
 - Sb je iba v pyritoch, sfaleritoch, galenite a tetraedrite;
 - Ti je vyvinutý iba v galenite;
 - Au sa presnejšie skúmalo iba v pyritoch;
 - Ba sa zistilo len v galenitoch;
 - In je len v chalkopyritoch, tetraedritoch, galenitoch, sfalerite.
- V niektorých mineráloch nie sú vyvinuté a chýbajú:
- Ti nebol zistený v pyrotínoch;
 - Ni chýba v tetraedritoch;
 - Zn sa vôbec nezistil v galenitoch.

Odlíšne obsahy toho istého prvku v rôznych generáciách toho istého minerálu poukazujú na metamorfnnú frakcionáciu a diferenciáciu, dôsledkom ktorej dochádza u niektorých prvkov v mladších generáciách k rozptylu a redistribúcii alebo ku koncentrácii toho-ktorého prvku alebo minerálu.

V konečných dôsledkoch umožňuje distribúcia stopových prvkov v hlavných mineráloch

smolnickeho ložiska riešiť aj niektoré praktické otázky, hlavne problémy tektoniky, menovite rozsegmentovania — a ďalšieho vyhľadávania kyzových rúd smerom do hĺbky alebo do strán, čo je pre toto ložisko, ktoré sa nepretržite ťaží už vyše 700 rokov, veľmi dôležité.

Jedným z hlavných cieľov štúdia geochemie stopových prvkov bolo zistiť kvantitatívny obsah drahých a vzácnych stopových prvkov v hlavných rudných mineráloch, ktoré sa v minulosti získavali (Se, Au, Ag), alebo by sa ešte mohli získavať, a tým by pomohli zvýšiť rentabilitu banskej prevádzky tohoto ložiska.

Na základe výsledkov nášho štúdia by bolo možné v budúcnosti zlepšiť najmä získavanie Se, Au, Ag a Bi z tunajších pyritov; a z chalkopyritov zasa Se, Ag Au (?), In a Bi.

Do tlače odporučil J. Beňka.

Literatúra

- AGRICOLA, G. 1505: Ausgewählte Werke. In Willsdorf, H. — Quellemal, W.: Bergwerke und Hüttenanlage der Agricolazeit. VEB—Deutsch. Verl. d. Wissen., 1971, Berlin, 1—616.
- AHRENS, B. H. 1966: Element distribution in specific igneous rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 28, London 109—122.
- AUGER, P. E. 1941: Zoning and district variation of the minor elements in pyrite of Canadian Gold Deposits. *Economic Geology*, 36, Lancaster, 401—423.
- BABČAN, J. — FORBERGER, J. — ILAVSKÝ, J. 1962: Výročná správa za rok 1962: Výpočet prírastkov pyritu, medi a selénu v Smolníku na základe vrtu G-35. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- BABČAN, J. — ILAVSKÝ, J. 1966: Geochemie des Selens auf der stratiformen Kies-lagerstätten der FeS₂-Cu-Erze in Smolník. *Západné Karpaty*, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 85—106.
- BABČAN, J. 1966: Zur Geochemie des Selens des slowakischen Teiles der Westkarpathen. *Geol. Zbor.*, 17, 1, Slov. Akad. Vied, Bratislava, 1—6.
- BEŇKA, J. 1974: Príspevok k mineralogii chalkopyritu z Mlynkov. *Mineralia slovacae*, 6, 2, Spišská Nová Ves, 103—112.
- BEŇO, J. 1953: Geochemia a genéza pyritového ložiska v Smolníku. Diplom. práca sv. 16. Manuskript — archív G. P., Spišská Nová Ves.
- BERÁTS, J. 1937: Spracovanie smolníckych glimmov. Manuskript — archív Železoručných baní, Smolník.
- BERNARD, J. H. 1958: Chemismus a velikost mřížkových konstant spišsko-gemerských tetraedritů. *Rozp. Čs. Akad. Věd, Řada PMV*, 14 Praha.
- BEUDANT, F. S. 1822: Voyage minéralogique et géologique en Hongrie pendant l'année 1818. Tome 1—4, Paris.
- BIANCCHI, B. 1943: A szomolnok produktív zóna érc- és közettani viszonyai. Manuskript Železoručných baní, Smolník, archív. Geol. Úst. D. Štúra (A. P. 218), Bratislava.
- BÖCKH, H. 1905: Die geologischen Verhältnisse des Vashegy und Hrádek. (Mitt. aus d. Jb. d. K. k. un. geol. Reichsanstalt, H. 14, Budapest.
- BORN, v. I. 1774: Briefe über mineralogische Gegenstände aus seiner Reise durch das Temesvaren Bannat, Siebenbürgen, Ober- und Niederrungarn. *J. Z. Ferber, Frankfurt—Leipzig*, 1—83.
- BRADNA, J. 1952: Průslov svrchních partií pyritového ložiska v Smolníku. Manuskript, Vysoké učení techn. chem. technol. Praha, Archív ŽS, Spišská Nová Ves.
- BRÜCKMANN, E. 1727: *Magnalia Dei in locis subterraneis*. Braunschweig.
- CAMBEL, B. — KUPČO, G. 1953: Geochemické, genetické a geologické pomery malokarpatských rudných ložísk. *Geol. Zbor. SAV*, 3, Bratislava, 135—192.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1965: Die Geochemie des Pyrits und ihre Verwertung beim Studium der Genese der Lagerstätten. *Carparo-balkanian Assoc.* 7, Congress, Sofia.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1965: Redkije efemyty v pyritach koľčedannych mestoroždenij Zapadnyh Karpat i vozmožnost ich ispolzovanija pri rešenij genetičeskyh problem orudnenija. *problemi geochimii. Jubil. sbor k 70 letju A. P. Vinogradova, Nauka, Moskva.*

- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1966a: The possibility of utilizing of the nickel and cobalt in pyrite as indicators of genesis. *Geol. Zbor. SAV*, 17, 1, Bratislava,
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1966b: On the character of Cu and Zn distribution in pyrites. *Geol. Zbor. SAV*, 17, 2, Bratislava, 201—217.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1967a: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *SAV, Bratislava*, 1—493.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1967b: Typen der Distribution von Kobalt, Nickel, Kupfer, Zink, Mangan, Vanadium, Molybden und Titan in Pyriten. 8. *Carp. balcan. Geol. Assoc. Congr. Rep. Miner. Geoch. Abs. age Section, Beograd*, 191—203.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1969: Geochemistry of pyrrhotite of various genetic types. *Práce Univerzity Komenského, Bratislava*, 1—333.
- CAMBEL, B. — KANTOR, J. 1972: Srovnání izotopového i geochemického výzkumu sulfidů syngenetických kolčedanných mestoroždení Západních Karpat, *Akad. ZSSR. Očerki sovrem. geochimii i analitič. chimii. nauka, Moskva*, 377—389.
- CAMBEL, B. — JARKOVSKÝ, J. 1974: Geochemistry of chalkopyrite. *Acta geol. a geogr. Geologica* 27, Bratislava, 5—199.
- CAMBEL, B. — STREŠKO, V. — ŠKARENČÁKOVÁ, O. 1980: The contents of gold in pyrite of various genesis. *Geol. Zbor. SAV*, 31, 1, Bratislava, 139—159.
- CARSTENS, C. W. 1941: Zur Frage der Metamorphose der Schwefelkieserze. *K. Norge. Vidensk. Selsk. Forh.* 14, Oslo, 9—12.
- CARSTENS, C. W. 1941a: On geokjemiske underoksel av malmer. *Norsk. Geol. Tids.*, 21, Oslo, 213—221.
- CARSTENS, C. W. 1941b: Zur Geochemie einiger norwegischer Kiesvorkommen. *Kil. Norsk. Videnskabs, Selskabs. Forh.* 14, Oslo, 36—39.
- CARSTENS, C. W. 1941c: Über sedimentäre Schwefelkiesvorkommen. *Kgl. Norsk. Videnskabs. Selskabs. Forh.* 14, Oslo, 120—122.
- CARSTENS, C. W. 1942a: Ein neuer Beitrag zur geochemischen Charakteristik norwegischer Schwefelkieserze. *Kgl. Norsk. Videnskabs. Selskabs. Forh.* 15, Oslo, 1—4.
- CARSTENS, C. W. 1942b: Über kupferhaltige Kiesvorkommen des Leksdaltypus. *Kgl. Norsk. Videnskabs. Selskabs. Forh.* 15, Oslo, 161—164.
- CARSTENS, C. W. 1942c: Über den Co—Ni Gehalt norwegischer Schwefelkiesvorkommen. *Kgl. Norsk. Videnskabs. Selskabs. Forh.* 15, Oslo, 165—186.
- CARSTENS, C. W. 1943: Über den Vanadiumgehalt norwegischer sedimentärer Eisenoxyd- und Eisensulfiderze. *Kgl. Norsk. Vid. Selk. forh.* 16, Oslo, 1—4.
- COTTA, B. 1962: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. *Freiberg, Engelhardt*.
- DEER, U. A. — HOWIE R. A. — ZUSSMANN, J. 1962: *Rock forming Minerals*, 5, Longmans, London, 1—5.
- COTTA, B. — FELLEBERG, A. 1862: Die Erzlagerstätten Ungarns und Siebenbürgens. *Freiberg*.
- DEGGENS, E. T. — ROSS, D. A. 1969: Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea. *Springer Verl. New York — Berlin — Heidelberg*, 1—780.
- DOMAREV, V. C. 1956: Někotorije geologičeskije osobennosti metamorfogennych rudnych mestoroždení. *Matěrijali VSEGEI, Novaja serija, Vyp. 8, Geolog. poezn. iskopajem. Leningrad*, 7—41.
- DRNZIKOVÁ, L. — MANDÁKOVÁ, K. — MATULA, I. 1967: Zpráva o mineralogicko-petrografických a geochemických štúdiách rudného minerálu Smolník. *Manuskript — Geol. Prieskum Spiš. Nová Ves*, 1—55.
- EINAUDI, M. T. 1968: Copper zoning in pyrite from Cerro de Pasco. *Peru, American Mineralogist*, 53, 8—9. Washington, 1748—1752.
- ESMARCK, J. 1798: *Kurze Beschreibung einer mineralogischen Reise durch Ungarn, Siebenbürgen und der Banat.*, Freiberg.
- FALLER, G. 1868: *Beschreibung einiger wichtigeren Metallbergbaue un Zips-Gömörer und Abau.* Schemnitz, 1868.
- FÄHNDRICH, J. 1898: Der Schwefelkiesbergbau der Oberungarischen Berg- und Hüttenwerks Aktiengesellschaft bei Schmöllnitz in Zipser Komitate. *Zeitschr. f. Berg. Hütt. u Salinenwes. in Preuss.* 46, 217—234.

- FELLENBERG, E. 1862: Die Mineralien der Ungarischen und einiger Siebenbürgischen Erzlagerstätten. In Cotta, B. 1862: Die Erzlagerstätten . . 3. Abteilung, Freiberg, 92—114.
- FICHTEL, v. J. EHRENREICH 1891: Mineralogische Bemerkungen von Karpathen. Bd. I—II, Wien.
- FLEISCHER, M. 1955: Minor elements in some sulphide minerals. 50. anniv. Economic Geology, Lancaster, 970—1024.
- FOJT, B. — ROSENKRANZ, O. 1960: Mineralogické a petrografické poměry kýzových ložisek na východním svahu Horních Skal u Zlatých Hor. Časop. pro Min. a Geol. 5, 3, Praha, 246—262.
- FRENZEL, G. — OTTMANN, J. 1967: Eine Sulphidparagenese mit kupferhaltigen Zonarpyrit von Nukundamu, Fidji, Mineralium Deposita 1, Berlin, 307—316.
- GAVELIN, S. — GABRIELSEN, O. 1947: Spectrochemical investigation of sulphide minerals from ores of the Skelette district. The significance of minor constituents for certain practical and theoretical problems of economic geology. Sverige Geol. Undersköf. Serc. C., 491 Arsbok, 41, Stockholm, 1—45.
- HAK, J. — LOSERT, J. 1962: O poverfenském zrudnění z Trangošky v Nizkych Tatrách. Sborník Úst. nerost. Sur., Kutná Hora, 57—120.
- HAUCH, A. 1860: Schmölnitzer Hüttenprocesse. Österr. Zeitschr. f. Berg. u. Hüttenwesen, Jb. 8, Wien, 269—274.
- HAUER, F. v. 1852: Chemische Analysen der Fahlerze von Foretsch bei Schmölnitz in Ungarn. Jb. Geol. Reichsants., 98, Wien.
- HAUER, F. v. 1855 — FÖTTERLE, F.: Geologische Übersicht der Bergbaue der österr. Monarchie, Wien, 1—46.
- HAWLEY, J. E. 1952: Spectrographic studies of pyrite in some Eastern Canadian Gold Mines. Economic Geology, Lancaster, 260—403.
- HEGEMANN, F. 1941: Die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni and Cu in Pyrite und Magnetkies. Z. Kristallograph. 10, Frankfurt n. M., 168—177.
- HEGEMANN, F. 1943: Die geochemische Bedeutung von Kobalt und Nickel im Pyrit. Z. angew. Miner. Berlin, 122—239.
- HEGEMANN, F. 1948: Über sedimentäre Lagerstätten mit submariner subvulkanischer Stoffzufuhr. Fortschr. d. Mineral. 27, Stuttgart.
- HEGEMANN, F. — LEYBOLD, C. 1954: Eine Methode zur quantitativen spektrochemischen Analyse vom Pyrit. Erzmetall, 7, 108—113.
- HURNÝ, J. 1977: Príspevok k mineralogii a geochemii pyritov-polymetalického zrudnenia stratiformného typu pri Mníšku nad Hnilcom. Mineralia slov. 9, 2, Spišská Nová Ves 93—121.
- CHMELÍK, J. — ILAVSKÝ, J. 1965: Über den effusiven Charakter der „Gabbrodiorite“ der Gelnica Serie in den Gemeriden. Geol. Práce, Správy 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 235—256.
- ILAVSKÝ, J. 1956: Metalogenetická mapa Spiško-gemerského rudohoria. Manuskript—archív Východoslov. rudného prieskumu, Spišská Nová Ves.
- ILAVSKÝ, J. — BEŇO, J. 1958: Ku geológii niektorých výskytov olovo-zinkových rúd v Spiško-gemerskom rudohorí. Geol. Práce, Správy 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 24—40.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogenéza okolia Smolníka v Spiško-gemerskom rudohorí. Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, 1—350.
- ILAVSKÝ, J. — MROZEK, J. 1963: Gotlandské dolomity a ich vzťahy ku pyritovému zrudneniu v Smolníku. Geol. Práce, Správy 20, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ILAVSKÝ, J. — NOVÁK, Fr. 1962: Processus de régénération métallogénique d'âge alpin dans les Monts métallifères du Spiš et du Gemer (Carpathes Tschécoslovaques). Travaux de Labor. Fac. Sci. Univ. de Grenoble, 38, 219—230.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník gisement stratiform polymétamorphisé du minerais sulfuré. Geol. Zbor. SAV, 15, 2, Bratislava, 299—310.
- ILAVSKÝ, J. 1968: Smolník — stratiformné ložisko pyrit-chalkopyritových rúd. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava. Čiast. záver. správa za r. 1965—1968. Bratislava, 132, príloh 31.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Príspevok ku paleogeografii gelnickej série gemeríd na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. Západné Karpaty sér. Miner. Petrogr. Geochem. Metalogen. 1 Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—98.
- ILAVSKÝ, J. 1976: Stratiform. Copper Deposits of the Western Carpathians, Czechoslovakia. Economic Geology, 71, Lancaster, 423—432.

- ILAVSKÝ, J. et al. 1977: Vysvetlivky k metalogenetickej mape Západných Karpát 1 : 500 000. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—822.
- ILAVSKÝ, J. 1980: Paleozoic copper deposits in the West Carpathians, Czechoslovakia, European Copper Deposits, Belgrade, 237—243.
- ILAVSKÝ, J. — BAJANÍK, Š. 1981: Petrogenéza bázických vulkanitov v gelníckej sérii okolia Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie). Manuskript — archív, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 1—60, príl. 10.
- IZAJEVA, A. B. 1960: Molibden v osadkach Ochotskovo morja. Akad. nauk. ZSSR, 131, 3, Moskva. 655—658.
- JARCOVSKÝ, J. 1964: Die Verteilung der Spurenelemente in den Pyriten und Ihre geochemische Bedeutung. Geol. Zbor. SAV, 15, Bratislava.
- JARCOVSKÝ, J. — CAMEL, B. 1972: Štúdium distribúcie a foriem vystupovania mikroprvkov v chalkopyritoch. Geol. Zbor. SAV, 23, 2, Bratislava, 243—262.
- JARCOVSKÝ, J. — CHOVAN, M. — KRIŠTÍN, J. 1978: Zonálny Cu—As pyrit z ložiska Dúbrava (Nízke Tatry). Mineralia slovaci 10, 4, Spišská Nová Ves, 359—360.
- JARCOVSKÝ, J. 1980: Geochemical and crystallochemical aspects of the distribution of Mn and Cu in pyrites and pyrrhotites. Geol. Zbor. SAV, 31, 1—2, Bratislava, 49—83.
- JONAS, J. 1820 (Ungarns Mineralreich orytko-geognostisch und topographisch dargestellt. 1820, Budapest.
- KAJIVARA, Y. 1969: Fukuchilite — Cu_3FeS_8 — a new mineral from the Hanawa Mine, Akita Prefecture, Japon. Mineral. Journal of Tokyo, V. 5, Tokyo, 399—416.
- KAMENICKÝ, L. — MARKOVÁ, M. 1957: Petrografické štúdie fylitdiabázovej série gemeríd. Geol. Práce, Zoš. 45, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—185.
- KANTOR, J. 1962: Izotopy „obyčajného“ olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 175—196.
- KANTOR, J. — RYBÁR, M.: Sulphur isotopes at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of cambro-silurian series, Spiš-Gemer Mts., Czechoslovakia, Geol. Zbor. SAV, 21, Bratislava, 3—41.
- KIPIKAŠOVÁ-SCHWARTZOVÁ, S. 1964: K otázke vzťahu morfológie pyritu ku genetickým podmienkam pyritového ložiska Smolník. Geol. Zbor. SAV, 15, 1, Bratislava.
- KRAUME, E. 1960: Erzvorkommen in den tektonischen hangenden Schichten der Rammelsberger Erzlager bei Gosslat. Neu. Jb. Mineral. Abh. 5, 94, Stuttgart, 479—494.
- KVAČEK, M. — NOVÁK, F. 1974: Manganem a železom bohaté sfalerity z ložísek Rožná na západní Moravě. Čas. Mineral. geol., 5, 19, 2, Praha, 179—180.
- KULLERUD, G. 1953: The FeS — ZnS system - a geological thermometer. Nor. geol. Tidssk., 32, Oslo, 61—147.
- KÜHN, F. 1966: Entstehungstempetarur der Zinkblende. Geol. Zbor. SAV, 17, Bratislava, 219—222.
- LANGE, H. 1957: Paragentische und genetische Untersuchungen an der Schwefelkieslagerstätte „Einheit“ bei Elbingerode (Harz). Freiberg. Forsch. H. C. 33, Berlin, 1—96.
- MAREK, L. 1938: Rudní ložiska spišsko-gemerského rudohří. Sbor. Spoj. ban. rev. na Slov. a Podkarp. Rusi, 1, Bratislava, 43—123.
- MERCER, W. 1976: Minor elements in metal deposits in sedimentary rocks. A review of the recent literature. Handbook of strata bound and stratiform deposits. 2, Elsevier-Amsterdam, 1—28.
- MICHALEK, Z. 1958: Molybdenum in iron sulphide minerals. Bull. Acad. Polen, de Sci. 8, 1, Warszawa, 1—3.
- MOOKHERJEE, A. 1976: Ores and metamorphism. Temporal and genetic relationships. Handbook of stratabound and stratiform. Ore Deposits, 4, Elsevier—Amsterdam, 203—260.
- NEČELJUSTOV, N. V. — POPOVA, N. V. — MINCER, E. P. 1962: Ob izomorfizme selenia i tellura v galenite. Geochimija, 11, Moskva, 993—999.
- NEUHAUS, M. H. 1933: The temperature of formation of the Missipian Valley lead-zinc deposits. Economic geology 27, Lancaster.
- NICKEL, E. H. 1968: Structural stability of minerals with the pyrite, marcassite, arsenopyrite and löllingite structures. Canadian Mineral 9, 5, Ottawa, 311—321.
- NOVÁK, F. 1962: Kritériá alpských regeneračných procesů na hydrotermálních ložiskách gemeríd. Geol. Práce, Zoš. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—126.

- NOVÁK, F. — HAK, J. 1965: Mikrochemizmus sfaleritů české části Českomoravské vrchoviny. Sbor. geol. Věd R. LG 5, Ústř. Úst. geol. Praha, 7—44.
- NOVÁK, F. — JANSÁ, J. 1973: Manganatý sfalerit z Chvaletic v Železných Horách (Východné Čechy). Acta Univ. Carol. Geol. Volum Rost. 1—2, Praha, 7—22.
- POKORNÝ, J. 1953: Petrografické a mineralogické rozborý hornín a rud ze Smolníka. Manuskript, archív Úst. Nerost. Surovin, Kutná Hora.
- POUBA, Z. 1955: Olověno-zinkové rudy ze severního úpatí Muránske plošiny (střední Slovensko) Rozpr. 2, tř. Čes. Akad. Věd, 61, 1, Praha 1—24.
- POUBA, Z. — VEJNAR, Z. 1955: Polymetalické rudní žíly u Jasenia v Nížkyh Tatrách, Zbor. Ústř. Úst. geol., 22, Praha, 1—71.
- RAJLICH, P. 1867: Zur Metallogenese der Kiesellagerstätte von Jeseníky. Čas. Mineral. geol. 21, 3, Praha, 301—311.
- REGÁSEK, F. 1967: Mineralogia, geochemie a paragenézy rudného ložiska Slovinky v Spišsko-germerskom rudohorí. Kandidat. práca, manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—358.
- REGÁSEK, F. 1968: Zur Mineralogie und Geochemie des Tetraedrits auf der Lagerstätte Slovinky, Zbor. geol. Vied Západné Karpaty, 9, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—43.
- REGÁSEK, F. 1969: Chemizmus a fyzikálne vlastnosti chalkopyritu zo Sloviniek. Geol. Práce, Správy 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava 101—121.
- REIZNER, J. G. et al. 1760: Schmölntzer Comission Hauptgrubenbefahrung, Relation vom januar—Februar 1760. Manuskript — Ústř. banský archív Banská Štiavnica 3—6.
- ROCKENBAUER, W. 1960: Zur geochemie des Selens in Ostalpinen Erzen. Tschermarks mineral. petrogr. Mitt. TMPH 3, 7, Wien, 149—185.
- SCHOLL, E. 1953: Über Unterschiede im Spurengehalt bei Wurtziten, Schalenblenden und Zinkblenden. Sitz. Ber. Österr. Akad. Wissensch. math. naturwiss. Kl., 1, 162, wien, 305—332.
- SCHROLL, E. 1956: Über das Vorkommen einiger Spurenelemente in Blei—Zink—Erzen der ostalpinen Metallprovinz. Tschermarks. Mineral. Petrogr. Mitt. 3, Wien, 181—208.
- SCHROLL, E. — IBRAHIM, N. A. 1959: Beitrag zur Kenntnis ostalpinen Fahlerze, 3. Tschermarks Mineral. Oetrogr. Mitt. 7, Wien, 70—105.
- SCHROLL, E. 1965: Anomalous composition of Lead isotopes in the Lead-Zinc Deposits of Calcareous Alps Sediments. Rud. Metalur. Zborník, 2, Ljubljana, 139—154.
- SKINNER, B. J. 1959: The effect of manganese on the sphalerite geothermometer. Bull. Soc. Geol. Amer, 70, New York, 1—1676.
- SLAVÍK, F. 1951: Nerostopis a ložiska užitkových nerostů Slovenska. Matica slovenská, Martin,
- STANTON, H. L. 1972: Ore petrology. McGrano-Hill, New York, 1—713.
- STEINHAUSZ, J. 1896: Der Kupfer- und Schwefelkiesbergbau von Schmölntz- Berg- und Hüttenmān. Jb. d. K. k. Bergakad., 49, Leoben-Schemnitz, 367—420.
- STOIBER, R. E. 1940: Minor elements in sphalerite. Economic Geology, 35, Lancaster, 501—509.
- TAUPITZ, K. C. 1953: Über Sedimentation, Diagenese, Metamorphose Magnetizmus und die Entstehung der Erzlagerstätten. Chemie der Erde, 17, 2, Jena.
- TRDLÍČKA, Z. — KUPKA, F. 1958: Kobellit a ryzí vizmut z lokality Fichtenhübl na Slovensku. Sbor. Ústř. Úst. geol. K. 80. Fr. Slavíka, Praha 453—466.
- VARČEK, C. 1965: Beitrag zum Studium der Thermalität der Zinkblende. Geol. Zbor. SAV, 16, Bratislava, 185—189.
- VASILEV, V. J. — LAVRENTIEV, J. G. 1969: Novaja rtutsoderžaščaja raznovidnost sfalerita. Doklady A. N. SSSR, Ser. geol. 186, Moskva, 911—913.
- VOKES, F. M. 1969: A review of the metamorphism of sulphide Deposits. Marth. Sci. Revi. 5, Elsevier-Amsterdam, 99—143.
- WARREN, H. V. — THOMPSON, R. M. 1945: Sphalerites from Wersterm Canada. Econ. Geol. 40 Lancaster, 309—335.
- WEDEPHOL, E. H. 1971: „Kupferschiefer“ as a prototype of syngenetic sedimentary ore Deposit. Proceeding. IAGOD 1970, Soc. Min. Geol. Yapan, Spec. Issue, 3, Tokyo, 268—273.
- WICK, J. 1929: Mit Rücksicht auf die Vergangenheit des Schöllnitzer Bergbaues, hat derselbe eine Zukunft? Manuskript a archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- WINKLER, M. C. F. 1979: Petrogenesis of metamorphic rocks. V. th edition. Springer Verlag, New York—Berlin—Heidelberg, 1—349.

- ZEUSCHNER, C. L. 1854: Geognostische Schilderung der Gangverhältnisse bei Kotterbach (und Poracs) im Zipser Comitat. Sitz. Ber. Akad. Wiss. math. naturwiss. K. 11 (1853), 3 Wien, 619—631.
- ZEPHAROVYCH, V. v. 1893: Mineralogisches Lexikon f. d. Kaisertum Österreich I, II (1873), Becke-Wien.
- ZIPSER, C. A. 1817: Versuch eines topographisch-mineralogischen Handbuches von Ungarn. Odenburg.

Ján Ilavský — Gejza Kupčo — Jozef Cubínek

Zoning of trace elements in main minerals of the deposit of pyrite-copper ores in Smolník and their comparison with other similar deposits

Summary

The deposit of Smolník is a stratiform, volcano-sedimentary deposit in chloritic phyllites, i. e. original basic volcanic tuffs and tuffites of Silurian to Lower Devonian age (Fig. 1—9).

The main minerals are pyrite and chalcopyrite, accessories are pyrrhotine, tetrahedrite, sphalerite, galenite, ferrodolomite. They were examined for trace elements. All minerals of the deposit occur in two to three generations: 1. in an original volcano-sedimentary generation; 2. in a recrystallized metamorphosed generation of minerals, 3. in an epigenetic, vein generation resulting from mobilization of the original volcano-sedimentary generation.

In pyrites are trace elements: Mn, Pb, Bi, Ti, Mo, Sn, Cu, Se, Ag, Ni, Co, Zn, V, Sb, As. Their amounts are shown in Figs. 10—22, and in Tables 1, 2. The research of separate generations showed decreased contents of all microelements in the second recrystallization-generation and still lower contents in their epigenetic generation. This concerns mostly Mn, Mo, Ag, Bi. The contents of Pb, Ti, Cu, Ni, Co (Tab. 5) increase. The wall rock also affected their distribution: in chloritic phyllites are pyrites with highest Mn and Mo — contents and lower Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Ag, Co. In graphitic phyllites are pyrites with highest Ti—contents, but less Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Ag, Co. Pyrites in carbonate rocks contain less Mn, Mo, Ni, and more Bi, Sn, Ag. Pyrites in quartz veins have more Pb, Sn, Cu, Ag, Ni, Co and less Mo. Conspicuous zoning of trace elements contents in pyrites is in vertical section of the deposit. The contents of Ni, Sn, Se, Ag, Bi, Mn, Cu, Ni decrease with depth whereas Co, Ti, Pb, contents increase.

In pyrrhotites are trace elements Mn, Pb, As, Sb, Bi, Sn, V, Cu, Zn, Ti, Ag, Ni, Co (Tab. 2, 3). Valuation of their contents according to generations is in Tables 4, 5. Epigenetic veins have more Mn, Pb, Cu, Ag than sedimentogenic pyrrhotites. Wall rock influence: in pyrrhotites of graphitic phyllites are higher Pb, As, Sb, Bi, Co, Ti — contents and lower Mn, V, Ni, Co. In epigenetic veins pyrrhotites contain more Mn, Pb, As, Sb, Bi, Cu, Ag. The contents of Mn, Pb, Ni, Bi, Sn decrease with depth and V, Cu, Co increase. The Zn, Ag- contents do not change.

In chalcopyrites are trace elements Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, V, In, Cd, Zn, Ti, Ag, Ni, Co, As, Se (Table 6, Fig. 23).

In these contents the Smolník chalcopyrite differ from vein deposits of the Gemericum. Valuations according to types of wall rock show that chalcopyrites in carbonate environment have more Sb and less Ti, Ni, Co. In quartz veins chalcopyrites contain less Zn, Pb, Bi, Ni, Co, As, Li, Ca, Na, Al, and more Sb, Ti, Mn, Cr, Mg, Al, Si. Chalcopyrites in chloritic phyllites (syngenetic type) show higher Pb, Ag, Bi, Ti, Ni, Co, As, Mg, Al, Si contents. All the three types show comparatively high Zn and Se (contents Fig. 24) contents in vertical sense shows decreasing Pb, Sn, Sb, Bi, Ca and increasing Ti. Other elements remain indifferent: Fe, Cu, Zn, Ag, Mg, Mn, Na, Li, Al, Si.

Ferrodolomites have following trace elements: Cu, Ni, Se, Sr, Ba, Pb, Ag, Al, Si, Yb, Na. Some of them are isomorphous, but most of them are heteromorphous. In sedimentogenic dolomites are increased Sc, Sr, Ba, Yb, Al, Si- contents. The Ni-contents increase in ferrodolomites with depth whereas Mn, Sc, Sr, Al, Yb-contents decrease.

In tetrahedrites from Smolník are main structural elements Zn, Fe, Cu, Pb, Cd, Ag, As, Sb. Admixtures and trace elements are Co, Ca, Ti, Hg, Ba, Bi, Au, Sn. Heterogeneous are Al, Si, Mn, Mg, Na, K (Fig. 26, Tab. 7). Their composition differs from that of other types of deposits in other parts of the Gemericum and the West Carpathians. They have low contents of Hg, Ag, Au, Cd, Pb, Zn and more Sn, As. Sulphur isotopes (Table 9) are indicative of their sedimentogenic origin. They show high Se-contents.

In sphalerites from Smolník are trace elements and admixtures Pb, Cd, Ag, As, Cu, Co, Ca, Ti, Sb, Hg, In, Bi, Sn, Mn and Al, Si, Na, Mg are heterogeneous. The Pb, As, Sb, Hg, Bi-contents in sphalerites decrease with depth and Co, Ti increase. Other elements are indifferent (Fe, Cd, Ag, Cu, Ca, Zn, Sn, Al, Si, Mg, Mn, Na). The sphalerites contain more Se (Fig. 27, Tables 10, 11). Wall rocks affect trace elements and their distribution. Sphalerites in chloritic phyllites and in carbonates have high contents of Cu, Sb, Bi, Pb, As, Ag, Cd. Sphalerites in epigenetic veins show higher contents of Pb, Co, Ti, Se, In: Separate generations of sphalerites contain the same elements but their quantities are variable. In older generations are higher Pb, Ag, As, Ti, Sb, Ni — contents and lower In, Sr, Ca, Mg. In epigenetic veins are high Se, Co, In-contents in sphalerites. Sphalerites in other types of deposits or in other areas show different trace elements contents (Table 11).

Galenas from Smolník contain trace elements Ag, Bi, Sn, Cu, Sb, Te, Ca, Ba, Ti, Co, Se and heterogeneous admixtures (Mn, Si, Al, Fe — cff Tab. 12). Se-contents, Pb-isotopes and S-contents (Table 13) vary in separate generations. Trace elements contents in galenas are also affected by various types of ores (Table 14).

The comparative table of all minerals studied and of their trace elements (Tabl. 15) shows highest concentrations of the separate elements. For instance, there is more Se in galenas, then in sphalerite, in tetrahedrites, chalcopyrites and so on. There is most Cd in sphalerite, tetrahedrite, galena. In and Tl are most abundant in sphalerite, less in chalcopyrite. Ba and Tl are typical of galenas. Au was examined in detail only in pyrites so far. It is also in galena, tetrahedrite, chalcopyrite.

Zn is in sphalerite, chalcopyrite, pyrite. Sb, As, Bi, Hg, Ti are most plentiful in tetrahedrite, pyrite. Ag is most frequent in chalcopyrite, tetrahedrite, pyrite. Highest Sn and Mo-contents are in chalcopyrites.

Zoning of trace elements distribution is shown in Fig. 28. Mn, Pb, Bi, Sn, Sb, Zn decrease with depth in all sulphides. Some elements show double tendency: increase and decrease with depth (Ti, Mo, Cu, Se, Ag, Ni, As, V, CO).

In all minerals examined are present trace elements Mn, Pb, Bi, Sn, Cu, Ag, Co, Zn, Se. Other elements are only in some of the minerals (Hg, Mo, As, V, Sb, Tl, Au, Sn, Ti, Ni, Zn).

The study of trace elements in main minerals of the Smolník ores or deposit facilitated estimation of possible practical use of some elements (Se, Ag, Au, In, Bi) and solving of the problem concerning various types of zoning (facial-lithological metamorphic) as well as the problems of metamorphic fractionation, tectonics, and prognosing.

Explanation to the figures

Fig. 1. Geological map of surroundings of Smolník. J. Ilavský 1959

1—porphyroids, their tuffs and tuffites; 2—tuffite-quartzites; 3—sericite-graphitic phyllites; 4—lydites; 5—sericitic phyllites; 6—gabbroid effusives recalling lava flows; 7—chloritic phyllites (epituffites of basic volcanic rocks); 8—beds of pyrite-copper ores (1—8 Gelnica Group); 9—phyllite-d diabase series undivided (Devonian-Lower Carboniferous), 10—siderite veins, 11—young granites (?); 12—older transversal faults, 13—younger transversal faults; 14—planes of discordances and transgressive composition of series, 15—mining operations: open and closed.

Fig. 2. Geological section of pyrite-copper ores deposit in Smolník, J. Ilavský 1964

1—gabbroid basic effusives; 2—sericitic phyllites graphitic phyllites; 3—lydites (silicites); 4—chloritic phyllites (epituffites of basic volcanic rocks); 5—layers of pyrite-copper ores; 6—layers and pseudoveins (bedded veins) of massive Cu-ores; 7—presumable layers of massive pyrite ores, 8—layers of disseminated pyrite ores; 9—quartz veins with Cu — sulphides; 10—transversal faults.

Fig. 3 Smolník — Mier pit — Ignác pit 1 : 2 500.

Fig. 4 Smolník — Karitas level, east and west 1 : 2 500

Fig. 5 Smolník — Ist deep level 1 : 2 500

Fig. 6 Smolník — II nd deep level 1 : 2 500

Fig. 7 Smolník — IV th deep level west, 1 : 2 500

- Fig. 8 Smolník — IV th deep level east, 1 : 2 500
 Fig. 9 Smolník — V th deep level east, 1 : 2 500
 Fig. 10 Histogram of Mn-contents in pyrites in g/t
 Fig. 11 Histogram of Pb-contents in pyrites in g/t
 Fig. 12 Histogram of Bi-contents in pyrites in g/t
 Fig. 13 Histogram of Ti-contents in pyrites in g/t
 Fig. 14 Histogram of Mo-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 15 Histogram of Sn-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 16 Histogram of Cu-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 17 Histogram of Se-contents in pyrites in g/t
 Fig. 18 Histogram of Ag-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 19 Histogram of Ni-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 20. Histogram of Co-contents in pyrites from Smolník in g/t
 Fig. 21 Relations between Ni-and Co in pyrites from Smolník
 Fig. 22 Smolník pyrite : correlations among trace elements
 Fig. 23 Smolník : trace elements contents in chalcopyrites
 Fig. 24 Histogram of Se-contents in chalcopyrites
 Fig. 25 Smolník : trace elements contents in ferrodolomites
 Fig. 26 Smolník : trace elements contents in tetrahedrites
 Fig. 27 Smolník : trace elements contents in sphalerites
 Fig. 28 Smolník : character of distribution of trace elements in main ore minerals

Table 1 Smolník : trace elements in pyrites according to wall rock in g/t

Table 2 Distribution of trace elements in pyrrhotites from Smolník in g/t for the whole ore field according to B. Cambel — J. Jarkovský

Table 5: Smolník ; trace elements in main minerals according to generations

B. Cambel — J. Jarkovský (1969).

Table 3: Distribution of trace elements in pyrrhotites from Smolník in g/t according to types of deposits

Table 4: Smolník : trace elements of pyrrhotites I

Table 5: Smolník trace elements of pyrrhotites II

Table 6: Smolník : trace elements of chalcopyrites according to ore types in g/t

Table 7: Smolník: tetrahedrites — main and some trace elements

Table 8: Microelements in tetrahedrites of ore deposits of West Carpathian in g/t

Table 9: Smolník : sulphur isotopes of tetrahedrites (according to J. Kantor — M. Rybár 1970)

Tab. 10: Smolník : trace elements of sphalerites

Tab. 11 : Sphalerites : trace elements from some deposits of West Carpathians and some other areas, in % and in g/t

Table 12: Smolník : trace elements of galenas

Table 13: Smolník : sulphur isotopes in galenas (according to J. Kantor — M. Rybár 1970)

Table 14: Microelements in galenas of West Carpathians (in % in Pb) and in g/t

Table 15: Smolník : Trace elements of main minerals according to generations

Translation: E. Jassingerová

**Зональность микроэлементов главных минералов
стратиформного месторождения пиритово-медных руд Смолник
и сопоставление с теми же элементами подобных месторождений**

Резюме

Смолник является типом стратиформного вулкано-осадочного месторождения, залегающего в хлоритовых филлитах, т. е. в первичных основных вулканических туфах и туффидах силурийско-го и нижнедевонского возраста (рис. 1–9).

Гравные рудные минералы – пирит и халькопирит, второстепенные – пирротин, тетраэдрит, сфалерит, галенит, ферродоломит. Во всех этих минералах изучалось содержание микроэлементов. В месторождении всегда представлены две или три генерации: 1) первичная вулкано-осадочная, 2) генерация перекристаллизованных метаморфизованных минералов и 3) эпигенетическая жильная генерация, возникшая в результате мобилизации первичной вулкано-осадочной.

Пириты содержат следующие микроэлементы: Mn, Pb, Bi, Ti, Mo, Sn, Cu, Se, Ag, Ni, Co, Zn, V, Sb, As. Их количество представлено на рисунках 10–22 и таблицах 1, 2. Рассмотрение по отдельным генерациям показало, что во второй, перекристаллизованной, содержание всех микроэлементов меньше, чем в первой, в третьей, эпигенетической, еще меньше, в частности мало Mn, Mo, Ag, Bi. Увеличивается содержание Pb, Ti, Cu, Ni, Co (табл. 5). Вмещающие породы также влияют на распределение: пириты хлоритовых филлитов содержат больше всего Mn и Mo, меньше Sn, Ag, Ni, Co. Пириты графитовых филлитов содержат больше всего Ti, мало Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, Cu, Ag, Co. В пиритах карбонатных пород мало Mn, Mo, Ni, но больше Bi, Sn, Ag, Ni, Co. В кварцевых жилах пириты обогащены Pb, Sn, Cu, Ag, Ni, Co, а содержание Mo малое. Ясно выраженная зональность микроэлементов наблюдается в вертикальном разрезе месторождения. С глубиной содержание Ni, Sn, Se, Ag, Bi, Mn, Cu, Ni уменьшается, Co, Ti, Pb – увеличивается.

В пирротинах констатированы следующие микроэлементы: Mn, Pb, As, Sb, Bi, Sn, V, Cu, Zn, Ti, Ag, Ni, Co (табл. 2, 3). Их содержание по генерациям показано на табл. 4, 5. Пирротины эпигенетических жил содержат больше Mn, Pb, Cu, Ag, чем седиментогенные. Влияние вмещающих пород: в графических филлитах пирротины содержат больше Pb, As, Sb, Bi, Co, Ti, меньше Mn, V, Ni, Co. В пирротинах эпигенетических жил больше Mn, Pb, As, Sb, Bi, Cu, Ag. С глубиной содержание Mn, Pb, Ni, Bi, Sn в них уменьшается, V, Cu, Co – увеличивается. Содержание Zn и Ag остается без изменений.

Микроэлементы халькопиритов: Mn, Pb, Bi, Mo, Sn, V, In, Cd, Zn, Ti, Ag, Ni, Co, As, Se (табл. 6, рис. 23). Этот состав отличает халькопириты Смолника от тех, которые известны в других жильных месторождениях гемерикума. Влияние вмещающих пород сказывается следующим образом: в карбонатных породах содержание Sb больше, а Ti, Ni, Co – меньше. В кварцевых жилах халькопириты содержат меньше C, Zn, Pb, Bi, Ni, Co, As, Li, Ca, Na, Al, но больше Sb, Ti, Mn, Cr, Mg, Al, Si. В хлоритовых филлитах (сингенетических) содержание Pb, Ag, Bi, Ti, Ni, Co, As, Mg, Al, Si больше. В халькопиритах всех трех типов вмещающих пород содержание Zn и Se относительно большое (рис. 24). В вертикальном разрезе содержание Pb, Sn, Sb, Bi, Ca с глубиной уменьшается, Ti, наоборот, увеличивается. Остальные элементы – Fe, Cu, Zn, Ag, Mg, Mn, Na, Li, Al, Si – не обнаруживают изменений.

Ферродоломиты содержат следующие микроэлементы: Cu, Ni, Sc, Sr, Ba, Pb, Ag, Al, Si, Yb, Na. Некоторые из них изоморфны, но большая часть гетероморфна. В седиментогенных доломитах повышенное содержание Sc, Sr, Ba, Yb, а также Al, Si. В жильных карбонатах больше Cu, Ni, Si. С глубиной содержание Ni в ферродоломитах увеличивается, Mn, Sc, Sr, Al, Yb уменьшается.

В состав тетраэдритов Смолника входят главным образом Zn, Fe, Cu, Pb, Cd, Ag, As и Sb. Второстепенными элементами и микроэлементами являются Co, Ca, Ti, Hg, Ba, Bi, Au, Sn. Гетерогенны Al, Si, Mn, Mg, Na, K (рис. 26, табл. 7). По своему составу они отличаются от тетраэдритов других типов месторождений и залежей других областей гемерикума и Западных Карпат. Содержание Hg, Ag, Au, Cd, Pb, Zn в них меньше, Sn и As больше. Изотопы серы (табл. 9) свидетельствуют об их седиментогенном происхождении. Значительно содержание Se.

В сфалеритах Смолника микроэлементами и примесями являются Pb, Cd, Ag, As, Cu, Co, Ca, Ti, Sb, Hg, In, Bi, Sn, Mn, тогда как Al, Si, Na, Mg гетерогенны. С глубиной содержание Pb, As, Sb, Hg, Bi уменьшается, Co, Ti увеличивается. На остальные элементы (Fe, Cd, Ag, Cu, Ca, Zn, Sn, Al, Si, Mg, Mn, Na) глубина не влияет. Значительно содержание селена (рис. 27, табл. 10, 11). Вмещающие породы влияют на состав и распределение микроэлементов. В сфалеритах хлоритовых филлитов и карбонатов содержание Cu, Sb, Bi, Pb, As, Ag, Cd большое. В эпигенетических жилах, напротив, больше Pb, Co, Ti, Se, In. В различных генерациях сфалеритов элементы одни и те же, но количественно они отличаются. В старших генерациях больше Pb, Ag, As, Ti, Sb, Bi, меньше In, Sr, Ca, Mg. В сфалеритах эпигенетических жилков большое содержание Se, Co и In. Сфалериты месторождений других типов или других областей опять таки отличаются содержанием микроэлементов (табл. 11).

Галениты Смолника содержат следующие микроэлементы: Ag, Bi, Sn, Cu, Sb, Tl, Ba, Ti, Co, Se, а также ряд гетерогенных примесей (Mn, Si, Al, Fe — см. табл. 12). В различных генерациях галенитов особенно изменчиво содержание Se, изотопов Pb и S (табл. 13). Что касается разных типов руд, то их влияние на микроэлементы галенитов также установлено (табл. 14).

В заключительной части работы приведена сравнительная таблица всех исследованных минералов и их микроэлементов (табл. 15). Она особенно ясно выявляет наибольшую концентрацию отдельных элементов. Например, селену больше всего в галенитах, затем идут сфалериты и тетраэдриты наконец, халькопириты. Cd больше всего в сфалерите, меньше в тетраэдрите и галените. Содержание In и Tl наибольшее в сфалерите, в халькопирите их меньше. Ba и Tl типичны для галенитов. Детально исследовалось наличие Au пока только в пиритах, но оно имеется и в галените, тетраэдрите и халькопирите. Zn содержится в значительном количестве не только в сфалерите, но и в халькопирите, и в пирите. Sb, As, Bi, Hg, Tl больше всего представлены в тетраэдрите, потом в пирите. Ag особенно часто обнаруживают в халькопирите, тетраэдрите, затем в пирите. Содержание Sn и Mo наибольшее в халькопиритах.

Зональность и распределение микроэлементов показаны на рис. 28. С глубиной во всех сульфидах уменьшается содержание Mn, Pb, Bi, Sn, Sb, Zn. Некоторые элементы (Ti, Mo, Cu, Se, Ag, Ni, As, V, Co) ведут себя двояко: иногда их содержание с глубиной увеличивается, иногда уменьшается.

Во всех исследованных минералах находятся следующие микроэлементы: Mn, Pb, Bi, Sn, Cu, Ag, Co, Zn, Se. Другие элементы (Hg, Mo, As, V, Tl, Au, Ba, In, Ti, Ni, Zn) обнаружены лишь в некоторых минералах.

Изучение микроэлементов главных минералов колчданного месторождения Смолник позволило учесть возможность практического использования некоторых элементов (Se, Ag, Au, In, Bi) а также пролить свет на проблемы разных типов зональности (фациально-литологической, метаморфической), а также на проблемы метаморфического фракционирования, тектоники и прогнозирования.

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Геологическая карта окрестностей сел. Смолник. Ян Илавский, 1959; 1—порфиroidы, их туфы и туффиты, 2—туффито-кварциты, 3—серицито-графитовые филлиты, 4—лидиты, 5—серицитовые филлиты, 6—габброидные эффузивы подобные лавовым потокам, 7—хлоритовые филлиты (эпитуффиты основных вулканитов), слоистые тела пиритово-медных руд (1—8 гельницкая группа), 9—филит-диабазовая серия нерасчлененная (девон-нижний карбон), 10—сидеритовые жилы, 11—молодые граниты (?), 12—древние поперечные разломы, 13—молодые поперечные разломы, 14—плоскости несогласий и тангрессивного налегания серий, 15—горные выработки закрытые и открытые.

Рис. 2 Геологический разрез месторождения пиритово-медных руд Смолник. Я. Илавский, 1964; 1—габброидные основные эффузивы, 2—серицитовые и графитовые филлиты, 3—лидиты (силициты), 4—хлоритовые филлиты (эпитуффиты основных вулканитов), 5—пласты пиритово-медных руд, 6—пласты и псевдожилы (пластовые жилы) массивных руд Cu, 7—предполагаемые пласты массивных пиритовых руд, 8—пласты вкрапленных пиритовых руд (глимов — местное название), 9—кварцевые жилы с сульфидами Cu, 10—поперечные разломы.

Список приложений

- Рис. 1 Геологическая карта окрестностей сел. Смолник 1:2.500, Я. Илавский 1968
Рис. 2 Схематический геологический разрез разрабатываемого месторождения Смолник. Я. Илавский 1968.
Рис. 3 Смолник: штольня Миер-штольная Игнац 1:2.500
Рис. 4 Смолник: этаж Каритас восток и запад, 1:2.500
Рис. 5 Смолник: I подземный этаж, 1:2.500
Рис. 6 Смолник: II подземный этаж, М- 1:2.500
Рис. 7 Смолник: IV подземный этаж – запад, М- 1:2.500
Рис. 8 Смолник: IV подземный этаж – восток, М- 1:2.500
Рис. 9 Смолник: V подземный этаж – восток, М- 1:2.500
Рис. 10 Гистограмма содержания Mn в пиритах в г/т
Рис. 11 Гистограмма содержания Pb в пиритах в г/т
Рис. 12 Гистограмма содержания Bi в пиритах в г/т
Рис. 13 Гистограмма содержания Ti в пиритах в г/т
Рис. 14 Гистограмма содержания Mo в пиритах Смолника в г/т
Рис. 15. Гистограмма содержания Sn в пиритах Смолника в г/т
Рис. 16 Гистограмма содержания Cu в пиритах Смолника в г/т
Рис. 17 Гистограмма содержания Se в пиритах в г/т
Рис. 18 Гистограмма содержания Ag в пиритах Смолника в г/т
Рис. 19 Гистограмма содержания Ni в пиритах Смолника в г/т
Рис. 20 Гистограмма содержания Co в пиритах Смолника в г/т
Рис. 21 Отношения между Ni и Co в пиритах Смолника
Рис. 22 Смолник, пирит – корреляционные отношения между микроэлементами
Рис. 23 Смолник: содержание микроэлементов в халькопиритах
Рис. 24 Гистограмма содержания Se в халькопиритах
Рис. 25 Смолник: содержание микроэлементов в ферродоломитах
Рис. 26 Смолник: содержание микроэлементов в тетраэдритах
Рис. 27 Смолник: содержание микроэлементов в сфалеритах
Рис. 28 Смолник: общий характер распределения микроэлементов в главных рудных минералах

Список таблиц в тексте

- Табл. 1 Смолник: микроэлементы в пиритах в зависимости от типа вмещающих пород в г/т
Табл. 2 Распределение микроэлементов в пирротинах Смолника в г/т суммарно для всего рудного поля по Б. Цамбелу и Я. Ярквоскому
Табл. 3 Распределение микроэлементов в пирротинах Смолника в г/т по типу залежей
Табл. 4 Смолник: микроэлементы пирротинов I
Табл. 5 Смолник: микроэлементы пирротинов II
Табл. 6 Смолник: микроэлементы халькопиритов по типу руд в г/т
Табл. 7 Смолник: тетраэдриты – главные элементы и некоторые микроэлементы
Табл. 8 Микроэлементы в тетраэдритах рудных месторождений Западных Карпат в г/т
Табл. 9 Смолник: изотопы серы в тетраэдритах (по Я. Кантору и М. Рыбару, 1970)
Табл. 10 Смолник: микроэлементы сфалеритов
Табл. 11 Сфалериты: микроэлементы в некоторых месторождениях Западных Карпат и других blastей, в % и в г/т
Табл. 12 Смолник: микроэлементы галенитов
Табл. 13 Смолник: изотопы серы в галенитах (по Я. Кантору и М. Рыбару, 1970)
Табл. 14 Микроэлементы в галенитах Западных Карпат (в % для Pb, в г/т для других элементов)
Табл. 15 Смолник: обзор микроэлементов главных минералов по генерациям

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Ján Ilavský — Štefan Bajaník

Petrogenéza bázických vulkanických hornín gelnickej skupiny v okolí Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie)

9 obr. v texte, 4 tab. v texte, ruské a anglické resumé

Abstract. The article deals with the results of the geological-structural, petrogenetic and geochemical studies on metamorphic basic volcanic rocks and metasediments in the ore district of Smolník.

Depicted are regularities of the macrocomponents and rare earths distribution in particular types of rocks and tendencies in further research.

Úvod

Bázické vulkanické horniny v gelnickej skupine okolia Smolníka (vnútorná časť Spišsko-gemerského rudohoria) sú rudonosným komplexom stratiformných pyritovo-medených rúd. Naposledy ich podrobnejšie opísal J. Chmelík — J. Ilavský (1965) ako efuzívne horniny geosynklinálneho typu. Opísal v nich náznamy diferenciacie ku kyslejším typom vo vrchnejších častiach lávových prúdov.

Uvedené závery doložil štruktúrno-geologickými, petrografickými, petrochemickými a geochemickými štúdiami.

V poslednom období sa vykonalo na ložisku Smolník a v jeho okolí mnoho technických prác (banských a vrtných), ktoré dovolili poznať podrobnejšie geologické pomery, a to najmä na V. hlbinnom obzore.

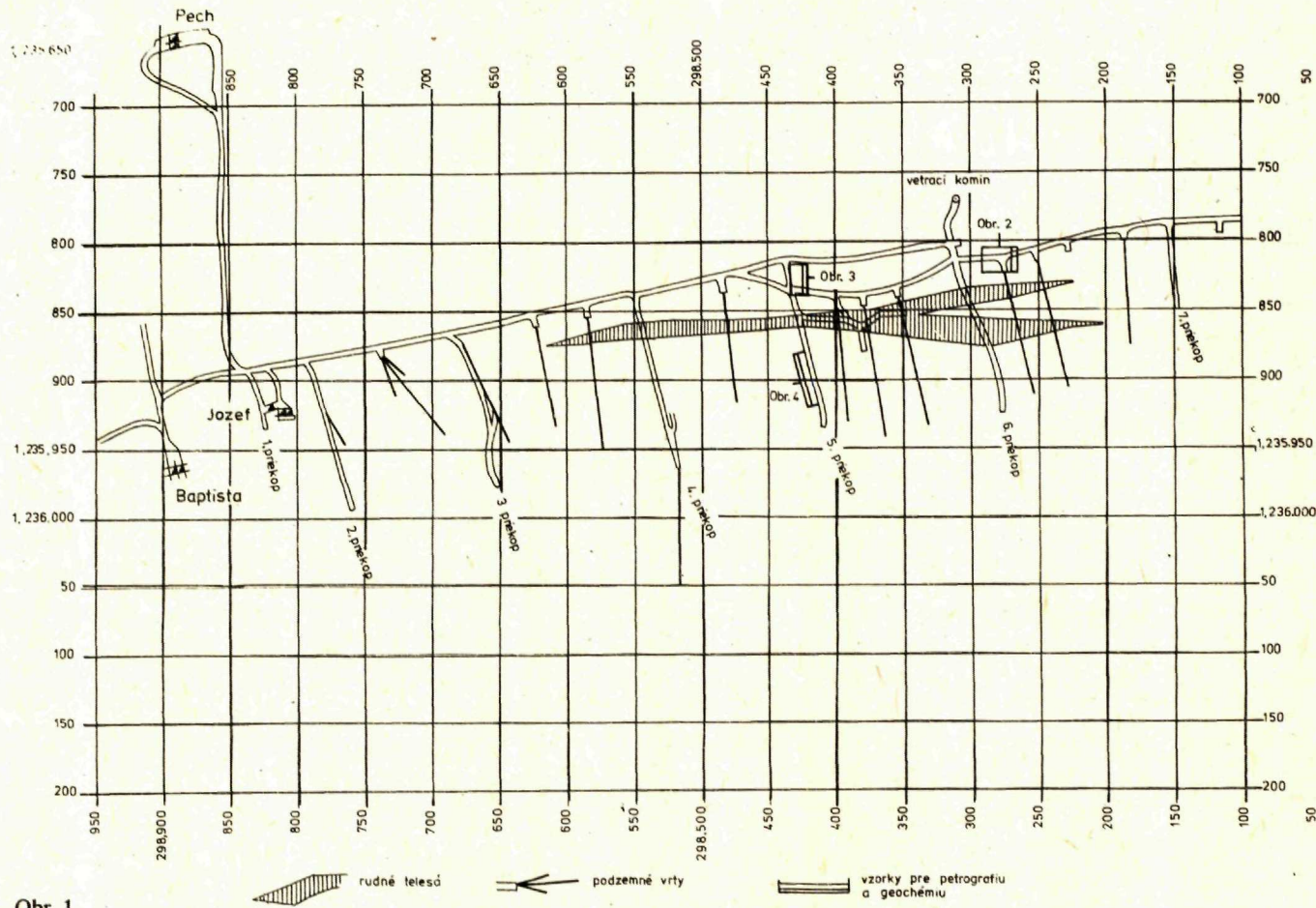
Výskumy sa zamerali hlavne na analýzu metabázitov a obzoru chloritických fylitov, t. j. okolných hornín stratiformných kyzových ložísk, ktoré neboli dosiaľ podrobne skúmané ani po petrografickej, ani po geochemickej stránke.

Nové výskumné metodiky zavedené medzičasom v Československu, najmä neutrónová aktivačná analýza a metodika analýz atómovou absorpciou, umožnili v smolníckych bázických vulkanitoch analyzovať vzácne stopové prvky kategórie lantanidov, a tak zhodnotiť i niektoré petrogenetické aspekty. Tieto analýzy pre nás urobil Ústav nerostných surovín v Kutnej Hore a spektrografické laboratórium GÚDŠ.

Bežné kompletne silikátové analýzy študovaných hornín sa robili v chemických laboratóriách Geologického prieskumu, n. p., Spišská Nová Ves a laboratóriách v Turčianskych Tepliciach.

Chceli by sme pri tejto príležitosti poďakovať všetkým spolupracovníkom a vyššie spomenutým inštitúciám za porozumenie a spoluprácu. Terénne štúdiá (profily, odber vzoriek a pod.) vykonal J. Ilavský, petrografické štúdium Š. Bajaník, ostatné kapitoly predkladajú autori spoločne.

RNDr. J. Ilavský, DrSc.; RNDr. Š. Bajaník, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra, Mlynská dolina, 1, 809 40 Bratislava



Obr. 1

Nové geologické poznatky o bázičkom vulkanizme v Smolníku

Staršie výskumy a poznatky o smolníckych bázičkých vulkanitoch zhrnul J. Chmelík — J. Ilavský (1965), J. Ilavský (1974, 1976, 1977, 1980), a preto sa nebudeme na tomto mieste o nich zmieňovať. Stručne zhrnieme, že bázičné horniny v tmavých fylitoch gelnickej skupiny pri Smolníku boli opísané ako subkvatický, geosynklinálny vulkanizmus formy lávového prúdu. Štruktúry, textúry, petrografické zloženie, chemické zloženie a stopové prvky dovolili v lávovom prúde poukázať na diferenciaciu, dôsledkom ktorej na báze prúdu prevláda fácia doleritová, v strede prúdu diabázovo-afanitická a vo vrchných častiach fácia intermediárna.

Lávové prúdy bázičkých efuzív

Postupné otváranie a ťažba hlbších obzorov smolníckeho ložiska pyritovo-chalkopyritových rúd umožnili spresniť a doplniť poznatky o geológii lávových prúdov. Znázorňujeme ich na obr. 1—3, z ktorých vyplýva viac nových poznatkov o bázičkách.

Zachytený úsek predstavuje hĺbkový interval 350 m smolníckeho ložiska od povrchu (nadmorská výška Mier-štôlne 570 m) po V. hlbinný obzor (cca 320 m n. m.). Možno konštatovať, že hrúbka lávových prúdov sa smerom do hĺbky nápadne znižuje. Kým na obvode Mier-štôlne je približne 50 m, na I. hlbinnom obvode sa znižuje na 25 m a na V. hlbinnom obvode má už len 10 m. Teda na hĺbkovom úseku 350 m sa celková hrúbka lávového prúdu zmenšila na 20 % pôvodnej hrúbky v jeho vnútornej časti.

Iný nápadný geologický úkaz je, že kým vo vrchných častiach ložiska boli vyčlenené tri lávové prúdy, do hĺbky sa počet lávových prúdov zmenšil na dva. Pritom sa hrúbka hlavného lávového prúdu — spodného — redukovala smerom do hĺbky najväčšmi. Hrúbka vrchného lávového prúdu je, ako sa zdá, ustálenejšia na väčšej ploche. Tento jav sme už zo Smolníka opísali dávnejšie (J. Ilavský 1964, 1968).

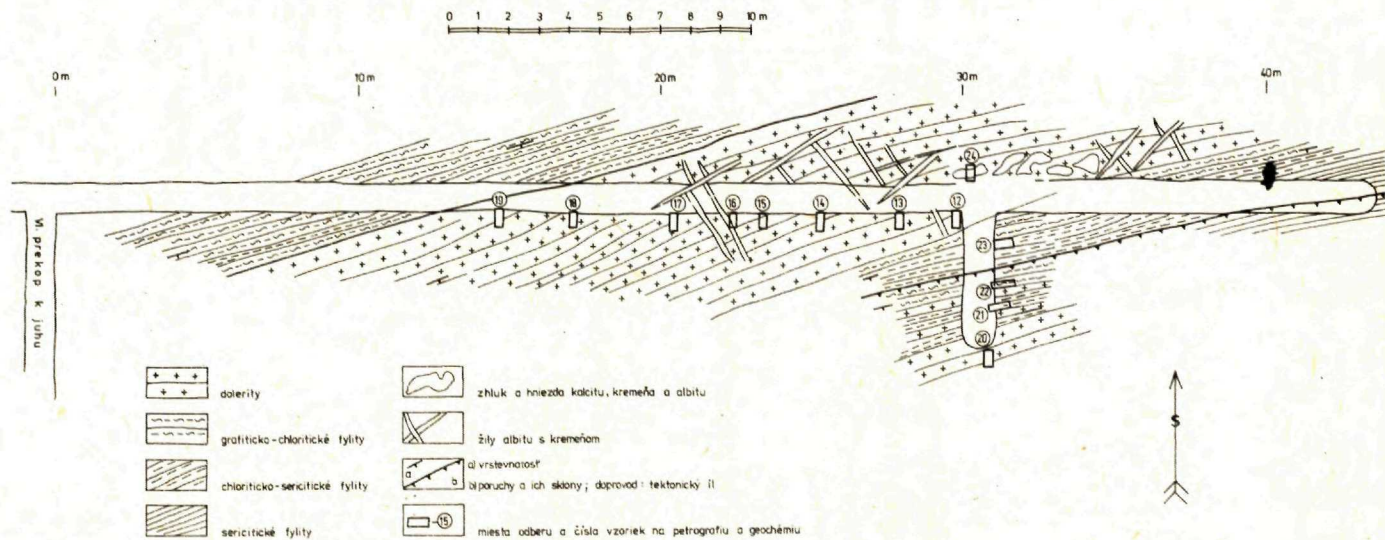
Ďalším geologickým javom je zväčšovanie hrúbky chloritických až grafiticko-chloritických fylitov smerom do hĺbky medzi hlavným a vrchným lávovým prúdom. Kým na obvode Mier-štôlne má vložka hrúbku 1—2 m, smerom do hĺbky sa zväčšuje na 3—5 m (na V. obvode). Z uvedeného vyplýva bochníkovitý alebo parabolický tvar vrchnej časti lávového prúdu. Jeho povrch sa značne rýchlo zväčšuje od vnútornej časti smerom na okraje, čo pripomína obzory submarinných vulkanických telies devónu lahn-dillského rudného obvodu Nemecka (E. Lehmann 1941, R. Gräbe 1972).

Iným charakteristickým znakom je, že sa spodný lávový prúd, známy na Mier-štôlni, do hĺbky už neobjavuje ani na I. hlbinnom obvode, ani na V. hlbinnom obvode. Z toho vyplýva, že sa v úseku medzi Mier-štôlnou a I. hlbinným obzorom vytráca. To určuje „pseudocédrový“ tvar lávových vulkanických telies bázičkov v smolníckom pruhu tmavých fylitov. Súčasne to vedie k možnému predpokladu, že hlavný prírodný aparát bázičkových vulkanitov bol v reze nad dnešným terénnym reliéfom, teda v distálnom smere vzhľadom k vulkanickému aparátu.

Z uvedeného vyplýva, že hlavné a najhrubšie časti stratiformných pyritovo-medených ložísk v Smolníku vznikali v nadloží, t. j. v distálnej časti vnútorných zón, resp. v okolí prírodných aparátov bázičkových vulkanitov.

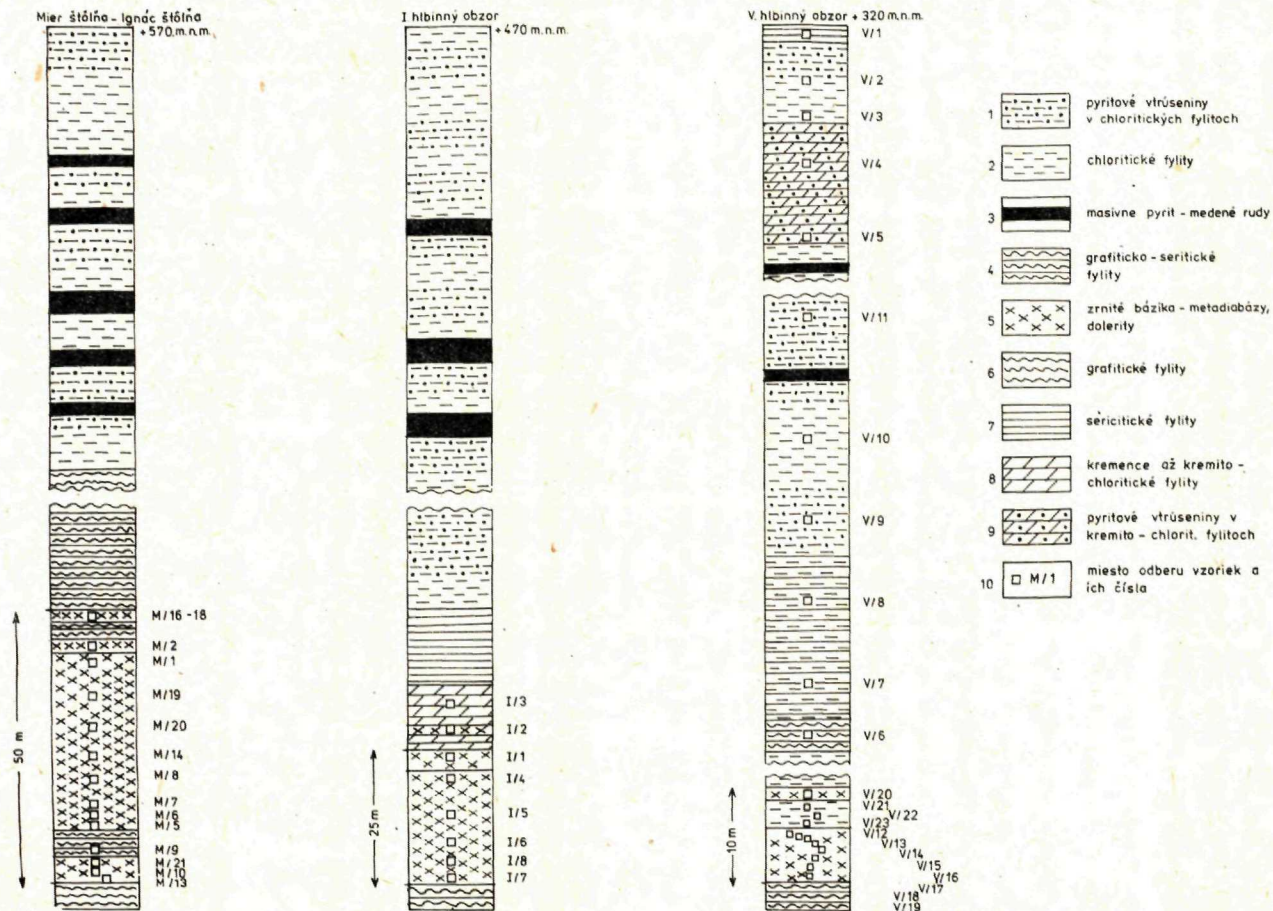
Táto situácia ovplyvňuje i tektonický vývoj oblasti po vzniku ložísk, z nej treba vychádzať pri oceňovaní prognóz územia: smerom k hlbším obzorom sa dostávame do periférnych častí vulkanického aparátu smolníckeho rudného poľa, kde je nielen malá hrúbka obzoru nadložných chloritických fylitov, ale aj malá hrúbka lávových prúdov.

SMOLNÍK: V hlbinný obzor - východ, medzi VI a VII prekopom k juhu
 Lávový prúd doleritov v podlaží stratiformných pyritovo-medených rúd a jeho vyznievanie do nadložia
 J. Ilavský, 1976



Obr. 2

SMOLNIK - Schematické geologické rezy obzorní Mier-I. hlb. obzor - V. hlb. obzor cez komplexy bázičkých vulkanitov



Obr. 3

Obzor chloritických fylitov

Obzor chloritických fylitov nie je geologicky jednotný. Popri chloritických fylitoch, ktoré sú hlavnou a prevládajúcou horninou, obsahuje polohy sericitických, sericiticko-grafitických a kremencových hornín. Tieto polohy sa však rýchlo faciálne menia. Na obr. 1 vidno, že v úrovni Mier-štôlne sú v nadloží bazických efuzív vyvinuté vo väčšej hrúbke grafiticko-sericitické fylity. O 100 m nižšie, v úrovni I. hlbinného obzoru, sú v tej istej geologickej pozícii kremence až sericitické fylity. O ďalších 150 m hlbšie, v úrovni V. hlbinného obzoru, sú však vyvinuté chloriticko-sericitické fylity.

Charakteristickým znakom smolníckeho kýzového ložiska je veľmi rýchla faciálna premenlivosť stratiformných pyritovo-medených rúd; počet ich polôh, vzájomná pozícia, hrúbka, ako aj okolné horniny sa veľmi rýchlo menia smerom do hĺbky.

Veľkú faciálnu premenlivosť vidno aj na vtrúseninovom type zrudnení (glim, grocyn). Počet polôh, hrúbka, vzťah k masívnym rudám sú na každom obozore iné. Ustálené je len mineralogické zloženie rúd, ich štruktúra a textúra.

Polohy kremeňovo-chloritických fylitov a kremencov v obozore chloritických fylitov sú tiež faciálne veľmi premenlivé. Z mnohých príkladov jeden zachycuje obr. 1, kde sú v nadloží lávového prúdu na úrovni I. hlbinného obzoru vyvinuté kremence až kremenné fylity, avšak takéto horniny nie sú v uvedenej geologickej pozícii ani na Mier-štôlni, ani na V. hlbinnom obozore. Druhý príklad: kremence v úrovni V. hlbinného obzoru vo vrchnej časti geologického profilu (205—225 m), ktoré nemajú v susednom profile I. hlbinného obzoru nijaké ekvivalentné horniny.

Nové poznatky o bazických horninách a metasedimentoch

Úvodom zhrnieme, že v predošlom štádiu (J. Chmelík — J. Ilavský 1965) sa konalo petrografické a petrochemické štúdium metabázitov na štôlni Mier a na I. hlbinnom obozore. Zistilo sa pritom, že na Mier-štôlni sú vyvinuté dva lávové prúdy diabázov. Na zložení hornín sa v rôznych podieloch zúčastňujú amfiboly, pyroxény, plagioklasy a veľa druhotných minerálov, ako aktinolit, kalcit, chlorit, sericit, kremeň, epidot, zoizit, albit ap. Ako sprievodné minerály sú prítomné rutil, pyrit, hematit, titanomagnetit ap. Štruktúry hornín sú gabroofitické až poikilitické v stredných častiach prúdov a lepidogranblastické až lepidoblastické v okrajových častiach lávových prúdov.

Na I. hlbinnom obozore nebolo petrografické zloženie hornín odlišné od Mier-štôlne. Rozdiel bol iba v tom, že lávový prúd pozostával len z jedného výlevu, ktorý bol značne diferencovaný. V strednej časti mal gabroofitickú až ofitickú štruktúru, pozostával z amfibolu, pyroxénov, plagioklasov a titanomagnetitu, aktinolitu, chloritu, kalcitu, epidotu, albitu, kremeňa, leukoxénu ap.

Nové štúdiá sa robili na bazických horninách V. hlbinného obzoru, vo východnej časti bane medzi 6. a 7. priekopom. Horninový sled je tu nasledovný:

— Podložie telies metabázitov tvoria chloriticko-sericitické fylity s vložkami grafiticko-chloritických fylitov.

— Nasledujú vlastné bazické horniny, ktoré možno charakterizovať ako metadiabázy.

Sú to kompaktné horniny hrúbky asi 6 m obsahujúce epigenetické žilky tvorené kalcitom, kremeňom a albitom. V ich nadloží sú polohy chloriticko-sericitických fylitov, ktoré obsahujú ešte niekoľko tenkých polôh zrnitých metadiabázov, takže celková hrúbka komplexu dosahuje zhruba 10 m.

Horniny sú postihnuté silnou silicifikáciou a karbonatizáciou, v menšej miere albitizáciou a chloritizáciou. Časté sú i nepriesvitné minerály.

Podľa výbrusov vzoriek 19, 16, 12 je štruktúra hornín blastoofitická. Hlavnou zložkou sú plagioklasy s orientáciou poukazujúcou na ofitické štruktúry. Plagioklasy sú tabuľkovité, lištovité, veľkosti 0,4—0,8 mm, zriedkavo až 1,3 mm. Sú ohýbané, v priečných až diagonálnych smeroch poprelamované, pričom sú pukliny vyhojené sekundárnymi minerálmi.

Plagioklasy tvoria zrasty, najčastejšie albitové, vzácnejšie periklinové a karlovarské. Premena plagioklasov je slabá a sústreďuje sa na plochy štiepateľnosti. V ďalšom štádiu premeny postihuje sericitizácia celé jedince plagioklasov. Produkty premien sú sericit, epidot, karbonáty, zriedka klinozoizit. Bázicita plagioklasu meraná symetrickou zónou zodpovedá andezínu (maxim. uhly zhášania 22—23°).

Chlorit je čo do množstva na druhom mieste. Koncentruje sa medzi zrnami plagioklasov. Sčasti by mohol byť aj primárny. Je však hlavne produktom premeny mafických minerálov. Vytvára jemnošupinovité, zriedka aj tabuľkovité formy veľkosti do 0,1 mm. Pleochroizmus je výrazný n α — žltozelená, n γ — svetlozelená. Zhášanie v rezoch γ/c je rovnobežné.

Aktinolit je zastúpený len sporadicky. Má tyčinkovitý tvar, veľkosť do 0,3 mm. Je najskôr produktom premeny pôvodného amfibolu.

Z nepriesvitných minerálov je v hornine prítomný ilmenit a magnetit. V druhotných — mladších žilkách — je častý kremeň, albit, kalcit, prípadne aj sulfidy mladších generácií (pyrit, Cu-sulfidy).

Okrajové časti lávového prúdu, hlavne nadložná časť (vzorky a výbrusy 15, 14, 13, 10) majú štruktúry blastoofitické. Medzi minerálmi prevláda chlorit, aktinolit, tiež sericit, albit a zo sprievodných minerálov titanit, rutil, hematit, magnetit ap.

Celkový obraz hornín sa od vyšších obzorov smolnickeho ložiska líši tým, že zloženie hornín zodpovedá metadiabázu. Variety, ktoré podľahli intenzívnejšej premene, zodpovedajú minerálnym zložením i štruktúrou zeleným bridliciam.

V nadloží lávového prúdu metadiabázov vystupuje mohutný komplex metasedimentov. Ako sme už uviedli vyššie, prevládajúcim horninovým typom tohto komplexu sú chloritické, resp. chloriticko-sericitické fylity, lokálne s bituminóznou substanciou, s vložkami kremeňovo-sericitických fylitov až kremencov. Lokálne pristupujú polohy metamorfovaných bázických vulkanoklastických hornín. Sporadicky (napr. V. hlbinný obzor) boli zaznamenané i metadiabázy.

V tomto obzore ležia stratiformné pyritovo-medené rudy smolnickeho ložiska, ktoré majú charakter vtrúseninovo-impregnačných alebo kompaktných masívnych rúd (obr. 4).

Pásmo chloritických fylitov sme skúmali mikroskopicky sériou výbrusov v celej ich hrúbke číslami vzoriek a výbrusov 23, 22, 21, 6, 7, 8, 11, 2. Horniny sa vyznačujú výrazným lineárnym usporiadaním minerálnych súčastí so štruktúrami lepidoblastickými a lepidogranoblastickými. Hlavnými minerálmi sú chlorit a sericit, ďalej kremeň, ktorý sa vyskytuje v horninách v podobe nepravidelných zrn a agregátov veľkosti 0,02—0,08 mm. Ďalšími súčasťami sú \pm aktinolit, ako produkt po rozklade amfibolu, a karbonáty. Z nepriesvitných minerálov hematit, magnetit, pyrit a prípadne ďalšie sulfidy. Prevláda medzi nimi hematit.

Na základe minerálnych asociácií predpokladáme, že v rámci tohto komplexu vystupujú i metamorfované bázické vulkanoklastické horniny, resp. metamorfované deriváty afanatických bázických vulkanitov.

Chloriticko-sericitické fylity (výbrusy a vzorky 8, 9, 10, 11) sú čo do štruktúr a textúr podobné predošlým. Prevládajú štruktúry lepidoblastické. Občas v nich pozorovať striedanie prúžkov sericitických s prúžkami kremeňa a chloritu a prípadne aj s karbonátovými vrstvičkami. Inokedy ide o nepravidelné, šošovkovité zoskupenie alebo chaotickú zmes uvedených minerálov, pričom sa lokálne mení miera ich kvantitatívneho zastúpenia.

Sprievodné minerály sú obdobné ako u predošlých typov hornín: hematit, titanit, rutil, pyrit ap.

Sericiticko-kremeňové a kremeňovo-sericiticko-chloritické fylity boli konštatované vo

vzorkách a výbrusoch 8, 9, 10 a ďalších. Ich štruktúry sú granolepidoblastické, resp. lepidogranoblastické. Striedajú sa v nich polohy sericitické s polohami chloriticko-sericitickými, ktoré majú veľa kremeňa. Polohy a pružky sú miestami porušené a tvary zoskupení nadobúdajú podobu šošoviek; tieto sú rozostavané pozdĺž plôch vrstevnej bridličnatosti.

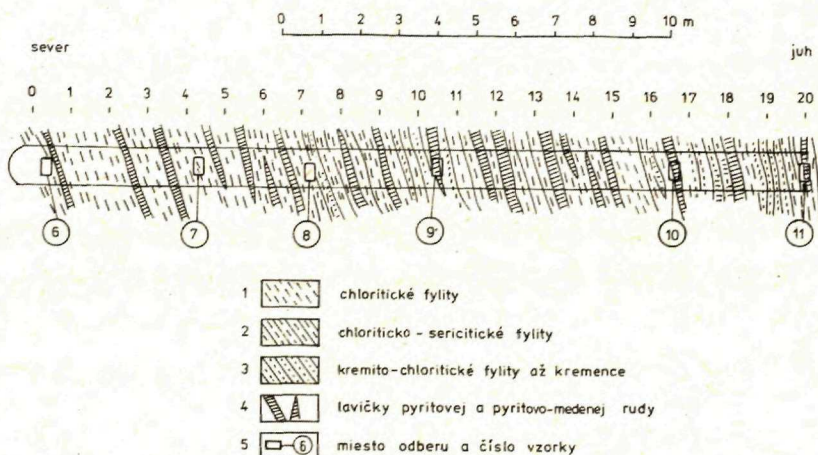
Ich minerálne zloženie je rovnaké ako u predošlého typu, menia sa len kvantitatívne proporcie jednotlivých hlavných minerálov. Kremeň tvorí väčšinou xenomorfné zrná veľkosti 0,03—0,1 mm a zaberá občas až 65 % plochy výbrusu. Ďalej pristupuje chlorit a sericit. Sporadicky vystupujú karbonáty, albit, hematit, rutil, titanit, pyrit a magnetit.

Sericitické a sericiticko-grafitické fylity sú v obvode chloritických zelených fylitov zriedkavé. Ich textúry sú taktiež lepidoblastické. Mineralogické zloženie: sericit, kremeň a ojedinelé zrná a zhluky grafitu. Zo sprievodných minerálov je tu pyrit, magnetit, hematit a rutil.

SMOLNÍK: V. hlbinný obzor - východ, južná sledná v bloku K-504 - b,
prvý prekop k juhu.

Rytmické, polycyklické opakovanie lavičiek pyritovo-medenej rúdy
v chloritických fylitoch. Vzorky na petrografiú a geochémiu chloritických fylitov.

Ján Ilavský (1977)



Obr. 4

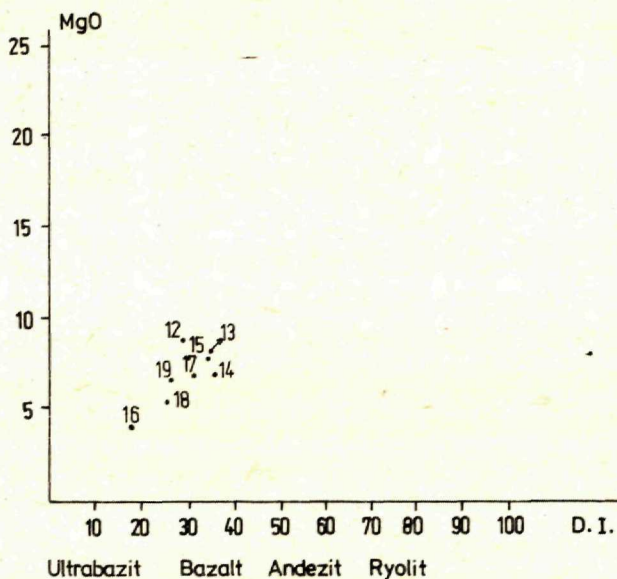
Nové poznatky o chemickom zložení

Bázické vulkanické horniny z V. hlbinného obzoru bane Smolník sme podrobili chemickému výskumu súborom 23 chemických silikátových kompletných analýz. Z uvedeného súboru je 9 analýz zo zrnitých metadiabázov a ostatných 14 vzoriek z obzoru chloritických fylitov (tab. 1).

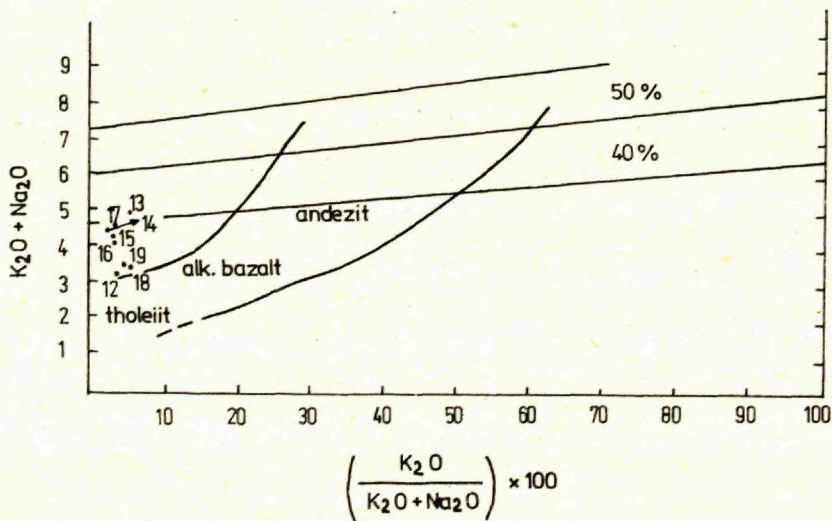
Nový prínos predstavujú najmä chemické kompletné analýzy chloritických fylitov, ktoré sa dosiaľ po stránke chemického zloženia neštudovali, hoci sú okolnými horninami ťažených ložísk.

Číslo vzorky	Hornina	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	spolu
19	metadiabáz	42,53	1,49	13,18	12,95	8,45	0,29	6,74	8,24	3,25	0,16	0,27	0,04	2,12	0,31	100,02
18	metadiabáz	40,46	1,82	12,59	12,26	9,44	0,25	5,52	11,51	3,24	0,16	0,30	0,09	2,22	0,33	100,19
17	metadiabáz	42,24	1,48	15,16	10,28	7,86	0,15	6,35	9,39	4,32	0,12	0,21	0,05	1,95	0,44	100,03
16	metadiabáz	36,75	1,60	10,71	9,77	6,75	0,29	3,98	19,46	3,81	0,12	0,15	0,07	5,88	0,29	99,66
15	metadiabáz	43,36	1,38	15,75	10,96	8,15	0,15	7,07	6,68	4,01	0,12	0,22	0,04	1,71	0,35	99,95
14	metadiabáz	44,26	1,36	14,95	10,28	8,22	0,15	7,16	6,54	4,32	0,12	0,20	0,03	2,27	0,42	100,28
13	metadiabáz	43,24	1,38	14,27	10,17	8,72	0,17	7,77	7,10	4,50	0,16	0,26	0,03	2,42	0,34	100,53
12	metadiabáz	39,82	1,25	10,07	13,65	10,59	0,19	9,08	6,53	3,49	0,12	0,25	0,04	4,82	0,26	99,91
23	chloritický	52,63	1,12	20,33	9,05	6,13	0,22	2,66	0,57	0,43	4,13	0,32	0,15	2,06	0,23	100,03
22	fylit	50,66	1,22	21,77	9,17	5,43	0,24	2,45	0,85	0,29	4,22	0,24	0,27	1,76	0,35	99,92
21	fylit	52,11	1,08	21,68	7,87	5,11	0,15	2,86	0,57	1,37	4,73	0,30	0,28	1,89	0,31	100,31
20	metadiabáz	43,45	1,80	15,80	10,95	8,04	0,31	8,60	2,28	3,91	0,20	0,27	0,05	3,99	0,35	100,00
6	metadiabáz	66,00	0,18	8,24	11,38	7,54	0,11	3,28	0,38	0,04	0,74	0,06	0,31	1,56	0,16	99,98
7	metadiabáz	54,40	0,35	8,95	16,24	12,82	0,12	4,03	0,53	0,01	0,09	0,12	0,51	1,67	0,16	100,00
8	metadiabáz	60,04	0,44	8,12	14,15	10,90	0,14	3,01	0,36	0,02	0,31	0,12	0,32	1,80	0,21	99,94
9	metadiabáz	52,07	0,36	9,84	17,14	12,54	0,14	4,03	0,36	0,04	0,22	0,12	0,15	2,73	0,24	99,97
10	metadiabáz	49,54	0,58	9,73	18,01	14,13	0,20	4,21	0,35	0,01	0,09	0,16	0,34	2,40	0,20	99,95
11	metadiabáz	56,07	0,60	10,57	14,54	11,81	0,18	3,28	0,54	0,04	0,90	0,14	0,10	1,09	0,19	100,05
5	metadiabáz	68,59	0,30	5,80	10,77	8,67	0,11	2,16	0,51	0,01	0,09	0,12	0,95	1,60	0,24	99,82
4	metadiabáz	66,36	0,19	7,17	11,83	8,32	0,11	3,69	0,20	0,01	0,11	0,05	0,93	1,01	0,09	100,07
3	metadiabáz	69,49	0,57	9,40	8,53	6,27	0,12	2,12	0,30	0,07	1,80	0,14	0,14	1,31	0,15	100,4
2	chlorit.-sericit.	56,79	0,91	12,18	11,48	10,01	0,18	3,94	0,40	0,07	1,66	0,23	0,91	1,24	0,20	100,2
1	fylit	61,96	0,46	9,66	12,31	8,52	0,10	3,74	0,40	0,04	0,52	0,16	0,92	1,29	0,20	99,96

Podrobnejší chemický výskum uvedených hornín vychádzal z potreby objasniť petrogenetické otázky vlastného bázičného vulkanizmu a stupeň diferenciácie, pretože práve tieto sa považujú v súčasnosti za veľmi dôležitý metalogenetický faktor.



Obr. 5



Obr. 6

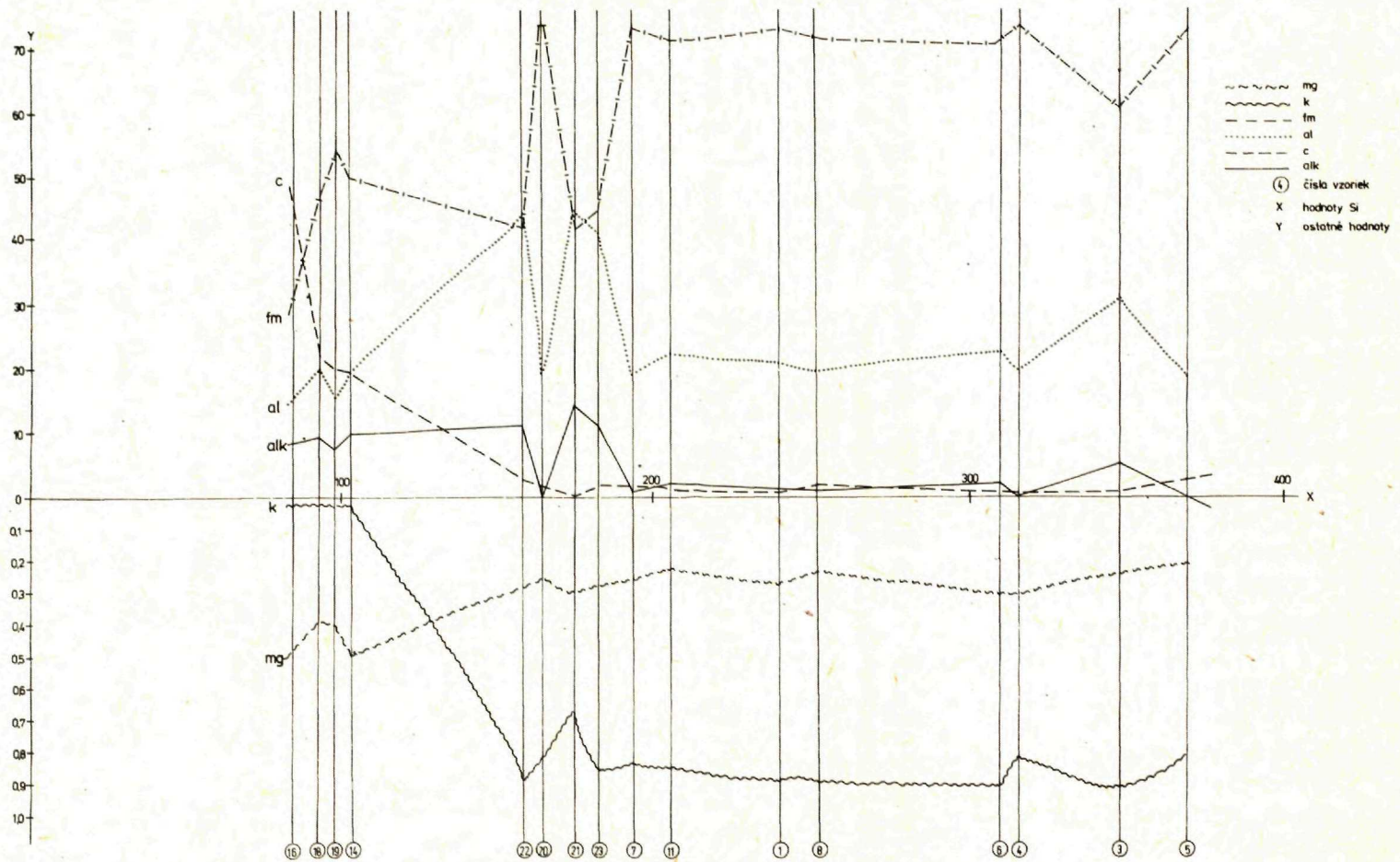
Druhým dôvodom sledovania chemického zloženia bola snaha osvetliť faciálne zmeny vulkanizmu v priestore (t. j. smerom do hĺbky), čo môže poskytnúť spoľahlivejšie kritériá pri prognózovaní a ďalšom vyhľadávaní medeno-pyritových a iných rúd v smolníckom rudnom poli.

Smolník — bázičné vulkanické horniny na V. hlbinnom obvzore prepočet na Niggliho parametre

Tabuľka 2

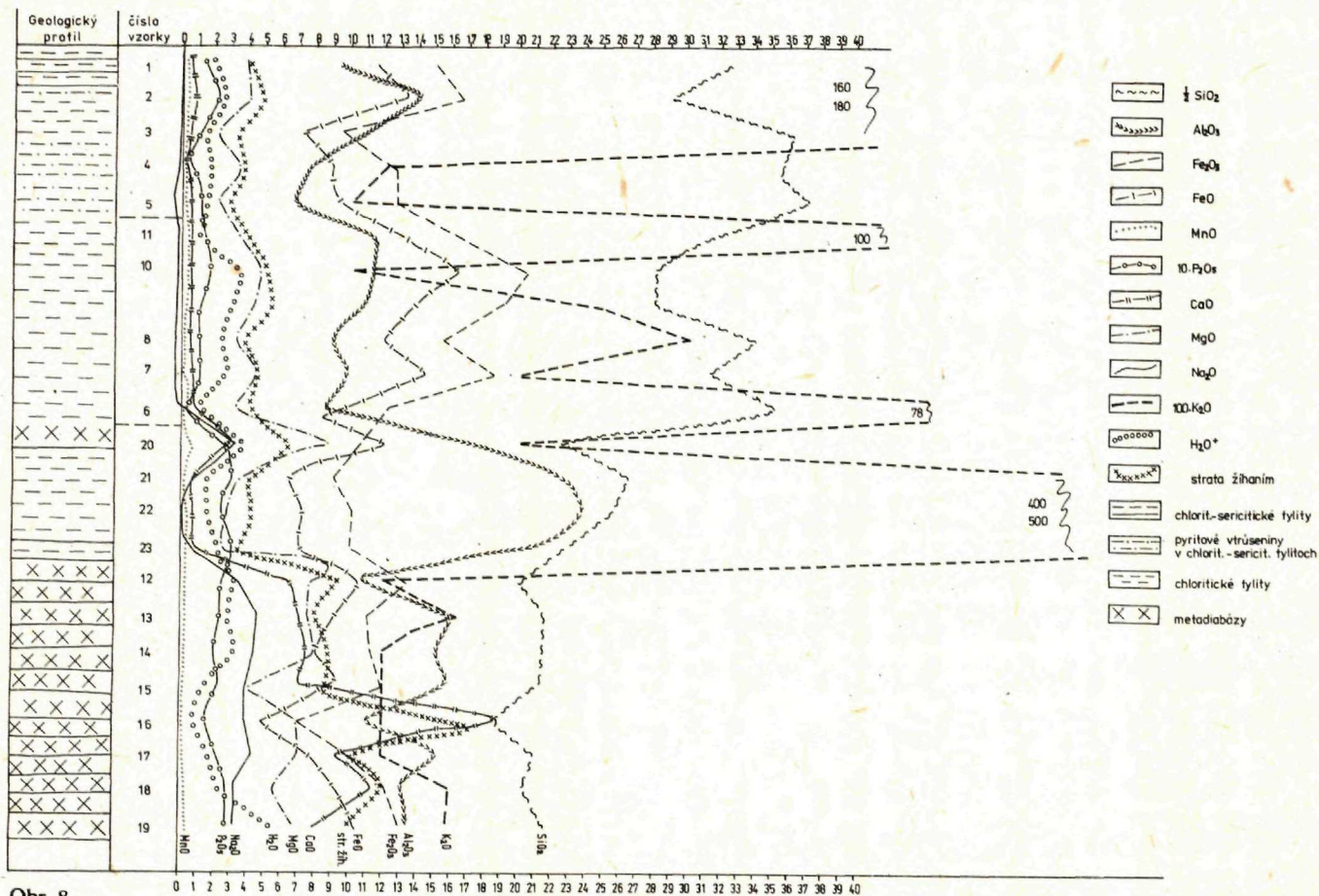
Číslo vzorky	Si	alk	c	FM	Al	Ti	P	QZ	Q	L	M	K	Mg	Pi	Mi	γ	α
19	98,37	7,52	20,41	54,11	17,96	3,01	0,26	-31,70	22,91	34,15	42,94	0,031	0,429	0,410	0,362	0,156	0,010
18	93,12	7,46	28,37	47,10	17,01	3,15	0,29	-36,72	20,80	33,81	45,39	0,031	0,402	0,392	0,287	0,285	-0,115
16	84,94	8,71	48,17	28,54	14,58	1,91	0,15	-49,89	15,42	33,56	51,02	0,020	0,480	0,252	0,193	0,597	-0,409
14	103,85	10,00	18,95	50,39	20,57	2,40	0,20	-36,15	23,25	39,23	37,52	0,018	0,497	0,348	0,427	0,141	-0,232
23	181,42	11,40	2,03	44,84	41,73	2,80	0,45	35,82	44,94	22,26	32,80	0,879	0,293	0,082	0,293	0,000	2,753
22	158,20	11,27	2,84	42,15	43,73	2,86	0,32	13,12	41,31	24,31	34,37	0,922	0,270	0,112	0,270	0,000	2,191
21	174,01	14,23	0,25	41,75	43,78	2,66	0,42	17,09	41,96	25,94	32,10	0,694	0,334	0,009	0,334	0,000	2,306
20	96,62	8,71	5,43	62,54	23,32	3,01	0,25	-38,21	22,97	29,97	47,00	0,033	0,455	0,238	0,455	0,000	0,191
6	310,71	2,40	1,92	72,81	22,86	0,64	0,11	201,09	63,94	4,63	31,43	0,928	0,316	0,285	0,316	0,000	5,809
7	192,81	0,23	2,02	79,07	18,68	0,94	0,17	91,89	51,60	2,39	45,95	0,868	0,269	0,814	0,269	0,000	3,269
8	251,54	0,89	1,62	77,44	20,05	1,39	0,21	147,97	59,01	2,74	38,25	0,918	0,242	0,476	0,242	0,000	4,485
11	205,80	2,24	2,13	72,78	22,86	1,54	0,21	96,84	52,64	5,99	41,37	0,943	0,247	0,322	0,247	0,000	3,527
5	369,51	0,37	2,94	78,29	18,40	1,20	0,27	268,05	69,06	2,26	28,69	0,868	0,221	0,800	0,221	0,000	7,054
4	315,24	0,38	0,96	78,59	20,07	0,57	0,09	213,70	65,31	1,19	33,50	0,888	0,333	0,554	0,333	0,000	5,777
3	348,50	5,93	1,57	61,20	31,31	2,09	0,29	224,80	65,36	8,29	26,25	0,944	0,252	0,117	0,252	0,000	6,849
1	240,33	1,37	1,59	75,91	21,12	1,28	0,25	134,84	57,52	3,59	38,89	0,895	0,272	0,366	0,272	0,000	4,253

SMOLNÍK - chemické zloženie bázičických vulkanitov a metasedimentov z V obzoru vyjadrený Niggliho hodnotami



Obr. 7

Smolník bázeické efuzíva na V obzore
 Sumární diagram chemických analýz diabázov a chloritických fylitov



Obr. 8

Chemické zloženie metabázitov zo Smolníka na V. obzore sa málo líši od zloženia takých istých hornín z vyšších obzorov, najmä zo štólne Mier a z I. hlbinného obzoru, študovaných skôr (J. Chmelík — J. Ilavský 1965).

Stred lávového prúdu (vz. 15, 13) tvoria variety bázických hornín typu zrnitých metadiabázov, ktorých chemické zloženie sa líši od predchádzajúcich metadiabázov o niečo vyššími hodnotami SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO a Na_2O . Znížené sú obsahy CaO a MnO .

Vrchná časť lávového prúdu (vz. 12) je zastúpená afanatickými metadiabázmi.

V uvedených chemických analýzach sme dali do vzťahu obsahy MgO (váhové percentá) k hodnote D. I. (diferenciačný index Thortona-Tuttleho; obr. 5).

Premietnuté body analyzovaných vzoriek sa nachádzajú v príslušnom poli zodpovedajúcom ich petrografickému zloženiu. Rozptyl v smere vertikálnom aj horizontálnom môže súvisieť s druhotnými minerálmi, ktoré vznikli jednak na úkor primárnych minerálov počas regionálnej metamorfózy a tiež v priebehu hydrotermálnej fázy. Tým sa menia vzájomné vzťahy kyslíčnikov vzhľadom ku primárnemu zloženiu.

Na obr. 6 je diagram vzťahov alkálií v zrnitých metadiabázoch zo Smolníka z V. obzoru. Vidno na ňom posun premietnutých bodov analýz mimo pole normálneho radu: tholeiitický bazalt-alkalický bazalt-andezit; to je tiež vplyv druhotného obohatenia hornín hlavne albitom (zvýšený obsah alkálií, a tým vertikálny posun), a to jednak v priebehu metamorfózy a tiež vplyvom dodatočných hydrotermálnych fáz, ktorých charakter vyplýva z minerálnych výplní epigenetických žiliek v zrnitých metadiabázoch.

V tab. 2 a na obr. 7 uvádzame hodnoty Niggliho parametrov pre metadiabázy a metasedimenty, aby sa lepšie znázornila ich porovnateľnosť s horninami na Mier-štólne, ktoré sa študovali skôr (J. Chmelík — J. Ilavský 1965). Z grafického zobrazenia je evidentný rozdiel medzi týmito dvoma skupinami hornín.

Korelácie v obsahoch jednotlivých zložiek vyplývajú z obr. 8, kde sú graficky zanesené všetky kyslíčniky s hodnotami ich obsahov. Na grafe sú znázornené aj výsledky chemických analýz metasedimentov z komplexu tzv. chloritických fylitov, z čoho vyšli veľmi výstižné rozdiely v obsahoch SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , K_2O , Na_2O , CaO , P_2O_5 medzi uvedenými dvoma typmi hornín.

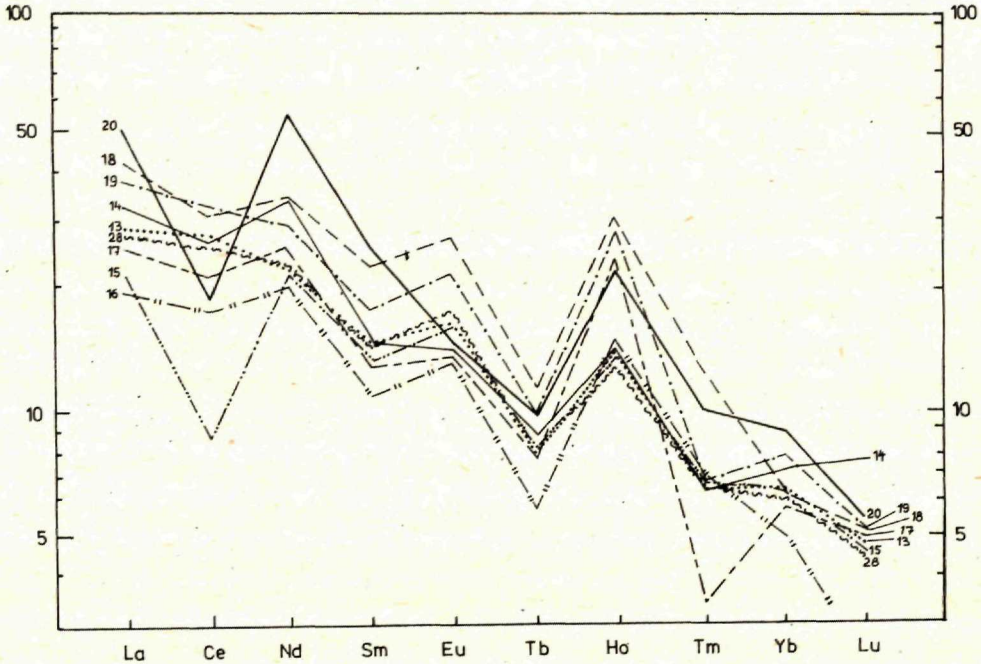
Priemerné chemické analýzy metadiabázov na štólne Mier (1) a na V. hlbinnom obzore (2)

	1	2
SiO_2	46,7	41,9
Al_2O_3	17,1	14,6
Fe_2O_3	1,87	11,7
FeO	0,12	9,0
CaO	8,56	8,7
MgO	6,2	7,1
TiO_2	1,4	1,5
MnO	0,25	0,2
P_2O_5	0,01	0,23
SO_3	—	0,05
K_2O	0,04	1,2
Na_2O	2,92	3,87
$\text{H}_2\text{O} +$	0,64	2,84
$\text{H}_2\text{O} -$	1,56	0,34

Z priloženej tabuľky vyplýva, že smerom do hĺbky ubýva v metadiabázoch SiO_2 , Al_2O_3 a H_2O , kým naopak pribúda kyslíčnikov Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 , SO_3 , K_2O ,

Na_2O a H_2O +. Tieto zmeny sú zapríčinené už hore uvedenými petrografickými rozdielnosťami a minerálmi hydrotermálnej fázy.

Primárny charakter študovaných bazických hornín bol študovaný na základe vzácnych zemín. Z hodnôt (tab. 3) a priebehu kriviek (obr. 9) vyplýva, že pôvodne zloženie hornín bolo blízke tholeitickým bazaltom. Normalizácia sa urobila v zmysle práce K. H. Wedepohla (1975).



Obr. 9

Chloritické a chloriticko-sericitické fylity

Odišné chemické zloženie vidno u chloritických fylitov v nadloží metadiabázov. Majú vcelku veľmi výrazne zvýšený obsah SiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , avšak pritom znížený obsah Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , P_2O_5 . Predstavujú (pozri petrografický opis) sčasti metamorfny produkt pôvodných vulkanoklastických hornín, prípadne lokálne vložiek celistvých diabázov (minerálna asociácia miestami blízka zeleným bridliciam by podporovala tento predpoklad). Hrúbka celého komplexu je okolo 150 m. Celkove ho možno rozdeliť na štyri časti hrubej 25–50 m, z ktorých každá má osobitný ráz v zložení minerálnom i chemickom.

Pyritovo-chalkopyritové zrudnenia stratiformných typov ležia hlavne v strednej časti komplexu a korelujú s najvyššími obsahmi SiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , K_2O a SO_3 v závislosti na rudných mineráloch. Naproti tomu antagonistickými vzťahmi ku zrudneniam (metalofóbiou) sa vyznačujú Al_2O_3 , CaO , MgO , TiO_2 , MnO , P_2O_5 a Na_2O .

Číslo vzorky	La	Co	Nd	Sm	Eu	Tb	Ho	Tm	Yb	Lu
19	12	28	18	3,7	1,49	0,48	1,9	0,23	1,5	0,16
18	13	26	21	4,6	1,93	0,58	2,3	0,40	1,2	0,16
17	8	18	16	2,7	1,00	0,38	1,8	0,10	1,1	0,15
16	6	15	12	2,3	1,04	0,27	1,1	0,20	1,0	0,07
15	7	30	13	2,8	1,20	0,40	1,0	0,20	1,2	0,14
14	10	22	21	3,1	1,14	0,35	1,0	0,20	1,4	0,23
13	9	23	14	3,1	1,27	0,40	1,0	0,20	1,2	0,14
12	11	34	16	3,8	1,45	0,39	0,5	0,30	1,6	0,16
23	72	44	87	12,4	2,5	1,10	3,4	0,67	2,9	0,42
22	60	127	79	11,2	2,3	1,10	2,4	0,67	3,5	0,52
21	57	128	76	10,8	2,3	0,99	4,0	0,34	3,0	0,30
20	16	37	32	5,0	1,03	0,45	1,7	0,32	1,5	0,17
6	33	79	41	8,4	1,11	1,30	5,3	0,80	4,8	0,55
7	34	80	42	7,7	1,14	0,90	2,5	0,40	2,8	0,42
8	21	45	31	4,8	0,87	0,51	2,6	0,36	1,9	0,31
9	23	55	30	5,6	1,02	0,65	2,2	0,30	2,2	0,30
10	20	70	32	5,2	1,19	0,50	3,3	0,30	2,8	0,43
11	14	35	21	3,2	0,78	0,42	1,8	0,20	1,6	0,35
5	25	63	36	5,7	0,68	0,58	1,7	0,22	1,15	0,26
4	22	55	31	4,6	0,61	0,83	3,1	0,35	3,9	0,51
3	30	72	33	6,1	0,73	0,65	2,4	0,29	1,9	0,33
2	35	84	43	6,9	0,97	0,85	2,6	0,53	2,5	0,30
1	28	75	38	5,0	0,86	0,75	2,0	0,31	2,2	0,42

Stopové prvky kovov v bazických horninách

Predchádzajúce výskumy jedného z autorov (J. Ilavský) zamerané na širokú škálu metalogenetických problémov smolníckeho ložiska poukázali len orientačne na geochemický charakter okolných hornín (J. Ilavský 1964, J. Chmelík — J. Ilavský 1965). Opierali sa pritom o materiál vrtovej alebo banských prác, ktoré sa skúmali nesystematicky.

J. Chmelík — J. Ilavský (1965) skúmali obsah stopových prvkov v zrnitých gabrových horninách Mier-štólne systematickejšie; výsledky uviedli v citovanej práci (tab. 2, str. 245). Išlo o semikvantitatívne spektrálne analýzy všetkých zrnitých hornín bazického vulkanizmu na prvky: Pb, Ga, Mo, Sn, V, Li, Cu, Ag, Zn, Ti, Zr, Co, Ni, Sr, Cr, Sc a Ba.

Hodnotenie výsledkov citovaných analýz bolo však len veľmi približné a schematické, hlavne preto, že išlo o analýzy semikvantitatívne a tiež preto, že sa analyzovali len magmatické horniny, a chloritickým fylitom sa vtedy pozornosť nevenovala.

Preto sme sa v následných výskumoch zaoberali stopovými prvkami aj chloritických fylitov, a to zo vzoriek skúmaných petrograficky a chemicky. Zachytila sa nimi celá šírka pruhu rudonosných chloritických fylitov o hrúbke 150—200 m, čo poskytuje orientačný obraz o ich rozmiestnení v celom pruhu.

Výsledky kvantitatívnych analýz umožňujú podať niektoré zovšeobecnenia z hľadiska distribúcie, vzájomných korelácií aj z hľadísk petrometalogenetických.

Číslo vzorky	Zn	Pb	Cu	Co	Ga	Sn	V	Ni	Cr	As	Sb
19	100	65	25	35	18	0	246	29	63	25	2,5
18	158	36	38	48	32	0	302	85	355	—	4,4
17	116	26	68	40	22	0	240	91	708	—	1,5
16	74	72	102	46	11	0	145	49	562	—	2,0
15	130	48	122	83	20	0	191	118	589	—	1,9
14	108	28	77	38	23	0	159	112	389	—	1,6
13	124	83	88	39	20	0	186	110	316	—	1,3
12	240	80	50	40	22	8	200	132	407	—	1,7
23	74	21	60	16	35	8	110	52	79	28	1
22	60	20	48	42	35	8	118	55	79	40	—
21	66	15	50	19	38	8	118	46	85	80	11
20	188	17	38	87	30	10	240	178	398	155	5,2
6	134	38	80	10	21	110	10	5	3	260	9,0
7	270	40	125	10	38	42	19	8	12	200	1,7
8	188	20	87	15	22	71	32	5	10	65	1,5
9	405	63	392	28	32	71	25	5	3	130	3,0
10	400	20	58	25	30	52	50	8	40	41	1,5
11	184	28	52	20	20	132	56	8	9	34	1,0
5	46	30	34	10	17	35	10	5	3	20	0,84
4	142	72	1500	29	28	66	10	7	0	76	2,1
3	48	20	10	8	23	257	32	8	11	24	1,1
2	70	16	22	13	30	129	91	12	30	62	1,2
1	68	20	190	22	28	74	32	8	13	55	1,6

Stopové prvky kovov v metadiabázoch a v chloritických fylitoch

V súlade s petrografickým zložením a chemickým zložením metadiabázov a chloritických fylitov zo Smolníka sa mení v nich aj obsah kovových prvkov. Opíšeme ich podľa poradia uvedeného v tabuľke.

Zinok (Zn)

V metadiabázoch je v medziach obsahov uvádzaných v literatúre pre tieto typy hornín. Lokálne zvýšenie sa viaže na zrnitejšie variety s vyšším obsahom magnetitu.

V metasedimentoch obsah Zn zákonite klesá so zvyšovaním pôvodne piesčitej zložky. Vyšší obsah býva spätný hlavne s faciami s bituminóznou substanciou, ktoré vystupujú prevažne v pásme stratiformného zrudnenia.

V niektorých prípadoch zvýšený obsah je spôsobený prítomnosťou sfaleritu (vz. 12, 13).

Olovo (Pb)

Jeho obsah v metadiabázoch a metasedimentoch je ekvivalentný mineralogickému zloženiu jednotlivých variet. Relatívne vyšší obsah všeobecne súvisí s vnútornou časťou lávového

prúdu. I v prípade olova najvyšší obsah v metasedimentoch je v zónach stratiformného zrudnenia (vz. 9—11; 3—5).

Meď (Cu)

V diabázových horninách je medi priemerne 60 g/t, v chloritických fylitoch 187 g/t. Relácie v priestorovom rozmiestnení sú však také isté ako u olova: teda najvyššie obsahy v zrnitých diabázových horninách sú v strede lávového prúdu, kým okrajové časti lávového prúdu majú nižšie hodnoty. Taktiež v chloritických fylitoch vidno diferenciaciu obsahov, t. j. maximálne obsahy sú v centre chloritických fylitov, kde ležia hlavné rudné telesá (extrémne hodnoty u vz. 4 a 9), kým ich okraje majú medi skoro dvojnásobne menej.

Kobalt (Co)

V distribúcii Co vidieť zjavnú diferenciu v metadiabázoch a metasedimentoch. Obsahy v metadiabázoch sú v podstate v súlade s udávanými hodnotami. Sú tu viazané v štruktúrach tmavých minerálov a v magnetite.

V metasedimentoch je obsah pomerne stabilný a vykazuje hodnoty udávané pre študované typy hornín.

Galium (Ga)

Obsah galia v metadiabázoch má rozsah uvádzaný pre bázičné horniny (G. Gottardi — J. D. Burton — F. Culkin 1972) a viaže sa hlavne na plagioklasy, v menšej miere na mafické minerály, podobne ako v sedimentoch. Malý počet analýz neumožňuje hlbšie úvahy.

Cín (Sn)

Nízky, resp. nulový obsah v metadiabázoch súhlasí s hodnotami tohto typu hornín (G. Bergenhoff — H. Hamageti — R. Kuroda — K. H. Wedepohl 1970).

Vyšší a nerovnomerný obsah v metasedimentoch treba dať do súvisu s výskytom kassiteritu v zrudnenom pásme.

Vanád (V)

Obsah vanádu sa mení v medziach udávaných napr. autormi H. T. Ewans — S. Landergrén (1969). V metadiabázoch vyšší obsah priamo závisí od obsahu magnetitu a titanomagnetitu v hornine. Súvislosť medzi celkovým zastúpením mafických minerálov a obsahom vanádu už nie je natoľko výrazná.

V metasedimentoch pozorovať zvýšenie obsahu v pôvodne silne ílovitých horninách, príp. v polohách s bituminóznou substanciou. Zvyšovaním podielu pôvodne piesčitej zložky sa adekvátne znižuje i obsah vanádu.

Nikel, chróm (Ni, Cr)

Korelačné vzťahy oboch prvkov možno v určitej miere pozorovať i v študovaných horninách.

V metadiabázoch vyšší obsah niklu je viazaný na zrnité typy, t. j. vnútorné a čiastočne spodné časti lávového prúdu. Blízky iónový polomer Ni s Mg a Fe na jednej strane a zvýšený obsah magnetitu, titanomagnetitu a femických minerálov na strane druhej objasňuje toto zvýšenie obsahu.

Vzťahy v obsahoch medzi Ni a Cr sú výrazné. Lokálne vyšší obsah Cr možno vysvetliť zvýšeným výskytom epidotu, resp. prítomnosťou fuchsitu (súčasť hydrotermálnej fázy) v niektorých vzorkách.

Z obsahov niklu v metasedimentoch vyplýva jeho výraznejšie množstvo v pôvodne ťovitejších sedimentoch a nižšie v horninách so zvýšenou piesčitou zložkou. Podobne je to i pri obsahoch chrómu.

Arzén (As)

Má veľmi nerovnomerné rozmiestenie. Kým v metadiabázoch prakticky nevystupuje (obsahy v 2 vzorkách možno vysvetliť prítomnosťou As-minerálu), zatiaľ k jeho koncentrácii dochádza v obzore chloritických fylitov. Pritom v spodnejšej časti chloritických fylitov je jeho obsah vyšší než v strednej a najvrchnejšej časti. Viaže sa zrejme na vtrúseniny arzenopyritu, ktoré tvoria súčasť ložiskovej výplne smolnickeho ložiska a ktorý je tu známy od čias V. Zepharovycha (1873).

Antimón (Sb)

Vyznačuje sa pomerne rovnomerným rozšírením v metadiabázoch aj v obzore metasedimentov. V detailoch však vidno v rozmiestnení Sb určitú diferenciaciu. Lokálne vyšší obsah (konkrétne u vzorky 21 a 6) súvisí so sporadicky vystupujúcim minerálom — antimonitom a čiastočne tetraeditom.

Distribúcia vzácnych prvkov a lantanidov

Ďalšie stopové prvky, hlavne lantanidy, sa skúmali v základných horninách a chloritických fylitoch zo Smolníka metódou neutrónovej aktivačnej analýzy a metódou atómovej absorpcie v Ústave pre výskum nerastných surovín v Kutnej Hore. Výskumu sa podrobili tie isté vzorky, ktoré boli skúmané petrograficky, chemicky aj spektrálnymi analýzami na kovové prvky.

Výsledky sú sumárnym spôsobom uvedené v tab. 4. Sumarizovali sme ich podľa petrochemických typov s cieľom charakterizovať ich aj po stránke geochemickej; viditeľná je tak i zjavná diferencovanosť, obdobným spôsobom ako sme videli u chemických analýz a u obecných kovových elementov.

Celkové rozmiestnenie vzácnych prvkov a lantanidov

Z uvedených výsledkov analýz na lantanidy je vidno v prvom rade odlišné obsahy v diabázových horninách na jednej strane a v chloritických fylitoch na strane druhej.

Diabázové horniny majú vyšší obsah Eu, Ta, ale nižší obsah La, Ce, Sm, Tb, Ho, Tm, Yb a Lu než v chloritických fylitoch.

Naproti tomu chloritické fylity majú vyšší obsah La, Ce, Nd, Sm, Tb, Ho, Tm, Yb a Lu.

Indiferentnými sa javia Na, La, Sm, Tb, pretože ich obsah je v uvedených dvoch skupinách hornín skoro rovnaký a rozdiely medzi nimi sú také malé, že nepokrývajú ani možné chyby analytických metodík príslušných prvkov.

Paralelizácia obsahov vzácnych stopových prvkov ukazuje rozdielnosť aj s obsahmi makrochemických zložiek v jednotlivých typoch hornín.

V súlade s petrochemickými diferenciačnými trendmi makrozložiek, ktoré sme už uviedli vyššie, vidno takéto diferenciačné tendencie aj u vzácnych zemín, čo je v súlade s údajmi

najnovšej literatúry o takejto tématike (A. G. Hermann 1970, J. A. Balašov 1963, J. A. Balašov et al. 1964).

Od bázickejších, spodnejších častí lávového prúdu vidno smerom do stredu a až do vrchných častí postupné obohacovanie a koncentráciu La, Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Ho, Tm, Yb, Lu.

Na obdobné trendy v rôznych petrografických typoch hornín poukazuje E. E. Vajňstajna — L. K. Požarickaja — N. V. Turanskaja (1961); tu dochádza v priebehu diferenciacie k postupnému obohateniu na vzácne prvky a lantanidy.

V obzore chloritických fylitov nie je distribúcia lantanidov taká zákonitá a lineárna ako u metabázitov. Zákonitosťou je, že sú o lantanidy obohatené spodné a vrchné časti obzoru chloritických fylitov, kým jeho stredné časti majú ich obsahy znížené.

Z uvedenej symetrickej schémy distribúcie sa vymyká len prvok Lu, ktorý vykazuje v priečných rezoch postupné ochudobňovanie smerom do nadložných častí obzoru chloritických fylitov, alebo naopak — vykazuje postupné pribúdanie obsahov. Avšak hodnoty rozdielov medzi jednotlivými časťami obzoru chloritických fylitov pre uvedený prvok sú ešte nižšie než hodnoty možných nepresností analytických metód. Preto sa na tieto výsledky netreba dívať veľmi rigorózne a celkovú distribúciu lantanidov v obzore chloritických fylitov treba posudzovať so zreteľom na prevažnú väčšinu študovaných prvkov.

K distribúcii lantanidov v obzore chloritických fylitov na smolníckom ložisku treba dodať, že zníženie ich obsahov vo vnútornej časti obzoru chloritických fylitov je v miestach, kde sú umiestnené hlavné rudné telesá medeno-pyritových rúd.

Distribúcia jednotlivých prvkov

Z petrografických rozborov študovaných vzoriek vyplýva v prvom rade poznanie ich minerálnych asociácií, ich vzťahy a premeny.

Podľa minerálneho zloženia skúmané horniny patria štyrom petrografickým typom:

- zrnitým metadiabázom (hlavné minerály: plagioklas, chlorit, reliktný amfibol; vedľajšie a sprievodné minerály: albit, karbonáty, sericit, kremeň, klinozoizit, aktinolit, ilmenit, magnetit, pyrit, zirkón?);
- chloritickým fylitom (hlavné minerály: chlorit, sericit, kremeň, albit, karbonáty, ± aktinolit; sprievodné minerály: titanomagnetit, hematit);
- chloriticko-kremeňové fylity (hlavné minerály: chlorit, kremeň, ± aktinolit, sericit; vedľajšie a sprievodné minerály: albit, titanit, hematit, magnetit, pyrit, karbonáty);
- chloriticko-sericitické fylity (hlavné minerály: sericit, chlorit, kremeň; vedľajšie a sprievodné minerály: magnetit, pyrit, hematit, karbonáty).

Uvedené petrografické typy sa skúmali na obsah lantanidov podľa jednotlivých vzoriek vcelku. Jednotlivé minerály neboli z hornín separované. Preto je aj interpretácia výsledkov veľmi všeobecná a vzťahy jednotlivých prvkov k rôznym minerálom sú len načrtnuté ako možné — na základe existujúcej literatúry (A. G. Hermann 1970, K. S. Heier — G. K. Billings 1970 atď.).

Lantán (La)

Obsah tohto prvku v smolníckych bázických efuzivách je veľmi nerovnomerný a nepravidelný, pokiaľ ide o jednotlivé vzorky. Pre polohu zrnitých metadiabázov je jeho stredná priemerná hodnota 10,2 g/t La, kým pre chloritické fylity je obsah La trikrát vyšší: 33,7 g/t.

Uvedené hodnoty metadiabázov zodpovedajú nižším hodnotám uvádzaným všeobecne pre bazalty (A. G. Hermann 1970). Pre bazalty od 6,1 do 32 g/t, spility 11,6 g/t. Pre porovnanie obsahov v smolníckych chloritických fylitoch sme nenašli v literatúre nijaký príklad.

Pri podrobnejšom rozbere výsledkov analýz vidno, že v obzore metadiabázov sa odsponu smerom do vrchnejších častí obsah La mierne znižuje.

V obzore chloritických fylitov sú pomery odlišné. Na La sú obohatené okrajové časti, na rozdiel od častí vnútorných. Je tu evidentný vplyv hlavných rudných telies pyritovo-chalkopyritových zrudnení smolníckeho ložiska. Väzby La na jednotlivé minerály smolníckych bázických efuzív sa neskúmali podrobne, avšak v zmysle literárnych údajov by bolo možné prisúdiť ich hlavným horninotvorným minerálom: plagioklasom a chloritu. V zmysle A. G. Hermanna (1970) plagioklasy obsahujú od 2,3 do 10 g/t La. Menšie podiely La by mohli pochádzať zo sprievodných minerálov ako je apatit a zirkón.

Cér (Ce)

O obsahoch tohto prvku v Smolníku sa dozvedáme po prvýkrát. Jeho obsah sa v jednotlivých vzorkách značne mení.

V lávovom prúde metadiabázov je jeho obsah v priemere 32 g/t, kým v obzore chloritických fylitov je dvojnásobne vyšší. V zmysle A. G. Hermanna (1970) zodpovedajú tieto obsahy v priemere bazaltom (59 g/t) alebo spilitom (31 g/t).

Pokiaľ ide o podrobnejšiu distribúciu obsahov Ce v lávovom prúde metadiabázov, vidno, že na báze je obsah Ce vyšší (26—30 g/t), kým smerom do nadložia sa znižuje na 15—20 g/t.

Situácia v obzore chloritických fylitov je odlišná tým, že okraje majú vyšší obsah Ce, vnútorná časť má znížený obsah na 53 g/t Ce. I tu ide zrejme o metalofobický vplyv smolníckeho pyritovo-medeného zrudnenia na jeho obsah v zmysle A. G. Hermanna (1970).

Neodým (Nd)

Aj o tomto prvku uvádzame údaje o obsahoch zo Smolníka po prvýkrát. V zmysle A. G. Hermanna (1970) sú obsahy v metadiabázoch blízke hodnotám bazaltov (14—34 g/t), prípadne spilitov (19 g/t). V obzore fylitov s pôvodnou silne ílovitou zložkou (vz. 21—23) je vyšší obsah než v obzoroch pôvodne silne piesčitých typov hornín, resp. bázických vulkanických úlomkov.

Väzby Nd v smolníckych bázických vulkanitoch môžu byť buď na hlavné horninotvorné minerály — plagioklasy a chlorit — alebo aj na sprievodné minerály — apatit a pod. Nie je vylúčené, že Nd sa viaže aj na druhotné karbonáty: kalcit, dolomit atp., ktoré sú v horninách časté ako metamorfogénne produkty po primárnych plagioklasoch, amfiboloch a pod.

Závislosti medzi obsahmi Nd a obsahmi K, či SiO₂ nie sú badateľné.

Samarium (Sm)

V zmysle A. G. Hermanna (1970) obsah Sm v metadiabázoch Smolníka zodpovedá priemerom obdobných bázik vo svete. Pre bazalty udáva uvedený autor obsah 4,3—6,6 g/t Sm, pre dolerity 0,9—3,5 g/t a pre spility 4,6 g/t.

Výraznejšie rozdiely v obsahoch sú v obzore fylitov. Predpokladáme, že okrem primárnych rozdielov v zložení hornín tieto diferencie v obsahoch môžu byť spôsobené i v tomto prípade metalofobickou úlohou zrudnenia pyritovo-medeného typu.

Európium (Eu)

Analýzy ukázali obsah Eu v metadiabázoch v priemere okolo 1,34 g/t. Ide teda o rádové hodnoty blízke hodnotám v podobných horninách v rôznych častiach sveta (A. G. Hermann 1970). V bazaltoch sa uvádza obsah Eu 1,8 g/t, v doleritoch 0,98 g/t, v gabrách 1—3,7 g/t.

V obzore fylitov smerom do nadložia od bázy vidno postupné znižovanie obsahu Eu od 2,4 g/t cez 1,04 g/t až po 0,91 g/t v najvrchnejších častiach obzoru.

Pokiaľ ide o väzby Eu na jednotlivé minerály bážických hornín, možno z citovaných príkladov vyvodit, že sa v Smolníku môžu viazať na plagioklasy, v ktorých býva bežný obsah 0,8—2,9 g/t, prípadne aj na apatit (v gabrách až 17 g/t — USA). Aj ďalšie minerály, ako amfibol (1,2—2,1 g/t Eu) alebo karbonáty, ktoré vznikali na ich úkor, môžu byť nositeľmi Eu v smolníckych bážických efuzivach.

Za priaznivé podmienky pre takéto obsahy Eu možno považovať aj metamorfné podmienky zóny gemerika, pre aké uvádza napr. K. H. Wedepohl (1968) obsah 1,4 g/t Eu zo západoeurópskych paleozoických hornín.

Tibercium (Tb)

V analýzach vidno, že obsah Tb je v bážických horninách nízky a kolíše v rozmedzí od 0,2 do 1,3 g/t.

Distribúcia jeho obsahov sa vyznačuje tým, že v lávovom prúde metadiabázov je 0,39 g/t, kým v obzore fylitov je jeho obsah dvakrát vyšší. Väzba Tb na horninotvorné a sprievodné minerály smolníckych bážik môže byť na minerály ako sú amfibol (teoreticky 1,8 g/t), plagioklasy (1,04 g/t), apatit, epidot, chlorit, karbonáty atp. Ako sme už uviedli v prípade Eu, vhodnou podmienkou je aj epimetamorfoza gemerika ako celku, ktorá vytvára dobré prostredie pre rádový obsah Tb v rozmedzí 0,5—1,0 g/t.

Holmium (Ho)

Do literatúry o Smolníku sa tento prvok dostáva poprvýkrát. Podobne ako u Tb, obsah vo fylitoch je dvojnásobne vyšší než v metadiabázoch. Aplikácia na mineralogické väzby Ho v zmysle súčasných názorov na tieto vzťahy (A. G. Hermann 1970) ukazuje, že sa v smolníckych bážikách môže viazať na plagioklasy (0,54—0,85 g/t), amfiboly (2,5 g/t), prípadne produkty ich premien (chlority, karbonáty, alebo sprievodné minerály apatit ap.)

Thulium (Tm)

Aj tento prvok uvádzame zo Smolníka po prvýkrát. Chemické analýzy ukazujú, že jeho obsahy sú veľmi nízke a vo všetkých prípadoch tvoria len niekoľko desatín g/t. I v prípade Tm vidno, že lávový prúd zrnitých metadiabázov má v priemere 0,25 g/t thulia, kým v obzore fylitov je obsah tohto prvku dvojnásobne vyšší (0,40 g/t).

Podobné obsahy uvádza A. G. Hermann (1970) pre gabrá (0,2—0,7 g/t) a bazalty Japonska (0,36 g/t). Väzby Tm na minerály možno interpretovať len v zmysle údajov A. G. Hermann (1970). V smolníckych bážikách by sa mohli viazať buď na plagioklasy, alebo na produkty ich premien: chlorit a karbonáty. Do úvahy by mohli prísť i väzby na sprievodný apatit.

Ytterbium (Yb)

Tento prvok je v smolníckych bážických efuzivach a v sedimentárnych horninách hojne rozšírený (J. Ilavský 1959, 1964) a je dobre postihnuteľný aj pomocou bežnej semikvantitatívnej spektrálnej analýzy.

Systematický výskum v smolníckych bážických efuzivach metódou neutrónovej aktivácie ukázal, že Yb je rozšírené vo všetkých vzorkách dosť rovnomerne. Lávový prúd metadiabázov

má v priemere 1,35 g/t Yb, kým v obzore fylitov je ho dvojnásobne viac (2,62 g/t Yb).

Obdobné hodnoty Yb udáva A. G. Hermann (1970) pre gabrá (1,2—2,7 g/t), bazalty (2,6 g/t) a dolerity Fínska (0,8 g/t).

Podrobné hodnotenie a korelácie s inými prvkami ukazujú, že obsah Yb v smolníckych bázikách vzrastá s postupným pribúdaním obsahu SiO₂. Takéto diferenciálne trendy a frakcionácia obsahov Yb od bázických hornín ku kyslým vyplývajú aj z údajov A. G. Hermann (1970), E. E. Vajnštajna — L. K. Požaryckej — N. V. Turanskej (1961) a ďalších.

Väzby Yb v smolníckych bázikách možno vzťahovať na plagioklasy a produkty premien primárnych minerálov. Časť Yb možno viazať tiež na sericit. Pre uvedené obsahy Yb mohli mať priaznivý vplyv aj metamorfné podmienky epizonálneho charakteru, ktoré uchovávajú v metamorfitech obsah Yb od 1,1 do 2,3 g/t.

Lutécium (Lu)

Má zo všetkých lantanidov najnižší obsah, pohybuje sa rádovo od 0,1 do 0,55 g/t. Jeho prítomnosť bola zistená vo všetkých 23 skúmaných prvkoch.

V lávovom prúde metadiabázov je jeho priemerný obsah 0,25 g/t, zatiaľ čo v obzore fylitov je vyšší (0,37 g/t). Obsah Lu v metadiabázoch je v súlade s literárnymi údajmi. Jeho distribúcia v metadiabázoch a v komplexe fylitov je rovnomerná a nevykazuje anomálie.

Údaje o obsahoch smolníckych bázických efuzív sa zhodujú s údajmi pre obdobné báziká v literatúre. O niečo vyššie sú obsahy lantánu. Naproti tomu sú znížené oproti svetovým priemerom obsahy thulia.

Iným záverom z geochemického štúdia vzácnych prvkov a lantanidov zo Smolníka je, že priemerná sumárna hodnota lantanidov v metadiabázoch je 58,31 g/t, kým vo fylitoch je skoro trikrát vyššia: 163,69 g/t. Priemerný obsah lantanidov v smolníckych bázikách je teda 111 g/t, čo je veľmi blízke priemerom gabier (do 120 g/t), bazaltov (99 g/t), spilitov (113 g/t), pre La-Lu v zmysle súčasných názorov na túto problematiku (A. G. Hermann 1970).

Výskum vzácnych zemín v smolníckych bázikách poukázal na to, že zdanlivo jednotný typ metadiabázov foriem lávových prúdov sa na základe rôznej distribúcie mikroprvkov rozpadáva v podstate na dva obzory (okrajová a vnútorná časť prúdu). Na základe takých istých kritérií možno rozčleniť mohutný obzor fylitov (hrubý cca 150 m) na päť menších celkov, ktoré sa nad sebou opakujú a obsahy študovaných prvkov v nich majú spravidla takú istú distribúciu.

Zdanlivo jednotný obzor fylitov, v ktorom ležia aj hlavné rudné telesá pyritovo-chalkopyritových rúd ložiska Smolník, možno rozdeliť aj po petrografickej stránke, podľa odlišnosti v petrogenetickom zložení, makrochemickom zložení, podľa stopových prvkov a vzácnych zemín.

Petrometalogenetické závery zo štúdia bázických vulkanitov

Štúdiá o bázických vulkanických horninách Smolníku sa konali v rámci metalogenetických výskumov stratiformných zrudnení medeno-pyritových rúd v tomto areáli. Spresnili a doplnili sa o nich poznatky geologicko-štruktúrne, petrografické, petrochemické a geochemické. Tieto štúdiá umožnili objasniť rad problémov:

- Formy telies metadiabázov v gelnickej skupine v priestore Smolníka sú šošovkovité a smerom do hĺbky sa ich hrúbka na pomerne malých vzdialenostiach rýchle znižuje. Primárne išlo o subakvatické výlevy bázickej magmy, ktorej primárny charakter bol blízky tholeiitickým bazaltom.

- Geologické pomery bezprostredného nadložia lávových prúdov poukazujú na to, že najväčšie a najmohutnejšie rudné telesá medeno-pyritových rúd vznikli v distálnej časti najmohutnejších a viackrát na sebe uložených lávových prúdov bazických efuzív.
- Lávové prúdy bazických hornín sú diferencované. V distálnych častiach rudného poľa badať aspoň tri výlevy odlišujúce sa v detailoch štruktúrne, petrograficky aj geochemicky.
- Mohutný obzor fylitov v nadloží metadiabázov hrúbky okolo 150 m je zložený z metasedimentov s ojedinelými vložkami metamorfovaných bazických vulkanoklastických hornín, vzácne i tenkých polôh metadiabázov. Tieto horniny sú späté pozvoľnými prechodmi s komplexom metadiabázov.
- Dvoj- až trojnásobný obsah lantanidov v obvode chloritických fylitov poukazuje na veľmi intenzívnu koncentračnú schopnosť tohoto obzoru, a to nielen na samotné lantanidy, ale aj ostatné kovové prvky, čoho dôkazom je aj ložisko Smolník s polohami Cu—FeS₂. Výskum nemohol v tejto etape doniesť kritéria pre presnejšiu charakteristiku jednotlivých faciálnych zón, vhodnejších pre ten-ktorý prvok alebo minerál, pretože sa vykonal zatiaľ na jedinom základnom profile na V. hlbinnom obvode.
- Absolútne hodnoty obsahov lantanidov v bazických efuzívach smolníckeho rudného poľa jednotlivé nemajú praktický význam; pre takéto ocenenie by bol potrebný ďalší podrobný mineralogicko-geochemický výskum minerálnych frakcií bázik a chloritických fylitov.
Jednako, celkový priemerný obsah lantanidov v smolníckych bázikách — 111 g/t — nemôže byť z hľadiska prognózných zdrojov zanedbateľný. V tejto súvislosti treba zdôrazniť, že i pásмо fylitov tvorí v Smolníku 150—200 m hrubú zónu, dlhú viac kilometrov a známu do hĺbky 500 m. Táto zóna je nateraz sprístupnená banskými prácami, preto sa treba týmto problémom zaoberať.
- Vulkanický aparát smolníckych bázik, ktorý má vyvinuté najintenzívnejšie Cu—FeS₂-mineralizácie vo svojej distálnej časti, nie je dosiaľ presnejšie ohraničený a jeho pôvodný plošný rozsah sa skúma.

Vzhľadom na značné množstvá zrnitých efuzív vo východnej i v západnej časti smolníckeho rudného poľa, podľa terajších znalostí na dĺžke 7—11 km, nie je isté, či okrajové časti na východe (Lastovičí vrch), ako aj na západe (okolie Uhornianskeho Mýta), tvoria periférne úseky smolníckeho vulkanického aparátu, alebo tvoria samostatné vulkanické centrá, v distálnych častiach ktorých sú vyvinuté samostatné stratiformné, vulkanicko-sedimentárne zrudnenia.

Pritom takéto samostatné vulkanické aparáty na východe alebo západe smolníckeho rudného poľa môžu byť — čo do stratigrafického postavenia vzhľadom k smolníckemu vulkanickému aparátu — buď staršie, alebo mladšie (R. Gräbe 1872).

Berúc do úvahy ich rôzny vek a majúť na zreteli, že aj charakter vulkanických hornín môže byť odlišný od smolníckeho vnútorného vulkanického aparátu, je tu teoretická možnosť existencie inakších typov zrudnení než je Smolník.

Najnovšie práce J. Ilavského — E. Matkulčíka (1977) a D. Onačilu (1978) ukazujú, že stratigrafické postavenie sulfidických zrudnení Uhornianskeho Mýta (Kompas-štôlne a Kríž-štôlne) je od smolníckych asi mladšie. Pritom je dávno známe, že mineralogické zloženie týchto zrudnení je od smolníckych značne odlišné a má polymetalickejší charakter.

V svetle uvedených poznatkov je preto problematika paleovulkanizmu bazických hornín v gelnickej sérii okolia Smolníka veľmi aktuálna a treba ju doriešiť zo všetkých aspektov teoretických i praktických poznatkov, a to v celej dĺžke smolníckeho rudného poľa, prípadne aj mimo neho.

Do tlače odporučil J. Vozár.

Literatúra

- BALAŠOV, Ju. A. 1963: Differencijacija redkích elementov v tečenije magmaticeských procesov. In Ju. A. Vinogradov: *Chimizm zemnej kory 1*, Izdat. AN SSSR, Moskva, 372—387.
- BALAŠOV, Ju. A. — RONO, A. B. — MIGDIZOV, A. A. — TURANSKAYA, N. V. 1964: The effect of climate and facies environment of the fractionation of the rare earth during sedimentation. *Geochimija*, 1964, Moskva, English transl. 951—969.
- BERGENHOFF, G. — HAMAGUCHI, H. — KURODA, R. — WEDEPHOLH, K. H. 1970: Tin (50). *Handbook of geochemistry*, II/4, Springer Ver., Berlin — Heidelberg — New York, 50—51.
- EWANS, H. T. — LANDGREN, S. 1969: Vanadium (23). *Handbook of geochemistry*, II/2, Springer Ver., Berlin-Heidelberg—New York.
- GOTTARDI, G. — BURTON, J. D. — CILKIN, F. 1972: Gallium (31). *Handbook of Geochem.* Vol. II/3, Springer Verl., Berlin—Heidelberg—New York.
- GRÄBE, R. 1972: Analyse der metallogenetischen Faktoren stratiformer sulphidischen Geosynkinal-lagerstätten. *Zeitschr. f. angew. Geologie*, 18, 7, Berlin, 289—300.
- HEIER, K. S. — BILLINGS, O. K. 1970: *Handbook of geochem.* II/4, Springer Verl., Berlin—Heidelberg—New York.
- HERMANN, A. G. 1970: Yttrium and Lanthanides (39, 57—71). *Handbook of geochemistry*, II/5, Springer Verl, Berlin—Heidelberg—New York, 39—39, 57—71.
- CHMELÍK, J. — ILAVSKÝ, J. 1965: Über den effusiven Charakter der „Gabbrodiorite“ der Gelnica Serie in den Gemeriden. *Geol. Práce, Správy* 36, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 235—256.
- ILAVSKÝ, J. 1959: Geológia a metalogéza okolia Smolníka v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Výroč. správa za r. 1958*. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 48—47.
- ILAVSKÝ, J. 1964: Smolník — gisement polymetamorphisé de minéraux sulphurés. *Geol. Zbor. SAV*, V. 15, 2, Bratislava, 299—310
- ILAVSKÝ, J. 1968: Smolník — stratiformné ložisko pyrit-chalkopyritových rúd. Manuskript—archív. Geol. Úst. D. Štúra, Čiastková správa za r. 1965—1968, Bratislava, 1—131, príl. 31.
- ILAVSKÝ, J. 1974: Príspevok k paleogeografii gelnickej série gemerid na základe rozšírenia stratiformných zrudnení. *Západné Karpaty, séria min. petrogr. geochem. metalogen.*, 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 51—98.
- ILAVSKÝ, J. 1976: Stratiform Copper Deposits of the Western Carpathians, Czechoslovakia, *Economic Geology*, 71, Lancaster, 423—432.
- ILAVSKÝ, J. et al. 1977: Vysvetlivky k metalogenetickej mape Západných Karpát 1 : 500 000. Manuskripte—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 882—882.
- ILAVSKÝ, J. 1980: Paleozoic Copper Deposits in the West Carpathians. Czechoslovakia—European Copper Deposits, Belgrade, Edit. Slob. Jankovič, 237—243.
- ILAVSKÝ, J. — MATKULČÍK, 1977: Projektová štúdia na ďalšie vyhľadanie pyritovo-medených a polymetalických rúd v okolí Smolníka (Spišsko-gemerské rudohorie). Manuskript, archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- LEHMANN, F. 1931: Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel — und Oberdevon des Lahn Muldegebietes, Wetzlar, Schaffere Druckverein, Wetzlar, 389—389.
- ONÁČILA, D. 1978: Geológia, tektonika a petroštruktúry hornín v okolí rudných výskytov Uhornianskeho Mýta. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 68—68
- VAJNŠTAJN, E. E. — POŽARICKAJA, L. K. — TURANSKAJA, N. V. 1961: Behaviour of the rare earth in the process of formation of carbonatites. *Geochimija*, Moskva, 1151—1154.
- WEDEPOHL, K. H. 1968: Composition and abundance of common sedimentary rocks. *Handbook of geochemistry*, I, Springer Verl., Berlin—Heidelberg—New York, 250—269.
- WEDEPOHL, K. H. 1975: The Contribution of Chemical Data to Assumptions about the Origin of Magmas from the Mantle. *Fortsch. Miner.*, Stuttgart, 141—172.
- ZEPHAROVYCH, V. 1973: *Mineralogischen Lexikon f. d. Kaisertum Österreich*, II. Bd. 1873, Wien (Becke).

**Petrogenesis of basic volcanic rocks of Gelnica group around Smolník
(Spišsko-gemerské rudohorie — ore mountains)**

Summary

Basic volcanic rocks at Smolník were studied within metallogenetic research of stratiform Cu-pyrite mineralization in this area. The results precised and accomplished the geological-structural, petrographical, petrochemical and geochemical data and facilitated explanation of the following problems:

Metadiabase in the Gelnica Group, near Smolník are lens-shaped and their thickness decreases with depth on comparatively short distance. They were primary subaqueous basic magma effusions and their character was close to tholeiitic basalts.

Geological conditions of the overlier of lava flows indicate that the largest ore bodies of Cu-pyrite ores formed in the distal part of thick lava flows of basic effusives, deposited repeatedly above one another.

Lava flows of basic rocks are differentiated. In distal parts of the ore field are at least three effusions differing in structure, petrography and geochemistry.

A thick (about 160 m) phyllite bed overlying metadiabases consists of metasediments with occasional intercalations of metamorphic basic volcanoclastics, and metadiabase layers. The rocks pass gradually in a metadiabase complex.

Two- and threefold lanthanide contents in the bed of chlorite phyllites are indicative of a very intensive concentration ability of this bed. This concerns lanthanides alone and other metal elements — as proved also by Cu-FeS layers in the Smolník deposit. In this stage of researches we have no sufficient criteria for precise characteristic of individual facies zones favourable for certain elements or minerals because so far only one basical profile of the 5th deep level was examined.

Absolute values of contents of lanthanides in basic effusives of the Smolník ore field are practically insignificant without further detailed mineralogical-geochemical research of mineral fractions of basic effusives and of chloritic phyllites.

Still the total average content of lanthanides in basic effusives at Smolník — lllg/t — is not negligible in respect of prognostic resources. A 150—200 m thick phyllite zone at Smolník is several km long and known to depth of 500 m. It is made available by mining operations and it should be paid more attention now.

Volcanic structure of basic effusives at Smolník contains most intensive Cu-FeS₂ mineralizations in its distal parts but so far it is not delimited accurately and its original areal extent is studied.

Because of considerable amount of granular effusives in the eastern and western parts of the Smolník ore field — as known from a part, long 7—11 km — it is not sure whether marginal parts to the east (Lastovičí vrch hill) and to the west (around Uhornianske Mýto) form peripheral parts of the volcanic structure at Smolník or they are independent volcanic centers in whose distal parts may be independent stratiform volcanosedimentary mineralizations.

As regards stratigraphic position, such independent volcanic structures to the east or west of the Smolník ore field may be older or younger than the Smolník volcanic structure (R. Grabe 1972).

Age and character of volcanic rocks may be different from the Smolník inner volcanic structure and theoretically possible existence of different types of ore mineralizations cannot be excluded.

In the latest works by J. Ilavský—E. Matkulčík (1977) and by D. Onačila (1978) the sulphidic mineralizations at Uhornianske Mýto (Kompas and Kríž pits) are referred to as younger than those at Smolník according to their stratigraphical position. It is known that mineralogical composition of these ore mineralizations differs considerably from that near Smolník and it has a base-metal characters.

So that problem of paleovolcanism of basic rocks in the Gelnica Group around Smolník is to be solved in respect of theoretical and practical knowledge in the whole Smolník ore field, and perhaps also out of it.

Explanations to the Figures

Fig. 1 Smolník. The 5th underground level — the east, the scale to be 1 : 2500.

The summarizing schematic map of the geological mining conditions.

Fig. 2 Smolník. The 5th underground level — the east, among the 6th and the 7th crosscuts to the south. The lava stream of dolerites at the foot of the stratiform pyritic copper ores and its descent to the roof. J. Ilavský 1976.

Fig. 3 Smolník. The schematic geological section across the levels; Mier — the 1st underground level — the 5th underground level across the volcanic complex.

Fig. 4 Smolník. The 5th underground level — the east, the southern drift of the K—504—b block, the first crosscut to the south. The rythmical polycyclic reiteration of layers of the pyritic copper ores in the chloritic phyllites. Samples taken for study of petrography and geochemistry of the chloritic phyllites. J. Ilavský 1977.

Fig. 5 The graphic representation regarding the relationship between MgO and D. I. (the Tortona-Tuttle differential index) in metadiabases of the 5th underground level of the Smolník deposit.

Fig. 6 Diagram of the alkali relationships in metadiabases of the 5th underground level — Smolník.

Fig. 7 Smolník. The chemical activity of the basic igneous rocks and metasediments on the 5th underground level, expressed by Niggli values.

Fig. 8 The total diagram of the metadiabases chemical analysis in the chloritic phyllites of the 5th level.

Fig. 9 Distribution of rare earths in the basic volcanites of the 5th level.

Explanations to the Tables

Tab. 1 Smolník. The basic igneous rocks, the 5th underground level, the chemical analysis.

Tab. 2 Smolník. The basic igneous rocks on the 5th underground level. Converted to the Niggli parameters

Tab. 3 Smolník. The 5th underground level — the metal microelements.

Tab. 4 The lanthanite microelements on the 5th underground level.

Translation: E. Jassingerová

Ян Илавский и Штефан Баяник

Петрогенез основных вулканических пород гальнической группы окрестностей сел. Смолиник (Спишко-гемерское рудогорье)

Резюме

В настоящей статье рассматриваются метабазиты и метаседименты V этажа месторождения Смолиник. Геолого-структурные, петрогенетические и геохимические данные, полученные на этом этапе, скоординированы с произведенными до настоящего времени работами в этом рудном районе.

Указаны формы вулканизма (лавовые потоки линзообразной формы, мощность которых ностепенно уменьшается и в глубине сходит на нет) — его первичных характер близок магме толейитовых базальтов. В петрографическом отношении породы можно считать метадиабазами или метаморфизованными палеобазальтами сравнительно простого структурного развития.

В кровле основных пород залегает комплекс метаседиментов главным образом хлоритовых и хлоритово-серицитовых филлитов. В них заключены тела пиритово-медных руд, преимущественно стратиформные. На основании текстурных черт, минеральной ассоциации и распределения микроэлементов часть этих пород можно рассматривать как метаморфизованные основные вулканокласты.

Содержание металлических и редкоземельных элементов выявляет разницу в распределении химических элементов в центральных и краевых частях вулканических тел. Подробно рассматриваются различия в распределении элементов в метадиабазе и комплексе филлитов, причем указываются основные причины: петрографический состав пород, их метаморфическая переработка и возможное металлофобное влияние пиритово-медного оруденения.

В заключение намечены дальнейшие направления изучения с возможным практическим применением в более широком районе месторождения.

Пояснения к рисункам

Рис. 1 Смолник. V подземный этаж–восток, М – 1:2500. Обзорная схематическая карта геолого-рудничных условий.

Рис. 2 Смолник. V подземный этаж–восток, между VI и VII квершлагами к югу. Лавовый поток долеритов в подошве стратиформных пиритово-медных руд и его схождение на нет к кровле. Я. Илавский 1976.

Рис. 3 Смолник. Схематические геологические разрезы этажами Миер – I подземный этаж – V подземный этаж через комплекс вулканитов.

Рис. 4 Смолник. V подземный этаж–восток, южных штрек в блоке К–504–b, первый квершлаг к югу. Ритмическое полициклическое повторение слоев пиритово-медных руд в хлоритовых филлитах. Образцы всяты для изучения петрографии и геохимии хлоритовых филлитов. Я. Илавский 1977.

Рис. 5 Графическое изображение отношения MgO к $D. I.$ (дифференциальных индекс Тортона-Тутле) в метадиабазе V подземного этажа месторождения Смолник.

Рис. 6 Диаграмма отношения между щелочами в метадиабазе V подземного этажа – Смолник.

Рис. 7 Смолник. Химизм основных вулканических пород и метаседиментов на V подземном этаже, выраженный величинами Ниггли.

Рис. 8 Суммарная диаграмма химических анализов метадиабазов в хлоритовых филлитах V этажа.

Рис. 9 Распределение редких земель в основных вулканитах V этажа.

Пояснения к таблицам

Табл. 1 Смолник. Основные вулканические породы, V подземный этаж, химические анализы.

Табл. 2 Смолник. Основные вулканические породы на V подземном этаже. Пересчет на параметры Ниггли.

Табл. 3 Смолник. V подземный этаж – микроэлементы металлов.

Табл. 4 Микроэлементы лантанитов на V подземном этаже.

Перевод со словацкого

В. С. Андрусовой.

Laurenc Snopko — Anna Vozárová

Litologický a petrografický výskum drnavského súvrstvia gelnickej skupiny

10 obr., 9 tab., anglické a ruské resumé

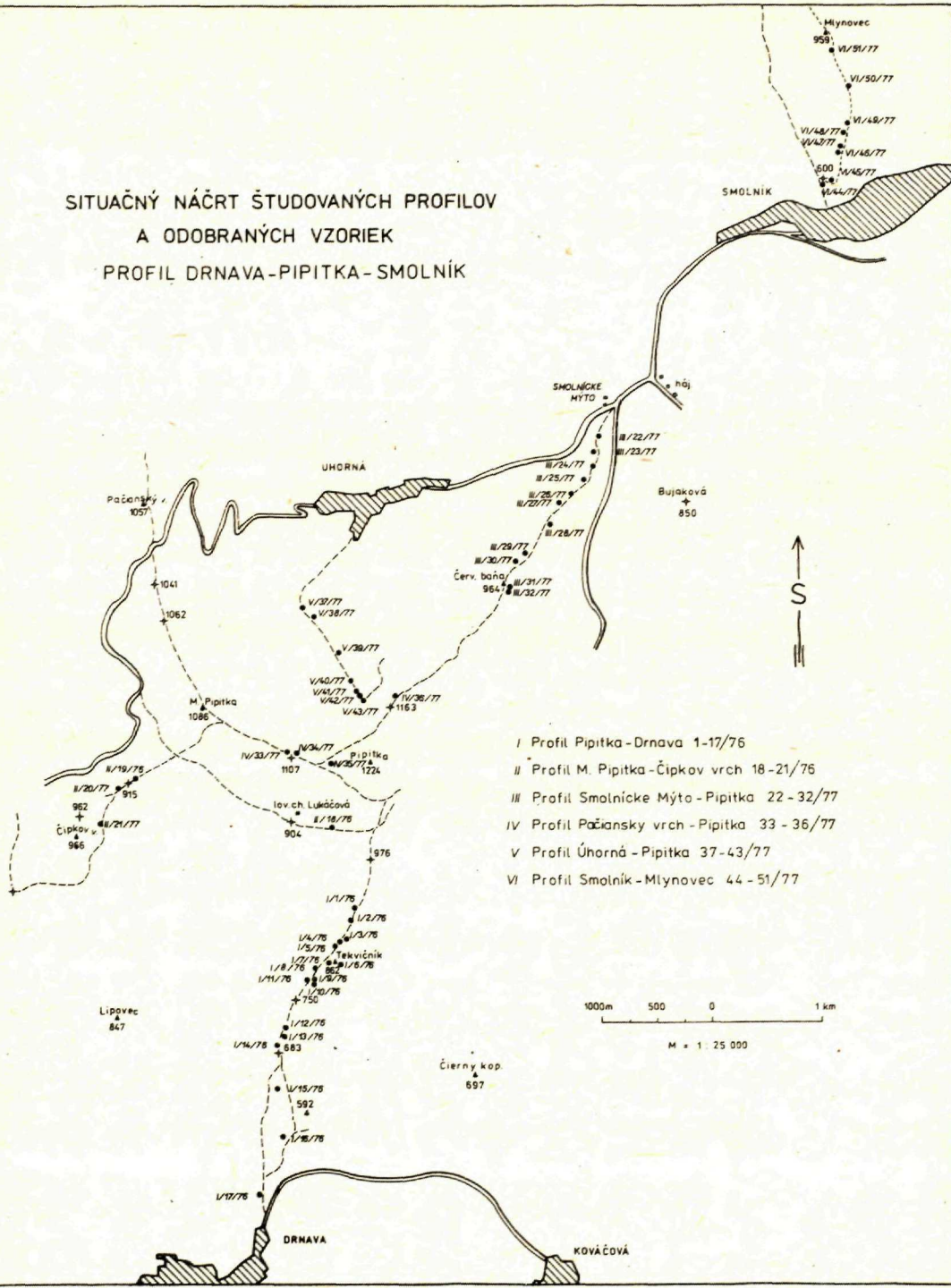
Abstract. The authors present results of lithological and petrographical studies of metasediments of the Drnava Formation which is a part of the Early Paleozoic Gelnica Group in the Spišsko-gemerské rudohorie (ore mountains). Particular attention was paid to the analysis of sandstone horizons. Petrographical analyses are complemented with the study of a heavy mineral association. Two sources of clastic material were distinguished: the extraformational and the intraformational. Clastic and volcanoclastic materials were transported from the source area (from SE to NE) by turbidity currents and partly in the form of submarine slides. Deposition in the basin proceeded in places accessible in the profile under study, and in the adjacent area. Volcanoclastic and sandstone detrital materials show horizontal and vertical fingering and prove thus a relict of the lower part of a large submarine fan where the material deposited. The sediments are in marginal parts of the proximal orthoflysch subfacies. This is why the distal subfacies of orthoflysch, subflysch and cryptoflysch are so well developed. The flysch subfacies are vertically arranged in a set of lithofacies with rhythmical composition of the order of tens to hundreds of metres. In the profile under study there are several hundreds of lithofacies set.

Gelnická skupina (J. Ivanička, L. Snopko in Š. Bajaniček et al. 1979) sa delí na vlachovské súvrstvie, súvrstvie Bystrého potoka a drnavské súvrstvie. Vek sedimentov bol doložený palinologicky i geochronologicky a zahŕňa rozpätie vrchné kambrium — spodný devón (P. Snopková — L. Snopko 1979). Predmetom nášho štúdia je najvrchnejší člen — drnavské súvrstvie, budované prevažne detritickými sedimentmi, a to v profile Smolnícke Mýto—Pipitka—Drnava.

Označenie litologického komplexu názvom drnavská séria prvýkrát uviedol M. Kuthan (1950), pretože profil Smolnícke Mýto — Drnava je dobre prístupný a má veľké množstvo prirodzených odkryvov i celých horninových defilé. Práve tu videl možnosť uvedený litologický celok dobre charakterizovať. Zo zistených poznatkov doporučoval vychádzať pre ďalšie štúdiá celej staropaleozoickej formácie. Preto bolo toto územie v nasledujúcich rokoch často študované; stručný prehľad názorov uvádza J. Bartalský et al. (1975), A. Klinec (1958—1959), L. Snopko (1974, 1972, 1967), L. Snopko — J. Chmelík (1961), P. Grecula (1965, 1970, 1979), P. Grecula J. Varga (1977). Práce podrobne poukazujú na nové poznatky z tohoto územia, ale i na odlišný spôsob vysvetľovania geologickej stavby (J. Chmelík — J. Snopko 1979; L. Snopko 1976), podmienený rôznym metodickým prístupom k analýze geologických poznatkov v teréne i ku konečnému spracovávaniu.

RNDr. L. Snopko, CSc., RNDr. A. Vozárová, CSc., Geologický ústav Dionýza Štúra Mlynská dolina 1,
809 40 Bratislava

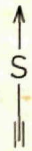
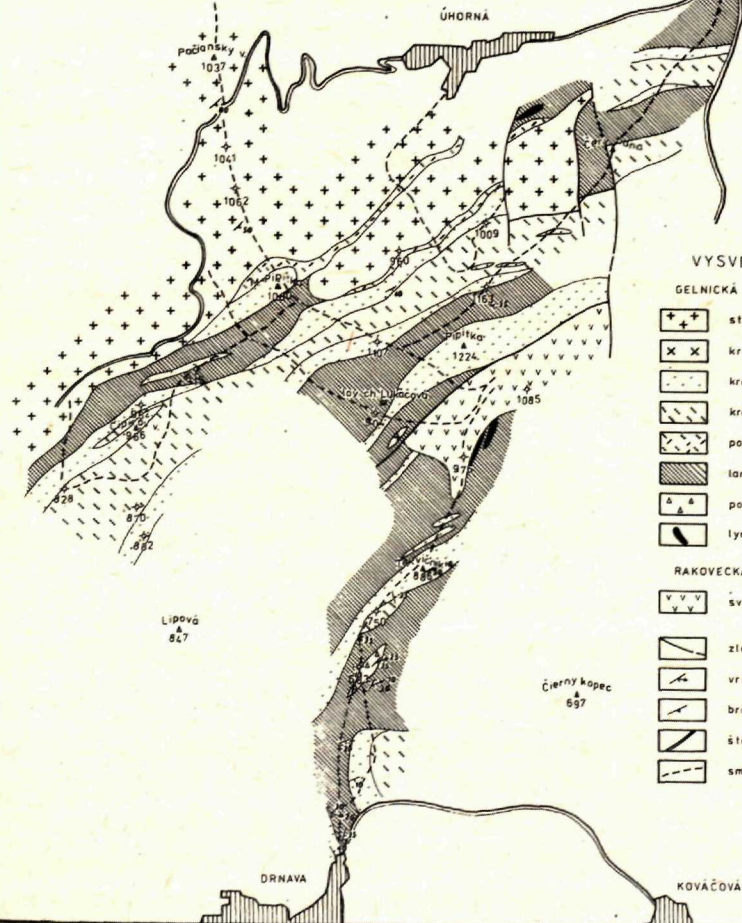
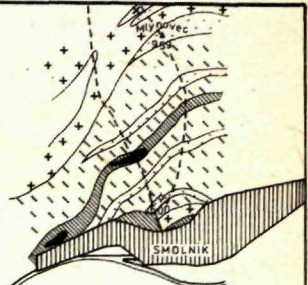
SITUAČNÝ NÁČRT ŠTUDOVANÝCH PROFILOV
A ODOBRANÝCH VZORIEK
PROFIL DRNAVA-PIPIITKA-SMOLNÍK



Obr. 1

GEOLOGICKÁ MAPA ŠTUDOVANEJ OBLASTI

M = 1 : 25000
 1000m 500 0 1 km



VYSVETLIVKY:

GELNICKÁ SKUPINA:

- stredno-hrubozrnné tufo-tulitoporfyroidy
- kremenné porfýry
- kremennopieskovcové, rytmicky zvrstvené súvrstvie
- kremité pieskavce v rovnáhe alebo v preváhe nad fylitmi
- papalové páskované tuloporfyroidy
- laminované a nezvrstvené fylity
- podmorský zasun
- lydity

RAKOVECKÁ SKUPINA:

- svetlozelené fylity
- zlom
- vrstevnatosť, lineácia
- bridičnatosť
- štátna cesta
- smer geologickej túry

Obr. 2

Pri terajšom zhodnotení uvedenej časti gelnickej skupiny sme vychádzali z predstáv O. Fusána (1957, 1963). Na základe nových prístupov definoval a premenoval O. Fusán (1963) uvedený litologický celok na „drnavské vrstvy“, pričom predpokladal vek spodnodevónsky.

Úvahy o veku súvrstvia neboli jednotné. Dnes výsledky geochronologického výskumu izotopickým rozborom obyčajného olova z galenitov na lokalite Smolník dokladajú vek 405–510 mil. rokov. (J. Kantor 1962, J. Slávik et. al. 1967). Vyprepravované zirkóny z vulkanického horizontu „fácie pačianskych vrstiev“ na Pačianskom vrchu poukazujú na vek 370–420 mil. rokov (B. Cambel 1976). Klastogénne zirkóny z kremenných pieskovcov uvedenej oblasti, takisto skúmané analýzou radiogénneho olova, dávajú vek 600–700 miliónov rokov (B. Cambel, l. c.), čo je pravdepodobný vek hornín z kryštalinika zdrojovej oblasti. Zdrojová oblasť ležala jv. smerom od skúmaných sedimentov gelnickej skupiny.

Spodnodevónsky vek drnavského súvrstvia bol doložený i palinologicky (O. Čorná 1972, 1974; O. Čorná — L. Kamenický 1976, P. Snopková — Š. Bajanič 1979, P. Snopková — L. Snopko 1979).

Pre drnavské súvrstvie je charakteristické, že klastické sedimenty majú typické textúry turbiditov, u ktorých v zmysle R. G. Walkera (1967) — hoci sú slabo epizonálne metamorfované, možno posúdiť postup drobnorytmických sekvencií. Podľa A. H. Boumu (1959) sú v kremenných pieskovcoch najčastejšie sekvencie neúplné, s chýbajúcou vrchnou časťou intervalov (ABC, AB, A). V nich ojedinele vystupujú i drobnozrné zlepenice. Podľa vzdialenia od zdrojovej zóny ich považujeme za okrajové subfácie proximálneho subflyšu (L. Snopko 1967, L. Snopko — J. Ivanička 1978).

Vyššie horizonty majú najmä neúplné sekvencie s chýbajúcou spodnou časťou (hlavné intervaly BCD, BC, BD). V kremenných pieskovcoch majú prevahu a predstavujú hlavné rozšírenie subfácie distálneho flyšu. Najvzdialenejšie od zdrojovej oblasti (N. B. Vass o je vič 1948, 1951) sú fácie normálneho flyšu s prechodom do fácií subflyšových (s prítomnosťou intervalov CDE, CD, CE) až kryptoflyšových (s prítomnosťou intervalov DE, E; L. Snopko 1967).

Sedimenty drnavského súvrstvia boli epizonálne metamorfované počas variskej regionálnej metamorfózy. Plochy bridličnatosti boli za alpských horotvorných pochodov ešte zvýraznené. Napriek tomu sú pôvodné sedimentárne textúry lokálne dobre zachované. V hrubozrnejších klastických typoch hornín, prevažne s gradačným zvrstvením, sa vytvorila priečna bridličnatosť omladená alpskými horotvornými pochodmi. V drobnolaminovaných jemnozrných detritických sedimentoch často došlo ku prestrihnutiu pôvodných lamín s miernym posunutím a deformáciou pozdĺž plôch foliácie.

Ako sme už skôr spomenuli, najlepšie možno sledovať drnavské súvrstvie v profile Smolnícke Mýto — Drnava. Skladá sa z viacerých súborov litofácií. Každý súbor litofácií má vyvinutú nesúmernú skladbu. V spodnej časti sú metamorfované hrubozrné pieskovce, sedimenty flyšovej fácie, vyššie sú subflyšové jemnozrné fácie prechádzajúce do kryptoflyšu. Súbor litofácií tvorí zložitú skladbu rytmickej sedimentácie, ktorá sa viackrát opakuje.

Najspodnejšie časti drnavského súvrstvia v tomto profile boli zistené severne od Smolníka, v smere od Veľkého vtáčieho vrchu cez Mlynovec ku Smolníku. Ležia na skrytovrstevnatých graficko-sericitických fylitoch prislúchajúcich ešte súvrstviu Bystrého potoka. Spodnú časť prvého súboru litofácií prislúchajúcu už drnavskému súvrstviu tvoria vulkanoklastické sedimenty s nevýraznou rytmickou sedimentáciou, v ktorej sa striedajú tufo-tufitoporfyroidy. Vulkanoklastické sedimenty sú veľmi rozšírené najmä juhozápadne od študovaného profilu a prstovite sa prepájajú s klastickými sedimentmi. Smerom k nadložíu postupne vulkanoklastický materiál v oblasti Smolníckeho Mýta a Uhornej ustupuje smerom na západ až pozvoľne zaniká. Najlepšie možno tento vulkanoklastický komplex sledovať v profile Malá Pipítka — Pačiansky vrch.

Práve v študovanom profile Mlynovec—Smolník a najmä Smolnícke Mýto—Pipítka sú vyvinuté už len klastické sedimentárne členy; tieto boli hlavným predmetom nášho výskumu. Vo vyšších polohách drnavských vrstiev, t. j. v profile Pipítka—Drnava, je len nepatrné množstvo vulkanogénnych členov, a to tak v západnej časti, ako i vo východnej časti, prevláda tu už len klastická sedimentácia.

Od kóty Mlynovec nad porfyroidmi v prvom súbore litofácií pokračuje už len klastická sedimentácia hrubou polohou metamorfovaných kremenných pieskovcov gradačne zvrstvených s ojedinelými polohami metamorfovaných polymiktných drobnozrnných zlepcov. Nasledujúce zjemňovanie sedimentácie je vyjadrené striedaním polôh kremenných pieskovcov a laminovaných kremenných fylitov rytmicky zvrstvených. Postupné zjemňovanie materiálu je vyjadrené zvýšením množstva rôznych typov jemnozrnných laminovaných fylitov, ktoré v blízkosti mesta Smolník majú i lyditové polohy (dolinka „Za mlynčekom“). Sedimenty prechádzajú do jemných tmavých fylitov vystupujúcich v mnohých odkryvoch Smolníckeho potoka. V nich sa objavuje ešte drobná poloha tufoporfyroidov (?) zasahujúca ako zbytok vulkanoklastickej fácie z oblasti Pačianskeho vrchu (fácia pačianskeho súvrstvia). V doline pod mestom Smolník vystupuje už mohutná poloha prevažne skrytovrstevnatých tmavých chloriticko-sericitických fylitov známych v okolí Smolníckej Huty s vysokým obsahom pyritov s metamorfovanými diabázovými tufmi a tufitmi tmavozelenej faby.

Práve na týchto fylitoch v oblasti Kotlinca a v oblasti Smolníckeho Mýta nastupuje nový litologický celok — druhý súbor litofácií. Jeho najspodnejšie časti sú znova kremenné pieskovce so zreteľným gradačným zvrstvením (III—22/77). Smerom na západ pri vyústení potoka Kovanskej doliny ponára sa pieskovcový horizont pod alúvium Smolníckeho potoka. Smerom na severovýchod, prechádza cez hrebeň Bujaková na západné svahy Beckengrundu. Tu sú vyvinuté i najhrubšie fácie, drobnozrnné zlepenca. Kremenné pieskovce v rámci gradačného zvrstvenia sa postupne zjemňujú až do laminovaných fylitov. Vo fylitoch sa objavujú drobné polohy lyditov, severovýchodne i polohy grafitických fylitov.

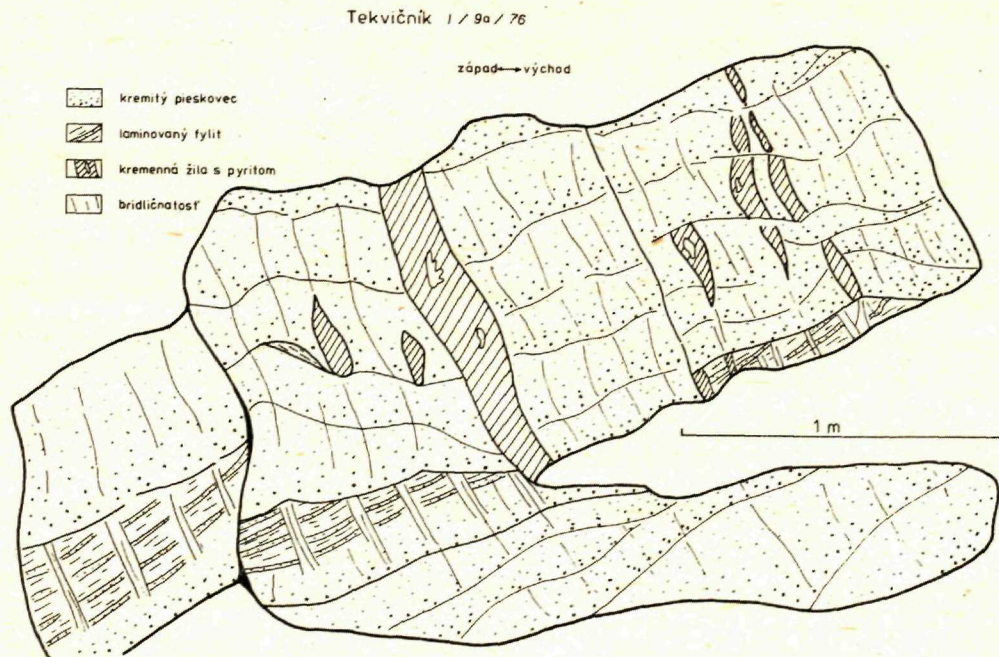
V nadloží tohoto litologického celku je uložený tretí súbor litofácií. Rozsah hrubozrnných kremenných pieskovcov dosahuje šírku približne 100 m. Hrúbka drobných sedimentárnych rytmov kolíše od 2 do 3 dm. Vo vyšších častiach tohto horizontu pribúdajú laminy pieskovcov. Postupne drobnolaminované kremenné fylity zjemňovaním materiálu vo vertikálnom smere v prospech narastania fylitových lamín poukazujú i na superpozíciu študovaných vrstiev. Najmä v tomto laminovanom súvrství jasne vystupuje priečna bridličnatosť. Presekávané laminy vytvárajú nepravé vrásky. Šošovkovité nadurené závisi od veľkosti detritického materiálu. Pohyb sa však zreteľne odohrával po plochách priečnej bridličnatosti, pričom plochy vrstevnatosti boli prestrihované a mierne deformované. Hrúbka laminovaných fylitov je značná; môžeme ich sledovať do n. v. 630 m. V nich sa ojedinele objavujú nepatrné polohy kremenných pieskovcov. Laminované fylity vertikálne prechádzajú do tmavých sericiticko-chloritických fylitov, často nezvrstvených, alebo striedajúcich sa s jemne laminovanými svetlými fylitmi.

Od n. v. 725 m boli zistené laminované pieskovce. Je to štvrtý súbor litofácií. Nový litologický celok nenastupuje tak výrazne a zložitá rytmičnosť je tvorená z lamín. Až v n. v. 760 až 820 m majú kremenné pieskovce výrazne gradačné zvrstvenie. Ojedinele sa objavujú i polohy drobnozrnných zlepcov. V spodných častiach drobných rytmov o hrúbke 1—3 dm pozorovať závalky rôznych bridlic (intraformačný materiál). Kremenné pieskovce sú v prevažnej väčšine v kamenistom rozpade. Od n. v. 964 m (Červená baňa) sa v nich objavujú znova kremenné laminované fylity, neskôr tmavé jemné drobnolaminované fylity, ktoré sa často navzájom striedajú a ojedinele obsahujú polohu alebo viac tenkých polôh zvrstvených kremenných pieskovcov. Toto pozvolné zjemňovanie pozorovať až pod vrchol Pipítky.

Hoci v spomínanom geologickom profile nebolo pozorovať telesá porfyroidov, smerom na JZ od Úhornej, u Malej Pipítky, Čipkovho vrchu sa faciálne — prstovite striedajú telesá

pieskocov s telesami porfyroidov. Na SV od profilu v okolí hrebeňa Bujaková i okolo Beckengrundu, kde je vyvinutý len klastický materiál, najmä v drobnolaminovaných polohách pozorovať ložné drobné telesá tufo-tufito-porfyroidov; poukazujú na späťosť vulkanickej činnosti so sedimentárnymi procesmi. Vulkanity sa objavujú prevažne v spodnej a strednej časti drnavského súvrstvia. Zároveň môžeme pozorovať v rámci väčšej rytmickej sedimentácie prvého až štvrtého súboru litofácií ubúdanie hruboklastických flyšových sedimentov a zvýšenie sedimentácie subflyšových a kryptoflyšových jemných facií, spočiatku s faciou drobnolaminovaných, vo vyšších horizontoch — najmä v jemných fylitoch — prevažne so skrytovrstevnatou textúrou bohatšou na polohy lydítov.

Druhú, najvyššiu časť profilu drnavského súvrstvia môžeme sledovať od Pipítka až k Drnave. Sedimentácia sa znova začína polohou hrubozrnných kremenných pieskocov vystupujúcich na kóte Pipítka. Jej pokračovanie na JV je po hrebni smerom k Lukáčovej chate. I v okolí chaty je zrejme, že kremenné pieskovce ležia na jemných tmavých fylitoch predošlého litologického celku. V nich sa prvýkrát objavujú v kamenistom rozpade úlomky hornín (?) z podmorského zosuvu. Drobné úlomky jemných laminovaných pieskocov nepresahujú veľkosť 1—2 cm a sú uložené v základnej hmote tmavých sericitických fylitoch. Sedimentácia kremenných pieskocov veľmi rýchlo prechádza do laminovaných fylitov rozšírených po hrebni smerom na kótu Tekvičník (886 m). V sv. časti sú laminované fylity značne

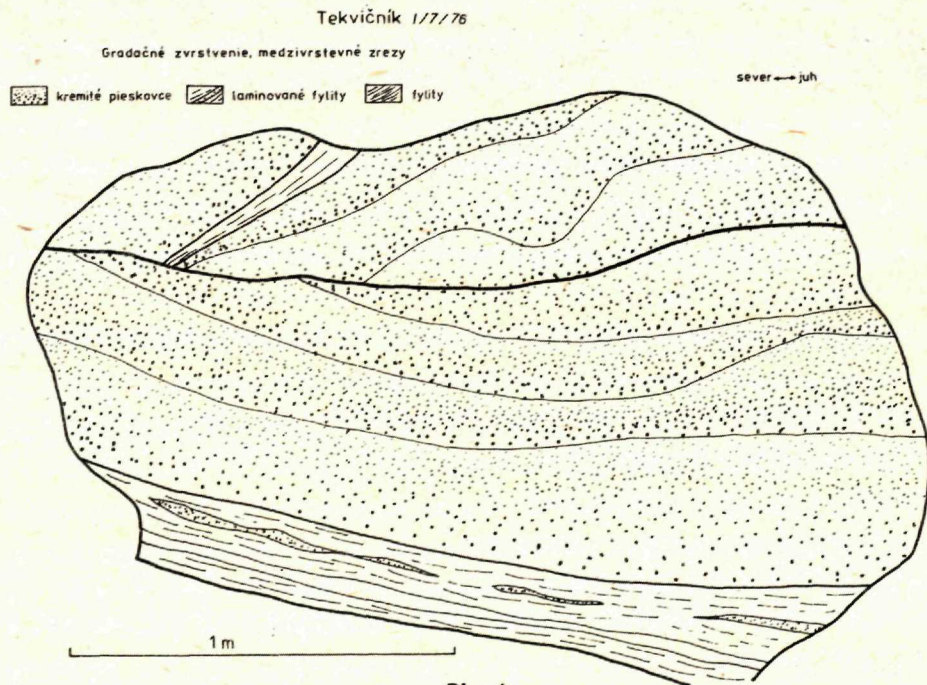


Obr. 3

prekryté sedimentmi rakoveckej skupiny. Laminované fylity postupne prechádzajú do veľmi drobne laminovaných fylitov až nezvrstvených sericiticko-chloritických fylitov, čiastočne medzi sebou sa striedajúcich. Túto jednotvárnu sedimentáciu spestrujú tri menšie tenké polohy kremenných pieskocov a menšie polohy lydítov ležiace sv. od hrebeňa. Vrstevnatosť prebieha skoro súběžne s chrbtom. No i tak je tento piaty litologický súbor značne hrubý a siaha až po Tekvičník.

Ďalší, šiesty súbor litofácií pozorovať na Tekvičniku. Jeho prítomnosť naznačujú viaceré polohy kremenných pieskovcov v úplne jemných tmavých fylitoch. Potom náhle začína sedimentácia veľmi hrubej polohy kremenných pieskovcov z drobnozrnných zlepcov. Ich pravá hrúbka je asi 150—200 m a spôsobuje výrazný morfológický skok chrbta. Vypreparované teleso tvrdých hornín prechádza z JZ na SV a zreteľne je vyvinuté na západných svahoch Tekvičníka. Súvrstvie možno dokumentovať v mnohých odkryvoch a bralách schádzajúcich do Brestovho potoka. Kremenné pieskovce, najmä hrubozrnné variety s drobnozrnnými zlepcami, sú gradačne zvrstvené. Jednotlivé rytmy majú 0,5 až 1 m hrúbku. V ich spodných častiach pozorovať intraformačné brekcie ako dôsledok abrázie turbiditnými prúdmi na predtým usadených jemných pelitických sedimentoch. Abrázia vo vodnom prostredí bola tak intenzívna, že boli zrezané všetky intervaly podložných rytmov.

Deformácie po depozícii sedimentov ďalšieho rytmu vplyvom gradačného sklzávania sú nie také časté, podobne aj náznaky konvolútneho zvrstvenia vo vrchnejších, laminovaných častiach rytmov. Všetky litologické textúry sú veľmi dobre čitateľné, poukazujú na neprevrátenú polohu vrstiev a sú len nepatrne tektonicky narušené. Južnejšie prechádzajú do polôh, v ktorých prevládajú kremenné pieskovce nad kremennými laminovanými fylitmi v rámci rytmov. Až potom nastupuje fácia laminovaných fylitov ojedinele s polohami fylitov (n. v. 720—730 m). V tmavých sericiticko-chloritických laminovaných fylitoch boli na hrebeni vo



sever → juh

Obr. 4

výške 720—730 m zistené tri podmorské zosuny (pod dobre udržovanou lesnou cestou prechádzajúcou naprieč hrebeňom). Pre všetky tri telesá je charakteristické, že v tmavých fylitoch sú uzavreté drobné úlomky kremenných pieskovcov, šedé piesčité fylity, drobnolaminované fylity, útržky drobnozrnných zlepcov, útržky lyditov, najmä v n. v. 520—560 m. Hrúbka telies pravdepodobne nepresahuje niekoľko metrov. Keďže zosuvné telesá prechá-

dzajú naprieč chrbtom a sú plocho uložené, zdajú sa byť väčšie. Najvyššou polohou sú znova tmavé nezvrstvené alebo veľmi jemne laminované fylity. V celom profile je zreteľná priečna bridličnatosť. Keďže sa smer vrstiev v spodných častiach profilu stáča zo smeru SV—JZ do smeru S—J až SZ—JV, podložný kremenno-piesčitý horizont sa znova vracia a prechádza na hrebeni pri obci Drnava.

Petrografia

Horniny študované v profiloch I. až VI. boli začlenené do troch väčších skupín. Do prvej patria fylity, to znamená v predmetamorfnom stave jemnozrnné sedimenty — prachovce, ílovce. Druhá skupina zahŕňa metamorfované pieskovce a drobnozrnné zlepence. Vulkanoklastické pieskovce vrátane porfyroidov sú opísané v rámci tretej skupiny hornín.

Stupeň regionálnej metamorfnej premeny hornín drnavského súvrstvia zodpovedá subfácii kremeňovo-muskovitovo-chloritovo-albitovej, teda spodnej časti metamorfnej fácie zelených bridlíc podľa Barrowovej zonálnosti. Intenzita metamorfózy sa mení v závislosti na zrnitosti pôvodného sedimentu. Najviac postihnuté boli jemnozrnné sedimenty. Nadobudli výrazne bridličnatú textúru a súčasne sa rekrystalizovali. V pieskovcoch je rekrystalizované predovšetkým spojivo. Zrná piesčitej veľkosti, i keď čiastočne kataklasticky deformované a v okrajových častiach blasticky dorastené, sú dobre navzájom rozlíšiteľné. Preto sme pri štúdiu opisovaných pieskovcov použili klasifikáciu bežnú pre nepremenené sedimentárne horniny. Klasifikácia slabometamorfovaných pieskovcov je v tomto prípade ovplyvnená chybou, pretože do zloženia základnej hmoty vstupujú okrem pôvodnej detritickej zložky i produkty slabometamorfnej premeny a kataklastického drvenia piesčitých zŕn. Avšak na porovnanie jednotlivých typov pieskovcov v rámci jedného komplexu je to jediný vhodný spôsob.

Skupina fylitov

Fylity sú vo všeobecnosti jemnozrnné horniny s výrazne vyvinutými plochami foliácie. V predmetamorfnom štádiu boli tvorené ílovitými bridlicami, prípadne prachovcami.

Študované fylity sú typickými horninami fácie zelených bridlíc, a to jej najnižšie temperovanej časti — subfácie kremeňovo-albitovo-muskovitovo-chloritovej. Lokálne sú v nich zachované reliktly pôvodnej sedimentárnej štruktúry, napr. laminácia.

Fylity tvoria vrchné časti pôvodných sedimentárnych cyklov.

Sericitické, grafitovo-sericitické a sericitovo-grafitické fylity

Základnými stavebnými súčasťami tejto podskupiny hornín sú: kremeň — sericit — grafit. Farba je tmavošedá. Minerálne súčasti sú výrazne lineárne usmernené. Vytvárajú mikrogranolepidoblastickú štruktúru. Miestami zachovaný relikt pôvodnej laminárnej textúry je zvýraznený striedaním prúžkov bohatých na kremeň s prúžkami zloženými prevažne z agregátu sericitu s grafitom. Bežným nízkometamorfným minerálom je rutil. Vytvára ihličkovité kryštály submikroskopickej veľkosti. Len v podradnom množstve vznikol chlorit a drobné xenoblasty nezdvojčatených albitov.

Reliktly sedimentárnej štruktúry sú zachované v podobne kataklasticky deformovaných zŕn piesčitej veľkosti. Zrná sú tvorené kremeňom, plagioklasom a rozloženým biotitom. Sprie-

vodným minerálom týchto typov fylitov sú idiomorfne kryštály pyritu. Sprievodné minerály: zirkón, rutil, turmalín, apatit.

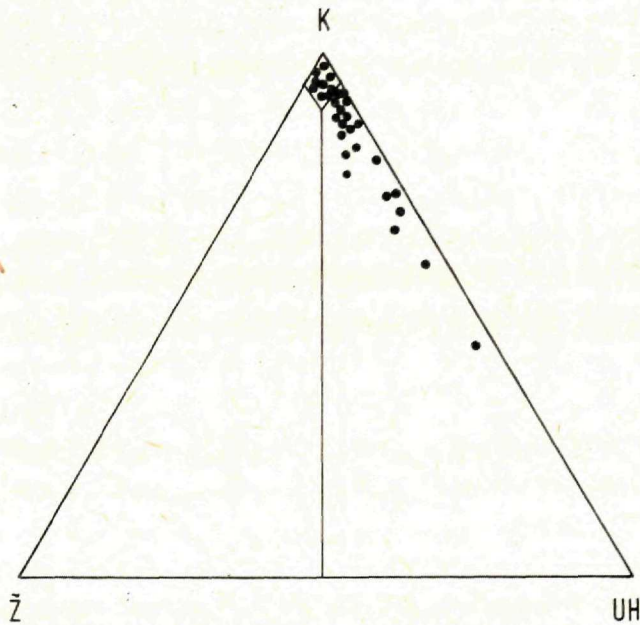
Sericitovo-chloritické a chloritické fylity

Táto podskupina je v študovaných profiloch zastúpená v menšom množstve. Typovými minerálmi sú chlorit a sericit, ktoré s jemnokryštalickým agregátom kremeňa vytvárajú mikrogranolepidoblastickú štruktúru. Farba týchto hornín je zelená a zelenošedá. Okrem hlavných minerálov obsahuje štruktúra fylitov hojné množstvo submikroskopických kryštálikov novotvoreného rutilu. Bežne sú pomerne veľké postkinematické kryštály chloritu a pyritu.

Relikty klastických zŕn piesčitej veľkosti tvorí kremeň, plagioklas a rozložený biotit.

Skupina metamorfovaných pieskocov a drobnozrnných zlepcov

Na rozdelenie metamorfovaných pieskocov sme použili klasifikáciu R. L. Dotta modifikovanú v práci F. J. Pettijohna — P. E. Pottera — R. Sievera (1972). Pieskovce sú podľa tejto klasifikácie rozdelené na základe obsahu základnej hmoty do dvoch skupín.



Obr. 5 Klasifikačný diagram pieskocov drnavského súvrstvia

Druhým hlavným kritériom pre klasifikovanie pieskocov je mineralogické zloženie piesčitej frakcie. Všeobecne všetky študované typy metamorfovaných pieskocov patria do klasifikačnej skupiny vyčlenenej pre droby (obr. 5). Na základe mineralogického zloženia piesčitej frakcie boli vymedzené kremenné droby a litické droby. Zloženie pieskocov je vyjadrené v tab. 1, 2, 3.

Zloženie pieskovcov vyjadrené v percentách

Tabuľka 1

	I-4/76	I-6/76	I-7/76A	I-9/76A	I-9/76B	I-9/76C	I-10/76	I-11/76	I-12/76
kremeň	43,68	47,16	45,72	61,30	50,42	41,88	49,02	50,95	54,82
K—živce	0,46	—	—	—	—	—	—	—	—
plagiokas	1,03	—	—	—	—	—	—	—	—
živce spolu	—	0,11	0,32	1,80	0,16	1,70	—	0,57	0,24
sfuda	1,89	—	0,78	0,16	0,47	0,75	—	0,09	0,18
úlomky vulkanitov	1,54	4,90	1,93	4,62	1,84	1,99	5,39	1,85	2,44
ost. hornín	0,05	1,15	0,20	1,53	0,66	0,98	10,80	0,36	—
základná hmota	51,35	46,67	51,06	30,59	46,45	52,70	34,78	46,18	42,32

Zloženie pieskovcov vyjadrené v percentách

Tabuľka 2

	I-13/ 76B	I-15/ 76	I-17/ 76	18- 76A	II-19/ 76	II-20/ 76A	II-21/ 76A	III-24/ 77	III-25/ 77B
kremeň	32,70	65,25	47,60	59,02	51,27	32,32	50,05	51,39	46,23
K—živce	0,11	0,10	0,78	0,20	—	—	—	0,44	0,50
plagiokas	0,35	—	0,03	0,39	—	—	—	0,46	0,19
živce spolu	—	—	—	—	0,27	0,20	0,45	—	—
sfuda	0,35	0,13	0,13	0,43	0,40	—	0,70	0,49	0,53
úlomky vulkanitov	3,86	0,31	0,65	1,46	0,79	4,34	0,25	2,87	9,91
ost. hornín	34,79	—	—	—	—	—	—	—	—
základná hmota	27,83	34,21	50,80	38,48	47,26	63,14	48,55	44,36	42,63

Zloženie pieskovcov vyjadrené v percentách

Tabuľka 3

	III-28/ 77B	III-29/ 77A	III-30/ 77	III-31/ 77	III-32/ 77	34/ 77A	IV-35/ 77	VI-50/ 77
kremeň	43,42	51,50	56,22	42,79	47,05	43,57	61,81	55,20
K—živce	0,81	0,62	0,91	1,94	—	—	—	—
plagioklas	0,99	0,90	1,28	1,64	—	—	—	—
živce spolu	—	—	—	—	0,45	0,12	0,11	—
sfuda	1,74	1,41	0,51	0,44	1,08	0,63	0,17	—
úlomky vulkanitov	5,68	4,79	6,21	8,36	5,29	13,31	2,34	1,48
úlomky ost. hornín	0,59	—	20,5	—	—	0,87	—	—
základná hmota	46,77	40,78	32,81	44,83	46,12	41,48	35,57	43,32

Zoznam lokalít analyzovaných pieskovcov:

- vz. I—4/76 met. litická droba — 1600 m na J od k. Pipítka, v nadm. výške 880 m
 vz. I—6/76 met. litická droba — k. Tekvičník
 vz. I—7/76A met. kremenná droba — 50 m na Z od k. Tekvičník, v nadm. výške 860 m

vz. I—9/76A	met. litická droba — 250 m na Z od k. Tekvičník, v nadm. výške 850 m
vz. I—9/76B	met. kremenná droba — 250 m na Z od k. Tekvičník
vz. I—8/76C	met. litická droba — 250 m na Z od k. Tekvičník
vz. I—10/76	met. litická droba — 270 m na Z od k. Tekvičník, v nadm. výške 835 m
vz. I—11/76	met. kremenná droba — 350—400 m na JZ od k. Tekvičník, v nadm. výške 800 m
vz. I—12/76	met. kremenná droba — 800 m na JZ od k. Tekvičník, v nadm. výške 755 m
vz. I—13/76B	met. litická droba — 2,2 km na S od obce Drnava, v nadm. výške 700 m
vz. I—15/76	met. kremenná droba — 1,3 km na S od obce Drnava, v nadm. výške 570 m
vz. I—17/76	met. kremenná droba — 0,5 km na S od obce Drnava, v nadm. v. 430 m
vz. 18/76A	met. kremenná droba — 1 km na SZ od k. Pipítka, v nadm. výške 910 m
vz. II—19/76	met. kremenná droba — 0,8 km na JZ od k. Malá Pipítka, v nadm. výške 915 m
vz. II—20/76A	met. litická droba — 200 m na S od k. Čipkov vrch
vz. II—21/76A	met. kremenná droba — oblasť k. Čipkov vrch
vz. III—24/77	met. litická droba — 350 m na J od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 650 m
vz. III—25/77B	met. litická droba — 400 m na J od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 660 m
vz. III—28/77B	met. litická droba — 1 km na JJZ od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 805 m
vz. III—29/77A	met. litická droba — 1,1 km na JJZ od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 820 m
vz. III—30/77	met. litická droba — 1,35 km na JJZ od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 860 m
vz. III—31/77	met. litická droba — 1,6 km na JJZ od Uhornianskeho Mýta, v nadm. výške 930 m
vz. III—32/77	met. litická droba — oblasť k. Červená Baňa, v nadm. výške 960 m
vz. IV—34/77A	met. litická droba — 0,6 km na Z od k. Pipítka, v nadm. výške 1090 m
vz. IV—35/77	met. kremenná droba — 0,2 km na Z od k. Pipítka, v nadm. výške 1180 m
vz. VI—50/77	met. kremenná droba — 0,6 km na JJV od k. Mlynovec, v nadm. výške 857 m

Metamorfované kremenné droby

Ich základným znakom je vysoký obsah zŕn kremeňa v piesčitej frakcii (tab. 4). Farba týchto pieskovcov je šedá, svetlošedá. Textúru majú metamorfne slabo usmernenu, masívnu. Štruktúra metamorfovaných kremenných drôb je blastopsamitová. Zrnitostou zodpovedajú drobnó- až strednozrnným varietám.

Zloženie piesčitej frakcie kremenných drob vyjadrené v percentách

Tabuľka 4

	I-7/ 76A	I-9/ 76B	I-11/ 76	I-12/ 76	I-15/ 76	I-17/ 76	18/ 76A	II-19/ 76	II-21/ 76A	IV-35/ 77	VI-50/ 77
kremeň	93,42	94,16	94,68	95,03	99,18	96,75	96,25	97,22	97,27	95,93	97,38
živce	0,65	0,29	1,05	0,42	0,14	1,66	0,97	0,52	0,87	0,16	—
sľuda	1,59	0,88	0,17	0,31	0,19	0,28	0,70	0,75	1,36	0,27	—
úlomky vulkanitov	3,94	3,43	3,44	4,24	0,48	1,31	2,06	1,51	0,50	3,63	2,62
úlomky ost. hornín	0,41	1,23	0,66	—	—	—	—	—	—	—	—

Na mineralogickom zložení piesčitej frakcie sa podieľa predovšetkým kremeň. Tvorí nad 95 % zŕn piesčitej frakcie. Časť analyzovaných pieskovcov zodpovedá svojim minerálnym zložením rozhraniu medzi kremennými a litickými drobami. Obsah zŕn kremeňa je však aj u týchto pieskovcov len málo pod hranicou 95 %. Pokiaľ nie sú zrná kremeňa výraznejšie kataklasticky deformované a rekryštalizované, možno medzi nimi rozlíšiť nasledovné geneticke typy kremeňa: 1 — monokryštalický undulózný a tiež monokryštalický so znakmi

vulkanogénneho pôvodu; 2 — polykrystalický hrubozrnný; 3 — polykrystalický drobnozrnný výrazne usmernenej textúry; 4 — kataklastický, ojedinele s Böhmovými tlakovými prúžkami.

Nie v každej vzorke bolo možné všetky genetické typy kremeňa odlišiť. Jednoznačne však možno konštatovať, že genetické typy kremeňa prvej skupiny sú najviac zastúpené.

Príklady obsahov zŕn vymedzených genetických typov kremeňa:

	I—12/76	I—17/76	II—19/76
kremeň monokrystalický a vulkanogénny	66,10	71,12	70,13
kremeň polykrystalický hrubozrnný	33,73	26,87	29,87
kremeň polykrystalický drobnozrnný	0,16	1,50	—

Zrná nestabilných minerálov tvoria najviac 5 % z obsahu piesčitej frakcie. Patria medzi ne živce, rozložený biotit a úlomky hornín. Zo živcov bol určený ortoklas, mikropertit a plagioklas o bázcite albit-oligoklas. Kryštály biotitu sú silne deformované a rozložené. Došlo predovšetkým k ich vybieleniu a k odmiešaniu rutilu a nepriehľadných minerálov pozdĺž plôch štiepateľnosti.

Medzi zrnami horninových úlomkov boli zistené kyslé vulkanity mikrokrystalickej štruktúry a grafitické bridlice. Sprievodné minerály: turmalín, apatit, rutil, zirkón, ilmenit, titanit.

Nápadné sú hlavne dokonale opracované zrná turmalínu. Relikty s dobre opracovanými časťami povrchu boli zriedkavo pozorované i u zŕn kremeňa.

Základná hmota pieskovcov je metamorfne rekrystalizovaná. Dosahuje v priemere 42 % z celkového objemu horniny. Zložená je z mikroepidogranoblastického agregátu kremeňa, sericitu v malom množstve chloritu a rutilu. Veľmi vzácne sa objavujú šupinky stilpnomelánu.

Metamorfované litické droby

Je to podskupina pieskovcov, v ktorých sa obsah zŕn živcov a hlavne úlomkov hornín zvyšuje na úkor zŕn kremeňa. Pozvoľnými prechodmi je spätá s podskupinou metamorfovaných kremenných drôb. Farba týchto pieskovcov je strednošedá, zelenošedá. Textúra je nevrstvenatá, prípadne laminovaná, často gradačne zvrstvená.

Základnou zložkou piesčitej frakcie je i v týchto pieskovcoch kremeň (tab. 5, 6). Priemerný obsah zŕn kremeňa sa pohybuje okolo 80 % z celkového množstva piesčitej frakcie.

Príklady obsahu genetických zŕn kremeňa vyjadrené v percentách:

	kremeň monokrystalický a vulkanický	kremeň polykrystalický hrubozrnný	kremeň polykrystalický drobnozrnný
I—6/76	82,16	16,20	1,57
I—4/76	85,85	12,54	1,61
I—10/76	75,40	24,60	—
I—13/76 B	67,73	32,27	—
III—32/77	65,60	34,40	—
III—31/77	46,38	53,61	—
II—30/77	58,97	41,03	—
III—29/77	78,04	21,96	—
III—28/77 B	62,73	37,27	—
III—25/77 B	59,74	40,26	—

Na zložení piesčitej frakcie sa okrem kremeňa podieľajú živce, úlomky hornín a klastická sfuda. Obsah zrn živcov v piesčitej frakcii sa pohybuje v priemere okolo dvoch percent. Zistené boli silne sericitizované zrná draselných živcov, ďalej mikropertitov a plagioklasov. Bázicita plagioklasov zodpovedá albitu až kyslému oligoklasu (An 07—15). Klastická sfuda je zastúpená silne rozloženým biotitom. Priemerný obsah je okolo 1,5 %.

Zloženie piesčitej frakcie litických drôb vyjadrené v percentách

Tabuľka 5

	I-4/76	I-6/76	I-9/76A	I-9/76C	I-10/76	I-13/76B	II-20/76A	II-25/77B
kremeň	89,79	88,45	88,32	88,58	75,18	45,31	87,69	80,59
K—živce	0,94	—	—	3,61	—	0,15	—	0,87
plagioklas	2,11	—	—	—	—	0,48	—	0,33
živce (spolu)	—	0,21	2,59	—	—	—	0,50	—
sfuda	3,88	—	0,23	1,58	—	0,48	—	0,93
úlomky vulkanitov	3,16	9,18	6,66	4,12	8,26	5,36	—	17,28
úlomky ost. hornín	0,11	2,16	2,20	2,09	16,56	48,21	11,81	—

Zloženie piesčitej frakcie litických drôb vyjadrené v percentách

Tabuľka 6

	II-28/77B	III-29/77A	III-30/77	III-24/77	III-31/77	III-32/77	34/77A
kremeň	81,56	86,95	83,66	92,31	77,53	87,33	74,46
K—živce	1,52	1,05	1,36	—	3,52	—	—
plagioklas	1,86	1,52	1,90	—	2,98	—	—
živce spolu	—	—	—	1,62	—	0,84	0,20
sfuda	3,27	2,38	0,76	0,89	0,80	2,01	1,08
úlomky vulkanitov	10,67	8,09	9,25	5,16	15,15	9,83	22,75
úlomky ost. hornín	1,11	—	3,05	—	—	—	—

Úlomky hornín sú ďalšou dôležitou zložkou piesčitej frakcie (tvoria okolo 15 %). Najviac sú zastúpené zrná kyslých vulkanitov (v priemere okolo 10 %) mikrokryštalickej štruktúry. Ostatné horninové úlomky — grafitické bridlice, prachovce — netvoria v priemere viac než 5 % piesčitej frakcie. Výnimku tvoria vzorky z oblasti k. Tekvičnik a Čipkov vrch. Veľmi vzácné sa našli zrná jemnozrnných, silne chloritizovaných vulkanitov. Predstavujú bázickejšie variety vulkanitov.

Sprírodné minerály: zirkón, turmalín, rutil, apatit, ilmenit, leukoxén.

Priemerný obsah základnej hmoty tejto skupiny pieskovcov je 42 %. Je metamorfne usmernená, rekryštalizovaná za vzniku mikroepidogranoblastickej štruktúry. Premenu základnej hmoty vzniklo spoločenstvo nízkometamorfných minerálov: kremeň-sericit-chlorit-rutil-grafit.

Metamorfované drobnozrnné polymiktné zlepenice

Zviazané sú geneticky s podskupinou litických drôb. Veľkosť zrn sa pohybuje v priemere od 1,0 do 5,0 mm. V študovaných litologických profiloch sa tieto typy sedimentov nachádzajú v oblastiach výskytu podmorských sklzových telies (vzorky I—10/76; I—13/76).

Metamorfované zlepenice sú farby šedej, hrdzavošedej, nevrstevnatej a majú tlakove usmernenú textúru. Úlomky zlepenčovej veľkosti sú tvorené grafitickými prachovcami, jemnozrnnými pieskovicami a kyslými vulkanitmi mikrokryštalickej štruktúry. Vzácné bolo zistené zrno zodpovedajúce keratofýru. Na zložení piesčitej frakcie sa okrem vyššie spomenutých úlomkov horním podieľa kremeň, plagioklas (An 11—16), šachovnicový albit, vzácné ortoklas a rozložený biotit. Bežné sú zrná kremeňa so znakmi vulkanického pôvodu.

Spríevodné minerály: zirkón, rutil, turmalín, leukoxén, titanit.

Metamorfná premena spôsobila okrem čiastočnej kataklastickej deformácie a deštrukcie väčších zŕn i rekryštalizáciu najjemnejšej časti pôvodného sedimentu. Vznikli nízkometamorfné minerály — kremeň, sericit, chlorit, rutil.

Skupina metamorfovaných vulkanoklastických sedimentov

Boli sem zaradené prepracované pyroklastické sedimenty i zmiešané typy sedimentov, v ktorých je pyroklastická zložka v rôznom pomere zmiešaná s epiklastickým sedimentárnym materiálom. Je to súbor sedimentov, ktorého genéza je odvodená od syngénneho zdroja vulkanizmu ryolitovo-dacitového charakteru. O prepracovaní pyroklastického materiálu podmorskými prúdmi svedčia zachované textúrne znaky, ktoré dokladajú podmorské sklzy, prípadne preukazujú textúrne znaky turbiditných prúdov. Sedimenty tohoto charakteru boli zistené v litologických profiloch IV, V a VI. Na základe petrografického zloženia boli medzi nimi vyčlenené prepracované tufy, zmenené na porfyroidy, prípadne sericiticko-kremité fylity a tufové pieskovce.

Porfyroidy

Porfyroidy sú horniny šedej, šedozelenej farby. Majú výrazne usmernenú textúru s nerovnými hrboľatými plochami foliácie. Štruktúra porfyroidov je blastokryštaloklastická, blastokryštalolitoklastická, lepidogranoblastická. Úlomky pôvodných porfyritických výrastlíc sú silne kataklasticky deštruované. Vulkanický kremeň je drvený, rekryštalizovaný, výrazne undulózny. Vzácné sú zachované fenokrysty so stopami po magmatickej korózii.

Z ďalších minerálov bol zistený sericitizovaný ortoklas, mikropertit i silne rozložený plagioklas. Kryštály biotitu silne kataklasticky zohýbané sú vybielené a chloritizované. Obsahujú odmiešaniny nepriesvitných minerálov a rutilu. Litoklasty tvoria nepravidelne obmedzené úlomky, ktoré sú deformované na plochách foliácie. Majú mikrokryštalickú štruktúru.

Jemnozrnná hmota, vytvárajúca okolo vulkanoklastov štruktúry obtekania, je metamorfné rekryštalizovaná. V mikrolepidogranoblastickom agregáte prevláda kremeň. Sericit a chlorit sú linerárne usmernené. Šmuhovite rozptýlené sú submikroskopické kryštáliky rutilu.

Spríevodné minerály: zirkón, ilmenit, prípadne Ti-hematit s povlakmi leukoxénu na povrchu.

Sericiticko-kremité fylity

V predmetamorfnom štádiu tvorili polohy vitroklastických tufov uprostred ostatných vulkanoklastických sedimentov. Sú svetlošedozelenej farby, silne kremité s výrazne vyvinutou foliáciou. Štruktúra týchto fylitov je mikrolepidogranoblastická, zložená predovšetkým z kremitého agregátu, ktorý obsahuje prednostne usporiadané kryštáliky sericitu, v menšom

množstve chloritu a rutilu. V množstve do 5 % sú v štruktúre deformované zbytky fenokrystov kremeňa, plagioklasu a rozloženého biotitu.

Spríevodné minerály : apatit, turmalín, zirkón, ilmenit.

Metamorfované tufové litické droby

Horniny tohoto charakteru predstavujú prepracované pyroklastické sedimenty, ktoré boli počas procesov transportu do sedimentačného bazénu v rôznom stupni zmiešané s ne vulkanickými sedimentárnym materiálom. Zachovali si textúry typické pre normálne sedimenty. K ne vulkanickej zložke sedimentov patria v danom prípade zrná ne vulkanického kremeňa a pôvodná ílovitá zložka.

Nízkometamorfná premena sedimentov spôsobila štruktúrne zmeny a vznik novotvorenej asociácie minerálov v rekryštalizovanej základnej hmote.

Farba týchto metamorfovaných drôb je zelenošedá. Textúra je usmernená, často šmuhovitá, škvrnitá, čo je spôsobené práve prítomnosťou rekryštalizovaných vulkanoklastických úlomkov v sedimente.

Výraznou minerálnou zložkou piesčitej frakcie je kremeň, z toho značná časť je vulkanogénneho typu. Zrná živcov sú málo zastúpené. Zistené boli značne rozložené plagiokasy a ortoklasy. Charakteristickou súčasťou piesčitej frakcie sú úlomky vulkanitov mikrokryštalickej štruktúry, ktoré sú zväčša deformované v plochách bridličnatosti. Pôvodne predstavovali najskôr úlomky sklovitej štruktúry. V malom množstve boli zistené deformované úlomky so zbytkami laločnatého obmedzenia, jemnozrnné silne chloritizované.

Príklady zloženia piesčitej frakcie vyjadrené v percentách :

	33/77 B	33/77 c	34/77 B
kremeň vulkanický	39,20	27,29	45,40
kremeň ostatných genetických typov	19,20	68,71	21,46
živec	1,12	0,86	1,53
rozložený biotit	0,65	2,85	0,87
úlomky vulkanitov	39,80	29,56	30,73

K málo zastúpeným minerálnym zložkám patrí i biotit s typickými znakmi premien.

Základná hmota tvorí v priemere 40 % pieskovcov. Tak ako u ostatných typov metasedimentov je metamorfne rekryštalizovaná, zložená z kremeňa, chloritu, sericitu, rutilu.

Spríevodné minerály : turmalín, rutil, zirkón, leukoxén.

Metamorfované drobnozrnné tufové zlepenec

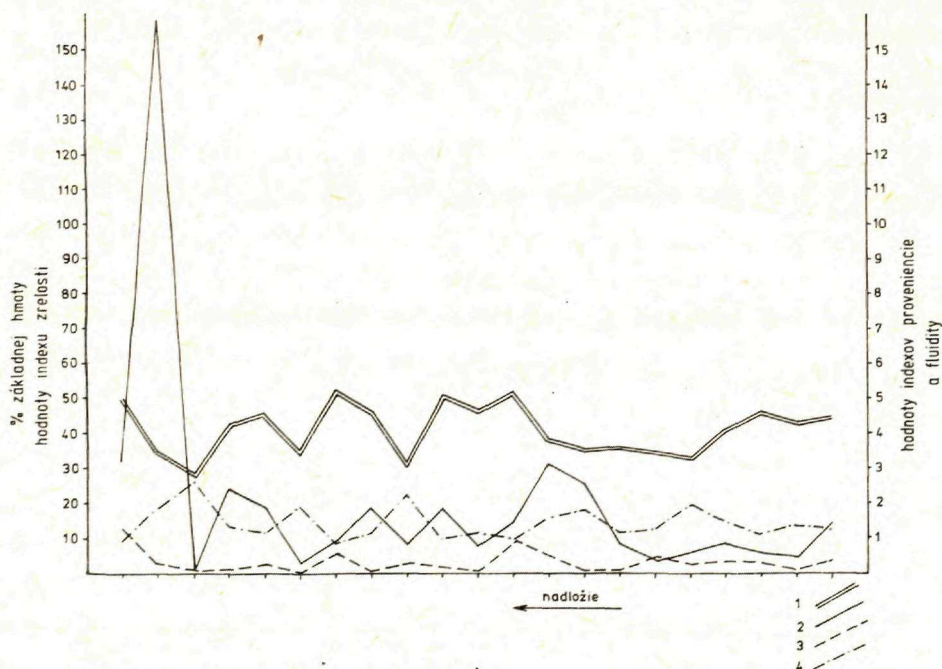
Výskyty týchto metasedimentov sú zviazané s podskupinou tufových litických drôb. Veľkosť zrn dosahuje 0,5—1,0 cm. Majú výrazne metamorfne usmernenú textúru s nerovnými plochami foliácie. Na petrografickom zložení metazlepenecov sa podieľajú tie isté zložky ako v prípade metamorfovaných tufových litických drôb.

Vyhodnotenie klasifikačných parametrov pieskovcov

Jedným zo základných klasifikačných kritérií pre pieskovce je stanovenie mineralogickej a štruktúrnej zrelosti. Ukazovateľom štruktúrnej zrelosti je podiel ílovej základnej hmoty,

obsah nestabilných zložiek a zaoblenie zŕn. Všetky tieto znaky nemožno v študovaných sedimentoch presne určiť, nakoľko sú metamorfované. Napr. zastúpenie ílovej základnej hmoty je ovplyvnené procesmi počas metamorfnej premeny, deformovaný je tvar zŕn atď. Avšak i napriek týmto prejavom možno pieskovce drnavského súvrstvia jednoznačne označiť ako štruktúrne nezrelé sedimenty. Dokazuje to v priemere vysoký obsah základnej hmoty (nad 40 %). Všetky analyzované pieskovce patria do skupiny drôb.

V protiklade k tomuto javu je stupeň mineralogickej zrelosti piesčitej frakcie pomerne vysoký. Je vyjadrený podielom obsahu zŕn kremeňa ku množstvu živcov a úlomkov hornín. Hodnoty indexov zrelosti sú vysoké, s výnimkou polôh s obsahom vulkanoklastického materiálu a zón výskytu sklzových telies. Na priloženom grafe (obr. 6) pozorovať výrazné maximá hodnôt indexov zrelosti, ktoré zodpovedajú laviciam pieskovcov v bazálnych častiach väčších sedimentačných cyklov, ktoré sú vyznačené i na priloženej mapke. Graf zobrazuje schematicky situáciu v smere od Smolníckeho Mýta až po Drnavu, teda v smere od podložia k nadložíu. Všeobecne mineralogická zrelosť pieskovcov v smere k nadložíu stúpa. V rozpore s touto skutočnosťou sa stupeň štruktúrnej zrelosti nemení. Na obr. 6 priebeh krivky vyjadrujúcej obsah základnej hmoty nejaví výraznejšie zmeny v smere k nadložíu a vôbec sa nestotožňuje s maximami indexov zrelosti.



Obr. 6 Krivky znázorňujúce zmeny v obsahu základnej hmoty a v hodnotách základných klasifikačných parametrov pieskovcov drnavského súvrstvia v smere k nadložíu

1 — obsah základnej hmoty; 2 — index zrelosti; 3 — index proveniencie; 4 — index fluidity.

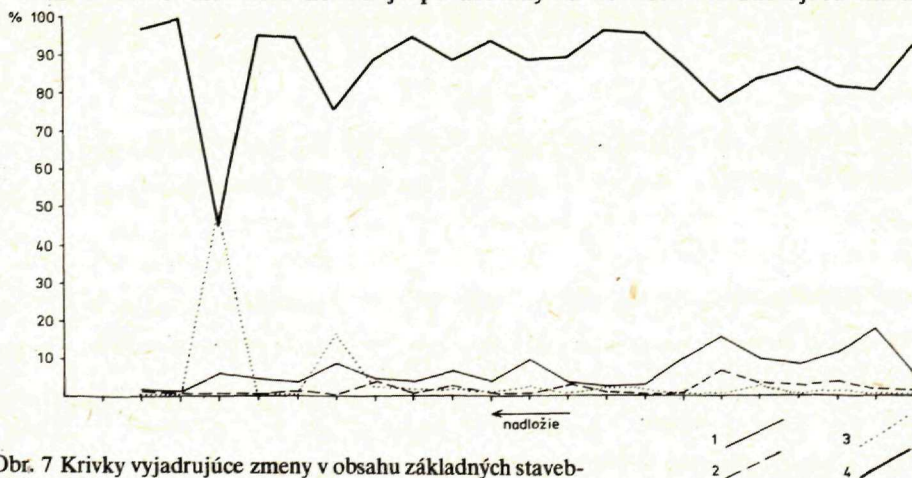
Všeobecne platí, že medzi stupňom mineralogickej a štruktúrnej zrelosti je lineárny vzťah. V danom prípade je tento vzťah nepriamo úmerný. Výrazná inverzia v zrelosti pieskovcov je spôsobená pravdepodobne zvláštnymi tektonickými podmienkami, v ktorých sa celá oblasť nachádzala. Na jednej strane geosynklinálne sedimentačné prostredie, kde prevládajúcim

	Hodnota zrelosti	Pôvod zŕn	Tekutosť prostredia
III/24/77	13,59	0,32	1,24
III—25/77 B	4,36	0,07	1,33
III—28/77 B	5,37	0,29	1,10
III—29/77 A	8,15	0,32	1,42
III—30/77	5,37	0,26	1,97
III—31/77	3,58	0,43	1,22
III—32/77	8,19	0,08	1,14
IV—35/77	25,26	0,04	1,80
18/76 A	31,66	0,47	1,58
I—4/76	14,20	0,93	0,91
I—6/76	7,65	0,02	1,14
I—7/76 A	18,70	0,15	0,94
I—9/76 A	7,71	0,29	2,26
I—9/76 B	19,0	0,06	1,14
I—10/76	3,03	0,0	1,87
I—11/76	18,36	0,26	1,16
I—12/76	20,41	0,10	1,36
I—13/76 B	0,83	0,01	2,58
I—15/76	158,9	0,3	1,91
I—17/76	32,53	1,26	0,96

mechanizmom transportu klastického materiálu boli turbiditné prúdy a na druhej strane dokonalé zvetrávanie v oblasti znosu, ktorá poskytovala mineralogicky zrelý klastický materiál.

Transport materiálu v hustých, presýtených suspenziách naznačuje i hodnota tekutosti prostredia. Stanovuje sa na základe podielu množstva piesčitých zŕn k obsahu základnej hmoty. V danom prípade táto hodnota v dôsledku postdepozíčných premien nie je síce celkom verryhodná, keďže je však všeobecne veľmi nízka, svedčí o transporte v hustých prúdoch.

Vzťah živcov k úlomkom hornín je považovaný za hodnotu odzrkadľujúcu charakter



Obr. 7 Krivky vyjadrujúce zmeny v obsahu základných stavebných zložiek pieskovcov dravského súvrstvia v smere k nadložiu

1 — úlomky vulkanitov; 2 — živce; 3 — úlomky ostatných hornín; 4 — kremeň.

zdrojovej oblasti. To sa zakladá na úvahe, že hlbinné zdroje sú hrubozrnné a poskytujú do piesčitej frakcie materiál minerálnych zŕn. Naopak, suprakrustálne zdroje sú zväčša jemnozrnné a poskytujú častice hornín pieskovej veľkosti. Získané hodnoty indexov proveniencie sú všeobecne veľmi nízke, to znamená, že prevládajú zrná úlomkov hornín nad zrnami živcov. Zdroj úlomkov hornín je v danom prípade intraformačný. Zostáva otázka, či zrná živcov možno odvodzovať od syngénneho vulkanizmu alebo od predpokladanej starej zdrojovej oblasti.

Analýza obsahu jednotlivých stavebných zložiek v pieskovcoch v smere od podložia k nadložiu (obr. 7) poukazuje na priamu závislosť obsahu zŕn živcov a vulkanických hornín. Obidve distribučné krivky majú smerom k nadložiu výrazne klesajúcu tendenciu. Úlomky ostatných typov intraformačných hornín vykazujú na distribučnej krivke dve výrazné maximá, ktoré zodpovedajú miestam výskytu sklzových telies vyznačených na priloženej mapke.

Analýza ťažkých minerálov

Analýza minerálov ťažkej frakcie bola robená na základe vybraných vzoriek z pieskovcových horizontov. Účelom štúdia bolo stanoviť kvantitatívne a kvalitatívne zloženie ťažkej frakcie, aby sa mohli definovať jednotlivé petrologické provincie. Očakávalo sa tiež, že výsledky štúdia poskytnú údaje o predpokladanom zdroji klastického materiálu a budú sa môcť využiť i pri riešení paleogeografických problémov.

Vzorky sa spracovávali metódikou obvykle používanou pre umelé šluchy. Pevný materiál sa rozdrvil a po rozkvarovaní a rozsitovaní sa ťažká frakcia oddelila v bromoforme, za použitia navážky 10 g. Pre analýzu bola použitá zrnitostná frakcia 0,25–0,1 mm. Základ pre kvantitatívne vyhodnotenie bolo 350 počítaných zŕn.

Opis minerálov

Anatáz

Patrí k veľmi vzácné zastúpeným minerálom. Zistený bol iba v profile III, vo vzorke 31/77. Anatáz má typickú zelenomodrú farbu. Vytvára bipyramidálne kryštály tetragonálnej súmernosti. V šluchu bol kryštál rozlámaný, na ulomených častiach priehľadný. Zachované pyramidálne plošky majú charakteristický diamantový lesk a náznaky ryhovania.

V literatúre je anatáz opísaný ako nízkoteplotná odroda TiO_2 (W. A. Deer — R. A. Howie — J. Zussman 1962). V malých množstvách môže byť prítomný v magmatických a metamorfovaných horninách, tiež ako výplň žíl a drúz v granitových pegmatitoch. Hydrotermálne typy anatázu sú obvykle modro sfarbené. Anatáz bol opísaný tiež ako produkt premeny po iných titanových mineráloch, hlavne po titanite a ilmenite, ba dokonca i ako minerál autigénny. V týchto prípadoch však nevytvára idiomorfne kryštály ale skôr práškovité masy alebo veľmi drobné kryštály.

Apatit

Nepatrí k priebežne zastúpeným minerálom. Jeho obsah sa mení a v niektorých vzorkách dokonca chýba.

Apatit vytvára stĺpcovité úlomkovite obmedzené kryštály — takmer vo všetkých prípadoch

nesú stopy opracovania. Charakteristická je výborná odlučnosť podľa plochy spodovej. Apatit býva bezfarebný, priehľadný, skelného lesku, prípadne slabo žltkastý. Bežné sú zrná zakalené obsahom drobných uzavrenín nepriesvitných minerálov. Zistené boli dobre opracované tabuľkovité kryštály zonárnej stavby. Povrch zŕn apatitu je všeobecne obrúsený. V jemných ryhách, ktoré sú orientované paralelne s predĺžením kryštálu, zostali zachované tmavé povlaky.

Apatit nepatrí k minerálom vysoko odolným voči abrazívnym účinkom transportu. Je krehký a ľahko sa láme pozdĺž plôch odlučnosti. V tabuľke stupňa odolnosti minerálov voči abrazívnym účinkom, ktorú zostavil G. A. Thiel (1945), je apatit na desiatom mieste z dvadsiatich minerálov (kde baryt je postavený ako najmenej odolný a kremeň najodolnejší minerál).

Apatit je bežný sprievodný minerál v širokej škále hornín plutonických, metamorfovaných i sedimentárnych. Pomerne slabá abrazívna odolnosť apatitu nedovoľuje predpokladať, žeby patril k minerálnej asociácii extraformačnej pochádzajúcej z pevninského bloku, ktorý poskytoval klastický materiál vysokého stupňa mineralogickej zrelosti (dôkazom je petrografická analýza pieskvcov).

Hematit

Tvorí úlomky tabuľkovitých kryštálov, často vysokého kovového lesku, s typickým višňovo-červeným vrypom. Prítomné sú tiež zemité variety hematitu, farby višňovočervenej. Je minerálom veľmi nízkej tvrdosti, málo odolným pri transporte. Nepatrí k tým diagnostickým minerálom, ktoré možno pri analýze starších sedimentov brať v úvahu.

Ilmenit

Patrí k priebežne zastúpeným minerálom. V preparátoch tvorí zaoblené zrná nepravidelného tvaru alebo tabuľkovité kryštály trigonálnej súmernosti.

Ilmenit je v dopadajúcom svetle čierny, kovového lesku, so zrnitým povrchom. Má nerovný lom, bez znakov štiepatelnosti. Charakteristické sú svetlé, zemité povlaky leukoxénu na povrchu. Premena dosahuje rôznu stupeň. Často je iba v počiatočnom štádiu, keď vzniká tzv. škvrnitý ilmenit (podľa S. W. Baileyho et al. 1956).

Výskyty ilmenitu sú známe z bázičných hlbinných telies kyslých až bázičných vulkanitov a z metamorfovaných hornín.

Leukoxén

Nachádza sa spolu s ilmenitom. Tvorí buď pseudomorfózy po kryštáloch ilmenitu alebo dokonale zaoblené zrná. Je nepriehľadný, zemitý, farby bielej, žltej alebo hnedastej.

Zloženie týchto troch farebných variácií leukoxénu študoval M. D. Karhaval a — A. C. Momin — S. G. Rege (1959). Zistili zloženie leukoxénu:

- a) farby hnedej — rutil, pseudobrukit, malé množstvo hematitu;
- b) žltohnedastej — rutil, len málo pseudobrukita a anatasu;
- c) bielej farby — rutil, anatóz, veľmi málo hematitu.

Výskyt leukoxénu sa priamo viaže na ilmenit ako produkt jeho premeny.

Pyrit

Bol zistený len v niektorých vzorkách, i to v malom množstve. Kvantitatívne nebol osobitne vyhodnotený. Najčastejšie sa vyskytuje v tvare kocky a pentagónu-dodekaedru, ale i v podobe

nepravidielných zrn. Pyrit má mosadzne žltú farbu, kovový lesk. Zvyčajne je zachovaný čerstvý, bez sekundárnej premeny. Patrí k minerálom vstupujúcim v metasedimentoch do asociácie minerálov autigénnych a nízkometamorfných.

Rutil

Patrí k priebežne zastúpeným minerálom. Prítomný je v podobe kryštálov dlhostĺpcového habitu, na ktorých je často zachované ryhovanie paralelné s osou „c“. Kryštály sú úlomkovite obmedzené, so stopami mechanického opracovania. Časté sú dokonale zaoblené zrná. Farba rutilu je hnedá a červenohnedá. Je to priehľadný minerál, vysokej tvrdosti a skelného lesku.

Rutil ako vysokoteplotná modifikácia TiO_2 , sa vyskytuje v horninách, ktoré vznikajú pri vysokých tlakoch a teplotách. Je preto bežným sprievodným minerálom v magmatických i v metamorfovaných horninách. Ak je súčasťou nízkometamorfovaných bridlíc, vytvára ihličkovité kryštáliky svetlohnedej farby. Rutil sa radí ku stabilným minerálnym zložkám. Je preto možné i jeho prepracovanie do druhej generácie sedimentov.

Sľudy

Pri oddeľovaní ťažkej frakcie pomocou bromoformu je bežným javom, že sa časť sľúd koncentruje v ťažkej frakcii. V analyzovaných vzorkách to boli predovšetkým chlority zelenej farby. Sľudy tvoria kryštály charakteristického tvaru a vyznačujú sa vysokou pružnosťou. V malom množstve boli zistené úlomky rozloženého biotitu, ešte i so zachovanou sagenitovou štruktúrou.

Titanit

Nevyskytuje sa priebežne. Vytvára kryštáliky klinovitého tvaru, prípadne úlomkovite obmedzené. Je farby hnedej a žltohnedej, lesk má skelný až takmer diamantový. Časť kryštálov titanitu obsahuje tmavé jadrá. V dopadajúcom svetle majú niektoré kryštály titanitu jemné povlaky práškovitého agregátu žltkastej farby. V literatúre je tento zemitý agregát nazývaný xantitán. Röntgenovými analýzami bola dokázaná jeho identičnosť s anatasom (J. Goni 1957).

Titanit patrí k bežným sprievodným minerálom granitoidových masívov, tiež syenitov, pegmatitov, žíl alpského typu, metamorfovaných hornín a zriedka i efuzív.

Turmalín

V ťažkej frakcii pieskovecov je turmalín jedným z priebežne zastúpených minerálov. Podľa tvaru možno zrná turmalínu rozdeliť do dvoch skupín. Prvú tvoria dokonale opracované zrná vajcovitého tvaru, na povrchu mechanicky opracované. Druhú skupinu tvoria úlomkovite stĺpcové kryštály, ktoré nesú len slabé stopy opracovania. Na prizmatických plochách kryštálov turmalínu pozorovať okrúhle drobné priehlbinky. Bežné sú drobne uzavreniny nepriesvitných minerálov. Turmalín je minerál priehľadný, skelného lesku. Najbežnejšia je farba hnedá, hnedožltá, hnedozelená. Podľa toho možno usudzovať, že najviac zastúpené sú turmalíny Mg-Fe-izomorfného radu, to znamená skorylovo-dravitového. V malom množstve boli zistené čisto zelené (verdelit) a tiež modré odrody turmalínu (indigolit). V jednom prípade (vz. I—15/76) sa našlo dokonca zrno ružovosfarbeného turmalínu (rubelit).

Turmalín je typický minerál granitových pegmatitov, pneumatolytických žíl a niektorých granitov. P. D. Krynine (1946) rozlíšil v sedimentárnych horninách päť typov turmalínu: granitový, pegmatitový, pochádzajúci z metamorfne injektovaných hornín, autigénny a prepracovaný úlomkovitý.

Podľa stupňa odolnosti voči chemickým a mechanickým účinkom počas transportu patrí turmalín k najstabilnejším minerálom.

Zrná turmalínu zeleno-modro a ružovo sfarbeného možno najpravdepodobnejšie priradiť k typu pegmatitovému. V pieskovochoch najrozšírenejší typ turmalínu, z radu skorylovo-drahitového, je zároveň v horninách najrozšírenejší. Je opisovaný ako z magmatických, tak i z metamorfovaných hornín, ale tiež z kremeňovo-turmalínových hydrotermálnych žíl.

Zirkón

Všeobecne sa zirkón vyznačuje vysokou odolnosťou. Materiál z analyzovaných pieskovocho možno rozdeliť do troch skupín. Do prvej patria zrná okrúhleho a oválneho tvaru. Druhá tvoria zrná so zachovanými kryštálovými tvarmi. Do tretej skupiny boli zaradené tzv. metamiktne zirkóny, ktoré sú nepriehľadné a tmavo sfarebné.

Až na posledný typ je zirkón všeobecne priehľadný, bezfarebný alebo svetloružový, tmavoružový až fialový, vzáčne žltkastý.

Označenie „metamiktný“ sa používa pre amorfnú formu zirkónu, ktorá vzniká vnútornou premenou kryštálu. Tento efekt je vyvolaný rozpadom U a Th v mriežke zirkónu. Vyvoláva také zmeny, že dochádza ku vzniku amorfnej hmoty a taktiež i k zníženiu špecifickej váhy.

Zirkón je minerál, ktorý v dôsledku vysokej odolnosti prevláda v ťažkej frakcii mineralogicky zrelejších pieskovocho. Jeho géneza je zložitá. V kyslých magmatických horninách i vo výľavných ekvivalentoch je najbežnejším sprievodným minerálom, bežný je aj v metamorfovaných horninách. Prekonáva i niekoľko cyklov rozrušenia a sedimentácie.

Obsah minerálov ťažkej frakcie

Minerály ťažkej frakcie, ktoré boli zistené v študovaných pieskovochoch, možno rozdeliť do troch hlavných skupín.

Do prvej patria minerály, ktorý pôvod možno odvodiť od pevninového bloku. Patrí sem asociácia minerálov zirkón \cong turmalín < rutil a veľmi pravdepodobne i titanit.

Do druhej skupiny patria minerály, ktorých géneza je spojená s prejavmi syngenetického kyslého až intermediárneho vulkanizmu. K tejto asociácii minerálov patrí ilmenit > apatit > zirkón. Hlavným kritériom na odlíšenie pôvodu u tých minerálov, ktoré sú diagnostické pre intraformačný i pre extraformačný materiál, je stupeň opracovanosti minerálnych zrn.

Zatiaľ čo sú minerály prvej skupiny dokonale mechanicky opracované, elipsovitého alebo okrúhleho tvaru, minerály odvodené od syngenetických vulkanitov majú zachované tvary kryštálové. Výnimku tvorí leukoxén ako produkt premeny po ilmenite, proti abrazívnym účinkom transportu veľmi málo odolný. Preto sú zrná leukoxénu obvykle opracované do guľôčok.

Minerály prvej asociácie sú vysoko abrazívne odolné a persistentné. Sú dokonale zaoblené. Môžeme to konštatovať u zrn zirkónu, turmalínu a rutilu. Podľa práce S. K. Saxenu (1966) je však zaoblenie zrn zirkónu ako kritérium ich detritického pôvodu klamné a treba ho veľmi opatrne interpretovať. Vo svojej podrobnej práci o vývoji zirkónov rozlíšil nasledovné typy:

1. zirkóny kryštalizované z magmy;
2. zirkóny autigénne, tvorené v sedimentoch;
3. zirkóny tvorené za metamorfných podmienok;
4. zirkóny autigénneho typu pretransformované počas metamorfózy;
5. zirkóny všetkých typov komplexne rekrystalizované za vysokých stupňov metamorfózy.

Prvé tri skupiny predstavujú genetické typy zirkónov. Autigénne vzniknutý zirkón, počas procesov nízkeho stupňa metamorfozy, má tendenciu byť: 1. zaoblený a elipsoidálny; 2. bez uzavrenín a puklín; 3. bez zónovania (l. c.). Všetky tieto vlastnosti spôsobujú väčšiu stabilitu týchto zirkónov. Keďže sú to zirkóny, ktoré vznikajú pri nižších teplotách než zirkóny magmatogénne, teda i obsah U a Th, ktoré sa v mriežke so zirkónom diadochicky zastupujú, bude menší; zároveň sa znižuje schopnosť rádioaktívneho rozpadu minerálu. Z týchto dôvodov dochádza S. K. Saxena (1956) k záveru, že autigénny a nízkometamorfný zirkón je stabilnejší než magmatogénny, a teda najviac zirkónov, ktoré sú v sekundárnej cirkulácii, je takto regenerovaných.

Z práce A. Poldervaarta (1956) tiež vyplýva, že zaoblenie zrn zirkónu nie je vždy diagnostickým znakom ich detritického pôvodu. Na základe svojich štúdií autor tvrdí, že v synkinematických granitoch má zirkón zaoblený tvar. Prítomnosť zaoblených zirkónov v intruzívnych horninách vysvetľuje buď procesmi magmatickej korózie alebo vysokou kontamináciou sedimentárnych hornín.

Zaoblenie zrn zirkónu v analyzovaných pieskovočoch je spôsobené účinkami abrázie. Dôvodom je drsný povrch zrn i prítomnosť rôznych farebných variet v skupine zaoblených zrn. Zastúpenie metamiktých typov zirkónov nasvedčuje tomu, že museli existovať zdroje v podobe telies intruzívnych hornín. Percentuálne vysoko prevláda v práškových preparátoch zirkón zaoblený, bezfarebný i ružovosfarbený. V priemere tvorí 80—90 % z celkového počtu zrn (tab. 9).

Zloženie ťažkej frakcie pieskovočov vyjadrené v percentách

Tabuľka 7

	I-6/ 76	I-11/ 76	I-12/ 76	I-15/ 76	I-16/ 76	I-17/ 76	18/ 76A	II-19/ 76	III-22/ 77	III-24/ 77	III-30/ 77
apatit	3,62	1,22	4,65	—	8,64	1,0	0,30	—	15,29	2,09	4,22
hematit	—	—	—	—	—	—	—	—	1,22	4,18	3,93
ilmenit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
+ leukoxén	21,73	19,21	12,79	31,19	13,83	32,33	18,88	28,22	18,96	21,19	27,19
rutil	17,55	18,60	14,53	16,91	23,37	22,33	16,98	15,95	10,09	13,73	8,46
sfuda	0,56	—	—	—	—	—	—	—	0,31	1,79	0,91
titanit	—	—	—	2,62	16,42	3,33	2,20	0,92	—	—	—
turmalín	28,69	37,50	18,89	25,65	25,93	24,33	27,67	37,73	29,66	34,63	35,35
zirkón	27,85	23,47	49,13	23,61	11,81	16,66	33,97	17,18	24,46	22,39	19,94

Zloženie ťažkej frakcie pieskovočov vyjadrené v percentách

Tabuľka 8

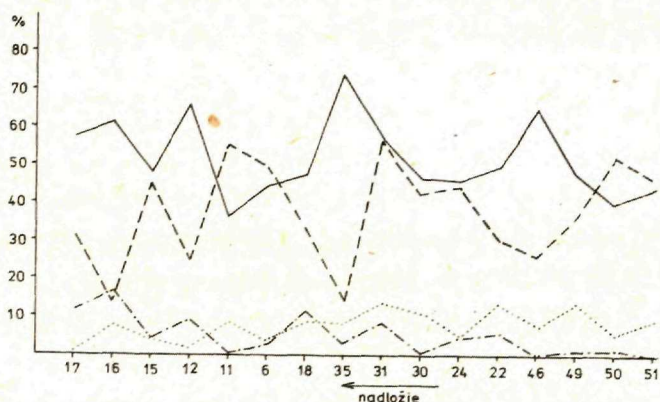
	III-31/ 77	34/ 77	IV-35/ 77	IV-36/ 77A	VI-37/ 77	V-39/ 77	V-41/ 77	VI-46/ 77	VI-49/ 77	VI-50/ 77	VI-51/ 77
apatit	1,15	8,38	—	2,87	0,28	28,10	4,28	1,51	0,62	—	10,15
hematit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7,57	4,31
ilmenit	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
+ leukoxén	14,98	13,77	28,75	16,67	24,37	50,46	18,96	16,31	39,19	22,40	46,46
rutil	12,10	12,27	16,25	13,51	14,56	0,60	12,31	31,12	0,62	7,89	0,92
sfuda	—	—	—	—	0,28	2,72	—	—	—	—	0,31
titanit	0,29	—	—	—	1,12	—	—	0,91	—	—	—
turmalín	41,79	26,65	28,44	39,08	35,01	—	36,70	3,32	40,43	40,69	28,61
zirkón	29,68	38,92	25,56	27,87	24,37	18,10	27,83	46,83	19,13	21,45	9,23

	Opracované zrná bezfarebné	Opravované zrná ružové	Metamiktné typy	Kryštalové tvary
I-6/76	44,5	49,4	3,7	2,2
I-11/76	36,2	55,0	8,5	—
I-12/76	65,31	24,49	1,22	8,98
I-15/76	48,3	43,4	3,8	4,3
I-16/76	61,5	13,8	7,6	16,9
I-17/76	57,7	30,9	—	11,2
18/76A	48,2	32,3	7,8	11,4
II-19/76	49,0	35,2	15,7	—
III-22/77	50,0	30,6	13,6	5,6
III-24/77	46,0	44,4	4,4	4,4
III-30/77	46,6	42,6	10,6	—
III-31/77	56,9	21,1	13,7	8,1
34/77	57,3	34,5	8,1	—
IV-35/77	74,0	14,0	8,0	4,0
IV-36/77A	62,7	32,1	5,2	—
IV-37/77	34,0	44,0	22,0	—
V-39/77	—	22,4	—	77,6
V-41/77	42,8	42,0	15,2	—
VI-46/77	65,5	26,6	7,7	—
VI-49/77	48,5	36,7	13,2	1,4
VI-50/77	40,1	52,4	5,7	1,6
VI/51-77	44,1	46,5	9,2	—

Zoznam lokalít analyzovaných vzoriek

- vz. I-6/76 metamorfovaná litická droba — k. Tekvičník
vz. I-11/76 metamorfovaná kremenná droba — 800 m n. m, 350—400 m jz. od k. Tekvičník
vz. I-12/76 metamorfovaná kremenná droba — 755 m n. m., s. od Drnavy
vz. I-15/76 metamorfovaná kremenná droba — 690 m n. m., 2 km s. od Drnavy
vz. I-16/76 metamorfovaná kremenná droba — 450 m n. m., 0,8 km s. od Drnavy
vz. I-17/76 metamorfovaná kremenná droba — 430 m n. m., 0,5 km s. od Drnavy
vz. 18/76A metamorfovaná kremenná droba — 910 m n. m., 1 km zj. od Pipítky
vz. II-19/76 metamorfovaná kremenná droba — k. 915, 0,8 km jz. od M. Pipítky
vz. III-22/77 metamorfovaná litická droba — Smolnícke Mýto, v nadm. výške 620 m n. m.,
vz. III-24/77 metamorfovaná litická droba — 350 m. j. od Uhornianskeho Mýta, v hrebeni vo výške 650 m
vz. III-30/77 metamorfovaná litická droba — 1,35 jjz. od Uhornianskeho Mýta, 860 m n. m.
vz. III-31/77 metamorfovaná litická droba — 1,6 km jjz. od Uhornianskeho Mýta, 930 m n. m.
vz. 34/77 metamorfovaná litická droba — 0,6 km z. od Pipítky, na hlavnom hrebeni vo výške 1090 m
vz. IV-35/77 metamorfovaná kremenná droba — 0,2 km jz. od Pipítky, vo výške 1180 m
vz. IV-36/77A sericiticko-kremitý fylit (pôvodne sediment s vulkanoklastickou prímiesou) — 1,4 km jjv. od Uhornej, v nadm. výške 1025 m
vz. IV-37/77 metamorfovaná kremenná droba — 0,7 km v. od Uhornej, v nadm. v. 770 m
vz. V-39/77 porfyroid — 1,3 km j. od Uhornej, v nadm. v. 825 m
vz. V-41/77 metamorfovaná litická droba — 750 m ssz. od k. Pipítka, v nadm. v. 940 m
vz. VI-46/77 metamorfovaná kremenná droba — 1,6 km z. od k. Mlynovec, v nadm. v. 625 m
vz. VI-49/77 metamorfovaná kremenná droba — 0,9 km j. od k. Mlynovec, v nadm. v. 765 m
vz. 50/77 metamorfovaná kremenná droba — 0,6 km jjv. od k. Mlynovec, v nadm. v. 857
vz. VI-51/77 metamorfovaná kremenná droba — 0,3 km jjv. od k. Mlynovec, 900 m n. m.,

Distribučná krivka obsahu jednotlivých typov zirkónov v pieskovochoch drnavského súvrstvia v smere k nadložíu (obr. 8) poukazuje na mierne klesanie obsahu zrn ružovo- a purpurovo sfarbených zirkónov a tiež metamiktných typov. Naopak, mierne stúpa obsah priehľadných bezfarebných zrn a zrn z kryštalografickým obmedzením. Podľa typologickej klasifikácie, ktorú navrhli J. P. Pupin — G. Turco (1972), sa v pieskovochoch najviac nachádzajú typy tvarov kryštálov P a T, pomerne menej S a G. Dokonalá zaoblenosť zrn zvädza ku predpokladu, že išlo buď o magmatity vysoko kontaminované, ktoré už primárne obsahovali „ovoidálne“ typy zirkónov, alebo boli zrná zirkónu v procese sedimentácie okrem abrazívnych účinkov postihnuté i rozpúšťaním, čím mohli byť účinky abrazie ešte umocnené.



Obr. 8 Grafické znázornenie obsahu jednotlivých typov zirkónov v smere k nadložíu

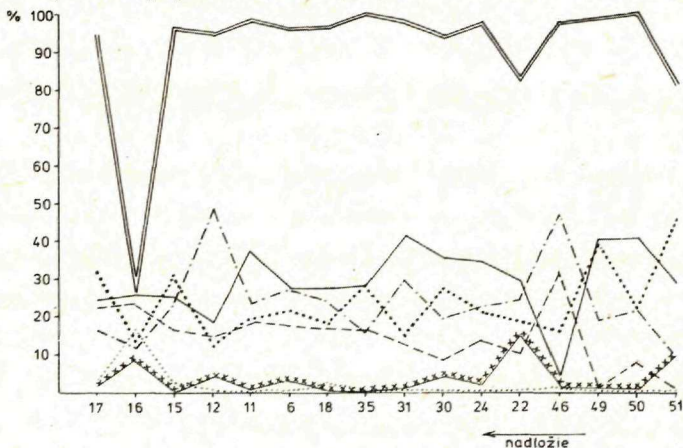
- 1 — opracované zrná bezfarebné;
- 2 — opracované zrná ružovej až purpurovej farby;
- 3 — metamiktné zirkóny;
- 4 — kryštalové tvary.

Posledný predpoklad sa nám zdá veľmi pravdepodobný, keďže celkový petrografický charakter sedimentov gelnickej skupiny nasvedčuje tomu, že detritický materiál, ktorý bol prinášaný z oblasti znosu, bol mineralogicky i chemicky veľmi zrelý. Chemické analýzy fylitov z gelnickej skupiny (A. Vozárová ex J. Ivanička et al. 1978) sú extrémne bohaté na Al_2O_3 , čo svedčí o dôkladnom chemickom zvetraní detritického materiálu v oblasti znosu. Pri tomto type zvetrávania, až laterického typu, pôsobia v pôdnom profile silne alkalické roztoky, ktoré spôsobujú korozívne rozpúšťanie zirkónu. Podrobne opísané podmienky rozpúšťania zirkónov sú v práci D. Carollovej (1953) a S. K. Saxenu (1966). Možno predpokladať, že takto narušené kryštály boli rýchlejšie opracovávané. Nie je vylúčená ani možnosť autigénneho vzniku zirkónu, obdobným spôsobom ako to opisuje S. K. Saxena (1966). V tom prípade by aspoň časť zaoblených zirkónov (hlavne bezfarebných) vznikla regeneráciou starších zirkónov. V tomto štádiu rozlíšiť obidve možnosti vzniku nie je možné. V každom prípade však metamiktné zirkóny a zaoblené ružové a purpurové zirkóny, častokrát s uzavreninami a dutinami, majú pôvod s veľkou pravdepodobnosťou v starých magmatických horninách. Nakoniec, keby i bezfarebné zaoblené zrná patrili geneticky k autigénnym typom, vznikli by takisto regeneráciou staršieho typu zirkónov. V tomto prípade však nie je vylúčená možnosť, že predstavujú už detritické zrná druhého sedimentačného cyklu. Percentuálne málo zastúpený kryštalický typ zirkónu je buď v podobe krátkoprizmatických kryštálov ružovej farby, alebo dlhoprizmatických, zväčša bezfarebných kryštálov. Kryštály majú vyvinuté koncové

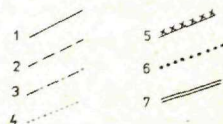
pyramídálne plôšky. Krátkoprizmatické, ružovosfarbené kryštály sú typické pre zloženie ťažkej frakcie porfyroidov (vz. V—39/77). Tu treba hľadať ich zdroj v pieskovcoch. Prevládajúcim kryštálovým tvarom zirkónu v porfyroidoch je typ P₅. Typy zastúpené v menšom množstve sú: S₁₅, S-₁₁, K-₁₁, R₅, typy ojedinelé P₃, P₁, P₄, S₉, T₁₃, T₉, T₁₁, G₂.

Existenciu starých magmatických masívov v oblasti znosu, ktoré prípadne mali i vlastný pegmatitový roj, naznačuje prítomnosť dokonale opracovaných zŕn turmalínu. O pegmatitovom štádiu svedčia variety zelené, modré a veľmi vzácne ružové, až takmer bezfarebné.

Zaujímavá je distribúcia rutilu (obr. 9). Na základe kvantitatívnych analýz môžeme povedať, že rutil je priebežne zastúpeným minerálom vo všetkých pieskovcoch, pričom jeho



Obr. 9 Grafické znázornenie obsahu ťažkých minerálov v pieskovcoch drnavského súvrstvia v smere k nadložiu



1 — turmalín; 2 — rutil; 3 — zirkón; 4 — titanit; 5 — apatit; 6 — ilmenit; 7 — ZTR index.

obsah smerom k nadložiu stúpa. Vzácny je jedine vo vzorke z porfyroidu. Tvorí buď dokonale zaoblené zrná, priehľadné, červenohnedej farbe alebo hnedé úlomkovité kryštály silne pretiahnuté tvaru, s výrazným pozdĺžnym ryhovaním. Predpokladaná genéza u červenohnedej rutilu je z magmatického zdroja. Rutil hnedosfarbený, hlavne so zachovaným ryhovaním, neopracovaný, je pravdepodobne nízkometamorfný. Kvantitatívna analýza ukázala, že vo vzorkách pieskovcov z profilu I tvorí červenohnedý rutil 30 až 61 % z celkového množstva zŕn rutilu, v profile III — 40 až 70 %, v profile IV okolo 60 %, v profile VI — 10 až maximálne 30 %. Teda generálne smerom k nadložiu drnavského súvrstvia pribúda zŕn červenohnedo sfarbeného, dokonale opracovaného rutilu. Je to priamo úmerné zvyšovaniu stupňa mineralogickej zrelosti pieskovcov.

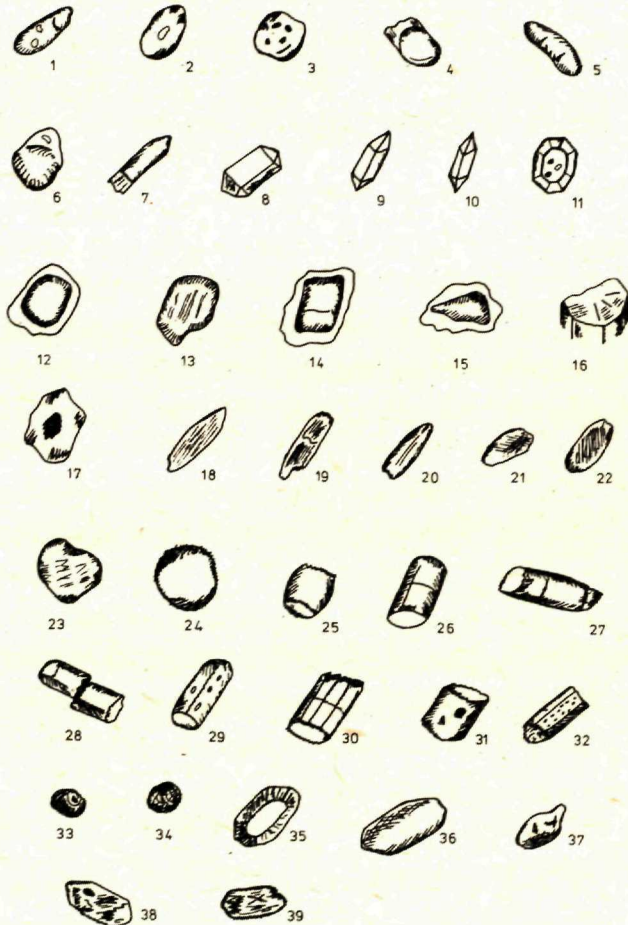
Druhá skupina minerálov, geneticky spojená s intraformačným vulkanizmom, je charakteristická minerálnou asociáciou ilmenit—apatit—zirkón.

Typy zirkónu viazané na intraformačný zdroj boli spomenuté v predchádzajúcom texte (prizmatické s dobre vyvinutými pyramídálnymi plôškami).

Zastúpenie apatitu je priamo viazané na vulkanoklastickú prímes v sedimente. Väzba jeho pôvodu na ten istý magmatický zdroj ako v prípade zirkónu a turmalínu je málo pravdepodobná, v dôsledku jeho pomerne nižšej abrazívnej odolnosti. Pôvod ilmenitu odvodzujeme taktiež zo syngenetického vulkanizmu. Nasvedčuje tomu i kvantitatívno-mineralogická analýza ťažkej frakcie porfyroidov (V—39/77), kde je apatit s ilmenitom percentuálne najzastúpenejšou zložkou.

Fragmenty sludy, vo viacerých prípadoch so zachovanými znakmi po rozložení biotite, patria taktiež k minerálom vulkanoklastickým.

Titanit v analyzovaných vzorkách bol zistený predovšetkým vo vrchných častiach profilu I, teda vo vrchných častiach drnavského súvrstvia. Vytvára úlomkovité, prípadne opracované kryštály, na povrchu slabo zmenené, s tmavými jadrami. Titanit patrí k minerálom abrazívne



Obr. 10 Grafické znázornenie tvaru zrn minerálov ťažkej frakcie

1—11 zirkón; 12—17 apatit; 18—22 rutil; 23—32 turmalín; 33—34 leukoxén; 35—36 ilmenit; 37—39 titanit.

odolným, avšak vyznačuje sa pomerne nízkou perzistenciou. Podľa pekne vyvinutých kryštálov by skôr mohol byť jeho pôvod odvodzovaný od magmatického zdroja alebo zo žíl. Ako produkt premeny je nepravdepodobný.

Tretiu skupinu zahŕňujú minerály autigénne, nízkometamorfné a epigenetické. Patrí k nim hematit, pyrit, časť turmalínu, časť rutilu a chlorit.

Všeobecne možno konštatovať, že v pieskovcoch sa mení vzájomné zastúpenie I. a II.

asociácie ťažkých minerálov v závislosti od prímеси vulkanoklastického materiálu. Výrazne sa to prejavuje hlavne na obsahu apatitu; v profile I — 0 až 8 %, v profile II — 1 až 15 %, v profiloch IV., V., VI — 1 až 10 %, vo vzorke z porfyroidu až 27 %.

Ilmenit, hoci je priebežne zastúpeným minerálom, vyššie koncentrácie javí v profiloch IV, V, VI — 16 až 48 %, oproti profilom I, II — 13 až 30 %.

Podrobné rozdiely pozorovať i v obsahu jednotlivých typov zirkónu. Množstvo zaoblených zŕn zirkónu relatívne klesá so stúpaním vulkanoklastickej prímеси.

Distribúcia obsahov minerálov ťažkej frakcie v pieskovochoch v smere k nadložíu je vyjadrená na obr. 9. Výrazné je zastúpenie obsahu rutilu a závislosť ilmenitu na apatite. Krivka vyjadrujúca hodnotu ZTR-indexu, ktorý je hodnotou mineralogickej zrelosti pieskovcov (v zmysle J. Huberta 1962), je určená pomerom obsahu zirkónu, turmalínu a rutilu voči ostatným priehľadným minerálom v ťažkej frakcii (plne odzrkadľuje vysokú mineralogickú zrelosť pieskovcov). Jej minimá sa kryjú s maximami výskytu apatitu, čo zodpovedá polohám s výskytom sklzových textúr, so značným obsahom intraformačného vulkanoklastického materiálu v pieskovochoch.

Záver

Pre drnavské súvrstvie je charakteristické, že sa skladá z výrazných menších litologických celkov, v našom profile šiestich súborov litofácií, ktorých skladba nesie znaky väčšej rytmickej sedimentácie. Spoločným znakom pre túto rytmickú sedimentáciu je v spodných častiach prítomnosť hrubozrnných kremenných pieskovcov. V stredných častiach prevládajú laminové fylity, vrchné časti majú jemné sedimenty so skrytou vrstevnatosťou. Táto litologická postupnosť nebola ani v jednom rytme porušená. Niektoré litofácie sa najmä vo vrchných častiach navzájom striedajú. V rámci celého profilu drnavského súvrstvia pozorovať zjemňovanie detritického materiálu. Zvýraznené je zvýšením pomeru jemnejších litofácií k fáciám s kremennými pieskovicami a pribúdaním lyditovej zložky smerom k nadložíu. V najvyšších častiach drnavského profilu sa nepodarilo zatiaľ zistiť karbonáty, ako to bolo u mezorytmov vo vlahovskom súvrství alebo súvrství Bystrého potoka.

Pre najspodnejší litologický celok je charakteristická prítomnosť porfyroidov. Vyššie tri rytmické súbory litofácií obsahujú už len drobné porfyroidové telieska. Najvyššie litologické súbory, majú v laminovaných litofáciách zastúpené drobné telieska podmorských zosuvov.

Podľa doterajších meraní šikmého zvrstvenia prínos materiálu do panvy prebiehal od JV na SZ. Telesá porfyroidov detritických sedimentov sa do panvy dostávali v podobe turbiditných prúdov, ale i podmorskými zosuvmi. Vstupovali do panvy pravdepodobne z jedného centra zdrojovej oblasti. Miesto, ktoré je v súčasnosti prístupné pre štúdium, ostalo ako zbytok podmorského kužela, v ktorom dochádzalo k depozícii materiálu. Preto v širšej oblasti Uhornej pozorujeme prstovité zastupovanie vulkanoklastického a klastického materiálu. Preto je v klastickom materiáli pomerne vysoké percento vulkanického materiálu a v menšom zastúpení možno sledovať klastický materiál zdrojovej oblasti zložený pravdepodobne z kryštalinika. Centrálné časti kužela vytvárali pravdepodobne telesa porfyroidov, na okraji ktorých sa zachovali hruboklastické sedimenty rytmicky sedimentované do význačných súborov litofácií s proximálnym a distálnym vývojom subflyšú. Na okrajoch zložitého kužela sedimentovali v prevažnej miere subflyšové a kryptoflyšové litofácie. Po ukončení vulkanickej činnosti sa v drnavskom súvrství usadili posledné súbory litofácií, pomerne chudobné na vulkanoklastický materiál.

Petrografický výskum sedimentov drnavského súvrstvia jednoznačne doložil dva zdroje detritického materiálu.

Jedným bol starý pevninový blok, ktorý poskytoval materiál dokonale zvetraný, vysokého stupňa mineralogickej a chemickej zrelosti (kremeň a ílový materiál, bohatý na obsah Al_2O_3).

Asociácia ťažkých minerálov — zirkón, rutil, turmalín, v malom množstve titanit, ktorá je odvodzovaná od tohoto zdroja, patrí tiež k vysokostabilným zložkám. Zastúpenie jednotlivých variet týchto minerálov dovoľuje predpokladať, že pevninový blok bol zložený predovšetkým z hornín magmatogénnych (zirkón purpurovosfarbený a metamiktný, turmalín modrej, zelenej a ružovej farby).

Druhým zdrojom bol syngenetický kyslý až intermediárny vulkanizmus, ktorý poskytoval množstvo pyroklastického materiálu (vulkanický kremeň, rozložený živec a biotit, úlomky vulkanitov) transportovaného do pôvodného sedimentačného bazénu spolu s epiklastickým materiálom za vzniku širokej škály zmiešaných typov sedimentov. Asociácia ťažkých minerálov viazaná na tento zdroj má zloženie — apatit, ilmenit, zirkón. Zirkón intraformačného pôvodu je kryštalograficky obmedzený.

Do tlače odporučil Š. Bajaník.

Literatúra

- BAILEY, S. W. et al. 1956: The alternation of illmenite in beach sands. *Econ. Geol.* 51, 3, New Haven, 263—279.
- BAJANÍK, Š. et al. 1979: Vysvetlivky ku geologickej mape Spišsko-gemerského rudohoria (1 : 50 000). Manuskript — archív GÚDŠ Bratislava.
- BARTALSKÝ, I. et al. 1975: Výsledky komplexného geologicko-ložiskového hodnotenia Spišsko-gemerského rudohoria. *Min. slovaci* 7, 3, Košice, 15—32.
- BOUMA, A. H. 1959: Some data on turbidites from the Alpes Maritimes. *Geol. en Mijnbouw*, 21. Amsterdam, 223—227.
- CAMBEL, B. et al. 1976: Geochemický a mineralogický výskum kryštalinika M. Karpát. Archív SAV, Bratislava.
- CAROLL, D. 1953: Weatherability of zircon. *Journal of Sed. Petrology*, 23, 2, Tulsa, 106—116.
- ČORNÁ, O. 1972: O nachodke organičeskich ostatkov v betliarskich slojach (Spišsko-gemerskije Rudnyje gory). *Slovakija, nižnyj paleozoj. Geol. Zbor. Geol. carpathica*, 23, 2, Bratislava, 379—382.
- ČORNÁ, O. — KAMENICKÝ, L. 1976: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpaten auf Grund der Palynologie, *Geol. Zbor. SAV* 27, 1, Bratislava, 117—132.
- DEER, W. A. — HOWIE, R. A. — ZUSSMAN, J. 1962: Rock-forming minerals, I., I., III., IV., V., (ruský preklad) Izdatel'stvo „MIR“, Moskva, 1965.
- FUSÁN, O. 1957: Paleozoikum gemeríd. *Geol. Práce, Zoš.* 46, *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 17—37.
- FUSÁN O. 1863: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR, list Vysoké Tatry. *Geofond, Bratislava*.
- FUSÁN, O. 1967: Paleozoikum Spišsko-gemerského rudohoria. In M. Maheľ: *Regionálna geologie ČSSR II/I, Praha ÚÚG — Academia*, 1—486.
- GONI, J. 1957: Sur un phénomène d'altération du sphéne et les produits qui en résultent. *Bull. Soc. Franc. Min. Crist., Paris*, 80—199.
- GRECULA, P. 1965: Geologická stavba strednej časti gemeríd a jej vzťah k rudným ložiskám. Manuskript — archív *Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*.
- GRECULA, P. 1970: Gelnická séria ako jediný reprezentant staršieho paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria. *Min. slovaci* 7, Košice, 181—216.
- GRECULA, P. — VARGA, I. 1977: Súčasný pohľad na stratigrafiu a tektoniku gemeríd. *Geol. Průzkum* 9, 19, Praha, 259—161.
- GRECULA, P. 1979: Záverečná správa SGR — východ (Cu + komplexné hodnotenie). *Geológia, tektonika a metalogenéza východnej časti SGR. Geofond, Bratislava*
- HUBERT, J. F. 1962: A zircon — turmalin — rutile maturity index and the interdependence of the composition of heavy mineral assemblages with the gross composition and texture of sandstones. *Journ. of Sed. Petrology*, 32, 3, Tulsa, 440—450.

- CHMELÍK, J. — SNOPKO, L. 1979: Prehodnotenie chemizmu vulkanogénnych a sedimentárnych hornín gelnickej série. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava
- KANTOR, J. 1962: Isotopy „obyčajného“ olova na niektorých západokarpatských ložiskách. Geol. Práce, Správy 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 170—175.
- KARKHAVALA, M. D. — MOMIN, A. C. — REGE, S. G. 1953: X ray study od leucoxene. Econ. Geol., 54, New Haven, 913—918.
- KLINEC, A. 1958: Predbežná správa o mapovaní centrálnej časti gerneríd medzi Smolníkom a Drnavou. Geol. Práce, Správy 13, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 126—131.
- KLINEC, A. 1959: Stavba centrálnej časti gerneríd. Geol. Práce, Zoš. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 75—126.
- KRYNINE, P. D. 1946: The tourmaline group in sediments. J. Geology, 54, Chicago, 65—87.
- KUTHAN, M. 1950: Staršie paleozoikum gerneríd. Geol. Zbor. 1/1950, SAV, Bratislava, 8—9.
- POLDERVAART, A. 1956: Zircon in rocks, 2. Igneous rocks. Am Journ. Sci. 254, New Haven, Connecticut, 1—521.
- PETTIJOHN, F. J. — POTTER, P. E. — SIEVER, R. 1972: Sand and sandstone. Sprigner — Verlag, Berlin — Heidelberg — New York, 1—618.
- PUPIN, J. P. — TURCO, G. 1972: Une typologie originale du zircon accessoire. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristalogr. 95, Paris, 348—359.
- SAXENA, S. K. 1966: Evolution of zircons in sedimentary and metamorphic rocks. Sedimentology 6, Amsterdam, 1—33.
- SLÁVIK, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska, Ústř. Úst. geol. Praha 1—326.
- SNOPKO, L. 1967: Litologická charakteristika gelnickej série. Západné Karpaty 7, Bratislava, 103—153.
- SNOPKO, L. 1972: Čiastková záverečná správa: I. geologická časť — geologický vývoj gerneríd. Manuskript — archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 1—331.
- SNOPKO, L. 1974: Stratigrafia paleozoika Západných Karpát. Materiály z III. celoslovenskej geologickej konferencie — sekcia geologická stavba SGÚ, Bratislava 198—114.
- SNOPKO, L. 1976: Geologická stavba Spišsko-gemerského rudohoria. In: Geológia rudohoria, Košice, 13—28.
- SNOPKO, L. — CHMELÍK, J. 1961: Vulkanizmus porfýrov a ich stratigrafické postavenie v západnej časti gelnickej série v SGR. Geol. Práce, Správy 21, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 147—179.
- SNOPKO, L. — IVANIČKA, J. 1978: Úvahy o paleogeografii v starom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria „Paleogeografický vývoj západných Karpát“, ed. J. Vozár. Zbor. materiálov zo seminára z príležitosti 150. výročia narodenia D. Štúra, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 260—269.
- SNOPKOVÁ, P. — BAJANÍK, Š. 1979: Preukázanie devónu (givet-frasn) vo vrte FV—1 Blhovce. Geol. Práce, Správy 72, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—18.
- SNOPKOVÁ, P. — SNOPKO, L. 1979: Biostratigrafia gelnickej série v Spišsko-gemerskom rudohorí na základe palinologických výsledkov (Západné Karpaty — paleozoikum), Záp. Karpaty, sér. geol. 5, Bratislava, 57—102.
- VASSOJEVIČ, N. B. 1948: Fliš i metodika jeho izučenia. Gostoptechizdat, Moskva, 1—215.
- VASSOJEVIČ, N. B. 1951: Uslovia obrazovania fliša Gostoptechizdat, Moskva, 1—239.
- WALKER, R. G. 1967: Turbidite sedimentary structures and relationship to proximal and distal sedimentary environments, J. Sed. Petrol. 37, Tulsa, 25—43.
- VOZÁROVÁ, A. in IVANIČKA, J. et al. 1978: Vyhodnotenie štruktúrneho vrstu SV—1. Manuskript—archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- THIEL, C. A. 1945: Mechanical effects of stream transportation on mineral grains of sand size (abstr.) Bull. Geol. Soc. America, 56, Colorado, 1—1207.

Lithological and petrographical research of Drnava Formation (Early Paleozoic; Czechoslovakian West Carpathians)

Summary

The Early Paleozoic series denoted as the Gelnica Group is in the Gemericum. It is divided into several lithological complexes according to the results of palynological and geochronological investigations.

The uppermost complex is the Drnava Formation. It is youngest and its Lower Devonian age was proved by palynological data (O. Čorná 1968, 1972, 1974; P. Snopková 1979a, 1979b). Zircons from a volcanic horizon on the Pačiansky vrch (hill) are dated to 370–420 m. y. (B. Cambel 1976).

Sediments of the Drnava Formation can be best studied in the profile Smolnícke Mýto—Drnava. Lithological investigations show that the Formation consists of several smaller lithological associations of lithofacies. Every association of lithofacies has variable composition. The lower part consists of coarse-grained sandstones of the flysch facies. In the middle part are sublysch microlaminated fine-grained facies. The lithofacies association terminates with finegrained sediments of cryptoflysch facies. So the association of lithofacies widens the rhythmical sedimentation.

In the Drnava Formation, in the profile under study, there are six lithofacies associations. In the lowermost association of lithofacies are porphyroids — volcanoclastic material. Middle associations of lithofacies contain volcanic material (minerals and rock fragments) in sediments. The last two lithofacies association contain material originating from the source area (from the crystalline complex), and material of submarine slides.

Transport of clastic and volcanoclastic material into the basin was unidirectional (from SE to NW) most likely, performed by turbidity currents and submarine slides. So the area under study is a relict of an immense submarine fan where the material deposited. Sediments of the Drnava Formation underwent metamorphism corresponding to quartz-muscovite-chlorite-albite subfacies, i. e. to the lower part of the green schist facies according to Barrow's zonation.

Metasediments distinguished are as follows: 1. phyllite group; 2. group of metamorphosed sandstones and finegrained conglomerates; 3. group of metamorphosed volcanoclastic sandstones including resedimented tuffs altered to porphyroids.

The group of phyllites comprises sericitic, sericite-graphitic, sericite-chloritic and chloritic phyllites. According to mineral composition of sandy fraction and recrystallized matrix (Tab. 1, 2, 3) we distinguished metamorphosed quartz grawackes and lithic graywackes (Fig. 5) in metasandstones. They differ in the content of quartz grains in sandy fraction. Metamorphosed quartz graywackes contain about 95 % quartz and more (Tab. 4), whereas metamorphosed lithic graywackes contain 80 % of quartz in sandy fraction (Tab. 5, 6). The rest of grains consist of decomposed feldspar, biotite, fragments of volcanic rocks, graphite schists, siltstones and fine-grained sandstones.

Resedimented pyroclastic sediments, often mixed with epiclastic material are ranged among volcanoclastic sandstones. It is an association of sediments derived from syngenetic source of volcanism of rhyolite-dacite character. It was reworked by submarine flows —as proved by well preserved structural characters. We distinguished resedimented tuffs altered to porphyroids or sericite-quartzose phyllites and tuffaceous lithic graywackes.

Sandstones of the Drnava Formation show high mineralogic maturity and low structural maturity. The maximal values of mineralogic maturity in Fig. 6 correspond to sandstone sheets in basal parts of larger sedimentation cycles — as shown in the map. Minimal values of mineralogic maturity index correspond to horizons with slump bodies. Generally, the degree of mineral maturity increases towards the overlier and the degree of structural maturity does not change. Fluidity index value, although affected by partial formation of secondary matrix during recrystallization, is indicative of material transport in dense suspensions. Low provenience index values show that rock fragments dominate over feldspar grains and indicate a supracrustal source which is infraformational in this case.

Distribution of individual structural elements in sandstones from the basement to the overlier (Fig. 7) shows direct relation between the feldspar content and volcanic rock fragments. Both distribution curves show distinctly decreasing trend toward the overlier.

Petrographical examination was complemented by analysis of heavy fraction in sandstones (Tab. 7, 8). Distinguished were three mineral associations. The first one comprises zircon \cong tourmaline $<$ rutile and perhaps a small amount of titanite. Minerals of this association are well rounded to ellipsoid and circular forms. Quantitative differentiation of types of zircons is in Tab. 9 and their amounts varying from the basement to the overlier are in Fig. 8. Rounded colourless and pink or purple types are dominant. Distinguished were types of metamict and crystallographically limited types of zircon. Well rounded grains of green, blue, pink tourmaline; transparent reddish brown rutile; pink, purple and metamict zircons originate from an ancient continental block.

The second mineral association is genetically related to syngenetic volcanism. It also includes apatite, ilmenite and crystallographically limited zircon. It is also proved by quantitative-mineralogical analysis of heavy fraction of porphyroid (sample V-39/77) where apatite and ilmenite are most abundant. The third group comprises low-metamorphic and epigenetic minerals; hematite, pyrite, partly tourmaline and rutile; chlorite, barite.

Distribution of heavy fraction minerals in sandstones toward the overlier (Fig. 9) shows considerable increase in contents of rutile, comparatively lesser increase in contents of zircon and tourmaline, and relationship in distribution of contents between apatite and ilmenite.

TZR index values (according to J. Hubert 1962) show high mineral maturity of sandstones in the Drnava Formation. In the distribution curve the minimums coincide with the maximums of apatite contents which corresponds to horizons with slump bodies in which are sandstones with plentiful intraformational material. Petrographical and mineralogical analyses of sandstones of the Drnava Formation revealed two sources of clastic material. One of them was an old continental block with mineralogically and chemically very mature material (quartz, and clayey material rich in Al_2O_3 ; a stable heavy minerals association). The other source was syngenetic, acid and intermediary volcanism with plentiful pyroclastic material resedimented into the original sedimentation basin together with epiclastic material.

Explanation of text-fig 5-10

Fig. 5 — Classification diagram of sandstones of Drnava Formation

Fig. 6 — Curves of changing matrix content and values of basic classification parameters of sandstones of Drnava Formation toward overlier. 1 — matrix content; 2 — maturity index; 3 — provenance index; 4 — fluidity index.

Fig. 7 — Curves of changing content of basic structural elements in sandstones of Drnava Formation toward overlier. 1 — volcanic rock fragments; 2 — feldspars; 3 — other rock fragments; 4 — quartz.

Fig. 8 — Graph of contents of zircons. 1 — colourless rounded grains; 2 — pink to purple rounded grains; 3 — metamict zircons; 4 — crystal forms.

Fig. 9 — Graph of heavy mineral content in sandstones of Drnava Formation. 1 — tourmaline; 2 — rutile; 3 — zircon; 4 — titanite; 5 — apatite; 6 — ilmenite; 7 — ZTR index.

Fig. 10 — Graph of grains shape of heavy fraction minerals 1-11 zircon, 12-17 apatite, 18-22 rutile, 23-32 tourmaline, 33-34 leucoxene, 35-36 ilmenite, 37-39 titanite.

Translation: E. Jassingerová.

Литологическое и петрографическое исследование дрнавской свиты (древний палеозой; Чехословацкие Западные Карпаты)

Резюме

Древнепалеозойская серия, которую называют гельнической группой, относится к гемерикуму. На основании палинологического и геохронологических исследований удалось расчленить ее на несколько литологических единиц. Самая верхняя – дрнавская свита – является и самой молодой. Ее нижнедевонский возраст доказан палинологически (О. Чорна 1968, 1972, 1974; П. Снопкова 1979а, 1979б). Возраст цирконов, извлеченных из вулканического горизонта на Пачанском холме, определен в 370–420 млн. лет (Б. Цамбел 1976).

Отложения дрнавской свиты лучше всего прослеживаются в профиле Смолнице Мыто – Дрнава. Литологическое изучение позволило установить, что эта свита состоит из нескольких меньших литологических комплексов-литофаций. Стростие всех этих комплексов неоднородное: нижняя часть состоит из грубозернистых песчаников флишевой фации, среднюю образует субфлишевая тонколаминированная мелкозернистая фация. Комплекс литофаций кончается тонкозернистыми скрытослоистыми отложениями криптофлишевой фации. Таким образом комплекс этих литофаций является крупным сооружением ритмической седиментации.

В изученном профиле дрнавской свиты различается шесть комплексов литофаций. В самом нижнем констатирован вулканокластический материал-порфириды. В средних комплексах обнаружен вулканокластический материал (минералы и обломки пород) в седиментах. Два последних комплекса сложены преимущественно материалом, происходящим из области сноса, т. е. кристаллических пород; в них находятся массы субмаринных оползней.

Кластический и вулканокластический материал поступал в бассейн, по всей вероятности, по одному направлению – с ЮВ на СЗ. Приносили материал турбулентные потоки и субмаринные оползни. Исследуемое место является сохранившейся частью крупного подводного конуса выноса.

В результате изменения, которому подверглись отложения дрнавской свиты под влиянием метаморфизма, образовалась кварц-мусковит-хлорит-альбитовая субфация, соответствующая нижней части метаморфической фации зеленых сланцев согласно зональности Баррова.

Метаседименты были подразделены на: 1) группу филлитов, 2) группу метаморфизованных песчаников и мелкогалечных конгломератов, 3) группу метаморфизованных вулканокластических песчаников, включая переотложенные туфы, измененные в порфириды.

В группе филлитов описаны серицитовые, серицитово-графитовые, серицитово-хлоритовые и хлоритовые. На основании состава песчанистой фракции и содержания перекристаллизованной основной массы (табл. 1–3) в метапсаммитах различают метаморфизованные кварцевые грауваки и метаморфизованные литические грауваки (рис. 5). Они отличаются друг от друга содержанием кварцевых зерен в песчанистой фракции. Тогда как метаморфизованные кварцевые грауваки содержат около 95 % и более кварца (табл. 4), в метаморфизованных литических грауваках кварц составляет в средней 80 % песчанистой фракции (табл. 5, 6). Остальные зерна представлены разложившимся полевым шпатом, биотитом, обломками вулкаников, графитовыми сланцами, пелитами и тонкозернистыми песчаниками.

К вулканокластическим песчаникам отнесены переотложенные пирокластические седименты, часто смешанные с эпикластическим материалом. Это комплекс отложений, исходным материалом которых были продукты сингенетического вулканизма риолитово-дацитового характера. Об его обработке субмаринными течениями свидетельствуют сохранившиеся текстурные знаки. Распознаны переотложенные туфы, измененные в порфириды, в некоторых случаях серицитово-кварцевые филлиты и туфовые литические грауваки.

Песчаники дрнавской свиты отличаются высокой степенью минералогической зрелости и, напротив, низкой степенью структурной зрелости. Ясно выраженные максимумы индексов зрелости, изображенные на рис. 6, соответствуют пластам песчаников базальных частей крупных седиментационных циклов, обозначенные на прилагаемой карте. Минимумы индексов зрелости приурочены к горизонтам, в которых находятся оползневые массы. Вообще степень минералогической зрелости повышается по направлению к кровле, причем степень структурной зрелости не

меняется. Индексы текучести — хотя на них и влияет отчасти возникновение вторичной основной массы при перекристаллизации — показывают, что переносимый материал находился в густых суспензиях. Низкие величины указателя происхождения показывают, что обломки пород преобладали над зернами полевых шпатов, что источник материала был суперкристалльный, в данном случае внутриформационный.

Распределение отдельных главных компонентов песчаников от основания к кровле (рис. 7) выявляет прямую зависимость между содержанием полевых шпатов и обломков вулканических пород. Обе кривые распределения являют явно понижающуюся тенденцию по направлению к кровле.

При изучении петрографии был произведен анализ тяжелой фракции песчаников (табл. 7, 8). Выделены три ассоциации минералов. К первой относятся циркон \cong турмалин $<$ рутил и, может быть, небольшое количество титанита. Минералы этой группы интенсивно обработаны механически и приобрели эллиптическую или округлую форму. Приведено количественное соотношение отдельных типов цирконов (табл. 9) по направлению от основания к кровле (рис. 8). Преобладают окатанные типы, бесцветные, розового или пурпурного цвета. Отдельно были отсортированы типы метамиктного циркона и типы с кристаллическими очертаниями. Вполне окатанные зерна турмалина зеленого, синего, реже розового цвета, прозрачный красно-бурый рутил, розовые, пурпурные, а также метамиктные цирконы происходят с древнего континентального блока.

Вторая ассоциация минералов генетически связана с сингенетическим вулканизмом. К ней относятся апатит-ильменит и циркон с кристаллическими очертаниями. Об этом свидетельствует и количественный минералогический анализ тяжелой фракции порфириода (образец V—39/77), в котором апатит и ильменит являются преобладающими компонентами.

К третьей ассоциации относятся низкометаморфические и эпигенетические минералы: гематит, пирит, небольшое количество турмалина и рутила, хлорит, барит.

Распределение содержания минералов в тяжелой фракции песчаников показывает, что по направлению к кровле (рис. 9) четко увеличивается содержание рутила, менее ясно — циркона и турмалина, и что распределение содержания апатита и ильменита взаимосвязано. Величины индекса ZTR (по Аж. Губерту 1962) отражают высокую минералогическую зрелость песчаников дрнавской свиты. Минимумы кривой распределения совпадают с максимумами содержания апатита, что соответствует горизонтам с наличием оползневых масс, в которых песчаники содержат значительное количество внутриформационного материала.

Петрографический и минералогический анализ песчаников дрнавской свиты показал, что кластический материал поступал из двух источников. Одним был древний континентальный блок, поставивший очень зрелый в минералогическом и химическом отношениях материал (кварц, агриллитовые породы богатые Al_2O_3 , стабильная ассоциация тяжелых минералов).

Вторым источником был сингенетический кислый до промежуточного вулканизм, который поставлял большое количество пирокластического материала, переотлагавшегося в первоначальный бассейн осадконакопления вместе с эпикластическим материалом.

Пояснения к рисункам

Рис. 5 Классификационная диаграмма песчаников дрнавской свиты

Рис. 6 Кривые изменения содержания основной массы и величин основных классификационных параметров песчаников дрнавской свиты по направлению к кровле: 1—содержание основной массы, 2—индекс зрелости, 3—показатель происхождения, 4—индекс текучести.

Рис. 7 Кривые изменения содержания компонентов песчаников дрнавской свиты по направлению к кровле: 1—обломки вулканических пород, 2—полевые шпаты, 3—обломки остальных пород, 4—кварц.

Рис. 8 Графическое изображение содержания отдельных типов цирконов по направлению к кровле: 1—окатанные бесцветные зерна, 2—окатанные зерна розового до пурпурного цвета, 3—метамиктные цирконы, 4—кристаллические формы.

Рис. 9 Графическое изображение содержания тяжелых минералов в песчаниках дрнавской свиты по направлению к кровле: 1—турмалин, 2—рутил, 3—циркон, 4—титанит, 5—апатит, 6—ильменит, 7—индекс ZTR.

Рис. 10 Графическое изображение формы зерен минералов тяжелой фракции: 1—11 — циркон, 12—17 — апатит, 18—22 — рутил, 23—32 — турмалин, 33—34 — лейкоксен, 35—36 — ильменит, 37—39 — титанит.

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

Lída Vančová — Ján Turan

Distribúcia stopových prvkov v magnezite Západných Karpát

21 obr. v texte, 11 tab., anglické a ruské resumé

Abstract. The authors deal with trace elements contents in various types of magnesite from different geological and stratigraphical units of the West Carpathians. Basic statistical data calculated for regionally and stratigraphically defined types of magnesite facilitated determination of content and distribution of quantitatively characterized elements. The data on chemical composition of magnesites are complemented by the result of qualitative spectrochemical analyses.

Magnezitovým ložiskám Slovenska, ako zdroju ekonomicky významnej suroviny, sa venuje čoraz väčšia pozornosť. Na našom pracovisku sa rieši od roku 1969 úloha Komplexný výskum magnezitových ložísk. Pri tejto práci sme získali okrem poznatkov geologických, litologických, stratigrafických, tektonických a minerálnoložiskových, zhrnutých v správach J. Turana — L. Vančovej (1972, 1974a, 1974b, 1975, 1977a, 1977b) i nové poznatky o stopových prvkoch v magnezite.

Prác o stopových prvkoch v magnezite Slovenska, resp. v magnezite vôbec, je zatiaľ veľmi málo. V snahe zaplniť túto medzeru vznikol predkladaný príspevok. Jeho cieľom je podať celkový obraz o koncentrácii a distribúcii stopových prvkov v magnezite, stanoviť charakteristické asociácie stopových prvkov v jednotlivých typoch magnezitu ako prípadné kritérium ich klasifikácie. Snahou bolo ďalej získať prehľad o celkovom geochemickom vývoji a prispieť i touto cestou k objasneniu podmienok vzniku magnezitových ložísk a výskytov magnezitu Západných Karpát.

Výskyty magnezitu na Slovensku

Problematike výskytu magnezitu na Slovensku sa venovalo už veľa prác; tieto zhodnocujú predovšetkým magnezitové ložiská viazané na gemeridný karbón, t. j. naše najväčšie a ekonomicky najdôležitejšie ložiská z hľadiska geologicko-ložiskového, mineralogického, ťažobného, ekonomického atď.

Magnezitové ložiská a výskyty na Slovensku vystupujú však v podstatne širšom stratigrafickom rozpätí — od najstarších v gelnickej skupine až po výskyty v triasových evaporitoch. V útvaroch mladších než trias magnezit zatiaľ zistený nebol. Ekonomický význam väčšiny týchto ložísk a výskytov je však malý.

K najstarším výskytom patrí magnezit vo vlahovských vrstvách gelnickej skupiny.

RNDr. Lída Vančová, Doc. RNDr. Ján Turan, CSc., Geologický ústav Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Zadunajská 15, 81100 Bratislava

Magnezit vystupuje v okolí obce Vlachovo a vo východnej časti známeho pruhu Hanková—Volovec (J. Turan — I. Vančová 1979).

V stratigraficky mladšej rakoveckej skupine sa nachádza niekoľko menších magnezitových výskyto, ktoré vystupujú v podloží vrchného karbónu v oblasti Jelšava—Ochtiná a v oblasti Košíc. Sem zaraďujeme aj lokality Veľký Folkmár, Košické Hámre a Košickú Belú. Najnovšie P. Grecula — J. Kobulský (1980) zistili výskyt magnezitu vo vrte pri Mníšku nad Hnilcom, ktorý vystupuje v zelenkavých fylitoch patriacich tiež do rakoveckej skupiny.

Ďalší výskyt magnezitu je medzi Kokavou a Polomom v sérii mezozonálne metamorfovaných staropaleozoických kryštalických bridlíc veporika.

V karbónskych horninách sú lokalizované okrem magnezitových ložísk hlavného magnezitového pruhu tiahnuceho sa od Podrečian po Košice aj výskyty magnezitu v Rudňanoch a pravdepodobne aj analogické výskyty magnezitu v Dobšinej.

K stratigraficky najmladším patria výskyty magnezitu v evaporitoch permu a triasu (J. Turan — L. Vančová 1976). Novšie J. Václav — A. Vozárová (1978) zistili výskyty magnezitu vo vrtoch lokalizovaných v lagunárnej fácií severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej.

Posledným typom výskyto magnezitu je magnezit viazaný na ultrabázické telesá, napr. na lokalitách Hodkovce, Uhorské, Muránska Dlhá Lúka atď. Vo všetkých prípadoch ide o tzv. kryptokryštalický magnezit.

Všetky známe ložiská a výskyty magnezitu sme podľa regionálnych a stratigrafických kritérií rozdelili do deviatich skupín, ktoré uvádzame v tabuľke 1.

Metodika práce

Predkladaná práca sa opiera o 205 kvantitatívnych a o približne 250 kvalitatívnych spektrochemických analýz vzorkového materiálu, ktorý sme odobrali počas terénnych prác v rokoch 1968—1979. Magnezit sme z prirodzených vzoriek vyseparovali pomocou ťažkých kvapalín (zmes metylénjodidu a bromoformu), elektromagneticky a mechanicky pod stereoskopickou binokulárnou lupou Technival.

Ak sme nemohli magnezit uvedeným spôsobom vyseparovať, obohatili sme príslušnú vzorku o magnezit a analyzovali sme ju metódou kvalitatívnej spektrochemickej analýzy.

Na základe kvalitatívnych spektrochemických analýz väčšieho počtu rôznych uhličitanov a na základe zhodnotenia obsahu a významu jednotlivých prvkov vypracovali v Oddelení analytickej chémie spoľahlivú spektrochemickú metódu so zodpovedajúcou dôkazuschopnosťou pre nasledujúce stopové prvky: Ag, B, Co, Cr, Cu, Mn, Ni, Pb, Sr, Ti a V.

Kvantitatívne spektrochemické analýzy urobili na mriežkovom spektrografe PGS—2 s generátorom ABR—3 za nasledujúcich podmienok: spektrálne rozsahy 210—390 nm a 330—500 nm, medziclona 3,2, štrbina 0,020 mm, grafitové elektródy SU-103 a protielektródy SG—359, medzielektródová vzdialenosť 4 mm, napätie prúdu 220 V, intenzita prúdu 6 A, expozičná doba 120 sek., budenie oblúkom jednosmerného prúdu s anodickou polarizáciou nosnej elektródy. Vzorka sa riedila s grafitom a Li_2CO_3 v pomere 3 : 6 : 1. Na porovnanie boli použité synteticky pripravené štandardy zo spektrálne čistého MgCO_3 . Pre stanovenie Mn, B, Pb, Ag, a Cu sa použil vnútorný porovnávací prvok germánium, pre Ti, V, Ni a Co sa použilo paládium a pre Cr, Ba, a Sr sa použilo európium.

Dôkazuschopnosť pre Mn, Cu, Ba, Sr, V, Cr, Co a Ag bola daná hodnotou 3 ppm, pre Pb a B hodnotou 10 ppm a pri Ti hodnotou 30 ppm. Horná hranica stanoviteľnosti pre Pb bola 300 ppm, pre Cu, Ba, Sr, B, V, Cr, Co a Ag 1000 ppm, pre Ti a Ni 3000 ppm, a pre Mn 10 000 ppm. Podrobnejšie podmienky pre stanovenie stopových prvkov v magnezite uvádza J. Medveď et al. (1979). Analyzovali O. Karellová, RNDr. J. Kubová, RNDr. J. Medveď a M. Vančo.

Ziaľ, nakoľko sa analýzy magnezitov robili v niekoľkých etapách, nie vždy sa použil úplne rovnaký metodický postup (platí to hlavne o časti analýz magnezitu hlavného magnezitového pruhu — typ 6, ktoré sú najčastejšie).

Výraz „rakovecká“ užívame miesto spisovného tvaru „rakovská“ na presné odlišenie lokality Rakovec od lokalít Raková a Rakovo.

Typ magnezitu	Lokalita	Geologicko-tektonické zaradenie hornín s magnezitom	Stratigrafické zaradenie hornín s magnezitom
1	Vlachovo	spodný mezorytmus vlachovských vrstiev gelnickej skupiny gemerika	kambrium
2	pruh Hanková—Volovec	vrchný mezorytmus vlachovských vrstiev gelnickej skupiny gemerika	silúr
3	oblasť Veľkej Štete a Kavečian	vulkanogénne súvrstvie skupiny gemerika	devón
4	oblasť Veľkého Folkmára Košických Hámrov a Košickej Belej	vulkanogénne súvrstvie rakoveckej skupiny gemerika	devón
5	okolie Hnúšte	kryštalinikum klenoveckej subzóny kohútskeho pásma veporika	silúr — devón
6	hlavný magnezitový pruh vo vrchnom karbone	ochtinsko-podrečianska fácia zlepcovo-bridličnatého súvrstvia gemerika	karbón
7	Rudňany a Dobšiná	bindtiansko-rudnianska fácia a dobšinská fácia zlepcovo-bridličnatého súvrstvia gemerika	karbón
8	Evapority	meliatska séria Slov. krasu pestré súvrstvie galmuského pásma severogemeridného synklinória, evaporitová fácia Považského Inovca	perm — vrchný trias
9	Hodkovce, Muránska Dlhá Lúka atď.	karbón a mezozoikum gemerika	karbón — mezozoikum

Kvalitatívne spektrochemické analýzy robili na mriežkovom spektrografe PGS—2 s generátorom DG—2 oblúkom striedavého prúdu pri 220 V s expozičnou dobou 5 sek. pri 4 A a 10 sek. pri 16 A a medziclonou 3,2 mm, štrbinou 0,016 mm. Použili elektródy SU—305 a fotomateriál ORWO WÜ—2. Analyzoval J. Chudý.

Distribúcia a koncentrácia stopových prvkov v magnezite

Kvalitatívnu spektrochemickú analýzu sme zistili vo vzorkách celkove 30 prvkov, z ktorých sa približne 20 pravidelne opakuje, ostatné sa vyskytli len sporadicky. Výrazný rozdiel v kvalitatívnom zastúpení jednotlivých prvkov v rôznych typoch magnezitu sme

nepozorovali. Jednotlivé regionálne a stratigraficky vyčlenené typy magnezitu sa však líšia kvantitatívnym obsahom prvkov, resp. prevládajúcou asociáciou prvkov; podľa toho ich môžeme zadeliť do troch hlavných skupín.

Hlavným prvkom v magnezite je horčík, k nemu pravidelne pristupuje Ca a Fe vo všetkých typoch magnezitu. V silnejšie znečistených vzorkách sa uplatňuje v skupine prvkov zastúpených v množstve väčšom než 1 % ešte Si, Al, príp. Na a K. Rádovo nižší je obsah Mn, Sr, Ba (najčastejšie 1—0,1 %). Najväčšie množstvo prvkov sa najčastejšie vyskytuje v množstve od 0,1 do 0,01 % — Cu, Ni, Co, Cr, Ti, In, V, B. Vzácné a spravidla minimálne sa uplatňujú v magnezite prvky — Zn, Be, Bi, Mo, W, Sb, Ga, Ge, Li, As, Hg a P.

Podľa pôvodu môžeme prvky zistené spektrochemickou analýzou zaradiť do nasledujúcich skupín:

základné — Mg;

izomorfné — Fe, Mn (Ca), (Sr), (Ni), (Co), (Ti), (Zn), (Cr), (Pb), (Ba), (Cu);

heterogénne — V, B, Ag, Si, Al, In, W, Sn, Bi, As, Be, Ge, K, Mo, (Ca), (Sr), (Ni), (Co), (Ti), (Zn), (Cr), (Pb), (Ba), (Cu), (Na).

V zátvorke sú uvedené prvky, ktoré sa môžu vyskytovať v magnezite aj izomorfne aj heterogénne viazané.

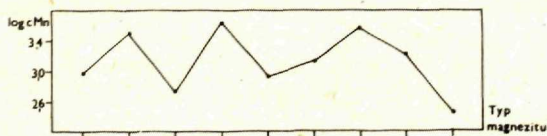
Získané analytické údaje sme spracovali štatisticky. Vypočítali sme aritmetický priemer, smerodajnú odchýlku, variačný koeficient.

Už L. H. Ahrens (1954) a neskôr ďalší autori potvrdili, že rozloženie stopových prvkov v geologických materiáloch možno lepšie opísať lognormálnym rozložením. Lognormálne rozloženie lepšie opisuje rozloženie prvkov s veľmi nízkym obsahom a veľmi širokým koncentračným intervalom i náhodné zmeny takých veličín, ktoré môžu nadobúdať len kladné hodnoty (E. Plško — J. Kubová 1978). Z uvedených dôvodov sme pre charakteristiku obsahu jednotlivých stopových prvkov počítali tiež geometrický priemer a štandardnú odchýlku hodnôt logaritmov koncentrácií. Všetky uvedené štatistické údaje sme počítali aj pri súborech s malým počtom vzoriek, a preto majú tieto len informatívny charakter.

V ďalšom uvádzame stručnú charakteristiku, ako i diskusiu o obsahu kvantitatívne stanovených stopových prvkov. Obsah stopových prvkov je vyhodnotený i graficky.

Mangán

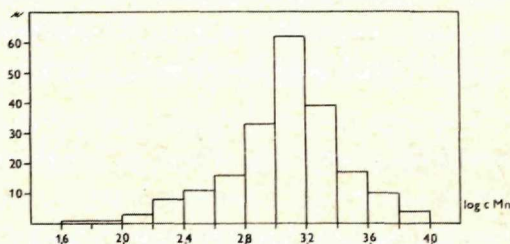
Najväčší obsah mangánu sme určili v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 1480 — 8000 ppm, $\bar{g}_x = 4184,6$ ppm), Rudnian (rozsah 2750—5900 ppm, $\bar{g}_x = 3784,3$ ppm) a z pruhu Nižná Slaná — Volovec (rozsah 2360—5343 ppm, $\bar{g}_x = 3239,5$ ppm). Vo všetkých prípadoch ide o vysokoželezitý magnezit (breunnerit až mezitín), takže jeho izomorfná väzba Fe/Mn je nepochybná. Jeho obsah závisí predovšetkým od stupňa izomorfnej zámény, o čom svedčí skutočnosť, že so stúpajúcim obsahom Fe spravidla stúpa aj obsah Mn.



Obr. 1 Zastúpenie Mn (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Takmer rádovo je nižší obsah Mn v magnezite z oblasti Vlachova (rozsah 830—955 ppm, $\bar{g}_x = 885,7$ ppm), Veľkej Štete—Kavečian (rozsah 263—1290 ppm, $\bar{g}_x = 541,2$ ppm), Hnúšte (rozsah 540—1660 ppm, $\bar{g}_x = 930$ ppm) a hlavného magnezitového pruhu vo vrchnom karbóne gemerika (rozsah 600—8000 ppm, $\bar{g}_x = 1259,9$ ppm).

Okrem toho môže magnezit viazať mangán aj heterogénne, v mineráloch nerozpustného zvyšku. Uplatnenie väzby Mn tohto druhu prichádza do úvahy v hodkovskom magnezite (typ 9), ktorý má ďaleko najnižší obsah Mn (rozsah 50—1780 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 284,9$ ppm). Tento typ magnezitu má aj najväčší rozptyl obsahov Mn, t. j. najvyšší variačný koeficient ($V = 96\%$), resp. štandardnú odchýlku logaritmov koncentrácií ($S\lambda = 0,426$). V ostatných typoch magnezitu je obsah mangánu pomerne stály. Hodnota variačného koeficientu sa pohybuje do 64 %, resp. štandardná odchýlka logaritmov koncentrácií po hodnotu $S\lambda = 0,295$.



Obr. 2 Histogram rozdelenia početnosti Mn (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Tabuľka 2

Základné štatistické charakteristiky obsahu Mn (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$\bar{g}\bar{x}$	$S\lambda$
1	5	887,0	47,71	5	885,7	0,0260
2	15	3318,5	765,31	23	3239,5	0,0967
3	5	647,0	376,71	58	541,2	0,2952
4	10	4806,0	2201,51	46	4184,6	0,2586
5	12	997,5	373,34	37	930,0	0,1699
6	105	1404,7	903,61	64	1259,9	0,1856
7	5	3928,0	1115,77	28	3784,3	0,1301
8	16	2128,4	1211,54	57	1853,7	0,2440
9	32	419,5	402,34	96	284,9	0,4259

Vysvetlivky hlavičiek v tabuľkách 2—11:

n = počet členov súboru
 \bar{x} = aritmetický priemer
 S = smerodajná dochýlka

V % = variačný koeficient v %
 $\bar{g}\bar{x}$ = geometrický priemer
 $S\lambda$ = štandardná odchýlka hodnôt logaritmov koncentrácií

Stroncium

Stroncium v magnezite je viazané hlavne na heterogénnu prímes dolomitu. Jeho obsah v skúmaných typoch magnezitu sa pohybuje v rozmedzí od 0 do 360 ppm a priemerné geometrické obsahy od $\bar{g}\bar{x} = 9$ ppm do $\bar{g}\bar{x} = 135$ ppm. Najvyšší obsah Sr sme stanovili v magnezite z pruhu Nižná Slaná — Volovec, ktorý je najviac znečistený dolomitom (nakoľko obsah $MgCO_3$ je najmä na lokalitách Hrdzavá a Flos veľmi nízky a intenzívne prerastený dolomitom, nemohli sme tieto vzorky lepšie vyseparovať).

Vysoký obsah Sr je charakteristický aj pre magnezit z evaporitov (rozsah 8—300 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 47,9$ ppm). V tomto prípade môže byť Sr viazané okrem uhličitanov tiež v síranoch. hlavne anhydrite, ktorý je podľa K. Rankamu — Th. G. Sahamu (1952) jedným z hlavných nositeľov Sr.

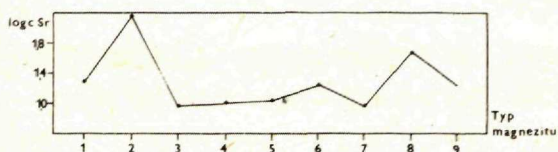
Obsah stroncia v ostatných typoch magnezitu je nízky. Priemerný geometrický obsah sa pohybuje do $\bar{g}\bar{x} = 20$ ppm.

Základné štatistické charakteristiky obsahu Sr (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

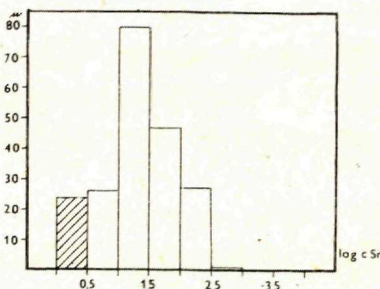
Tabuľka 3

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$g\bar{x}$	$S\lambda$
1	5	49,8	43,76	88	20,8	0,7813
2	15	144,5	49,33	34	135,4	0,1677
3	5	10,6	5,20	49	9,0	0,2992
4	10	17,4	18,73	108	10,7	0,5011
5	12	24,2	40,19	166	11,2	0,5554
6	105	36,0	43,28	120	17,5	0,5831
7	5	11,4	6,26	55	9,6	0,2937
8	16	88,6	89,18	101	47,9	0,5359
9	32	39,6	65,50	165	17,9	0,6019

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.



Obr. 3 Zastúpenie Sr (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 4 Histogram rozdelenia početnosti Sr (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Rozptyl obsahu stroncia, vyjadrený štandardnou odchýlkou logaritmov koncentrácií, sa pohybuje v rozmedzí $S\lambda = 0,168-0,781$.

Chróom

Obsah chrómu v skúmaných typoch magnezitu je veľmi premenlivý. Niektoré typy magnezitu (typ 4, 7 a 9) majú obsah Cr prekvapujúco vysoký. Najvyšší obsah Cr má magnezit rudniansky (rozsah 510—1380 ppm, $g\bar{x} = 758,2$ ppm). Vysoký obsah Cr má tiež magnezit z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 33—870 ppm, $g\bar{x} = 213,4$ ppm) a magnezit hodkovský (rozsah 3—910 ppm, $g\bar{x} = 88,4$ ppm). Ostatné typy magnezitu majú nízky obsah Cr, pohybujúci sa okolo medze stanoviteľnosti, t. j. 3 ppm Cr.

Rozptyl obsahu chrómu, vyjadrený štandardnou odchýlkou logaritmov koncentrácií, sa pohyboval od $S\lambda = 0,083$ v magnezite z pruhu Nižná Slaná — Volovec až po $S\lambda = 0,788$ v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej.

V uvedených typoch magnezitu, najmä v rudnianskom magnezite, je obsah Cr tak vysoký, že nám umožňuje porovnávať ho až s obsahom chrómu v ultrabázikách, kde sa tieto hodnoty pohybujú okolo $1-3 \cdot 10^{-1}$ ppm (D. Hovorka 1977).

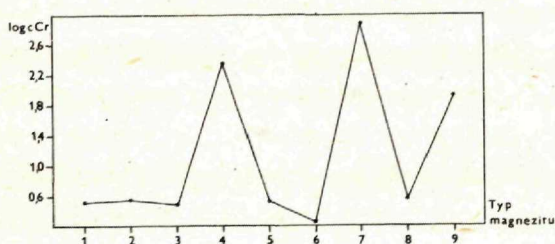
Podrobnejšie sme skúmali obsah Cr v uhličitanoch z Rudnianska. Z výsledkov možno usudzovať, že Cr je viazaný takmer výlučne v nerozpustnej časti, a to podľa minerálneho rozboru, v chrómspinelidoch. Časť chrómu je viazaná nepochybne vo fuchsite, ktorý je hojne rozšíreným minerálom v tomto rudnom poli.

Základné štatistické charakteristiky obsahu Cr (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

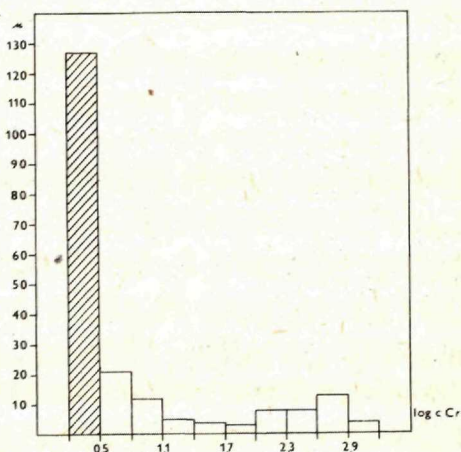
Tabuľka 4

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$g\bar{x}$	S λ
1	5	3,4	0,88	26	3,4	0,1068
2	15	3,5	0,71	20	3,5	0,0833
3	5	3,0	0	0	3,0	0
4	10	442,5	310,70	70	213,4	0,7879
5	12	3,2	0,43	13	3,2	0,0545
6	105	2,0	7,05	352	1,6	0,3707
7	5	806,0	304,41	38	758,2	0,1632
8	16	4,9	4,27	87	3,7	0,4171
9	32	195,0	206,95	106	88,4	0,6769

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.



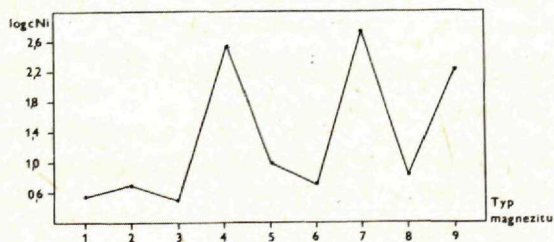
Obr. 5 Zastúpenie Cr (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



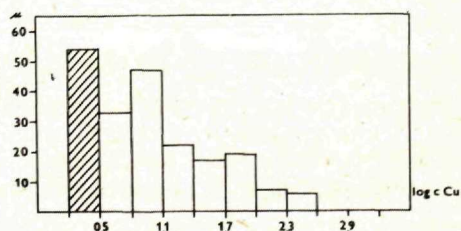
Obr. 6 Histogram rozdelenia početnosti Cr (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Nikel

Skúmané typy magnezitu majú premenlivý obsah Ni, ktorý výrazne stúpa v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 15,5—1410 ppm, $g\bar{x}$ = 330,2 ppm), Rudnian (rozsah 302—870 ppm, $g\bar{x}$ = 542,2 ppm) a Hodkoviec (rozsah



Obr. 7 Zastúpenie Ni (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 8 Histogram rozdelenia početnosti Ni (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

20—109 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 173,3$ ppm), zatiaľ čo ostatné skúmané typy magnezitu majú obsah Ni veľmi nízky (do $\bar{g}\bar{x} = 10$ ppm).

Najpremenlivejší je obsah Ni v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej; jeho štandardná odchýlka logaritmov koncentrácií je $S\lambda = 0,808$. V ostatných typoch magnezitu je rozptyl Ni podstatne nižší. Štandardná odchýlka logaritmov koncentrácií sa pohybuje v rozmedzí $S\lambda = 0,046$ do $S\lambda = 0,453$.

Základné štatistické charakteristiky obsahu Ni (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Tabuľka 5

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$\bar{g}\bar{x}$	$S\lambda$
1	5	3,5	0,96	27	3,4	0,1142
2	15	5,0	2,20	44	4,7	0,1667
3	5	3,2	0,32	10	3,2	0,0459
4	10	766,4	557,37	73	330,2	0,8080
5	12	12,4	6,67	54	10,2	0,3117
6	105	7,2	7,60	106	5,1	0,3489
7	5	572,4	180,66	32	542,2	0,1646
8	16	8,6	6,30	73	6,7	0,3354
9	32	262,2	205,15	78	173,3	0,4529

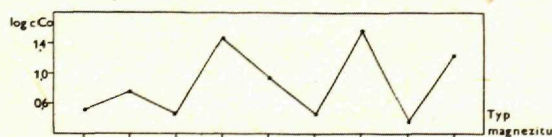
Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2

Kobalt

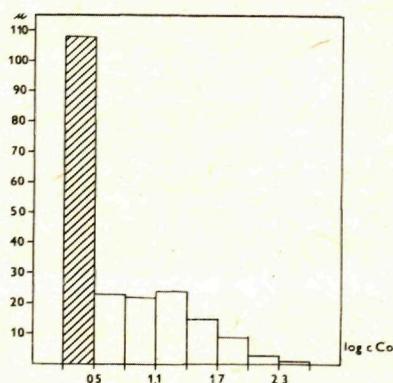
V skúmaných typoch magnezitu sa obsah kobaltu pohybuje od 0 do 200 ppm. Kobalt sa výraznejšie uplatnil v magnezite z Rudnianskej (rozsah 10—69 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 39,2$ ppm), oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 3—200 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 28,6$ ppm) a Hodkoviec (rozsah 0—55 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 17,7$ ppm), t. j. v tých typoch magnezitu, v ktorých sa výrazne uplatnil tiež chróm a nikel. V ostatných typoch magnezitu je obsah Co nízky, do $\bar{g}\bar{x} = 9$ ppm.

Podobne rozptyl kobaltu je najvyšší v tých typoch magnezitu, ktoré majú aj najvyšší obsah Co.

V magnezite, ako aj iných uhličitanoch, je jeho obsah spätý hlavne s obsahom nerozpustného zvyšku (D. J. Stanton 1944). V menšej miere môže tiež izomorfne zastupovať Mg a Fe v mriežke uhličitanu (J. R. Goldsmith 1961).



Obr. 9 Zastúpenie Co (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 10 Histogram rozdelenia početnosti Co (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Základné štatistické charakteristiky obsahu Co (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

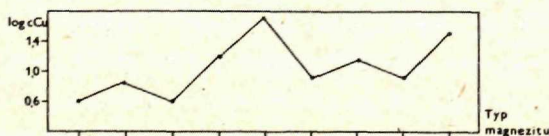
Tabuľka 6

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$g\bar{x}$	S λ
1	5	3,0	0	0	3,0	0,0000
2	15	6,2	4,80	77	5,2	0,2353
3	5	3,0	0	0	3,0	0,0000
4	10	79,3	73,72	93	28,6	0,8116
5	12	14,9	16,54	111	8,7	0,4578
6	105	5,7	12,66	222	2,9	0,4574
7	5	46,6	19,85	43	39,2	0,3380
8	16	3,3	4,52	137	2,3	0,4206
9	32	21,8	11,25	52	17,7	0,3674

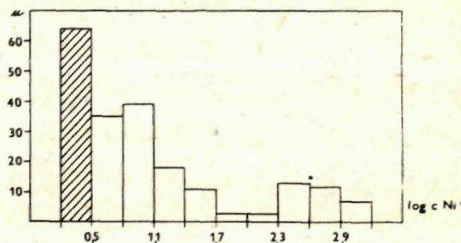
Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.

Meď

V skúmaných typoch magnezitu sa obsah Cu pohybuje v rozmedzí od 0 do 316 ppm. Najvyšší obsah Cu sme stanovili vo vzorke magnezitu z Hodkoviec (rozsah 3–316 ppm, $g\bar{x} = 29,4$ ppm). Na tomto ložisku je obsah Cu aj najrozptýlenejší ($S\lambda = 0,758$).



Obr. 11 Zastúpenie Cu (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 12 Histogram rozdelenie početností Cu (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Základné štatistické charakteristiky obsahu Cu (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Tabuľka 7

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$g\bar{x}$	S λ
1	5	4,5	2,28	51	4,1	0,1989
2	15	16,7	22,21	133	7,1	0,6395
3	5	4,5	2,57	57	4,0	0,2155
4	10	29,6	35,28	119	15,7	0,5121
5	12	79,9	22,20	28	46,6	0,5628
6	105	12,2	15,20	125	7,7	0,3951
7	5	14,3	6,08	43	12,9	0,2260
8	16	18,0	37,69	209	8,1	0,4541
9	32	82,0	93,60	114	29,4	0,7581

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.

Najvýznamnejšie koncentrácie Cu však obsahuje magnezit z oblasti Hnúšte (rozsah 3—275 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 46,6 ppm). Mierne zvýšený obsah Cu má aj magnezit z Rudnian (rozsah 6,9—21,4 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 12,9 ppm) a z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 3,5—115 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 15,7 ppm).

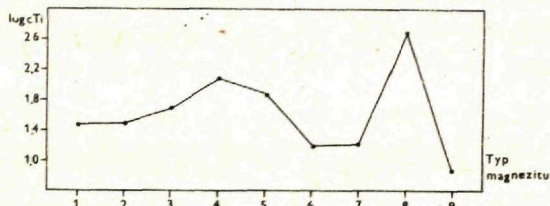
Premenlivosť obsahu Cu v jednotlivých typoch magnezitu, vyjadrená ako štandardná odchýlka logaritmov koncentrácií, sa pohybovala od $S\lambda = 0,200$ do $S\lambda = 0,758$.

V magnezite je meď viazaná najmä heterogénne v sírnikoch. V malej miere môže izomorfne zastupovať vápnik. R. Revelle (1955) pozoroval v uhličitanoch závislosť obsahu Cu a Ba. D. L. Graf (1960) uvádza v uhličitanových sedimentoch vzťah medzi koncentráciou Cu a Mn.

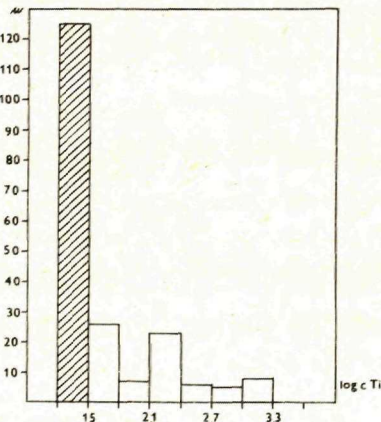
Titán

V skúmaných typoch magnezitu sa titán výrazne uplatnil v magnezite z evaporitov (rozsah 60—1620 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 482 ppm), v menšej miere tiež v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 30—1200 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 110 ppm) a v magnezite z oblasti Hnúšte (rozsah 30—1320 ppm, $\bar{g}\bar{x}$ = 80,9 ppm).

Jeho obsah vo všetkých prípadoch je dosť premenlivý, o čom svedčia aj vysoké hodnoty štandardných odchýliek logaritmov koncentrácií týchto magnezitov.



Obr. 13 Zastúpenie Ti (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 14 Histogram rozdelenia početnosti Ti (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Základné štatistické charakteristiky obsahu Ti (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Tabuľka 8

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$\bar{g}\bar{x}$	$S\lambda$
1	5	30,0	0	0	30,0	0,0000
2	15	61,0	77,05	126	31,2	0,5772
3	5	55,4	29,13	53	49,3	0,2249
4	10	293,1	351,42	120	110,0	0,9458
5	12	184,9	348,04	188	80,9	0,4889
6	105	58,3	91,09	156	15,9	0,8440
7	5	40,0	59,64	149	16,4	0,5841
8	16	692,2	473,74	68	482,0	0,4363
9	32	8,8	5,70	65	6,8	0,4141

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.

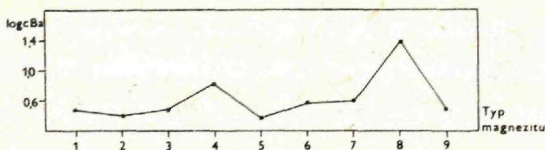
Ostatné typy magnezitu majú obsah Ti relatívne nízky, len o málo vyšší, než je jeho medza stanoviteľnosti. V skúmaných typoch vystupuje vo forme vlastných minerálov, rutilu a titaniu. Podľa Z. Maksimoviča — A. Dangiča (1974) titán spolu s B, Sr, Ba a V tvorí asociáciu prvkov typickú pre sedimentárny typ magnezitu.

Bárium

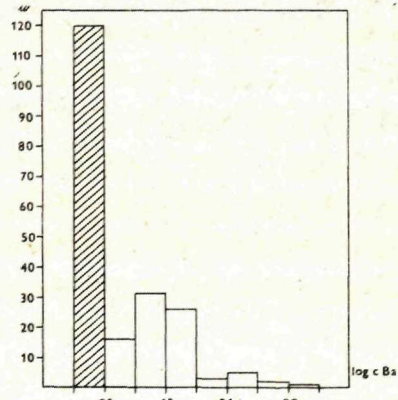
Skúmané typy magnezitu obsahujú bárium v rozmedzí od 0 do 1000 ppm. Najvyšší obsah Ba (rozsah 0—410 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 25,8$ ppm) a tiež najvyšší rozptyl Ba ($S\lambda = 0,963$) sme stanovili v magnezite z evaporitov.

V ostatných typoch magnezitu má tento prvok podstatne nižšie zastúpenie. Priemerný obsah Ba sa pohybuje od $\bar{g}\bar{x} = 2,3$ ppm do $\bar{g}\bar{x} = 6,4$ ppm. Rozptyl obsahu Ba, vyjadrený hodnotami štandardnej odchýlky logaritmov koncentrácií, sa pohyboval od $S\lambda = 0,0$ do $S\lambda = 0,6585$.

Obsah Ba v skúmanom magnezite spravidla stúpa s množstvom nerozpustného zvyšku. Vzrast koncentrácie Ba paralelne s nerozpustným zvyškom pozoroval G. M. Friedman (1968). Rovnakú paralelu medzi obsahom Ba a obsahom nerozpustného zvyšku v uhličitanových horninách Ruskej platformy uvádza A. P. Vinogradov et al. (1952). Koreláciu medzi CaCO_3 a vysokým obsahom Ba v uhličitanových sedimentoch uvádza R. Revelle (1944), ktorý tiež predpokladá, že Ba v týchto sedimentoch bolo zrážané ako uhličitan. A. Polański — K. Smulikowski (1978) uvádzajú v uhličitanoch väzbu Ba na BaSO_4 , Mn-oxidy alebo íly.



Obr. 15 Zastúpenie Ba (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 16 Histogram rozdelenia početností Ba (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Základné štatistické charakteristiky obsahu Ba (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Tabuľka 9

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$\bar{g}\bar{x}$	$S\lambda$
1	5	3,0	0	0	3,0	0,0000
2	15	14,0	42,05	300	2,5	0,6557
3	5	3,0	0	0	3,0	0,0000
4	10	9,7	10,08	104	6,4	0,3871
5	12	2,4	0,69	29	2,3	0,2355
6	105	18,8	97,95	521	3,7	0,6585
7	5	4,1	1,78	43	3,8	0,1721
8	16	104,3	131,10	126	25,8	0,9632
9	32	7,3	12,82	176	2,9	0,5728

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.

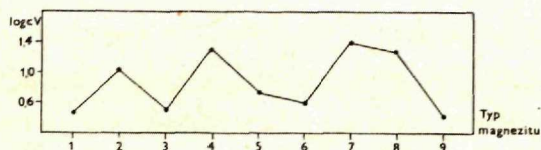
Vanád

V skúmaných typoch magnezitu sa obsah vanádu pohybuje v rozmedzí od 0 do 48 ppm. Magnezit z oblasti pruhu Nižšná Slaná — Volovec, Veľký Folkmár, Košické Hámre a Košická Belá, Rudnianska a evaporitov má vyšší obsah vanádu (od $\bar{g}\bar{x} = 11,2$ ppm do $\bar{g}\bar{x} = 25,1$ ppm), kým ostatné typy magnezitu len do $\bar{g}\bar{x} = 6,2$ ppm.

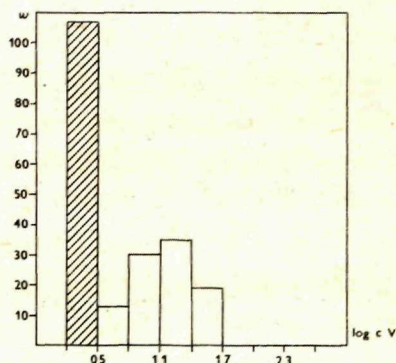
Vo všetkých typoch magnezitu je obsah vanádu pomerne stály.

Podľa Z. Maksimoviča — A. Dangiča (1974) je vanád jedným z prvkov v asociácii stopových prvkov typických pre sedimentárny typ magnezitu.

V magnezite vystupuje vanád ako heterogénna prímes. Hlavná časť vanádu sa sústreďuje v ílovitých zložkách uhličitanových hornín. Takúto závislosť v uhličitanoch z južného Anglicka demonštroval H. H. Le Riche (1959). P. E. Potter et al. (1963) dokázali, že B, Cr, Cu, Ga, Ni a V majú väčšiu schopnosť hromadiť sa v sedimentoch morských a Co a Zn zasa v sladkovodných.



Obr. 17 Zastúpenie V (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Obr. 18 Histogram rozdelenia početnosti V (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Základné štatistické charakteristiky obsahu V (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

Tabuľka 10

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$\bar{g}\bar{x}$	S λ
1	5	3,0	0	0	3,0	0,0000
2	15	12,9	6,29	49	11,2	0,2637
3	5	3,9	1,08	28	3,8	0,1265
4	10	25,9	13,82	53	21,9	0,2796
5	12	10,4	10,90	105	6,2	0,4451
6	105	7,1	8,77	124	4,2	0,4562
7	5	25,3	3,31	13	25,1	0,0626
8	16	19,4	7,62	39	18,1	0,1677
9	32	2,9	2,53	87	2,5	0,2942

Vysvetlivky hlaviečk pozri pri tab. 2.

Bór

V skúmaných typoch magnezitu sa bór výrazne uplatnil iba v magnezite z evaporitov (rozsah 30—210 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 92$ ppm), kde je jeho obsah rádovo najvyšší a pomerne stály ($S\lambda = 0,253$). O niečo nižší obsah bóru sme stanovili v magnezite z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej (rozsah 13,5—95,5 ppm, $\bar{g}\bar{x} = 43,1$ ppm).

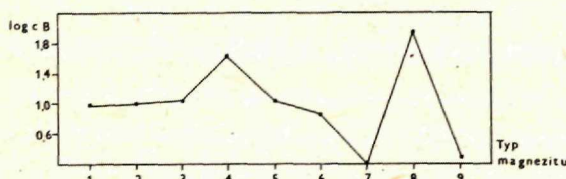
V ostatných typoch magnezitu je obsah bóru nízky a pohybuje sa okolo medze stanoviteľnosti, pod touto medzou alebo je dokonca nulový (magnezit z Rudnian).

V skúmaných typoch magnezitu bór vystupuje heterogénne, prednostne sa viaže na minerály nerozpustného zvyšku.

V uhličitanových horninách sa nachádza bór najmä v ílovitých prímiesiach (najmä hydrosludách; H. Harder 1960). Obsah bóru s výskytom turmalínu v nerozpustnom zvyšku uhličitanových hornín spája E. T. Degens et al. (1958). Podľa E. D. Goldberga — G. O. S. Arrheniusa (1958) bór vstupuje v menšej miere i do štruktúry Fe-Mn-minerálov.

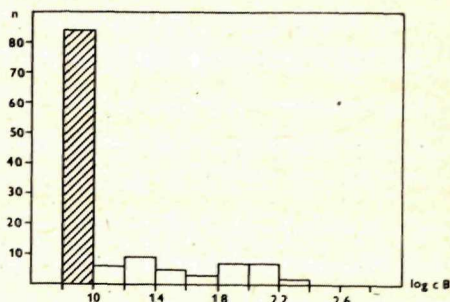
Obsah bóru je charakteristický, podľa Z. Maksimoviča — A. Dangića (1974) tiež pre sedimentárny typ magnezitových ložísk. Obsahy bóru v evaporitoch s obsahom uhličitanov študovali M. Kvaček — J. Novotný (1966) a prisúdili mu v prevažnej časti adsorpčnú väzbu na ílovité minerály, a len vo veľmi malej časti väzbu na akcesoricky sa vyskytujúci turmalín.

V skúmaných typoch bór vystupuje heterogénne, prednostne sa viaže na minerály nerozpustného zvyšku.



Obr. 19 Zastúpenie B (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Obr. 20 Histogram rozdelenia početností B (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK



Základné štatistické charakteristiky obsahu B (v ppm) v jednotlivých typoch magnezitov ZK

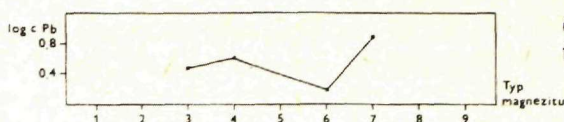
Tabuľka 11

Typ magnezitu	n	\bar{x} (ppm)	S	V %	$g\bar{x}$	S λ
1	5	10,0	0	0	10,0	0,0000
2	15	10,0	0	0	10,0	0,0000
3	5	11,5	2,96	26	11,2	0,1076
4	10	52,8	27,26	52	43,1	0,3062
5	12	10,7	2,16	20	10,5	0,0723
6	28	11,9	9,72	82	8,1	0,4685
7	5	0	0	0	0	0,0000
8	16	105,9	51,35	48	92,0	0,2532
9	32	4,5	8,69	193	2,0	0,5432

Vysvetlivky hlavičiek pozri pri tab. 2.

Olovo

V skúmaných typoch magnezitu sme nezistili väčšie množstvo olova, preto sme ho ani nestanovovali vo všetkých typoch magnezitu. Pokiaľ sme stanovili obsah Pb vo vzorke, tak išlo o heterogénnu prímies sírníkov, resp. sulfosolí. Väčšinou však bol obsah Pb nulový alebo pod medzou stanoviteľnosti.



Obr. 21 Zastúpenie Pb (v ppm) v skúmaných typoch magnezitov ZK

Striebro

V magnezitoch, pokiaľ sa v nich vôbec vyskytuje, je vždy jeho obsah pod medzou stanoviteľnosti. Jeho väzba v uhličitanoch nie je známa.

Prvky doplnujúceho spektra

Ucelený obraz o spektre stopových prvkov v magnezite dopĺňajú kvalitatívne spektrochemické analýzy so semikvantitatívnym odhadom prvkov do piatich skupín.

Touto metódou boli stanovené vo vzorkách magnezitu ďalšie prvky, z ktorých sa vo všetkých typoch magnezitu uplatňuje kremík, hliník a sodík, spravidla v stotinách a tisícinách percenta. Iba v silne znečistených vzorkách (s väčším množstvom nerozpustného zvyšku) sa vyskytujú tieto prvky vo väčšom množstve.

Kremík a hliník v magnezitoch sú takmer výlučne viazané na nerozpustný zvyšok. Kremík je súčasťou jednak kremeňa, jednak kremičitanov alebo hlinítokremičitanov. Podobne je hliník viazaný v magnezite v mineráloch nerozpustného zvyšku — v hlinítokremičitanoch.

Obsah sodíka v nemorských uhličitanových horninách sa pohybuje od 0,03 do 3,17 % a je primárne funkciou hlinítokremičitanov (D. L. Graf 1960). Okrem absorpčnej väzby Na na ílovité minerály ďalším zdrojom Na v uhličitanoch môžu byť autigénne živce a uzavreniny rôznych minerálov. Obsah sodíka sme stanovovali tiež kvantitatívne v magnezitoch z ložiska Miková. Jeho obsah sa pohyboval v rozmedzí 0,01—0,34 %, s priemerom 0,08 % (J. Turan — L. Vančová 1972).

Podobne ako predchádzajúce prvky aj draslík je viazaný takmer výlučne na neuhličitanovú časť. Najčastejšie sa mu prisudzuje absorpčná väzba na ílovité minerály. Obsah draslíka v magnezite z ložiska Miková sa pohyboval v rozmedzí 0,01—0,05 % (J. Turan — L. Vančová 1972).

Naprotá väčšina ďalších stopových prvkov Sn, In, Zn, W, Sb, Mo, Bi, Ga, Li, As, Ge, Be, Hg a P je viazaná heterogénne na neuhličitanové zložky (kremeň, kremičitany, hliníto-kremičitany, sírniky) alebo sú adsorbované na grafit, limonit, prípadne šupinaté kremičitany (chlorit, mastenec, sericit), ktoré akcesoricky vystupujú v uhličitanoch. O tom, že tieto prvky sú viazané hlavne heterogénne, sa môžeme presvedčiť aj porovnaním obsahu týchto prvkov k obsahu nerozpustného zvyšku, resp. k obsahu CO₂.

Zmienku si zaslúži ešte obsah chlóru v magnezite, ktorý sme stanovovali kvalitatívne reakciou s dusičnanom strieborným. Porovnaním minerálneho zloženia vzoriek s obsahom chlóru zistíme, že tieto obsahujú spravidla viac magnezitu, menej dolomitu a nižší neuhličitanový podiel. Zdá sa pravdepodobné, že chlór je viazaný v plynovokvapalných uzavreninách, čo môže poukazovať na slané sedimentačné prostredie, v ktorom vznikal magnezit. Obsah chlóru môže však tiež závisieť od substitúcie v akcesorických mineráloch alebo od obsahu apatitu a halitu. Posledný prípad je bežný len v evaporačných podmienkach.

Záver

Obsah stopových prvkov v magnezite je podmienený množstvom faktorov súvisiacich s ich minerálnym zložením a genetickým typom. V jednotlivých typoch magnezitu zastúpenie stopových prvkov závisí v podstate od prítomnosti prvkov v pevnom roztoku, od kvalitatívneho a kvantitatívneho obsahu neuhličitanového podielu (detritický materiál, akcesórie, organická hmota) a od adsorbovaných prvkov.

Pre magnezity, ako aj pre bežné uhličitanové minerály sú významné stopové prvky zastupujúce Mg, Fe a Ca, je to okrem týchto uvedených prvkov, hlavne Mn a Sr, ale v malej miere aj Ba, Pb, Cr, Ni, Co, Ti, Zn a Cu.

Detritická zložka je hlavným prameňom takých prvkov ako Si, Sb, Ge, Bi, Al, V, Sn, Cu, Ag, Na, K, Ba a In. Nositeľom niektorých stopových prvkov sú akcesorické autigénne minerály, ktoré ich majú alebo v zložení alebo sú stopové prvky na tieto minerály adsorbované. Dôležitou zložkou je aj organická hmota, s ktorou môžeme dať do spojitosti také prvky ako Mo, V, Cu, Ni, Ag, As, Pb, Ge, B, Co a S.

Jednotlivé skúmané typy magnezitu sa líšia obsahom stopových prvkov. Niektoré sú charakteristické vysokým obsahom Mn (typ 2, 4, 7), iné vysokým obsahom Cr, Ni a Co (typ 4, 7, 9) alebo Ti, Ba, B, Sr (typ 8).

Podľa asociácie a obsahov stopových prvkov môžeme regionálne a stratigraficky vyčlenené typy rozdeliť nasledovne:

1. Najväčšie zastúpenie má magnezit s nasledovnými priemernými obsahmi stopových prvkov Mn $\bar{g}_x = 550-1500$ ppm, Sr $\bar{g}_x > 20$ ppm, Cr, Ni, Co, B, V, Ba, Cu $\bar{g}_x > 10$ ppm, Ti $\bar{g}_x > 100$ ppm.

Do tejto skupiny môžeme zaradiť magnezit hlavného magnezitového pruhu, magnezit z oblasti Vlachova, Veľkej Štete—Kavečian, Hnúšte a pruhu Nižná Slaná—Volovec, aj keď samozrejme sú medzi jednotlivými typmi určité rozdiely. Napr. pre magnezit z oblasti Hnúšte je charakteristický vysoký obsah Cu ($\bar{g}_x = 46,6$ ppm). Pre magnezitové ložiská tejto oblasti je však tiež charakteristický diabázový vulkanizmus, s ktorým môžeme zvýšený obsah Cu, ale tiež mierne zvýšený obsah Ni, Cr a Co, oproti magnezitu hlavného magnezitového pruhu, dávať do súvislosti. Anomálne zvýšený obsah Sr a mierne zvýšený obsah Ni, Cr, Co, Cu a V v magnezite pruhu Nižná Slaná — Volovec treba nepochybne spájať s najväčším znečistením magnezitu tohto typu.

Podľa obsahu a asociácie stopových prvkov uvedené typy magnezitu môžeme zaradiť k jednému genetickému typu a čiastočné rozdiely medzi nimi zdôvodniť najskôr rozdielne intenzívnymi, resp. rôznymi následnými procesmi.

2. Magnezit charakteristický vysokým obsahom Cr, Ni a Co, mierne zvýšeným obsahom Cu a nízkym obsahom Sr a Ba.

Do tejto skupiny môžeme zaradiť magnezit typu 4, 7 a 9. Obsah Cr, Ni a Co v týchto typoch magnezitu je niekoľkokrát vyšší než v magnezite hlavného magnezitového pruhu. Napr. obsah Cr v rudnianskom magnezite (typ 7) je 200—300-krát vyšší než obsah Cr v magnezite hlavného magnezitového pruhu a obsah Ni je asi 50-krát vyšší. Toto anomálne zvýšenie je dokonca oveľa vyššie než obsah Cr a Ni v tzv. kryptokrystalickom magnezite z Hodkoviec, ktorého viazanosť na serpentinizované teleso je nepochybná.

Príčiny tejto anomálne vysokej koncentrácie Cr, Ni a Co nie sú zatiaľ uspokojivo vyriešené. Prítomnosť týchto prvkov má poukazovať na genetickú spojitosť s primárnymi horninami, t. j. ultrabázikami (M. A. Kaššak — Š. I. Allachverdiev 1965). Je známe, že Ni a Co spolu s Mg a Fe tvoria izomorfnú zmes a endokryptne vchádzajú do uzlov kryštálových mriežok Mg-Fe-kremičitanov. Pri zmene fyzikálno-chemických podmienok tvorby minerálov nastáva potom porušenie izomorfie, v dôsledku čoho Ni a Co vypadávajú zo zloženia primárnych

Mg-Fe-kremičitanov a prechádzajú do roztokov, v ktorých sa aktívne zúčastňujú následných procesov.

Podobne K. Mandáková et al. (1971) spájajú obsah týchto prvkov s ultrabázikami. P. Ivan (1977) geneticky spája obsahy Cr, Ni a Co v uhličitanoch z Rudnianskej oblasti s monominerálnymi chloritovými horninami, ktorých vzniku sa môžu zúčastňovať ultrabáziká, ale ktoré môžu vzniknúť aj bez účasti ultrabázik, iba metamorfnými procesmi.

Domnievame sa, rovnako ako predchádzajúci autori, že zdrojom týchto prvkov sú bazické, prípadne ultrabázické horniny, hlavne diabázy fylitovo-diabázovej série, z ktorej boli mobilizované neskoršími procesmi.

Magnezit tejto skupiny, okrem toho, že jednotlivé typy spájajú vysoké obsahy Cr, Ni a Co, sa líši inými prvkami. Napr. pre magnezit z oblasti Košická Belá, Košické Hámre a Veľký Folkmár a pre magnezit z Rudnianskej oblasti je typický vysoký obsah Mn (a tiež vysoký obsah Fe), zatiaľ čo magnezit z Hodkoviec má obsah Mn (a tiež Fe) veľmi nízky. Okrem toho magnezit z oblasti Veľkého Folkmára, Košických Hámrov a Košickej Belej má mierne zvýšený obsah Ti, Ba, V, B, podobne ako magnezit v evaporitoch (typ 8).

3. Magnezit charakteristický vysokým obsahom Sr, Ti, Ba, V a B a nízkou koncentráciou Cr, Ni, Co a Cu.

Táto asociácia stopových prvkov je charakteristická pre magnezit z evaporitov (typ 8), o vzniku ktorých nie sú v podstate žiadne pochybnosti. Všeobecne sa považujú za chemogénno-sedimentárne.

Koncentrácia stopových prvkov v magnezite je často na hranici stanoviteľnosti kvantitatívnej spektrochemickej analýzy. Spektrochemická metóda je však napriek tomu podľa našej mienky vhodná, vzhľadom na to, že ide o metódu simultánneho mnohoprvkového stanovenia s vhodnými základnými i ekonomickými parametrami. Aj keď sa ten-ktorý prvok nachádza v koncentráciách nižších než je medza stanoviteľnosti a hoci štatisticky vyhodnotiť analytické údaje niektorého typu magnezitu je ťažké alebo nemožné, ak je v inom type magnezitu ten istý prvok zastúpený v koncentráciách oveľa vyšších než je medza stanoviteľnosti, možno predsa na základe korelačných vzťahov, aritmetických, resp. geometrických priemerov atď. robiť geochemické závery.

Do tlače odporučil J. Babčan.

Literatúra

- AHRENS, L. H. 1954: The lognormal distribution of the elements (a fundamental law of geochemistry and its subsidiary). *Geochim. Cosmochim. Acta*, 5, Oxford, 49—73.
- DEGENS, E. T — WILLIAMS, E. G. — KEITH, M. L. 1958: Application of Geochemical criteria. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 42, Washington, 981—987.
- FRIEDMAN, G. M. 1968: Geology and geochemistry of reefs, carbonate sediments, and waters, Gulf of Acaba (Elat), Red Sea. *Jour. Sediment. petrol.*, 38, Montana, 895—904.
- GOLDBERG, E. D. — ARRHENIUS, G. O. S. 1958: Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Acta*, 13, Oxford, 153—212.
- GOLDSMITH, J. R. 1961: Nekotoryje aspekty geochimii karbonatov. *Geochimičeskije issledovanija*, zbornik statej, preklad práce *Researches in Geochemistry* od P. H. ABELSONA, izd. inostrannoje literatury, Moskva, 426—453.
- GRAF, D. L. 1960: Geochemistry of Carbonate Sediments and Sedimentary Carbonate rocks, III — Minor Element Distribution. Circular 301, Division of the Illinois state Geological Survey, Urbana, 5—71.
- GRECULA, P. — KOBULSKÝ, J. 1980: Magnezit v staršom paleozoiku pri Mníšku nad Hnilcom. *Mineralia slov.* 12, (Bratislava), 3, 287—288.

- HARDER, H. 1960: Das Bor im Kreislauf der Gesteine. Rep. XXI Sess. Inter. Geol. Congr., I, Codan, 10—13.
- HOVORKA, D. 1977: Geochemistry of the West Carpathian Alpinetype Ultramafic Rocks. *Nauka o zemi*, XI, *Geologica* 12, Bratislava, 5—158.
- IVAN, P. 1977: Metasomatické horniny typu listvenitov na ložisku Rudňany. Rigorózná práca, manuskript — Katedra geochémie PFUK, Bratislava, 1—86.
- KAŠKAJ, M. A. — ALLACHVERDIEV, Š. I. 1965: Listvenity, ich genezis i klasifikacija. 1. izd., izd. Nedra, Baku, 1—142.
- KVAČEK, M. — NOVOTNÝ, J. 1966: Príspevek ke geochémii slezkých a slovenských sedimentárnych sádrovců a anhydritů. *Sbor. geol. Věd. řada TG*, 7, Praha, 217—229.
- LE RICHE, H. H. 1959: The distribution of certain trace elements in the lower Lias od southern England. *Geochim. Cosmochim. Acta*, Oxford, 16, 101—122.
- MAKSIMOVIC, Z. — DANGIC, A. 1974: The study of trace elements in magnesite deposits of different genetic types. Abstract of Papers 4-th Symposium IAGOD, Varna, 156—157.
- MANDÁKOVÁ, K. — DRNŽÍKOVÁ, L. — HUDÁČEK, J. 1971: Eruptívne horniny v rudnianskom rudnom poli a ich metasomatické produkty. *Mineralia slovacae* III, 11, Bratislava — Spišská Nová Ves, 215—229.
- MEDVEĎ, J. — KUBOVÁ, J. — PLŠKO, E. 1979: Spectrochemical determination of trace elements in magnesites. *Geol. Zbor. Geologica carpath.* 30, 2, Bratislava, 253—259.
- PLŠKO, E. — KUBOVÁ, J. 1978: Influences on the distribution of spektrochemical results. *Chem. zvesti*, 32, 5, Bratislava, 624—630.
- POLANSKI, A. — SMULIKOWSKI, K. 1978: *Geochémia*. Preklad, 1, vyd., SPN, Bratislava, 9—607.
- POTTER, P. E. — SHIMP, N. F. — WITTERS, J. 1963: Trace elements in marine and fresh-water ar-gillaceous sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, Oxford, 669—678.
- RANKAMA, K. — SAHAMA, T. G. 1952: *Geochemistry*, X. ed. Chicago, 1—912.
- REVELLE, R. 1944: Marine bottom samples collected in the Pacific Ocean by the Carnégie on its seventh cruise: Carnegie Inst. Washington Pub. 556, *Oceanography—II*, pt. 1, 1—180.
- REVELLE, R. 1955: On the history of the oceans. *Journ. Marine Res.*, 14/4 in Veiser, J. 1967: *Geochémia sedimentárnych karbonátových hornín*. *Archív SAV*, Bratislava, 1—108.
- STANTON, D. J. 1944: The Co content of some South Island (N. Zealand) limestones. *New Zealand Journ. Sci. Tech.*, 25, Sec. A, 221—224.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1972: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. Čiastk. správa výsk. úlohy za r. 1969—1972. *Geofond*, Bratislava, 1—295.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1974a: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát, časť I — Výskyty magnezitu v v gelnickej sérii gemeríd. Čiastk. správa výskumnej správy za r. 1972—1974. *Geofond*, Bratislava, 1—48.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1974b: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát, časť II — Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. Čiastk. správa výskumnej úlohy za r. 1972—1974. *Geofond*, Bratislava, 1—70.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1975: Komplexný výskum magnezitových ložísk Západných Karpát. Záverečná správa výskumnej úlohy. *Geofond*, Bratislava, 1—102.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1976: Výskyty magnezitu v evaporitoch Západných Karpát. *Západné Karpaty*, sér. miner., petrogr., geoch., lož. 2, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 95—149.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1977a: Výskyty magnezitu v rudnianskom rudnom poli. Čiastk. správa výskumnej úlohy za r. 1975—1977. *Geofond*, Bratislava, 1—83.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1977b: Geologicko-mineralogický výskum magnezit-mastencových ložísk v okolí Hnúšte. Čiastk. správa výskumnej úlohy za r. 1975—1977. *Geofond*, Bratislava, 1—71.
- TURAN, J. — VANČOVÁ, L. 1979: Ďalšie výskyty magnezitu v sz. časti gelnickej série gemeríd. *Západné Karpaty*, sér. miner., petr., geoch., metalogenéza 6, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 157—202.
- VÁCLAV, J. — VOZÁROVÁ, A. 1978: Charakteristika severogemeridného permu v oblasti Košickej Belej. *Západné Karpaty*, sér. miner., petrogr., geochem., metalogen. 5, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 83—108.
- VINOGRADOV, A. P. — RONO, A. B. — RATYNSKY, V. M. 1952: Izmnenija chimičeskogo sostava karbonatnych porod Ruskoj platformy. *Izves. Akad. nauk SSR, Geol. sér.*, 1, Moskva, 33—50.

Distribution of trace elements in West-Carpathian magnesites

Summary

There are few works on trace elements in Slovak magnesites or in magnesites generally. In order to fill the gap and contribute to explanation of conditions of the genesis of magnesite deposits and occurrences in Slovakia, we tried to get a complex idea of concentration and distribution of trace elements in magnesites, and to define characteristic trace elements associations in the individual types of magnesites, and to use them as criterion for classification.

This work is based on 205 quantitative and about 250 qualitative spectrochemical analyses of samples collected in 1968—1979. The analytical results were used in calculation of basical statistical data (arithmetic and geometric means, standard deviation, variation coefficient, standard deviation of values of concentrations logarithms) to characterize content and distribution of quantitatively determined elements for the individual types of magnesite from various geological and stratigraphical units of the West Carpathians. The image of chemical composition of magnesites is accomplished by the results of qualitative spectrochemical analysis.

The content of trace elements in magnesite is controlled by many factors concerning their mineral composition and genetic type. In the individual type of magnesite the amount of trace elements depends mostly upon their presence in solid solution, upon qualitative and quantitative contents of non-carbonate rations, and upon absorbed elements. For magnesites most significant are trace elements replacing Mg, Fe, Ca. Besides their mutual replacement such are mostly Mn and Sr, and partly also Ba, Cr, Ni, Co, Ti, Cu, Pb, Zn and Na.

The individual types of magnesites studied differ in trace elements contents. Some have typically high Mn-contents, other Cr, Ni, Co, or Ti, Ba, B, Sr.

According to association and trace elements contents, the regionally and stratigraphically distinguished magnesite types may be divided as follows:

1. Most abundant are magnesites with the following average contents of trace elements: Mn $\bar{g}\bar{x}$ = 550—1500 ppm, Sr $\bar{g}\bar{x}$ > 20 ppm, Cr, Ni, Co, B, V, Ba, Cu $\bar{g}\bar{x}$ > 10 ppm, Ti $\bar{g}\bar{x}$ > 100 ppm. To this group magnesites of the main magnesite belt, from the area of Vlachovo, Veľká Šteta, Kavečany, Hnúšťa and the Nižná Slaná — Volovec belt are ranged.

According to the association and content of trace elements these types of magnesites may be ranged to one genetic type and partial differences among them may be reasoned best by different subsequent processes of variable intensity.

2. Magnesite with typically high contents of Cr, Ni, Co, partly increased Cu-contents and low Sr and Ba-contents.

To this group magnesites of the area of Veľký Folkmár, Košické Hámre and Košická Belá, Rudňany, Hodkovce may also be ranged. We assume that the source of anomalously high concentrations of Cr, Ni and Co are basic or ultrabasic rocks, mainly diabases of phyllite-diabase series in which they were mobilized by subsequent processes.

3. Magnesite characterized by high contents of Sr, Ti, Ba, V and B, and by lower concentrations of Cr, Ni, Co and Cu.

This trace elements association is characteristic of magnesite from evaporites whose genesis is quite clear: they are generally regarded as chemogenic-sedimentary.

Table 2. Basical statistical characteristics of Mn-content (in ppm) in individual types of West-Carpathian magnesites

Table 3. Basical statistical characteristics of Sr-content (in ppm) in individual types of West-Carpathian magnesites

Table 4. Basical statistical characteristics of Cr-contents (in ppm) in individual types of West-Carpathians

Table 5. Basical statistical characteristics of Ni-content (in ppm) in individual types of West-Carpathian magnesites

Table 6. Basic statistical characteristics of Co-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Table 7. Basic statistical characteristics of Cu-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Table 8. Basic statistical characteristics of Ti-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Table 9. Basic statistical characteristics of Ba-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Table 10. Basic statistical characteristics of V-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Table 11. Basic statistical characteristic of B-contents (in ppm) in individual types of West Carpathian magnesites

Explanations of tables :

n = number of members in assemblage

\bar{x} = arithmetic mean

S = standard deviation

$V\%$ = variation coefficient in %

$g\bar{x}$ = geometric mean

$S\lambda$ = standard deviation of concentration logarithms

Explanations of text—figures 1—21

Fig. 1 Mn-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 2 Histogram of frequency distribution of Mn (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 3 Sr-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 4 Histogram of frequency distribution of Sr (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 5 Cr-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 6 Histogram of frequency distribution of Cr (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 7 Ni-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 8 Histogram of frequency distribution of Ni (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 9 Co-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 10 Histogram of frequency distribution of Co (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 11 Cu-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 12 Histogram of frequency distribution of Cu (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 13 Ti-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 14 Histogram of frequency distribution of Ti (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 15 Ba-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 16 Histogram of frequency distribution of Ba (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 17 V-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 18 Histogram of frequency distribution of V (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 19 B-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 20 Histogram of frequency distribution of B (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites

Fig. 21 Pb-content (in ppm) in studied types of West-Carpathian magnesites.

Translation: E. Jassingerová.

Table 1

Type of magnesite	Locality	Geological-tectonical with magnesite range of rocks	Stratigraphical range of rocks with magnesite
1	Vlachovo	lower mesorhythm of Vlachovo beds of Gelnica Group in Gemicum	Cambrian
2	Hanková—Volovec belt	upper mesorhythm of Vlachovo beds of Gelnica Group of Gemicum	Silurian
3	area of Veľká Štef and Kavečany	volcanogenic sequence of Rakovec group in Gemicum	Devonian
4	area of Veľký Folkmár, Košická Hámre, Košická Belá	volcanogenic sequence of Rakovec Group of Gemicum	Devonian
5	area around Hnúšťa	crystalline complex of Klenovec Subzone in Kohút Zone of Veporicum	Silurian-Devonian
6	main magnesite belt in Upper Carboniferous	Ochtiná—Podrečany facies of conglomerate-schistose sequence of Gemicum	Carboniferous
7	Rudňany, Dobšiná	Bindt—Rudno facies, Dobšiná facies of conglomerate-schistose sequence of Gemicum	Carboniferous
8	evaporites	Meliata Group of Slovak Karst, variegated sequence of Galmus belt of North-Gemeride synclinorium, evaporite facies of Považský Inovec Mts.	Permian—Upper Trias
9	Hodkovce, Muránska Dlhá Lúka a o.	Carboniferous and Mesozoic of Gemicum	Carboniferous Mesozoic

Лидия Ванчова – Ян Туран

Распределение микроэлементов в магнетитах Западных Карпат

Резюме

Работ о микроэлементах в магнетитах Словакии, и вообще в магнетитах, очень мало. С целью заполнить этот пробел и и объяснить условия возникновения месторождений магнеизита в Словакии мы стремились дать общую катрину концентрации и распределения микроэлементов в магнетитах, определить их характерные ассоциации в разных типах магнетитов и, может быть, дать таким образом критерий для их классификации.

Предлагаемая работа опирается на 205 количественных и около 250 качественных спектрохимических анализов материала, собранного при полевых работах в 1968–1979 годах.

На основании результатов анализов мы высчитали для отдельных типов магнезита различных геологических и стратиграфических единиц Западных Карпат основные статистические данные (арифметическую и геометрическую среднюю, решающее отклонение, вариационных коэффициентов, стандартное отклонение величин логарифмов концентрации), и этим характеризовали содержание и распределение количественно определенных элементов. Общую картину химического состава магнезитов дополняют качественные спектрохимические анализы.

Содержание микроэлементов в магнезите обусловлено целым рядом факторов, зависящих от их минерального состава и генетического типа. В некоторых типах магнезита присутствие микроэлементов зависит от наличия элементов в твердом растворе, от качественного и количественного содержания некарбонатной части и от абсорбированных элементов.

Важное значение для магнезитов имеют прежде всего взаимозаменяемые микроэлементы Mg, Fe и Ca, затем главным образом Mn и Sr, в меньшей мере Ba, Sr, Ni, Co, Ti, Cu, Pb, Zn и Na.

Исследованные по отдельности типы магнезита отличаются друг от друга содержанием микроэлементов. Для некоторых характерно высокое содержание Mn, для других высокое содержание Sr, Ni и Co или Ti, Ba, V, Sr.

Принимая во внимание ассоциацию и содержание микроэлементов, выделенные регионально и стратиграфически типы магнезита можно подразделить следующим образом:

1. Больше всего представлены магнезиты со следующим средним содержанием микроэлементов: Mn $\bar{g}_x = 550-1500$ ppm, Sr $\bar{g}_x > 20$ ppm, Cr, Ni, Co, V, Ba, Cu $\bar{g}_x > 10$ ppm, Ti $\bar{g}_x > 100$ ppm.

К этой группе можно отнести магнезиты главной магнезитовой полосы, магнезиты области Влахово, Велька Штета-Кавечаны, Гнуштя и полосы Нижна Слана - Воловец.

По содержанию и ассоциации микроэлементов приведенные типы можно отнести к одному генетическому типу, а некоторые различия между ними приписать скорее всего разной интенсивности и времени происходивших процессов.

2. Магнезит, характеризованный высоким содержанием Sr, Ni и Co, умеренно повышенным содержанием Cu, низким Sr и Ba.

К этой группе можно отнести магнезиты области Вельки Фолькмар, Кошицке Гамры и Кошицка Бела, Рудняны и Годковице. Мы предполагаем, что источником аномально высоких концентраций Sr, Ni и Co являются основные или даже ультраосновные породы, главным образом диабазы филлит-диабазовой серии, из которой эти элементы были мобилизованы в результате более поздних процессов.

3. Магнезит, характеризованный высоким содержанием Sr, Ti, Ba, V и B, низкими концентрациями Cr, Ni, Co и Cu.

Эта ассоциация микроэлементов типична для магнезита эвапоритов, возникновение которых, в сущности, не подлежит сомнению. В общем их считают хемогенно-осадочными.

Перевод со словацкого
В. С. Андрусовой

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 9

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1981. Vyskladnené v januári 1982.

Vedecká redaktorka: RNDr. Magda Marková, CSc.

Zodpovedná redaktorka: Irena Bročková

Jazyková redaktorka: Slavenka Smolíková

Technická redaktorka: Gabriela Šipošová

Vytlačili ZT, n. p., závod Svornosť v Bratislave ofsetom. Tem. skup. 03/9. Náklad 600 kusov, povolené SÚKK 1197/I—1981. Rozsah AH 13,192, VH 13,474.

Cena brož. Kčs 224—