4/25/1993
ISSN 0369-2086

Mineralia slovaca

Geologický ústav Dionýza Štúra Bratislava
Ústredná geologická knižnica SR

ponúka

Komplexné rešeršné informačné služby z oblasti geológie a geologických vied

Na požiadanie vypracujeme

- jednorazové retrospektívne rešerše (so záberom od r. 1800 až po súčasnosť)
- priebežné rešerše

z báz dát na témy, ktoré si určíte k výskumným úlohám, vedeckým prácam, štúdiám a pod.

Výstup: diskety 3.5", 5.25", tlač.

Kontakt: Geologický ústav Dionýza Štúra
Ústred. geol. kniž. SR
Mgr. Milada Dvorská
Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
č. tel. (07) 3705-422

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) vychádza šesťkrát ročne. Vydavateľ: Geocomplex, a. s., Bratislava. Spoluvydavateľ: Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves. Sadzba v redakcii Mineralia slovaca systémom DTP Apple Macintosh. Tlač: Polygraph servis Bratislava.
Predplatné v roku 1993: Členovia Slovenskej geologickej spoločnosti 78,- Sk, študenti 46,- Sk, nečlenovia spoločnosti a organizácie 228,- Sk. Cena jednotlivého čísla je 38,- Sk. Časopis možno objednať v redakcii.
Inzeráty: Požiadavky zasielať redakcii. Adresa redakcie: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice. Telefón: 095/437 846.
"Novinová zásielka" - podávanie novinových zásielok povolené Východoslov. riaditeľstvom pôšt Košice, č.j. 871-PTPM- 93 zo dňa 23.3.1993.

Mineralia slovaca (ISSN 0369-2086) is published bimonthly by the Geocomplex, a.s., Bratislava and Geologický prieskum, state enterprise, Spišská Nová Ves. Text was written, edited and composed on a DTP system using Apple Macintosh computers in the editorial office Mineralia slovaca.
Subscription for 1993 calendar year: 92 USD including postage. Claims for nonreceipt of any issue will be filled gratis. Subscription can be sent to Slovart Ltd., Jakubovo nám. 12, 815 31 Bratislava, Slovakia or to Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia.
Advertising: Contact managing editor. Address of the Editorial office: Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia; Phone 095/437 846.
© Geocomplex, a.s., Bratislava.

Obsah - Contents

Mineralia slovaca 25 (1993) ■ 4

T. A. Todorov
Gold and trace elements in the main ore-forming minerals of hydrothermal deposits in the Western Carpathians
Zlato a stopové prvky v hlavných rudných mineráloch hydrotermálnych ložísk v Západných Karpatoch 235

M. Radvanec, P. Grecula, D. Návesňák & J. Kobulský
Zonálnosť submarinno-exhalačnej mineralizácie v oblasti Mníška nad Hnilcom a Prakoviec; staršie paleozoikum gemerika
Zonality of submarine exhalative mineralization in Lower Paleozoicum near Mníšek nad Hnilcom and Prakovce; Gemeric unit, Western Carpathians 249

D. Návesňák
Prejavy strižných zón v severovýchodnej časti gemerika
Manifestation of shear zones in the north-eastern part of Gemericum, Western Carpathians 263

O. Miko & J. Ivanička
Formácia Jánovho grúňa severovýchodne od Mýta pod Ďumbierom
The Jánov Grúň Formation NE of Mýto pod Ďumbierom, Nízke Tatry Mts. 274

P. Bačo & N. Pacindová
Whewellit a dawsonit - epigenetické minerály v puklinách pieskovca pri Cigeľke
Whewellite and dawsonite - epigenetic minerals in joints of sandstones near Cigeľka (Eastern Slovakia) 277

P. András, S. Jeleň, G. Nagy & Ľ. Švecová
Rýdzi antimón na ložisku Pezinok-Kolársky vrch
Native antimony in the Pezinok deposit, Malé Karpaty Mts. 282

METODIKA VÝSKUMU

F. Marko
Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad)
Sense of movement criteria on mesoscale shear fault surfaces (a Review) 285

O. Lintnerová & J. Soták
Štúdium fosílií, fosilifémych karbonátov a ich tmelu katódovoluminiscenčnou mikroskopiou
The cathodoluminescence microscopic study of fossils, fossiliferous carbonates and their cements 288

SÚHRNNÝ REFERÁT

J. Bebej
Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch a ich význam pri interpretácii genézy ložísk. Časť 1: Prehľad problematiky
Volatile components in hydrothermal systems and their significance for interpretation of the genesis of deposits. Part 1: Review 292

J. Bebej
Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch. Časť 2: Praktická interpretácia na príklade ložiska Kremnica
Volatile components in hydrothermal systems. Part 2: Practical interpretation in the case of Kremnica deposit, Central Slovakia 301

Geovestník - príloha časopisu

OBÁLKA: Pliešky zlata na antimonite. Veľkosť plieškov do 7 mm. Lok. Sb ložisko Magurka. Zbierka: Liptovské múzeum v Ružomberku. Foto: D. Slivka.

COVER: Plateled forms of gold nuggets on the antimonite needles. Size of the gold nuggets up to 7 mm. Loc. antimonite vein deposit Magurka. Collection: Liptov museum in Ružomberok. Photograph by D. Slivka (see the paper on page 235).

Mineralia slovaca

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

Vydáva Združenie Mineralia slovaca
Published by Mineralia slovaca Corporation

Vedúci redaktor - Chief editor
PAVOL GRECULA
Geocomplex, a. s.
Werferova 1, 040 11 Košice, Slovakia

REDAKČNÁ RADA - EDITORIAL BOARD

Predseda - Chairman
Karol Együd
Geologický prieskum, Spišská Nová Ves

Ján Bartalský, Spišská Nová Ves
Rudolf Ďuda, Východoslovenské múzeum, Košice
Miroslav Harman, Bratislava
Dušan Hovorka, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Mikuláš Ingr, Ingeo, Žilina
Vlastimil Konečný, Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
Eduard Köhler, Geologický ústav SAV, Bratislava
Ivan Kraus, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ľudovít Kucharič, Geocomplex, Bratislava
Ladislav Melioris, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Milan Mišík, Prírodovedecká fakulta UK, Bratislava
Ivan Pagáč, Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, Bratislava
Miroslav Račický, Ministerstvo živ. prostredia, Bratislava
Rudolf Rudinec, Nafta, Michalovce
Ondrej Samuel, Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Miroslav Slavkay, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Imrich Varga, Geologický prieskum, Košice
Dionýz Vass, Geologický ústav D. Štúra, Bratislava
Eva Zacharová, Geofond, Bratislava

REDAKCIA - EDITORIAL STAFF

Vedúci redakcie - Managing editor
Mária Greculová

Redaktor - Editorial assistent
Mária Dryjová

Sadzba a techn. spracovanie - Production editor
Miloslav Antal

Združenie MINERALIA SLOVACA Corporation

Predseda - Chairman
Július Maljkovič
Ministerstvo životného prostredia, Bratislava

Členovia združenia - Members of the Corporation

Geocomplex, a.s., Bratislava
Geofond, Bratislava
Geofyzika, Brno
Geokonzult, a. s., Košice
Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves
Geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava
IGHP, a.s., Žilina
Ingeo, a.s., Žilina
Košický magnezit, Košice
Nafta, a.s., Gbely
Slovenská geologická spoločnosť, Bratislava
Slovenské magnezitové závody, Lovinobaňa
Výskum a vyhľadávanie nafty a plynu, š. p., Bratislava
Uránpres, š. p., Spišská Nová Ves

Mineralia slovaca, 25 (1993), 235 - 248

Gold and trace elements in the main ore-forming minerals of hydrothermal deposits in the Western Carpathians

TODOR A. TODOROV

Geological Institute, Bulgarian Academy of Sciences, 1113 Sofia, Bulgaria

(Received 17, 7, 1992)

Abstract

Quantitative data about the gold distribution in the main ore-forming minerals of the principal hydrothermal deposits in the Western Carpathians were ascertained using neutron activation analysis. The gold contents in the studied monomineral samples of ore-forming as well as industrial-material minerals vary in the very large range - from clark and below-clark values to the contents reaching values of some ppm. The highest gold concentrations and variances are in sulphosalts and sulphides which display the role of the main mineral concentrators - bearers of the elements in the ores and in the deposits. The gold contents in the industrial-material minerals are very low (below 0,01 ppm). The very high gold contents are characteristic for minerals of metamorphic-hydrothermal deposits compared to volcanogenic-hydrothermal and volcanogenic-sedimentary deposits. In the principal, the increased gold-bearness have the older sulphidic associations whereas younger sulphides and industrial-material minerals are not gold-bearing.

At the same time with the data about the gold geochemistry reached by atomic absorption analysis was ascertained the important information about the contents and distributions of further elements - admixtures of the principal ore minerals in the studied deposits.

Introduction

The problems concerning the geochemistry of gold and the trace elements in hydrothermal deposits in the Western Carpathians, predominantly comprising data on the content and distribution of those elements in the main ore-forming minerals in the deposits above mentioned, are a subject of a great number of publications. Among them the monographs on pyrite, pyrrhotite, chalcopyrite and antimonite (Cambel and Jarkovský, 1967, 1969, 1974, 1979), as well as works included in the following books: „Antimony ores in the Czecho-Slovakia" (1980) and „Gold in the Western Carpathians" (1987) are standing out. Some other papers, dedicated to the problems considered (Nemec, 1974; Cambel et al., 1980; Jarkovský et al., 1982; Piovarcsy, 1987; Elen et al., 1987; Kušnierová and Košuth, 1987; Kušnierová et al., 1988; Kovalenker et al., 1988; Mesarčík and Abonyi, 1990; et al.) are also well-known.

On the different occasions the author had the opportunity to visit and to get acquaintance with the nature and specific features of the mineralizations in the Western Carpathian hydrothermal deposits. At the time of those visits typical specimens of each visited deposit were collected. Those specimens were later subjected to various studied, including studies on the content of gold and trace elements. The results of those studies were used for the development of particular thematic projects by the author at the Geological Institute of the Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, on identical type of mineralizations on the territory of Bulgaria. At the same time those studies have an independent significance for supplementing and comparing the results on the content and distribution of gold and trace elements in most of the deposits. Those results have been obtained by the Slovakian geochemists by methods differing from those used in the present study. With respect to certain mineralizations (e. g. mercury mineralizations) data given are the first in that trend. The information about the presence of native antimony in the Dúbrava antimony deposit is also new. That information was published in an independent paper (Chovan et al., 1985). All that allowed us to summarize the results obtained in an individual paper and to submit it for publication.

Deposits studied

According to the division of the mineralizations on the territory of Czecho-Slovakia, accepted by Pouba and Ilavský (1986), the deposits we had visited and tested are refered to the following types:

- stratiform sediments or volcanogenic-sedimentary sideritic deposits within the zone of the Gemericum. Individual specimens were taken from their main representative - Nižná Slaná deposit. The deposit is lying in the lowermost part of the Gelnica complex (Silurian - Devonian). The host rocks are represented by volcanogenic and sedimentary rocks of the group pointed out, metamorphosed in green schists. The mineral composition of the deposit consists of siderite, ankerite, pyrite, chalcopyrite, tetrahedrite, sphalerite, galena, cinnabar, etc. (Pouba and Ilavský, 1986);
- hydrothermal veins with siderite and sulphide minerals within the Paleozoic zone of Gemericum. Grecula (1982) refer those veins to the metamorphic-hydrothermal type of mineralizations. Typical representatives are the deposits: Rudňany, Gelnica, Slovinky and Rožňava. The main

ore-forming minerals in them are siderite, chalcopyrite, tetrahedrite, tetrahedrite and quartz, and in the Rudňany deposit - also barite and cinnabar. Some other sulphide minerals, ankerite, specularite, etc. have been established together with the latter. In some of the deposits there is native gold in the form of rare or sporadic mineral. Each of the deposits consists of one or several veins (Pouba and Ilavský, 1986);

- polymetallic deposits in the neovolcanites in Central Slovakia. The main deposit here is Banská Štiavnica, consisting of several large ore veins. The mineral composition of the latter is represented by pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite, quartz and carbonates as main ore-forming minerals and a great number of other rare and subsidiary minerals and varieties of theirs, including native gold (Pouba and Ilavský, 1986);

- volcanogenic-sedimentary stratiform deposits of antimony ores in the Paleozoic metamorphic rocks of Malé Karpaty. A typical example there is the Pezinok-Cajla. Its main minerals are pyrite, antimonite, arsenopyrite, chalcopyrite, berthierite, lölingite, sphalerite, galena. The horizon of the graphite-bearing phyllites, micaceous schists and paragneisses is ore-bearing in the deposit (Cambel and Jarkovský, 1979; Pouba and Ilavský, 1986);

- hydrothermal gold-antimony veins within granitoid massifs in the Veporic zone. A typical example is the Dúbrava deposit in the southern slope of the Low Tatra Mountains, as well as Magurka, Medzibrod, etc. The mineral composition of the deposits comprises antimonite, berthierite, pyrite and ankerite, together with tetrahedrite, sphalerite, chalcopyrite, hematite, barite, carbonates, native gold, etc. (Pouba and Ilavský, 1986);

- subvolcanic hydrothermal gold-antimony veins in the Miocene neovolcanites in the area of the town of Kremnica (Central Slovakia). The main minerals of the veins are antimonite, pyrite, and quartz, and the subsidiary and rare minerals are: arsenopyrite, chalcopyrite, carbonates, native gold, etc. (Pouba and Ilavský, 1986);

- mercury deposits in the Miocene and Pliocene neovolcanites and sediments - Merník, Dubník and Ladomírov in East Slovakia and Malachov in Central Slovakia. The ore bodies are stockwork, mainly irregular in shape, and the main building minerals are: cinnabar, metacinnabar, more rarely pyrite and opal-like chalcedony with well expressed argillization of the host rocks (Pouba and Ilavský, 1986);

- cassiterite-sulphide veins within greisenized zones within the granitoids of the area of Hnilec.

Böhmer and Knésl (1987) have distinguished, for the gold mineralizations in the West Carpathians, the following subconductors and metalogenic types of deposits:

1. Subprovince of the Central West Carpathians - the following ore areas and types of primary gold-bearing mineralization have been distinguished:

- ore area of the Malé Karpaty Mts. - there the gold has been established in the antimonite deposit of Pezinok and is related to sulphides (pyrite and arsenopyrite);

- ore area of the Low Tatra Mts. - gold-bearing there are the antimonite deposits of the gold-antimonite formation in the northern part of the Low Tatra Mts. (the deposits of Magurka, Lom, Medzibrod) and the gold-scheelite-antimonite quartz formation in the southern slopes of the Low Tatra Mts. (Dúbrava deposit);

- ore area of Slovenské rudohorie with the deposits of Čučma, Poproč and Zlatá Idka. Gold has been found here also in the deposits of Slovinky and Rudňany.

2. Subprovince of the neovolcanic mountains and the Neogene sediments - the following areas and types of primary gold-bearing mineralization have been distinguished here:

- ore area of the Central Slovakian neovolcanites - main types of gold-bearing mineralizations are those in the gold-polymetal deposit of Banská Štiavnica and in the gold-antimonite deposit of Kremnica;

- ore area of the East Slovakia neovolcanites with a gold-polymetal deposit of Zlatá Baňa.

Methods

During the geochemical investigations carried out the main attention was paid to the determination of the content and distribution of gold and trace elements in the main ore-forming minerals of part of the hydrothermal deposits in the West Carpathians. The choice of the method pointed out was determined by the well-known maxim, that in contrast to the ores, in the minerals the elements of lower contents concentrate to a greater extent and thus allow to find them out by the different analytical methods used. The approach mentioned also allows to trace the change of concentrations of the elements mentioned during the process of mineralization, and apart from this it allows to use the data obtained also to draw particular practical conclusions (Badalov et al., 1971).

In connection with the task set a subject of the study were first of all monomineral specimens from the main ore-forming minerals in a large part of the deposits above listed. All specimens were selected using binocular magnifying glass, which compared to the laboratory methods for preparation of concentrates from the different minerals, no doubt, has an advantage. After grinding of the material selected the monomineral specimens were firstly subjected to complete semiquantitative spectral analysis (analysts: Dushkova and Topuzov). For a more precise determination of the most geochemically and practically important elements a number of modern quantitative methods for analysis were used then: the atomic-absorption method for Fe, Cu, Zn, Pb, Mn, Ni, Co, Sb, Bi, Cd, Ga and Tl in sphalerite, galena, chalcopyrite, pyrite, tetrahedrite, specularite and skutterudite (analysts: Dragostinova and Kolarova) and Mn, Sb and As in antimonite and cinnabar (analyst Kosturkova), the method of the inductively linked plasma for Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cd, Bi, Ag, Se and Te in antimonite and cinnabar (analyst Kosturkova) and the neutron-activation method for most of the specimens for Au and for some of the sphalerite, galena, pyrite and chalcopyrite specimens and skutterudite and specularite for Ag (analysts: Yankova and Matanov). At all, 138 monomineral specimens were analyzed semiquantitatively and spectrally, using the atomic-absorption method - 44 specimens, by the method of the inductively linked plasma - 31 speci-

mens. One hundred and seventeen neutron-activation determinations of Au and Ag, were performed, too.

Only the results of the quantitative determinations are used for the interpretation of data on the ore minerals and only for a small part of the trace elements certain results of the semiquantitative spectral analysis are used. For the non-metalliferous minerals the information about trace elements included in them (not counting the gold), however, was obtained only by the semiquantitative spectral analysis. On account of the small number of the investigated monomineral specimens of the different minerals, the average content of the different trace elements was calculated only as an arithmetical mean. The specimens with abnormal (hurricane) contents and doubtful results for gold were excluded from the corresponding samples when determining its mean values. With that element also the values for its median have been calculated (three or more specimens in the samples), since in the cases of a small number of the specimens in the samples, it is characterized by a greater statistical stability than the average content. In all cases mentioned above, for treatment of geochemical information were used methods, described in Mineev's paper (Mineev, Ed., 1973).

Content and distribution of gold

The determination of gold in the specimens was carried out according to the method developed by Stefanov et al. (1964). The utilization of that method, the sensitivity of which allows the precise calculation of the clarkes and even the subclarkes of the element in the geological materials (sensitivity of 0.1 ppb, relative error ± 25 %), allowed the establishment of gold in all monomineral specimens analysed. Thus, reliable quantitative data were obtained on the content and distribution of gold in the different minerals studied in their varieties.

The results obtained by the study on the content of gold in the main ore-forming minerals of some of the most important hydrothermal deposits in the Western Carpathians are presented in Tab. 1, and its main statistical characteristics of the distribution according to minerals and deposits ase in Tab. 2. No matter how limited is this information, it has allowed to draw some important conclusions on the geochemistry of gold in the deposits and regions studied.

The content of gold in the ore and non-metalliferous minerals studied varies within very wide range. Both the sub- and the circumclarke concentrations (below 0.01 ppm) and values up to several ppm have been established. Of course, predominantly the sulphide and sulphosalt minerals in the separate deposits are distinguished for the highest concentration among the primary minerals, the leading role being played by the tetrahedrite and gersdorffite (all specimens analysed contain gold from above 0.1 to several ppm). Also the content of gold in the pyrite and chalcopyrite is also comparatively high, but most often varies within the range of 0.10 - 0.73 ppm. The specimens of sphalerite, galena and cinnabar with concentration of gold above 0.10 ppm, are usually an exception, and their greater part has contents within the interval of 0.01 - 0.08 ppm. The gold values in sphalerite and galena being comparatively higher than those in cinnabar. From the primary ore minerals, the highest content of gold is (usually below 0.01 ppm) characteristic of marcasite and hematite. Suprisingly in that deposit skutterodite is characterized by very low content of gold, while in other deposits many times higher concentrations of gold in that mineral have been established (up to 120 ppm in the Bu-Azer deposit in Maroco after Leblanc and Fischer, 1990).

Most of the non-metalliferous minerals are characterized by similar low contents of gold in the specimens studied, an exception being only a part of the quartz specimens and individual specimens of calcite, siderite and fluorite, where the concentrations are above 0.01 ppm. The only secondary mineral studied - limonite from the deposit of Rudňany, as it was expected, is characterized by enhanced content of gold (2.4920 ppm).

The statistical parameters of the distribution of gold in the different minerals in deposits of the same type (Tab. 1) as well as in each mineral as a whole (Tab. 2), have been calculated. Data thus obtained show that the average content of the element considered has the highest values usually in the minerals in the deposits of the metamorphic-hydrothermal vein group (Rudňany, Gelnica, Slovinky, Rožňava, Rákoš, Dúbrava). The average contents in those minerals (tetrahedrite, chalcopyrite, sphalerite, cinnabar) are even higher than the calculated average content of gold for the respective mineral. The exception from the regularity pointed out are only in the case of pyrite and calcite. Their higher values of gold are characteristic of the deposits of the volcanogenic-hydrothermal group (Banská Štiavnica), while in the case of quartz they do not differ practically. It should also be noted the different mean values of gold in the minerals of one and the same type in the different deposits of the same genetic group.

The comparison of the results presented by us (Tab. 1 and 2) with the data obtained by other authors by different methods (also not many in number concerning the same minerals and deposits in the Western Carpathians) is also of certain interest. Comparatively, the information about the gold-bearness of pyrite is the fullest. For example, for the pyrite of the Rudňany deposit, Cambel et al. (1980) have reported the content of gold ranging from 0.001 to 0.44 ppm (an average of 0.144 ppm from 12 specimens). In the case of 5 specimens from the same deposit, Janáková and Jarkovský (1987) have reported content varying from 0.01 to 0.20 ppm (on the average - 0.0658 ppm), while Kušnierová et al. (1988) have not found gold in that mineral by their method. In the upper parts of the veins of the same type of deposits in Gelnica and Slovinky, Piovarcsy (1987) has reported values of gold within the limits of 0.32 and 0.38 ppm, while in the deeper horizons it is lower and varies between 0.04 and 0.08 ppm. Also Kušnierová et al. (1988) have reported gold content of 0.38 ppm in the pyrite of the Slovinky deposit. It is worth mention about the concentration of gold in the pyrite of the Dúbrava deposit (0.05 - 0.70 ppm, on the average - 0.401 ppm from 8 specimens) which Cambel et al. (1980) refer also to the group of the metamorphic-hydrothermal deposits. The average content of gold in the pyrite of the type

TAB. 1
Gold content (in ppm) in the main ore-forming minerals of hydrothermal ore deposits in Western Carpathians

Ore deposit	Address	Typical features of the minerals, paragenesis	Content of gold
		Chalcopyrite	
Rudňany	Droždiak vein level 16	quartz-tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	0,0301
Gelnica	Krížna vein, level 4	similarly	0,3677
Gelnica	the same	similarly	0,4470
Rožňava	Mária, level 13	similarly	0,1662
Rožňava	the same	similarly	0,1830
Rožňava	the same	tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	0,2029
Rákoš	Low veins	similarly	0,1925
Banská Štiavnica	Bieber vein	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	0,0076
Dúbrava	Predpekelná vein Helena	chalcopyrite-tetrahedrite aggregate	0,0825
		Tetrahedrite	
Rudňany	Droždiak vein, level 16	quartz-tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	0,4493
Rudňany	Stend vein, level 16	similarly	0,7545
Gelnica	Krížová vein, level 4	similarly	7,6413
Slovinky	Hrubá vein, level 22	similarly	8,4575
Nižná Slaná	unknown	tetrahedrite nest in siderite	1,4887
Rožňava	Mária, level 9	tetrahedrite aggregate	3,0730
Rožňava	Mária, level 13	tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	4,1988
Rožňava	the same	similarly	2,9596
Dúbrava	Predpekelná vein Helena	similarly	0,1794
		Gersdorffite	
Rudňany	Hrubá vein,level 13	grainy, gersdorffite aggregate	6,6142
		Skutterudite	
Dobšiná	Zemberg vein	grainy, skutterudite aggregate	0,0015
		Pyrite	
Rudňany	Zlatník vein	cubic, in magnetite aggregates	0,0068
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	pyrite veinlet in vulcanites	0,2090
Banská Štiavnica	the same	fine grainy aggregates cutted by galena	0,0735
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0443
Banská Štiavnica	the same	small cubic crystals in sphalerite	0,1735
Banská Štiavnica	the same	cubic, in sphalerite- - galena aggregates	0,0640
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0363
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,1320
Dúbrava	Lubelská vein	cubic, in ankerite veinlet	0,5541
Dúbrava	the same	similarly	0,7390
Dubník	drill 19, 105 m	veinlets in argillisite vulcanites	0,0070
Dubník	drill 20	nest of radiated marcasite in argillisite vulcanites	0,0036
Dubník	the same	nest from kidney marcasite aggregate in volcanites	0,0028
		Marcasite	
		Sphalerite	
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	brown, sphalerite-galena aggregate	0,0150
Banská Štiavnica	the same	brown to slightbrown, sphalerite galena aggregate	0,0314
Banská Štiavnica	the same	cleiophane, monomineral aggregate	0,0818
Hnilec	exploration gallery	dark brown, sphalerite-pyrite aggregate	0,0510
		Galena	
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	0,0058
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0800
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena aggregate	0,0341
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,1680
Banská Štiavnica	the same	fine grainy aggregaty	0,0226
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0600
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	0,1123
Banská Štiavnica	Terézia vein	galena-chalcopyrite aggregate	0,0153
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	sphalerite-galena aggregate	0,0287
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0860
		Cinnabar	
Rudňany	Droždiak vein, level 16	transparent, raspberry red	0,0140
Rudňany	the same	similarly	0,0189
Rudňany	the same	massif aggregate, raspberry red	0,0140
Rudňany	the same	similarly	0,0095
Rákoš	1st level-west	in hydrothermal altered green schists	0,0765
Rákoš	the same	similarly	0,0260
Rákoš	the same	in seritization schists	0,0375
Rákoš	the same	similarly	0,0430
Zenderling	unknown	in siderite vein, massif aggregate, raspberry red	0,0035
Zenderling	unknown	similarly	0,0010
Malachov	Veľká Studňa vein I	in sericitization rocks	0,0058
Malachov	the same	similarly	0,0100
Malachov	the same	veinlets in secondary quartzites	0,0286
Merník	unknown	in Paleogene sandstones	0,0038
Merník	the same	similarly	0,0090

Ore deposit	Address	Typical features of the minerals, paragenesis	Content of gold
		Hematite	
Rudňany	Zlatník vein	large-sized specularite mushketovite	0,0014
Rudňany	Droždiak vein, level 16	similarly	0,0009
Rákoš	1st level-east	in sericitization rocks, powdered, red	0,0040
Rákoš	the same	similarly, traces from limonite	0,0295
		Limonite	
Rudňany	Poráč	powdered, yellow red	2,4920
		Hydromuscovite	
Malachov	Veľká Studňa, vein I	from hydrothermal altered rocks	0,0071
		Quartz	
Rudňany	Droždiak vein, level 16	quartz-fuchsite aggregate	0,0103
Rudňany	the same	white, transparent, compact	0,0020
Rudňany	the same	similarly	0,0070
Rudňany	the same	white, compact	0,0037
Rudňany	the same	similarly	0,0100
Gelnica	Krížová vein, level 4	similarly	0,0789
Rožňava	Mária level 13	similarly	0,0194
Rožňava	the same	similarly	0,0030
Rožňava	the same	similarly	0,0225
Rožňava	the same	similarly	0,0090
Banská Štiavnica	Terézia vein	fine grain, white to brown	0,0015
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	white, compact	0,0180
Banská Štiavnica	the same	with dispersed hematite, red	0,0310
		Siderite	
Rudňany	Droždiak vein, level 16	large-grain aggregates	0,0014
Rudňany	Hrubá vein, level 13	similarly	0,0045
Rudňany	Droždiak vein, level 16	similarly	0,0017
Rudňany	the same	similarly	0,0008
Rudňany	the same	similarly	0,0380
Rudňany	the same	similarly	0,0028
Rudňany	the same	similarly	0,0070
Nižná Slaná	unknown	fine grain aggregates	0,0070
Nižná Slaná	the same	similarly	0,0177
		Calcite	
Rudňany	sloping veins	white, grain	0,0010
Rudňany	the same	similarly	0,0011
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	similarly	0,0060
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0249
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0005
		Ankerite	
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	pink, grain aggregate	0,0040
Banská Štiavnica	the same	similarly	0,0022
		Fluorite	
Hnilec	Exploration gallery	grain, blue-green	0,0103
Hnilec	the same	grain, violet	0,0068
		Gypsum	
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	transparent, slabcrystals	0,0090

of deposits mentioned above, according to the authors cited is 0.293 ppm.

The average content of gold in the pyrite of the deposits of the volcanogenic-hydrothermal group is lower and is equal to 0.136 ppm (Cambel et al., 1980). According to Němec (1974) in one specimen of that mineral of the Banská Štiavnica deposit, 0.9 ppm of gold have been established. Comparatively low are the values of that element reported by Cambel et al. (1980) - from 0.008 to 0.34 ppm (on the average - 0.136 ppm), being higher in the pyrite of Terézia vein of the Banská Štiavnica deposit. Jarkovský et al. (1982) have established in the pyrite of an identical mineralization from the Vtáčnik Mts. contents below 0.02 ppm in the lower part of the ore body and 0.22 ppm in its upper part (on the average - 0.133 ppm from 17 analyses). Hence, the concentration of gold in the pyrite of the volcanogenic-hydrothermal deposits is lower than that in the pyrite of the metamorphic-hydrothermal deposits. The average content of gold in the pyrite in all deposits studied in the Western Carpathians is equal to 0.242 ppm (Cambel et al., 1980), while the similar value obtained by us is 0.185 ppm. However, both values are lower than the mineral clarke of gold in the mineral studied, calculated after Prohorov (1970) to be 0.76 ppm. In addition, the concentrations of gold in the pyrite of the deposits of Rudňany, Dúbrava, Banská Štiavnica and Dubník, presented in Tab. 1 and 2, corroborate the data of the Slovakian authors cited above, concerning the wide dispersion of the elements studied not only in the mineral as a whole, but also in the pyrite in each individual deposit. A similar conclusion may be drawn on the basis of data presented by other prospectors on the geochemistry of gold in the pyrite of deposits outside the area of the Western Carpathians (Letnikov and Vilor, 1981; Boyle, 1979).

Data on the content of gold in tetrahedrite and chalcopyrite of the deposits studied are comparatively more complete. For example in the tetrahedrite of the deposits of Rudňany and Rožňava, Kušnierová and Košuth (1987) and Kušnierova et al. (1988) have established respectively 8.9 and 2.8 ppm of gold, while in chalcopyrite of the same

TAB. 2

Statistic characteristics of distribution of gold in the main ore-forming minerals from hydrothermal ore deposits in Western Carpathians (in ppm)

Minerals	Deposits	N	R	x	Md	s
Chalcopyrite	Rudňany	1	-	0,0301	-	-
	Gelnica	2	0,3677 - 0,4470	0,4074	-	-
	Rožňava	3	0,1662 - 0,2029	0,1840	0,1830	-
	Rákoš	1	-	0,1925	-	-
	Banská Štiavnica	1	-	0,0076	-	-
	Dúbrava	1	-	0,0825	-	-
Chalcopyrite	Mean from the first four deposits	7	0,0301 - 0,4470	0,2271	0,1925	0,1381
Chalcopyrite	Mean from the all deposits	9	0,0076 - 0,4470	0,1866	0,1830	0,1452
Tetrahedrite	Rudňany	2	0,4493 - 0,7545	0,6019	-	-
	Gelnica	1	-	7,6413	-	-
	Slovinky	1	-	8,4575	-	-
	Rožňava	3	2,9596 - 4,1988	3,4105	3,0730	-
	Nižná Slaná	1	-	1,4887	-	-
	Dúbrava	1	-	0,1794	-	-
Tetrahedrite	Mean from the first four deposits	7	0,4493 - 8,4575	3,9334	3,0730	3,1150
Tetrahedrite	Mean from the all deposits	9	0,1794 - 8,4575	3,2113	2,9596	3,0469
Gersdorffite	Rudňany	1	-	6,6142	-	-
Skutterudite	Dobšiná	1	-	0,0015	-	-
Pyrite	Rudňany	1	-	0,0068	-	-
	Banská Štiavnica	7	0,0363 - 0,2090	0,1042	0,0700	0,0678
	Dúbrava	2	0,5541 - 0,7390	0,6466	-	-
	Dubník	1	-	0,0070	-	-
Pyrite	Mean from the all deposits	11	0,0068 - 0,7390	0,1851	0,0700	0,2408
Marcasite	Dubník	2	0,0028 - 0,0036	0,0032	-	-
Sphalerite	Banská Štiavnica	3	0,0150 - 0,0818	0,0427	0,0314	-
	Hnilec	1	-	0,0510	-	-
Sphalerite	Mean from the two deposits	4	0,0150 - 0,0818	0,0448	0,0412	-
Galena	Banská Štiavnica	10	0,0058 - 0,1680	0,0613	0,0700	0,0510
Cinnabar	Rudňany	4	0,0095 - 0,0189	0,0141	0,0140	-
	Rákoš	4	0,0260 - 0,0765	0,0458	0,0318	-
Cinnabar	Zenderling	2	0,0010 - 0,0035	0,0023	-	-
	Malachov	3	0,0058 - 0,0286	0,0148	0,0100	-
	Merník	2	0,0038 - 0,0090	0,0064	-	-
Cinnabar	Mean from the first three deposits	10	0,0010 - 0,0765	0,0244	0,0165	0,0228
Cinnabar	Mean from the second two deposit	5	0,0038 - 0,0286	0,0114	0,0090	0,0099
Cinnabar	Mean from the all deposits	15	0,0038 - 0,0765	0,0201	0,0140	0,0201
Hematite	Rudňany	2	0,0009 - 0,0014	0,0012	-	-
	Rákoš	2	0,0040 - 0,0295	0,0163	-	-
Hematite	Mean from the two deposits	4	0,0009 - 0,0295	0,0087	0,0027	-
Limonite	Rudňany	1	-	2,4920	-	-
Hydromuscovite	Malachov	1	-	0,0071	-	-
Quartz (with fucksite)	Rudňany	1	-	0,0103	-	-
Quartz	Rudňany	4	0,0020 - 0,0100	0,0056	0,0059	-
	Gelnica	1	-	0,0794	-	-
	Rožňava	4	0,0030 - 0,0215	0,0135	0,0144	-
	Banská Štiavnica	3	0,0015 - 0,0310	0,0168	0,0180	-
Quartz	Mean from the first four deposits	10	0,0020 - 0,0794	0,0166	0,0095	0,0231
Quartz	Mean from the all deposits	13	0,0015 - 0,0794	0,0167	0,0100	0,0209
Siderite	Rudňany	7	0,0008 - 0,0380	0,0080	0,0028	0,0134
	Nižná Slaná	2	0,0070 - 0,0177	0,0124	-	-
Siderite	Mean from the two deposits	9	0,0008 - 0,0380	0,0090	0,0045	0,0121
Calcite	Rudňany	2	0,0010 - 0,0011	0,0010	-	-
	Banská Štiavnica	3	0,0005 - 0,0249	0,0105	0,0060	-
Calcite	Mean from the two deposits	5	0,0005 - 0,0249	0,0067	0,0011	0,0104
Ankerite	Banská Štiavnica	2	0,0022 - 0,0040	0,0031	-	-
Fluorite	Hnilec	2	0,0068 - 0,0103	0,0086	0	-
Gypsum	Banská Štiavnica	1	-	0,0090	-	-

Note: N - number of analysed samples, R - range of gold contents, x - aritmetic mean, Md - median of contents, s - standard deviation.

deposits - in each one - 0.56 ppm of gold. In the deposit of Slovinky, on the basis of data by the same authors, the content of gold in the chalcopyrite is 0.44 - 0.80 ppm (2 specimens), while in the tetrahedrite of the Rožňava deposit, according to Mesarčík and Abonyi (1990), the content of gold is 3.40 ppm. More data on the content of gold in both minerals, only from the deposit of Rudňany, have been presented by Janáková and Jarkovský (1987). They have reported concentrations of the element studied between 0.2 and 16.5 ppm (at the average - 1.9 ppm) for 23 specimens of the first mineral, and for chalcopyrite (13 specimens) - between 0.015 and 1.01 ppm (at the average - 0.29 ppm). However, if except for two samples are excluded the specimens with anomalous contents of gold (4.9 and 16.5 ppm for tetrahedrite and 1.01 ppm for chalcopyrite), then the real values of the intervals and the average concentrations will acquire another expression, for example: 0.2 - 1.9 ppm (on the average - 0.9048 ppm) for tetrahedrite and 0.015 - 0.55 ppm (on the average - 0.2354 ppm) for the chalcopyrite. Also traces of gold (sensitivity of 0.01 ppm) in the chalcopyrite of the Banská Štiavnica deposit have been established (Kušnierová et al., 1988).

Data hitherto given and the results obtained by us on the content of gold in the tetrahedrite and chalcopyrite from the deposits studied with few exceptions are close both with respect to values and character of their varieties in the two minerals of the different deposits. In both cases a conclusion is drawn that chalcopyrite and especially tetrahedrite (together with gersdorffite) are the two main minerals-concentrators and simultaneously (without gersdorffite) also main minerals-bearers (in view of their wide spread in the ores) of gold in the deposits studied. Janáková and Jarkovský (1987) have reported extremely high content of gold in gersdorffite (125 ppm) together with native gold in the specimen. On the other side specimen of in the gersdorffite analysed by us under the microscope (content of gold equal to 6.6142 ppm) the native gold was not observed. The further fact that should be noted is the higher concentration of gold in the chalcopyrite of the metamorphic-hydrothermal deposits in comparison to the volcanogenic-hydrothermal deposits (0.2271 ppm against 0.0076 ppm respectively) as well as the same ratios of the average contents of the element studied in the tetrahedrite of the metamorphic-hydrothermal deposits agains the volcanogenic-sedimentary deposits (3.9334 ppm agains 1.4887 ppm respectively). The average content of gold in both minerals has been calculated to be: for chalcopyrite - 0.1866 ppm and for tetrahedrite - 3.2113 ppm.

For the rest of the minerals we have studied, there are isolated data on the content of gold available in literature only for: quartz 0.001 ppm, 2 specimens), siderite (0.002 - 0.07 ppm, on the average 0.02 ppm from 4 specimens), ankerite (0.007 - 0.28 ppm, 2 specimens) specularite (0.001 - 0.005 ppm, on the average 0.003 ppm from 3 specimens) - all from the Rudňany deposit (Janáková and Jarkovský, 1987). In the whole, the values we have obtained for gold are close and even equal to the above mentioned.

The other minerals included in Tab. 1 and 2, have new data on their gold-bearing characteristics with respect to these found in the deposits studied in the Western Carpathians. The above conclusion, drawn about pyrite and the wide dispersion of gold in the separate minerals and even in one and the same mineral of one and the same deposit, is valid also for tetrahedrite, chalcopyrite, sphalerite, galena, cinnabar, quartz, siderite, ankerite, calcite and fluorite. As is well-known, other prospectors dealing with the problems of geochemistry of gold in minerals (Letnikov and Vilor, 1981; Vershkovskaya et al., 1986; Panov et al., 1989; Boyle, 1979) have reached a similar conclusion.

Together with data on the content and distribution of gold in the different minerals in the most important hydrothermal deposits in the Western Carpathians, also information about its form of occurrence have been obtained. The data on the presence of native gold in chalcopyrite in the Gelnica deposit and tetrahedrite in the deposits of Gelnica, Slovinky, Rudňany and Dúbrava (Jarkovský, 1987; Piovarcsy, 1987) have been corroborated under the microscope as well as the presence of electrum in the sphalerite-galena-chalcopyrite aggregates in the Banská Štiavnica deposit (Elen et a., 1987). In most of the minerals studied under the microscope have been established neither native gold or electrum nor the other gold minerals, in spite of the careful study with great magnifications. This allows us to suppose that the element studied most probably occurs in most of the minerals in the form of fine-dispersed gold which can isomorphously enter the lattice only of chalcopyrite and galena (Pljusnin et al., 1986; Mironov et al., 1989). The high concentration of gold in limonite may be explained by its intensive sorption during decomposition of the primary sulphide minerals in the oxidation zone (Zhmodik et al., 1980).

Data on the content of gold in the geological materials allowed to Badalov et al. (1971) to speak about the following three types of concentrations of that element in nature: clarke concentration - the content of gold being within the interval of 0.005 - 0.001 ppm, i. e. within the limits of values for its average content in the earth crust, reported by different authors (Shterbakov, 1974; Beus and Grigoryan, 1975; Boyle, 1979); geochemical concentration - for contents of gold within the interval of 0.5 and 0.01 ppm; industrial concentration - when the content of gold in the subjects studied is over 0.5 ppm. For the deposits of a complex character, such as the predominating part of the deposits studied, the boundary „industrial-geochemical concentration" can be considerably lowered and may reach 0.05 ppm. The genetical sense of the subdivision pointed out of the gold concentrations in nature is that the geochemical concentration speaks for a syngenetic origin (character) with host rocks for gold in the minerals (in the ores and deposits respectively), while the industrial concentration is always epigenetic.

According to the contents of gold in the minerals (obtained by us and reported by other authors, too) from the deposits studied in the Western Carpathians, as well as the data on the quantitative distribution of the main ore-forming minerals in them, a conclusion may be drawn that most of the deposits studied are of an industrial interest with respect to the gold extraction during the ore proces-

sing. An exception here is only the mercury mineralization in the metamorphic-hydrothermal deposits of the Spišsko-gemerské rudohorie and the volcanogenic-hydrothermal typically mercury deposits in Eastern Slovakia, as well as the Hnilec cassiterite-sulphide deposit. Particular attention should be paid to the copper (chalcopyrite-tetrahedrite or independent chalcopyrite or only tetrahedrite) and pyritic concentrates in the first of the groups of deposits mentioned, as well as to the pyrite, sphalerite and galena concentrate in the deposits of Banská Štiavnica type. On principle, gold concentrates in sulphide (quartz-pyrite- arsenopyrite, quartz-chalcopyrite-tetrahedrite and quartz-sphalerite-galena-chalcopyrite) associations of the different deposits. The late quartz-cinnabar, quartz-antimonite and associations void of ores do not bear gold and if higher contents of gold yet occur in certain deposits with development of those associations (e. g. in the antimonite deposits of Pezinok, Dúbrava, Kremnica, etc.), they are always related to manifestations of earlier quartz-sulphide associations in the hydrothermal deposits.

Content of trace elements in part of the ore-forming minerals

Together with the study of the geochemistry of gold, qualitative data were obtained on the content and distribution also of other trace elements in part of the main ore-forming minerals in some of the hydrothermal deposits in the Western Carpathians. The results of the atom-absorption analysis of 6 specimens of sphalerite, 6 specimens of galena, 9 specimens of chalcopyrite, 8 specimens of tetrahedrite, 6 specimens of pyrite, 3 specimens of marcasite, 3 specimens of specularite and 1 specimen of scuderite are given in Tab. 3, and those of the method of the inductively linked plasma of 22 specimens of antimonite and of 9 specimens of cinnabarite - in Tab. 4. Certain more important results, obtained for independent minerals concern the following:

Sphalerite. Except for the specimen of cleiophane, the content of the trace elements in the other sphalerite specimens from the Banská Štiavnica deposit vary within not very large range. In this respect the exceptions are few (Cu, Pb) and are related to non-purification of the specimens of their minerals.

Cleiophane is sharply distinguished for its microchemistry, only Cd and Ga are characterized by higher contents with respect to those in the other sphalerite specimens. In comparison to the latter certain differences for most of the trace elements are typical also of the sphalerite in Hnilec deposit, which indicates the influence of the time of sedimentation of the mineral and the genesis of the deposit on the content of the trace elements in it.

Besides the trace elements studied by spectral analysis in the deposits of Banská Štiavnica (7 specimens) and Hnilec (1 specimen) also the following have been established: As (200 - 700 ppm, on the average - 200 ppm for the first deposit and 500 ppm for the second), Sb (70 - 1000 ppm respectively, on the average 375 ppm and 1000 ppm), Bi (5 - 300 ppm respectively, on the average 111 ppm and 700 ppm), Sn (respectively 3 - 20 ppm, on the average 15 ppm and 200 ppm) and Ag (respectively 2 - 7 ppm, on the average 3 ppm and 2 ppm). The contents of Hg in the mineral of the two deposits according to the data of the neutron-activation analysis respectively are: 16 ppm for sphalerite from the deposit of Banská Štiavnica and 244.5 ppm for the Hnilec deposit. In the cleiophane from the Banská Štiavnica deposit As and Hg have not been found, and the contents of Sb (70 ppm) and Bi (5 ppm) are lower than those of the normal sphalerite (spectral data).

Galena. Special characteristics of the mineral studied from the deposit of Banská Štiavnica are both the enhanced contents of Cu, Ag and Sb in it. That can be explained with the presence of microinclusions of Ag-bearing tetrahedrite and polybasite in the specimens (Elen et al., 1987). Also isomorphic presence of the part of those elements is probable in galena (Godovikov, 1980), as well as in Bi, the contents of which in the mineral on the whole are low (from 0.1 to 84 ppm and only in one specimen - 250 ppm). There are constantly traces of Cd in the galena. The contents of Cd not always correlate with those of Zn. This shows that in its larger part that element occurs in the form of an isomorphic admixture in sphalerite. That occurrence is quite well corroborated in literature (Eskenazit and Kozhuharova, 1974; Genkin et al., 1980). Isomorphic inclusion of Se and Hg is also presumable in the galena structure. Se and Hg are characterized by contents of 11.8 - 155.1 ppm and of 10.3 - 59.2 ppm respectively.

Chalcopyrite. An impression is made by the enhanced contents of Sb, Mn, Ni and Co in chalcopyrite in the deposit of Rudňany and of the latter elements in chalcopyrite in the deposit of Rákoš. Also enhanced concentrations of Sb, Bi and Zn in chalcopyrite in the deposit of Slovinky can be accepted. The same tendency of the contents of Pb, Zn and partly Mn in its specimens from the deposit of Banská Štiavnica is also observed. Most of the trace elements in chalcopyrite, however, are characterized by low concentrations (Ag, Sb, Bi, Cd, Ga, Ti, Se, Ni and Co). It is logical to presume that the trace elements with enhanced contents of chalcopyrite from the deposits mentioned are related to the presence of microinclusions in minerals of their own, as they have been established in the respective specimens on the basis of data from microscope investigations. From those specimens monomineral samples have been extracted (skutterudite, tetrahedrite, sphalerite, galena, etc.). The lower concentrations of Pb (up to 200 ppm), Sb (up to 65 ppm), Zn (up to 200 ppm) and Mn (up to 125 ppm), as well as Ag, Bi, Cd (no correlation with Zn), Ga, Tl, Ni and Co most probably enter isomorphically into the lattice of the mineral (Cambel and Jarkovský, 1974).

Besides the trace elements pointed out, spectrally the presence also of As in chalcopyrite from the different deposits, strongly varying in values concentrations has been established: 200 ppm in the deposit of Slovinky, 300 ppm in the deposits of Rudňany and Banská Štiavnica, 500 ppm in the deposit of Rákoš, 1000 ppm in the deposit of Dúbrava and 1500 ppm in the deposit of Gelnica. The contents of Mo in chalcopyrite from the different deposits is comparatively constant (5 - 10 ppm), and of Sn varies from 2 - 3 ppm (the deposits of Dúbrava, Banská Štiavni-

ca and Rudňany) up to 20 - 30 ppm (the deposits of Slovinky, Gelnica and Rožňava). The concentration of that element is higher only in the chalcopyrite from the deposit of Rákoš (100 ppm).

Tetrahedrite. Chemically tetrahedrite from main deposits in the Western Carpathians has been studied in details by a number of prospectors, and all the results have been summarized in the publication by Mozgova et al. (1979). To the work cited also data on specimens, obtained by the author from the deposits pointed above, have been included, as all determinations of the mineral are typical tetrahedrites as the ratio of Fe against Zn is over one. A special feature is the high concentration of Hg in the minerals from all deposits studied. In some of the specimens from the deposits of Rudňany and Dúbrava they reached 9.0 - - 17.68 %. In the further deposits the content of Hg in the tetrahedrites is usually between 0.50 and 2.10 % (Mozgova et al., 1979).

Other characteristic trace elements according to the authors cited and also according to our data of the minerals studied are the following: Ag (0.04 - 1.76 %), Bi (300 - - 14 000 ppm), Cd (43 - 276 ppm) and Mn (up to 770 ppm). Only in one specimen of tetrahedrite, taken from the antimonite deposit of Dúbrava, is the content of Bi lower (42 ppm). Typical for the tetrahedrite from the deposits studied are also the enhanced concentrations of Ni in the Rožňava deposit (121 - 559 ppm) and of Co in the deposits of Rudňany, Slovinky and Gelnica, but the contents of both elements in the specimens of the mineral from the other deposits are not very high. Also the very low concentrations of Ga and Tl are characteristic for the minerals studied (usually below 10 ppm for the first element and below 0.10 ppm for the second element), and at the same time also the low (22 - 41 ppm and below 1.0 ppm) as well as the very high values of Pb (616 - 1000 ppm) in it. Most of the trace elements established in the tetrahedrite are isomorphically included in its lattice (Mozgova et al., 1979).

Pyrite. Pyrite in the different deposits shows certain differences in the contents of most of the trace elements established in it. Usually they are lower in the specimens from the deposits of Banská Štiavnica and Dubník, i. e. from the volcanogenic-hydrothermal deposits. However, a sharp increase of the concentrations of Mn (710 ppm) and Co (127 ppm) has been established in the Dubník deposit. The contents of those elements are even higher than the data obtained for those elements in the pyrite in the two deposits of Pezinok and Dúbrava. The contents of the trace elements in the pyrite in the independent pyritic vein within the volcanites of the Banská Štiavnica deposit are similar to the values of the trace elements in the pyrite in the Dubník deposit. However, they differ from their concentration in the other two specimens from the same deposit, which allows to presume that in that case a later generation of the mineral studied is considered.

A special feature of all pyrites studied in the main are the low concentrations of Ni and Co (an exception here is only pyrite in the Pezinok deposit), as well as of Tl, Cd, Bi and Sb (for the last element, the deposits of Dúbrava and Pezinok are an exception, which is probably related to non-purifying of the specimens with microinclusions of antimonite, but also an isomorphic inclusion of that element into the structure of the pyrite in them is not excluded). The ratio of Ni:Co in almost all of the specimens studied is below one.

A constant presence of Mo in the specimens (3 - 7 ppm, on the whole - 5 ppm) and As have been established in the mineral by spectral analysis. The concentrations of the latter element in pyrite from the different deposits, however, are different and consequently typomorphic: Dúbrava (1000 ppm), Banská Štiavnica (200 - 1000 ppm, on the average - 400 ppm), Rudňany (300 ppm) and Dubník (200 ppm). By means of a neutron-activation analysis in the pyrite from the deposits of Banská Štiavnica and Dúbrava also Hg has been established - in the range from 15.7 to 38.5 ppm (on the average 24.0 ppm) in the first deposit and 74.0 ppm in the second one.

Marcasite. The trace elements in the mineral studied from the Dubník deposit in their greater part are characterized by higher contents than those in pyrite from the same deposit. The concentration only of Co, Bi and Mn is lower, and in certain cases of Cu and Pb, while the concentration of Cd and Tl in both minerals is very low. It should be noted that the marcasite from the deposit studied is distinguished for its, as a whole, low content of thallium, in contrast to the content of Tl in the mineral from some other deposits (Ivanov et al., 1973).

Besides the trace elements mentioned above, the following elements have been established spectrally: V (20 - 30 ppm), Sn (3 - 5 ppm) and Mo (5 - 10 ppm). As has not been established spectrally in marcasite.

Skutterudite and gersdorffite. Only skutterudite has been characterized by the atomic-absorption method in one specimen from the Dobšina deposit. The enhanced contents of Cu, Sb, Pb, Bi and Mn make an impression as trace elements, while Ag, Cd, Tl, Ga and Zn are characterized by very low concentrations. In addition, Mo and Sn with content of 30 ppm and Ge (5 ppm) have been found in the mineral by the spectral method.

Gersdorffite in the Rudňany deposit has been characterized only by one specimen, in which the following elements have been established spectrally: Cu, Zn, Sb (300 ppm), Co (70 ppm), Bi and Mn (50 ppm), Cd and Pb (30 ppm), Ga and Mo (7 ppm) and Ag (1 ppm).

Specularite. It is characterized by very low concentrations of Ni, Co, Cd, Bi and Tl. The content of Cu, Pb and Sb in the specimens analysed is not constant, which is probably related to the non-purification of the specimens from microinclusions occurring in widely spread minerals (chalcopyrite, tetrahedrite, galena, etc.). The enhanced and relatively close in value contents of Mn and Ga, as well the constant concentrations of Zn in the three specimens are characteristic. This probably indicates isomorphic inclusion of the three elements in the lattice of the mineral.

Spectrally also the following trace elements have been established: Ti (1000 ppm), V (30 - 50 ppm), Mo and Sn (10 - 20 ppm) and Ge (2 ppm).

Antimonite. A special feature of the antimonites studied is the low concentration of most of the trace elements studi-

TAB. 3

Contents of trace elements in part of the main ore-forming minerals (in ppm) from hydrothermal ore deposits in Western Carpathians

Deposits	Address	Characteristic features	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	Zn	Cd	Ga	Tl	Fe (%)	Mn	Ni	Co
							Sphalerite								
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	brown, sphalerite-galena aggregate	1600	9000	-	-	-	x	3700	13	-	2,45	1700	<1,0	12
Banská Štiavnica	the same	similarly	1400	8000	-	-	-	x	4200	12	-	1,41	3100	<1,0	35
Banská Štiavnica	the same	brown to bright brown, sphalerite--galena aggregate	3900	8500	-	-	-	x	3700	<1,0	-	1,52	4100	<1,0	35
Banská Štiavnica	the same	similarly, sphalerite-galena--chalcopyrite aggregate	9300	7000	-	-	-	x	3000	<1,0	-	2,56	2200	<1,0	41
Banská Štiavnica	the same	cleiophane, monomineral aggregate	79	6000	-	-	-	x	5400	39	-	0,20	44	<1,0	12
Hnilec	Exploration gallery	dark brown, sphalerite--pyrite aggregate	661	1600	0,05	-	-	x	3200	57	-	9,87	2000	60	88
							Galena								
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	831	x	400	273	2	400	125	<1,0	<1,0	0,33	265	<0,1	1,0
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena aggregate	4100	x	420	144	17	350	543	<1,0	<1,0	0,46	130	<0,1	3,0
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	5100	x	-	332	<0,1	500	228	15	<1,0	0,37	330	<0,1	3,0
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena aggregate	518	x	-	135	12	420	482	17	<1,0	0,29	643	<0,1	7,0
Banská Štiavnica	the same	sphalerite-galena-chalcopyrite aggregate	2200	x	480	188	250	200	273	<1,0	<1,0	0,32	162	<0,1	2,0
Banská Štiavnica	the same	fine grain aggregate from galena	341	x	315	85	84	1700	25	<1,0	<1,0	0,12	32	<0,1	1,0
							Chalcopyrite								
Rudňany	Droždiak vein, level 16	quartz-chalcopyrite-tetrahedrite aggregate	x	176	-	2000	25	823	4,0	<1,0	<0,1	x	2000	6600	844
Slovinky	Hrubá vein, level 22	chalcopyrite-tetrahedrite aggregate	x	543	-	11000	920	1200	4,0	<1,0	<0,1	x	7	6,0	13
Gelnica	Krížová vein, level 4	similarly	x	34	10	48	<0,1	691	3,0	<1,0	<0,1	x	11	4,0	12
Rožňava	Mária, level 13	quartz-chalcopyrite-tetrahedrite--aggregate	x	36	12	64	<0,1	841	2,0	<1,0	<0,1	x	27	8,0	<1,0
Rožňava	the same	tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	x	155	-	59	<0,1	916	<1,0	<1,0	25	x	22	<1,0	<1,0
Rákoš	low veins	similarly	x	82	13	10	<0,1	174	<1,0	<1,0	<0,1	x	1100	151	145
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	sphalerite-galena chalcopyrite aggregate	x	3800	-	6,0	<0,1	360	3,0	<1,0	<0,1	x	41	<1,0	<1,0
Banská Štiavnica	the same	quartz-chalcopyrite-pyrite veinlets in vulcanites	x	1000	-	42	<0,1	1900	14	<1,0	<0,1	x	125	<1,0	9
Banská Štiavnica	the same	tetrahedron crystals	x	2900	-	38	<0,1	490	6	<1,0	<0,1	x	29	4,0	16

Continuation of Tab. 3

Deposits	Address	Characteristic features	Cu	Pb	Ag	Sb	Bi	Zn	Cd	Ga	Tl	Fe (%)	Mn	Ni	Co
						Tetrahedrite									
Rudňany	Stend vein, level 16	chalcopyrite-tetrahedrite aggregate	x	22	-	x	6500	>1,0%	43	<1,0	<0,1	3,08	418	26	76
Slovinky	Hrubá vein, level 22	similarly	x	616	-	x	14000	>1,0%	48	8,0	<0,1	3,60	15	41	76
Gelnica	Krížová vein, level 4	similarly	x	41	-	x	8900	>1,0%	59	10	<0,1	2,77	135	11	32
Rožňava	Mária, level 9	monomineral aggregate	x	<1,0	-	x	1600	>1,0%	59	8,0	<0,1	4,98	770	124	59
Rožňava	Mária, level 13	quartz-chalcopyrite-tetrahedrite aggregate	x	<1,0	-	x	1900	>1,0%	111	<1,0	<0,1	2,37	29	559	2
Rožňava	the same	tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	x	<1,0	-	x	1900	>1,0%	62	<1,0	<0,1	3,98	295	121	43
Nižná Slaná	unknown	tetrahedrite nest in siderite	x	1000	-	x	330	>1,0%	276	9,0	<0,1	2,87	693	6,0	7,0
Dúbrava	Predpekelná vein Helena	tetrahedrite-chalcopyrite aggregate	x	<1,0	-	x	42	>1,0%	63	<1,0	<0,1	3,78	327	2,0	17
						Pyrite									
Dúbrava	Lubelská vein	cubic, in ankerite veinlet	152	865	1,5	611	23	210	1,0	45	<0,1	x	169	23	8,0
Pezinok	unknown	monomineral aggregate in graphite-bearing schists	161	85	-	220	<0,1	54	<0,1	31	<0,1	x	439	153	58
Banská Štiavnica	Bieber vein, level 12	fine grain aggregate	1700	1200	11	6,0	<0,1	1000	5,0	39	1,0	x	13	<0,1	47
Banská Štiavnica	the same	similarly	1700	792	11	12	<0,1	3700	17	43	<0,1	x	51	<0,1	24
Banská Štiavnica	the same	pyrite veinlet in vulcanites	11	2	17	<1,0	<0,1	22	<0,1	35	<0,1	x	43	<0,1	8,0
Dubník	drill 19, 105 m	veinlet in argillization vulcanites	49	11	-	8,0	3,0	24	<0,1	33	<0,1	x	710	<0,1	127
						Marcasite									
Dubník	drill 20	nest in argillization vulcanites from radieted marcasite	150	7,0	-	24	<0,1	14	<0,1	43	1,0	x	29	<0,1	<1,0
Dubník	drill 22	nest from kidney aggregates of marcasit in vulcanites	32	12	-	22	<0,1	111	<0,1	41	<0,1	x	135	<0,1	5,0
Dubník	the same	similarly	8,0	42	-	103	<0,1	7600	<0,1	49	<0,1	x	34	<0,1	1,0
						Skutterudite									
Dobšiná	Zemberg vein	grain, monomineral aggregate	2100	264	<0,5	1500	224	52	<0,1	12	<0,1	-	1400	>1,0 %	x
						Specularite									
Rudňany	Zlatník vein	large-sized specularite	187	37	-	108	<0,1	23	<0,1	181	2,0	x	2500	1,0	<1,0
Rudňany	Droždiak vein, level 16	similarly	600	118	-	6,0	<0,1	19	<0,1	165	1,0	x	1900	12	10
Rudňany	the same	similarly	65	9,0	-	5,0	<0,1	18	<0,1	184	2,0	x	582	<0,1	<1,0

Notes: Ag is determined by NAA analysis; by the same analysis in four galena samples with determined Ag is discovered Se, correspondly 11,8, 29,2, 155,1 and 87,2 ppm; Se is discovered in chalcopyrite from Rožňava too (9,5 ppm); in the same galena samples is discovered Hg (10,3, 12,5, 59,2 and 32,9 ppm); Hg is determined in the pyrite samples from Banská Štiavnica deposit (38,5, 17,9 and 15,7 ppm) and Dúbrava deposit (74,0 ppm), in 1 sample of sphalerite from Banská Štiavnica deposit (16,0 ppm) and Hnilec deposit (244,5 ppm) and in chalcopyrite samples from deposits Gelnica (34,0 ppm) and Rožňava (61,6 ppm). By „x" is given the main element of minerals, by „-" that element is not discovered by the using method of analysis. The empty places mean that the element is not determined by the method of analysis in the sample.

TAB. 4

Content of trace elements in antimonite and cinnabar (in ppm) by the method of the inductively couple plasma

Deposits	Address	Characteristic features	Cu	Pb	Zn	Cd	Ag	Bi	As	Sb	Co	Ni	Mn	Se	Te
							Antimonite								
Pezinok	metasomatic body	antimonite aggregate with pyrite	682	<28	<1,2	73,5	4,6	<28	16 208	x	<3,0	16,2	0,37	1,18	2,20
Pezinok	the same	similarly	548	<28	<1,2	10,8	10,2	<28	9 302	x	<3,0	129,8	0,43	6,06	3,93
Pezinok	vein mineralization	compact monomineral aggregate	6 101	<28	<1,2	65,1	19,3	<28	21 756	x	15,1	17,1	0,12	3,01	3,35
Pezinok	the same	compact to fine grain aggregate	<2,8	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	72	x	<3,0	6,7	0,03	3,50	3,10
Pezinok	under Kolarský vrch	similarly	<2,8	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	324	x	51,1	17,7	0,12	15,20	7,93
Kremnica	unknown	needle crystals	2,8	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	603	x	<3,0	<5,0	<0,01	14,51	8,34
Kremnica	the same	individual rod crystal	453	<28	112	<1,4	2,7	<28	59	x	<3,0	<5,0	0,04	13,72	10,93
Dúbrava	explotation areas	fine grain to compact aggregate	22	<28	<1,2	<1,4	5,2	<28	116	x	<3,0	<5,0	<0,01	20,09	11,79
Dúbrava	the same	fine grain aggregate	229	<28	<1,2	<1,4	9,9	<28	53	x	5,3	<5,0	0,07	7,90	4,60
Dúbrava	Nová Predpekelná vein	rod crystal aggregate	211	<28	161,2	<1,4	<2,0	<28	90	x	<3,0	<5,0	<0,01	7,22	6,75
Dúbrava	Dechtárka, Trangus vein	similarly	27	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	104	x	<3,0	<5,0	<0,01	7,00	6,83
Dúbrava	the same	similarly	32	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	67	x	<3,0	<5,0	<0,01	6,54	5,30
Dúbrava	Lubelská vein	grain aggregate with antimony ochres	138	<28	4,3	<1,4	5,9	<28	550	x	29,1	28,2	0,24	11,46	15,08
Dúbrava	the same	similarly, more antimony ochres	10	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	200	x	12,8	<5,0	0,26	1,53	5,81
Dúbrava	the same	compact to fine grain aggregate	590	<28	<1,2	<1,4	12,7	<28	100	x	<3,0	<5,0	0,19	8,25	4,55
Dúbrava	the same	rod crystal aggregate	3,0	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	76	x	<3,0	<5,0	<0,01	3,35	9,35
Magurka	unknown	fine grain aggregate	532	1 906	1 4000	124,1	206,3	<28	142	x	<3,0	<5,0	<0,01	12,91	10,97
Lomnistá	the same	similarly	220	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	95	x	<3,0	<5,0	0,01	6,76	9,25
Čučma	the same	similarly	3,0	<28	<1,2	<1,4	<3,0	<28	177	x	<3,0	<5,0	<0,01	9,72	7,27
Chyžné	the same	rod crystal and grain aggregates	495	132	1 916	39,3	5,6	<28	4210	x	14,0	<5,0	<0,01	25,55	9,06
Malé Železné	the same	fine grain aggregate	1834	109 000	2 952	15,4	135,3	<28	132	x	3,7	<5,0	<0,01	9,27	9,73
Zlatá Baňa	the same	needle radialed aggregate	<2,8	<28	<1,2	<1,4	<2,0	<28	80	x	<3,0	<5,0	<0,01	0,05	2,25
							Cinnabar								
Rudňany	Droždiak vein, level 16	raspberry red, transparent, pure	1 440	<28	<1,2	9,6	9,3	<28	90	192	<3,0	37,1	1,8	12,68	8,97
Rudňany	the same	raspberry red, grain aggregate	150	80	<1,2	1,9	2,0	<28	<4,7	<11	<3,0	<5,0	<0,01	12,23	7,43
Rákoš	1st level-west	powdered aggregate	<2,8	45	<1,2	3,8	2,0	<28	<4,7	<11	<3,0	<5,0	<0,01	17,58	8,81
Zenderling	unknown	massive monomineral aggregate, raspberry red	<2,8	<28	<1,2	5,1	2,0	<28	80	132	15,2	8,6	0,10	11,89	7,94
Zenderling	the same	similarly	<2,8	<28	<1,2	5,3	4,1	<28	74	<11	19,0	10,7	0,10	14,17	9,29
Malachov	Veľká Studňa	in sericitization zone in vulcanites	<2,8	<28	<1,2	2,7	2,0	<28	12	<11	14,7	35,8	<0,01	9,56	8,79
Malachov	the same	similarly	31	56	<1,2	2,9	2,0	<28	37	<11	25,6	60,5	<0,01	10,52	8,70
Malachov		in secondary quartzites	28	<28	<1,2	<1,4	2,0	<28	<4,7	<11	<3,0	<5,0	<0,01	8,24	5,71
Merník	unknown	in Palaeogene sandstones	20	<28	<1,2	<1,4	2,0	<28	<4,7	<11	9,4	5,5	<0,01	13,48	6,96

ed by the method of the inductively couple plasma (Tab. 4). For example, in all specimens the content of Bi is below the lower boundary of detectability of the element in the mineral (< 28 ppm). The same is valid for most of the specimens (for the deposits respectively) and with respect to Mn (< 0.01 ppm), Ni (< 5.0 ppm), Co (< 3.0 ppm), Cd (< 1.4 ppm), Zn (< 1.2 ppm), Ag (< 2.0 ppm) and Pb (< 28 ppm). At certain places the trace elements pointed out have higher concentrations, but not in all cases may be considered to be typomorphic for the mineral and the deposit trace elements. It is obvious, that the enhancement of Ag in antimonite from the deposits of Magurka and Malé Železné closely correlate with the similar concentrations of Pb, which is an indication of the presence of non-purification of the specimens from microinclusions of Ag - bearing galena or some other mineral of Ag and Pb. The same may be noted for the comparatively enhanced concentration of Cd in antimonite from the deposits of Magurka, Chyžné and Malé Železné, which correlate with the enhanced content of Zn in the same specimens and are probably a result of the presence of sphalerite microinclusions in it.

Data on the content and distribution of Ni, Co and Mn in the mineral are interesting. In the main, they are characterized by a low concentration in it and only in the case of isolated specimens from the deposit of Dúbrava (Ľubelská vein), Chyžné and Malé Železné their content in the mineral is higher. Simultaneously those three elements may be considered to be typomorphic trace elements in the antimonite from the deposit of Pezinok, where they are permanently present and have enhanced concentrations. Typical typomorphic trace elements for antimonite are also Cu and As, which are characterized by different concentrations in the separate deposits. In the antimonite from all deposits also Se and Te have been established as constant trace elements. They are, however, distinguished for their high concentrations and the prevalence of Se over Te in most of the specimens. Notwithstanding their permanent presence in the specimens studied, data obtained for the two elements do not allow to refer them to the typomorphic trace elements with respect to the mineral studied, since no definite regulations have been established for their concentration of dispersion in the antimonites from the different deposits.

Besides the trace elements studied spectrally also low concentrations of Mo (5 - 7 ppm) and Ti (70 - 200 ppm) have been established in the antimonite. Permanent presence of Fe has been established as well, the exact values of which are difficult to be calculated by the method used. The following elements are concentrated in individual specimens: Ga (7 - 10 ppm), Ge (3 ppm), Sn (7 ppm), Tl (2 - 20 ppm), W (10 - 70 ppm), V (3 - 30 ppm) and Hg (100 - 150 ppm). No relation of the trace elements pointed out to the antimonites of the different deposits can be considered to exist.

Cinnabar. The main regularities mentioned above for the content and distribution of the trace elements in antimonite are characteristic in the main of the mineral studied as well (Tab. 4). Concentrations below the sensitivity of the method characterize Zn and Bi, as well as Cu, Pb, Sb and Mn in most of the specimens analysed. Considering the further trace elements, although distinguishing by very low contents, Ag, Cd, Se and Te have been established in all specimens and the ratio Se:Te everywhere is over one. The high values of Cu in the cinnabar from the deposit of Rudňany should be noted, although the specimens were collected from pure (clear) transparent monomineral aggregates. The same is valid for Pb, As, Sb and Ni in one of the two specimens from the deposit pointed at, as well as for As, Sb, Co, Ni and partly Cu in the cinnabar as a whole or in separate specimens from the deposits of Zenderling, Malachov and Merník. Above mentioned looks like to be a result of the presence of very fine microinclusions in the specimens of their widely spread minerals, which in principle have been established in the respective deposits (Pouba and Ilavský, 1986). The predominating concentrations of the trace elements are however low both in cinnabar and in antimonite.

The presence of constant admixtures of Sn (3 - 10 ppm) and Mo (5 - 20 ppm) have been also established in cinnabar by the spectral analysis. Tl (3 - 5 ppm), Ge (2 - 3 ppm) and Ga (5 - 15 ppm) have been established by that method in individual specimens, too. The low concentrations of Tl in cinnabar and antimonite are worth noting important and in other deposits, together with marcasite, are their main minerals-concentrators (Ivanov et al., 1973).

The attempt to compare data obtained from the atomic--absorption analysis, used by us and by Elen et al. (1987) as well for determination of the contents of the trace elements in minerals, led to purposeful geochemical studies using the quantitative spectral analysis (pyrite, chalcopyrite and antimonite - Cambel and Jarkovský, 1967, 1974, 1979). These studies usually shows the poor comparability of the results obtained. This conclusion emerges also when taking into account the work by Elen et al. (1987), who use both methods to analyse chalcopyrite, sphalerite and galena. Data given, obtained by the authors cited and having used both methods, differ between themselves as well as from the data by Cambel and Jarkovský (1974) with respect to geochemistry of chalcopyrite from the deposit studied by them and the average one with respect to the mineral. The reasons for the discrepancy observed, according to us, consist predominantly of the self-mineral form of occurrence of the different trace elements and the extremely irregular distribution of the microinclusions of their minerals not only in the different deposits but also in the different parts of one and the same deposit. In the broadest terms the second cause refers to the equipment and methods used. It is obvious that without any specialized studies of this subject, the question which of the values of the contents obtained for the trace elements in the different minerals are more precise, at this stage is improper. The comparison of the data we have obtained both with the particular results for the different deposits and with the mean values of the trace elements of the different minerals and deposits, derived by Cambel and Jarkovský (1967, 1974, 1979) on the basis of pyrite, chalcopyrite and antimonite, is not a subject of the present paper.

Conclusion

The results, obtained by the neutron-activation and the atomic absorption methods, of the content and distribution of the trace elements and gold in the main ore-forming minerals in a number of hydrothermal deposits in the Western Carpathians are an important additional information about the geochemistry and behaviour of those elements in the deposits pointed out and in the region as a whole. A typomorphic significance of a number of the trace elements found, has been established for individual minerals and for types of deposits respectively, and in certain cases may lead to interesting genetic interpretations. In the end, the quantitative information given in a certain sense has some practical value, because it indicates an enhanced concentration or dispersion of separate trace elements in different minerals and deposits respectively.

Acknowledgements. The author would like to note that the publications on the geochemistry of trace elements and gold in the deposits in the Western Carpathians, cited in the present paper, are only a part of the great amount of works having been published so far. However, only the main and summarizing publications on the problems studied have been used. Besides, the author is pleasantly indebted to express his thanks to all his colleagues working for the geological services of the different deposits for their gratuitous assistance during the author's visit to Slovakia. It is pleasure for me to recall the useful contacts and meetings which I had at different times with Acad. B. Cambel, I. Rojkovič, P. Grecula, R. Ďuďa, B. Molák and many other specialists from the research institutes of Slovakia.

References

Antimonové rudy Československa. *Zbor. refer. GÚDŠ Bratislava, 1980, 172.*

Böhmer, M. & Knésl, J. 1987: Hlavné metalogenetické typy Au zrudnenia v Západných Karpatoch. *In: Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava. 11 - 16.*

Boyle, R. W. 1979: The Geochemistry of Gold and its Deposits. *Bull. Geol. Surv. of Canada, 280, 584.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1967: Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. *Vyd. SAV, Bratislava, 493.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1969: Geochemistry of Pyrrhotite of various genetic types. *Univ. Komen., Bratislava, 333.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1974: Geochemistry of Chalcopyrite. *SPN, Bratislava, 1 - 116.*

Cambel, B. & Jarkovský, J. 1979: Geochémia mikroprvkov v antimonitoch z československých ložísk. *Veda, Bratislava, 226.*

Cambel, B., Streško, V. & Škerenčáková, O. 1980: The contents of gold in pyrites of various genesis. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 31, 139 - 159.*

Grecula, P. 1982: Gemericum - segment of the Paleotethyan riftogenous basin. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Janáková, K. & Jarkovský, J. 1987: Obsah zlata a niektorých sprievodných prvkov v rudných mineráloch. *In: Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 93 - 99.*

Jarkovský, J., Forgáč, J., Streško, V. & Harman, M. 1982: Gold in pyrites from the volcanic complex of the Vtáčnik Mts. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 3, 331 - 342.*

Jarkovský, J. 1987: Geochemicko-metalogenetická charakteristika zlata so zreteľom na niektoré lokality Západných Karpát. In:*Zbor. Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 29 - 34.*

Kušnierová, M. & Košuth, M. 1987: Priemyselne zaujímavé zdroje zlata na Slovensku. *In: Zbor. Zlato v Západných Karpatoch. GÚDŠ Bratislava, 161 - 163.*

Kušnierová, M., Kovaničová, L. & Košuth, M. 1988: Výskyt stopových vzácnych prvkov a drahých kovov v ťažených rudách na Slovensku. *Geol. Průzk., 10, 299 - 301.*

Mesarčík, I. & Abonyi, A. 1990: Výsledky vyhľadávacích prieskumných prác vo východnej časti rožňavského rudného poľa. *Geol. Průzk., 1, 10 - 13.*

Němec, D. 1974: Zlato v pyritech z některých československých výskytů. *Mineralia slov., 6, 151 - 154.*

Piovarcsy, K. 1987: Zlato a striebro v medených rudách slovinsko-gelnického rudného poľa. *Mineralia slov., 19, 81 - 83.*

Pouba, Z. & Ilavský, J. 1986: Mineral Deposits of Europe. Vol. 3: Central Europe. *The Instit. of Mining and Metallurgy, 101 - 174.*

Stefanov, G., Živkov, Ž., Georgiev, N., Popov, C., Michajlov, M., Nenov, N., Tomov, T. & Tölgyessy, J. 1964: Stanovenie zlata v nerastných surovinách neutronovou aktivačnou analýzou. *Chem. Zvesti, 18, 661 - 668.*

Бадалов, С. Т., Голованов, И. М., Дунин-Барковская, З. А. 1971: Геохимические особенности рудообразующих элементов Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, фан, 228.

Беус, А. А., Григорян, С. В. 1975: Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. Недра, 280.

Вершковская, О. В., Горшков, Е. Н. 1985: Особенности пространственного размещения комплексной ртутно-сурьмяно-золотой минерализации. Геол. рудн. месторождений, 27, 3, 75 - 78.

Генкин, А. Д., Басалаева, И. В., Добровольская, М. Г., Носик, Л. П., Заозерина, О. Н., Кортман, Р. В., Сидельникова, В. Д., Тронева, Н. В., Шадлун, Т. Н. 1980: Распределение кадмия, марганца, селена и изотопы серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений. В: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. Наука, 5 - 40.

Елень, С., Генкин А. Д., Коваленкер, В. А., Лопутина, И. П., Сандомирская, С. М., Газдик, Р. 1987: Золото-серебряной минерализация в жиле Терезия - месторождение Банска Штявница. Геологицки зборник, 38, 5, 615 - 640.

Ескенази, Г., Кожухарова, Ф. 1974: О форме связи кадмия в галените. Спис. Болг. геол., 35, 2, 159 - 169.

Жмодик, С. М., и др. 1980: Экспериментальное исследование распределения золота на природных сорбентах с использованием радиоизотопа ^{195}Au. Литология и полез. ископаемые, 3, 153 - 158.

Иванов, В. В., Белевитин, В. В., Борисенко, Л. Ф., Великий, А. С. 1973: Средние содержания элементов-примесей в минералах. Недра, 208.

Коваленкер, В. А., Елень, С., Генкин, А. Д., Дюдя, Р., Сандомирская, С. М., Малов, В. С., Котуляк, П. 1988: Рудные минералы в продуктивных ассоциациях месторождении Злате Бани /Восточная Словакия/; особенности химизма. Минералия Слов., 20, 481 - 498.

Летников, Ф. А., Вилор, И. В. 1981: Золото в гидротермальном процессе. Недра, 224.

Минеев. Д. А. /Ред./ 1973: Статистические методы при геохимических поисках месторождений. ИМГРЗ, 122.

Миронов, А. Г., Альмухамедов, А. И., Гелетий, В. Ф., Глюк, Д. С., Жатнуев, Н. С., Жмодик, С. М., Конников, З. Г., Медведев, А. Я., Плюснин, А. М. 1989: Экспериментальные исследования геохимии золота с помощью метода радиоизотопных индикаторов. Наука, 281.

Мозгова, Н. Н., Цепин, А. И., Озерова, Н. А., Бортников, Н. С., Тронева, Н. В. 1979: Ртутьсодержашие блеклые руды. Зап. Всесоюз. минерал. об-ва, 108, 4, 439 - 453.

Панов, Б. С. и др. 1989: О содержании золота и серебра в киновари и антимоните месторождений Никитовского рудного поля. Докл. АН СССР, 306, 1, 185 - 187.

Плюснин, А. М., Миронов, А. Г., Гелетий, В. Ф. 1986: Экспериментальное изучение геохимических особенностеи сульфидов как индикаторов золото-оруденения. - В: Минерал. кларки и природа их устойчивости. Матер. 4-го Всес. минер. семинара, Душанбе, 99 - 100.

Прохоров, В. Г. 1970: Пирит. Красноярское книж. изд., Красноярск, 187.

Хован, М., Тодоров, Т., Ярковски, Я., Янчула, Д. 1985: Самородная сурьма в антимонитовом месторождении Дубрава в горной цепи, Низкие Татры. Геологицки зборник, 36, 1, 107 - 115.

Щербаков, Ю. Г. 1967: Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. Наука, 268.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 249- 262

Zonálnosť submarinno-exhalačnej mineralizácie v oblasti Mníška nad Hnilcom a Prakoviec; staršie paleozoikum gemerika

MARTIN RADVANEC[1], PAVOL GRECULA[2], DANIEL NÁVESŇÁK[2] a JÁN KOBULSKÝ[3]

[1]Geologický prieskum, š. p., Markušovská cesta, 052 40 Spišská Nová Ves
[2]Geocomplex, a. s., geologická divízia, Werferova 1, 040 11 Košice
[3]Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 3. 2. 1992)

Zonality of submarine exhalative mineralization in Lower Paleozoicum near Mníšek nad Hnilcom and Prakovce, Gemeric unit, Western Carpathians

Polymetallic Cu, Pb, Zn, Ag ore mineralization has relations to volcanic rocks of basalt - keratophyre association, which are situated in two lithostratigraphic levels. The central part of ore mineralization in loc. Lastovičí vrch is indicated by Fe, Cu, W, B geochemical aureole and transition zone by Fe, Cu, Zn, Pb, Rb, As, Co ± Ag aureole. The locality Mníšek nad Hnilcom has the central part of its ore mineralization indicated by association of elements Fe, Ca, Sr, Cu, Zn, Pb, transition zone by Fe, Zn, Pb, Ni, As, Ag, Co, W ± Sn and external zone by Ga and Cr. The crystallization temperature in hydrothermal zone has been ascertained using sulphidic arsenopyrite thermometre as well as from isotopic fractionation in coexisting sulphides. The range of estimated temperature is from 270 °C to 412 °C.

Key word: Early Paleozoic, polymetallic stratabound mineralization, geochemical zonality, isotopes, genetic model

Úvod

Geologické a tektonické práce v oblasti Mníška nad Hnilcom a Prakoviec v rokoch 1975 - 1989 (Kobulský, 1988) overovali ložiskový význam stratiformnej sulfidickej mineralizácie v staršom paleozoiku, ako aj jej tektonickú a litostratigrafickú pozíciu (obr. 1). Pozornosť sa sústredila aj na stanovenie priestorovej zonálnosti stratiformného zrudnenia.

Litostratigrafická a tektonická pozícia mineralizácie

Stratiformné sulfidické zrudnenie v staršom paleozoiku gemerika sa vyskytuje v dvoch rudonosných horizontoch, ktoré sú súčasťou dvoch pestrých vulkanických komplexov (Grecula, 1972, 1982). Spodný horizont sa nachádza v nadloží súvrstvia čiernych bridlíc (obr. 2) a zodpovedá prvej fáze rapídneho riftingu vo vývoji staropaleozoického bazénu, vrchný zodpovedá druhej fáze riftingu a je na báze vulkanického súvrstvia (hnilecké súvrstvie) vápenato-alkalickej povahy s prevahou vysoko draselných ryolitov a ich pyroklastík nad dacitovo-andezitovými vulkanitmi.

Obidva pestré vulkanické komplexy obsahujú horniny bazaltovo-keratofýrovej asociácie s veľkým podielom silicitov, albititov a sprievodných peliticko-siltovcových hornín (Grecula, 1982; Kobulský a Návesňák, 1988; obr. 2). Metamorfné prepracovanie je vo fácii zelených bridlíc.

Stratiformné zrudnenie je súčasťou intenzívne komprimovaných vrásovoprešmykových štruktúr, a preto je zrudnenie tektonicky najviac sústredené do oblúkových častí veľkých vrás, ktoré sú silne deštruované .

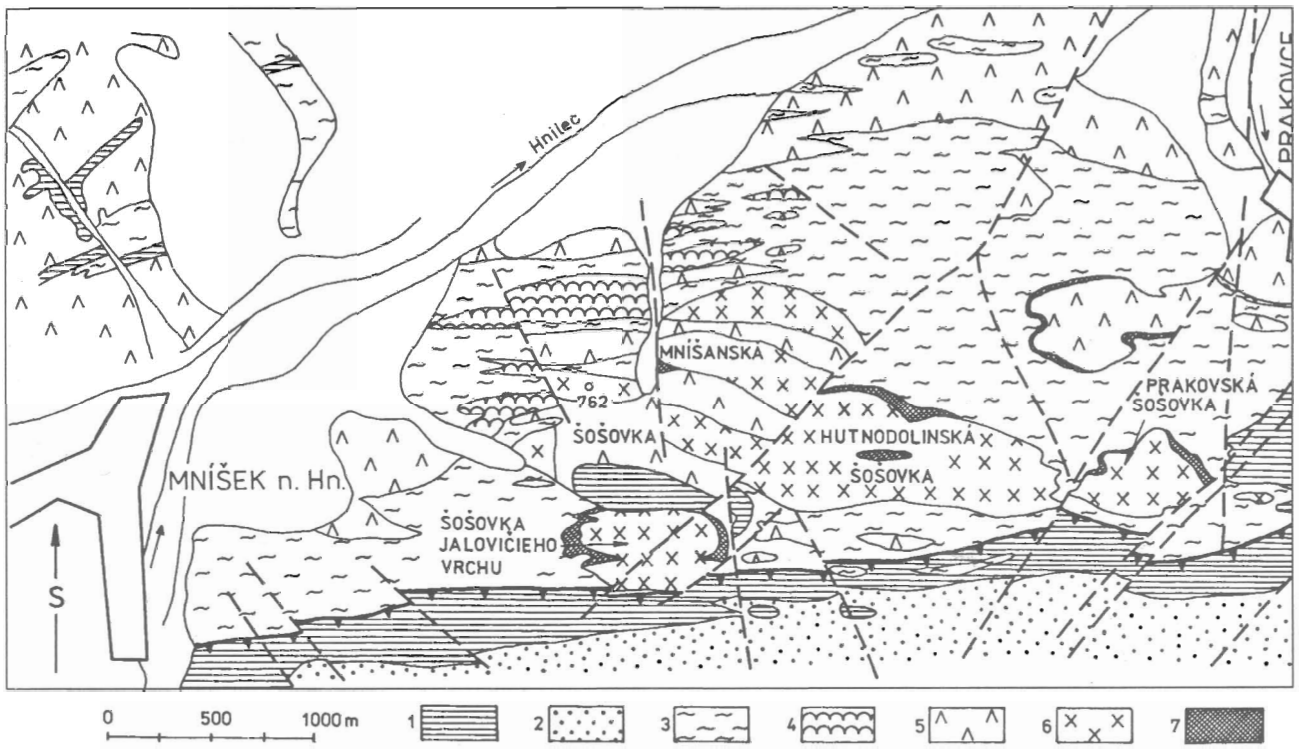
Ložisko pri Mníšku nad Hnilcom je sulfidickým (Fe, Cu, Pb, Zn) stratiformným zrudnením a patrí do vrchného rudonosného horizontu (obr. 3). Naproti tomu ložisko Smolník, kde sa koncom roka 1990 zastavila ťažba, je v spodnom rudonosnom horizonte a je pyritovo-chalkopyritového typu (Ilavský, 1968; Ilavský a Onačila, 1993). Rudonosné fylity v oblasti Mníška nad Hnilcom aj s ložiskom na Jalovičom vrchu patria do hnileckomníšskeho príkrovu a sú vyvinuté po celej dĺžke jeho rozšírenia. Ich typový profil je v štôlni Pavol južne od Helcmanoviec, teda v oblasti, ktorú sme skúmali koncom 80. rokov.

V tomto priestore sa odlíšili dve samostatné mineralizované oblasti (obr. 1). Oblasť s Cu, Pb, Zn, Fe mineralizáciou sa pomenovala šošovkou Jalovičieho vrchu a oblasť s Zn, Cu, Pb a Fe mineralizáciou mníšanskou, resp. hnileckomníšskou (v zmysle najnovšieho vydania Pravidiel slovenského pravopisu) šošovkou (Grecula, 1972, 1982). Ich geochemicko-mineralogická charakteristika je predmetom nášho článku.

Metodika prác

Odobrali sme 1162 vzoriek z rudy a sprievodných hornín z banských diel a vrtov a kvantitatívne sme ich analyzovali na Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, Co, Cr, W, B, Ba, Sr, Bi, As, Sb, Rb, Sn, Ag, Mn, Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O, K_2O a CaO (Kobulský a Návesňák, 1988). Analýzy vykonalo laboratórne stredisko pri Geologickom prieskume v Spišskej Novej Vsi.

This article is presenting the part of results from the Project Mníšek-Prakovce, polymetallic stratabound ores, prospecting, which were completed on the basis of Project IGCP 276 Paleozoicum of the Tethys



Obr. 1. Geologická mapa staropaleozoických súvrství medzi Mníškom nad Hnilcom a Prakovcami s lokalizáciou stratiformného sulfidického zrudnenia (Grecula, 1976). 1 - čierne metapelity (súvrstvie čiernych bridlíc - betliarske súvrstvie), 2 - metapsamity, 3 - zelenkavé fylity (2 - 3 smolnícke súvrstvie), 4 - metadiabázové horniny, 5 - kyslé a intermediárne metavulkanoklastiká, 6 - ryolit (4 - 6 hnilecké, vulkanické súvrstvie), 7 - stratiformné polymetalické zrudnenie.

Fig. 1. Geological map of Lower Palezoic sequences between Mníšek nad Hnilcom and Prakovce villages with position of the stratiform sulphidic mineralization (Grecula, 1976). 1 - black metapelites, 2 - metapsamites, 3 - greenish phyllites, 4 - metadiabase rocks, 5 - acid and intermediate volcanoclastic rocks, 6 - rhyolite, 7 - stratiform polymetallic sulphidic mineralization.

Teplotu kryštalizácie sulfidov stratiformnej mineralizácie sme odhadli pomocou arzenopyritového geotermometra podľa Clarka (1960), Bartona (1969), Kretschmara (1973), Kretschmara a Scotta (1976), Sundbllada et al. (1984) a odvodili sme ju aj od vzťahu $\delta^{34}S$ v koexistujúcich minerálnych pároch (pyrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit) podľa Ohmota a Ryea (in Barnes, 1982). Izotopy síry v sulfidoch stanovil Kantor (in Hurný, 1980) a Kantor a Rybár (1970). Kvantitatívne analýzy arzenopyritu urobilo laboratórium mikroanalýzy ČGÚ v Prahe.

Litologické typy rudonosného horizontu sme charakterizovali priemernými hodnotami obsahu sledovaných prvkov.

Podmienky kryštalizácie sulfidov z hľadiska zloženia rudonosného fluida sme odhadli z distribúcie obsahu Cu, Pb, Zn, As, W a z ich vzťahov v trojuholníkových diagramoch. Na tento účel sme použili aj vzťah Rb - Sr a CaO - $(Na_2O + K_2O)$.

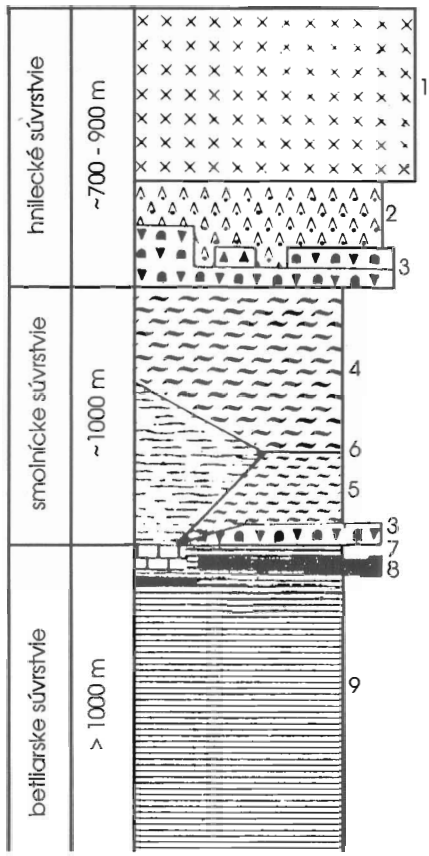
Zmenu teploty v priestore zrudnenia sme použili ako jedno z kritérií lokalizácie jeho centra a využili sme ju aj pri skúmaní zonálnosti mineralizácie, pri ktorej sme zúžitkovali aj informácie zo štúdia textúr mineralizácie a vzťahu distribúcie hodnôt pomeru obsahu Cu/(Pb + Zn) - (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Pb + Zn).

Odhad teploty kryštalizácie sulfidov

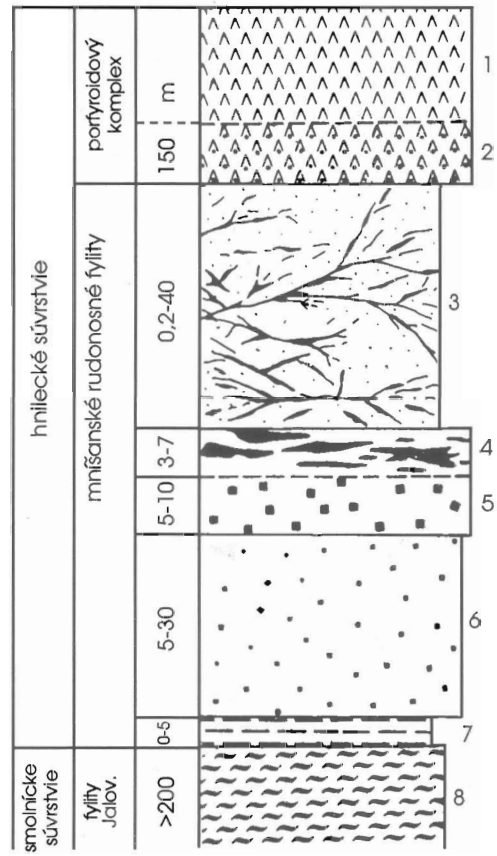
V hnileckomníšskej šošovke sme pri odhade teploty kryštalizácie sulfidickej mineralizácie použili metódu arzenopyritového geotermometra. Arzenopyrit sme odoberali prevažne z masívnej rudy, ako aj z polôh s paragenézou arzenopyrit - kremeň a arzenopyrit - sfalerit. V nich je obsah As 30,7 - 30,5 atóm. %, čo zodpovedá teplote vzniku arzenopyritu v rozsahu 360 - 410 °C. Priemernú teplotu vzniku odhadujeme na 390 °C (obr. 4).

Teplotu kryštalizácie v šošovke Jalovičieho vrchu sme odhadli pomocou izotopickej frakcionácie $\delta^{34}S$ v koexistujúcich sulfidických pároch pyrit - sfalerit, pyrit - chalkopyrit a pyrit - galenit. V šošovke Jalovičieho vrchu sme na jej predpokladanom okraji vypočítali teplotu 240 °C, ale v hnileckomníšskej šošovke sme v oblasti štôlne HP-1 zistili najvyššiu teplotu kryštalizácie sulfidov až 410 °C. Smerom na Z klesla teplota kryštalizácie na 390 °C, smerom na V v pokračovaní hnileckomníšskej šošovky (hutnodolinská šošovka) na 345 °C a v doteraz známom najvýchodnejšom pokračovaní v prakovskej šošovke na 320 °C (obr. 4).

Teplotný interval kryštalizácie sulfidických minerálov bol v šošovke Jalovičieho vrchu odlišný (240 °C) od in-



Obr. 2. Súhrnná litostratigrafická kolónka mníšanského príkrovu.1 - ryolity, 2 - intermediárne metapyroklastiká, 3 - pestrý vulkanický komplex, 4 - hrubolaminované zelenkavé fylity (fylity Jalovičieho vrchu), 5 - laminované zelenkavé (chloriticko-sericitické) fylity, 6 - jemne laminované olivovozelené fylity, 7 - karbonáty, 8 - peliticko-grafitické fylity.
Fig. 2. General lithostratigraphic column of the Mníšek nappe. 1 - rhyolites, 2 - intermediate metapyroclastics, 3 - Variegated volcanic complex, 4 - thick-laminated greenish phyllites (the Jalovičí vrch phyllites), 5 - laminated greenish (chloritic-sericitic) phyllites, 6 - fine-laminated olive-green phyllites, 7 - carbonates, 8 - lydites, 9 - pelitic graphitic phyllites.



Obr. 3. Typový litologický profil mníšanských rudonosných fylitov - vrchný rudonosný horizont. Lok. Jalovičí vrch (údaje zo štôlne Pavol, HP-1 a č. 1, ďalej z vrtu FV-3 a z geof. profilu 52). 1 - felsitické metapyroklastiká, 2 - intermediárne metapyroklastiká, 3 - tmavozelené a žltozelené fylity až popolové metapyroklastiká s budinovanými laminami silicitov; žilníkovo-vtrúseninová sulfidická mineralizácia, 4 - vulkanosilicity a albitity s masívnymi sulfidmi, 5 - vulkanosilicity a silicifikované fylity s vtrúseným hrubozrnným pyritom, 6 - hrubolaminované až doštičkovité vulkanosilicity a keratofýrové pyroklastiká s vložkami zelenkavých a žltozelenkavých tufitických fylitov, 7 - pelitické fylity, 8 - siltovcové a pelitické fylity.
Fig. 3. Type lithological profile through the Mníšek ore-bearing phyllites - upper ore-bearing horizon. Loc. Jalovičí vrch (data comming from the Pavol, HP - 1 and No. 1 galleries, then from borehole FV - 3 and from geophysical profile No. 52. 1 - felsitic metapyroclastics, 2 - intermediate metapyroclastics, 3 - dark green and yellowish green phyllites to ash metapyroclastics with boudinage silicite laminae; disseminated sulphide mineralization, 4 - volcanosilicites and albitites with massive sulphides, 5 - volcanosilicites and silicified phyllites with coarse-grained pyrite impregnation, 6 - thick-laminated to tabular volcanosilicites and keratophyre pyroclastics with greenish and yellow greenish tuffitic phyllite intercalations, 7 - pelitic phyllites, 8 - siltstone and pelitic phyllites.

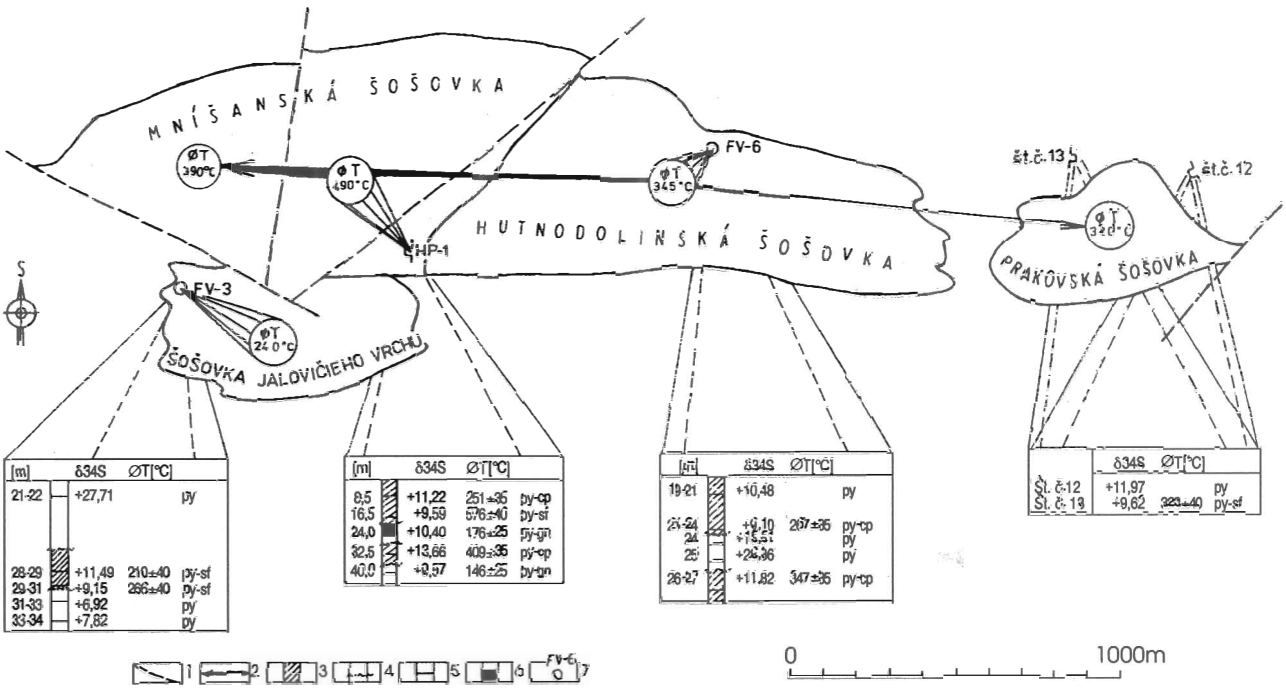
tervalu teploty v hnileckomníšsko-prakovskej šošovke (410 - 320 °C; obr. 2, 14).

Hodnota $\delta^{34}S$ v pyrite, sfalerite a galenite je v rozsahu +4,15 až +28,36. Modálna hodnota je +10,1 (obr. 5). Údaje $\delta^{34}S$ zodpovedajú vzniku sulfidov v procese submarinného vulkanizmu, keď bola dominantným zdrojom síry anorganická redukcia rozpusteného morského sulfátu. Okrem typického rozptylu hodnôt a ich absolútnej veľkosti je v oblasti štôlne HP-1 zjavná aj izotopická nerovnováha medzi jednotlivými sulfidmi. Poradie obohatenia izotopu $\delta^{34}S$ sa v rozličných sulfidoch zachovalo, ale rozptyl vypočítanej teploty zo sulfidických termometrov v jednom vrte je veľký (obr. 5). Tu sme teplotu kryštalizácie odhadli aritmetickým priemerom.

Geochemická charakteristika litostratigrafických členov

Litologické členy rudonosného horizontu sme rozdelili podľa litostratigrafických kritérií stanovených Kobulským a Návesňákom, (1988) a podľa šošoviek. Hnileckomníšsku šošovku rozdeľuje zlom na východnú a západnú časť (obr. 4). V takto rozdelenom rudonosnom horizonte sme porovnávali akumuláciu priemerného obsahu prvkov, ktoré sa viažu prevažne v sulfidických mineráloch (obr. 6).

Vo vrchnej časti litostratigrafickej kolónky šošovky Jalovičieho vrchu vysoký obsah Cu a Ag, ale aj Zn, Pb, As a Ba priamo odráža modálne zastúpenie chalkopyritu, sfaleritu, galenitu a arzenopyritu ± barytu v litologickom sú-



Obr. 4. Odhad teplotných podmienok kryštalizácie sulfidov stratiformnej mineralizácie v oblasti Mníšek nad Hnilcom - Prakovce. 1 - tektonické poruchy, 2 - smer poklesu teploty kryštalizácie sulfidov, 3 - ohraničenie rudonosného horizontu vo vrtoch a banských dielach, 4 - tektonické poruchy vo vrtoch a banských dielach, 5 - interval, pre ktorý platí nameraná hodnota izotopu $\delta^{34}S$ v pyrite, a interval teploty vypočítanej z koexistujúceho páru, 6 - kremeňová žila so sulfidmi, 7 - označenie vrtu.

Fig. 4. Estimation of temperature conditions of sulphide crystallization of stratabound mineralization in the area of Mníšek nad Hnilcom - Prakovce. 1 - tectonic discontinuities, 2 - direction of decrease of sulphide crystallization temperature, 3 - boundaries of ore-bearing horizon in drill wells and mines, 4 - tectonic discontinuities in drill wells, 5 - interval where the measured value of isotopes $\delta^{34}S$ in pyrite is valid as well as temperature interval accounted from coexisting pair, 6 - quartz vein with sulphides, 7 - drill well.

bore. V silicitoch s chloritom (kód 157, ďalej len 157) je vysoký obsah Cu, Ag a Zn. V nadložných silicitoch s pyroklastickým ryolitovým materiálom (158) je vysoký obsah As a Ba a nižší obsah Zn, Ag a Pb. Podľa obsahu a prvkovej asociácie (okrem Ba) sú silicity vo vrchnej časti litostratigrafickej kolónky šošovky Jalovičieho vrchu podobné litostratigrafickým členom v hnileckomníšskej šošovke-východ (obr. 6).

V šošovke Jalovičieho vrchu prevláda obsah Cu nad obsahom Zn a Pb. Vysoký obsah W v hnedých kvarcitoch (154) indikuje prítomnosť scheelitu (obr. 6).

V hnileckomníšskej šošovke-východ vo všetkých litostratigrafických členoch rudonosného horizontu prevláda obsah Zn, Pb, As a Ag nad obsahom Cu, a tým aj modálny obsah sfaleritu, galenitu a arzenopyritu nad chalkopyritom. Relatívne vyšší obsah Cu je v horninách vrchnej časti litostratigrafickej kolónky, a to v silicitoch s chloritom až kremenitých chloritických fylitoch (162) a v silicitoch až kremeňových fylitoch (161, obr. 6).

V hnileckomníšskej šošovke-západ je nízky obsah Cu, Zn a Ag. Relatívne najvyšší obsah majú silicity s muskovitom (176) a relatívne vysoký obsah Cu, As, Ag a Zn majú aj alterované popolové pyroklastiká s klastickou prímesou (174, obr. 6).

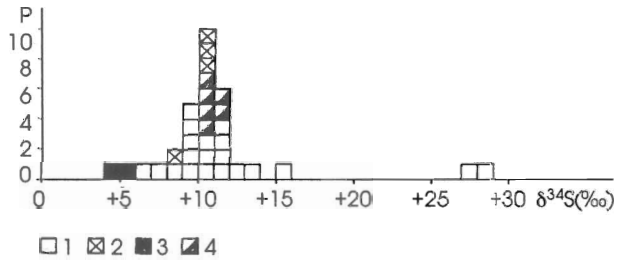
Litostratigrafické členy hnileckomníšskej šošovky-západ dobre korelujú s členmi hnileckomníšskej šošovky-východ, a to nielen podľa geologického a petrografického porovnania litotypov, ale aj podľa rovnakej asociácie prvkov (Zn, Pb, As, Ag ± Cu). (Rozdiel je iba v intenzite mineralizácie. Západná časť šošovky bola počas mineralizácie v externej zóne vplyvu rudonosného fluida s nízkou mineralizačnou intenzitou. Vychodí to z porovnania obsahu prvkov (obr. 6) a z porovnania textúr mineralizácie. V západnej časti šošovky možno pozorovať len vtrúseninové, kým vo východnej prevládajú vrstvovité a lokálne aj masívne minerálne textúry).

Významný rozdiel medzi hnileckomníšskou šošovkou a šošovkou Jalovičieho vrchu je v asociácii prvkov. V šošovke Jalovičieho vrchu prevláda Cu nad Zn, Pb a As, avšak lokálne sme aj tu zistili vysoký obsah W a Ba. V hnileckomníšskej šošovke prevláda obsah Zn a Pb nad Cu.

Vzťahy v distribúcii prvkov a minerálov

Z trojuholníkových diagramov Cu - Pb - Zn (obr. 7, 8) vychodí, že má najväčšiu hustotu projekčných bodov v šošovke Jalovičieho vrchu v blízkosti vrcholu Zn (obr. 7). Niekoľko bodov je v blízkosti vrcholu Cu bez prepojenia na vrchol Zn a Pb. To znamená, že v šošovke sú miesta, v ktorých kryštalizuje chalkopyrit bez sprievodnej Zn a Pb mineralizácie.

V hnileckomníšskej šošovke je v trojuholníkovom diagrame výrazný trend Pb - Zn a Zn - Cu (obr. 7). Z tohto



Obr. 5. Histogram rozdelenia $\delta^{34}S$ (‰) v sulfidoch vrchného rudonosného horizontu. 1 - pyrit, 2 - sfalerit, 3 - galenit, 4 - chalkopyrit, P - početnosť.
Fig. 5. Histogramme of the distribution of $\delta^{34}S$ (‰) in sulphides of the upper ore-bearing horizon. 1 - pyrite, 2 - sphalerite, 3 - galenite, 4 - chalcopyrite, P - abundance.

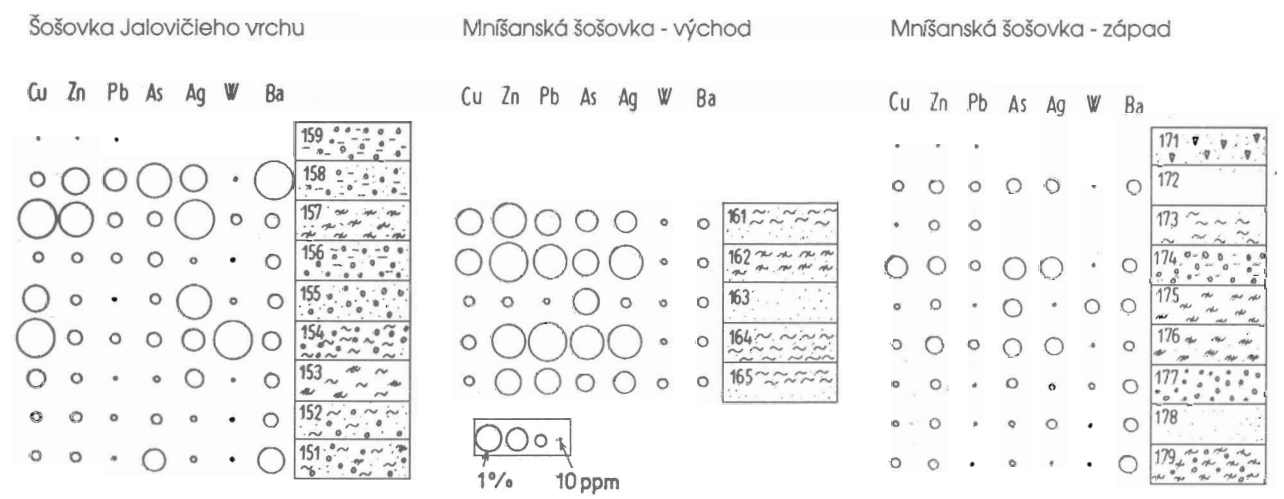
vzťahu vychodí, že na rozdiel od šošovky Jalovičieho vrchu v hnileckomníšskej šošovke je sfalerit vždy spolu s chalkopyritom a galenitom a pritom sú všetky vždy v asociácii s pyritom. Prevládla tu asociácia galenitu so sfaleritom, resp. galenit prevláda nad asociáciou sfalerit - chalkopyrit, pričom chalkopyrit bez asociácie sfalerit - galenit sa nachádza iba v šošovke Jalovičieho vrchu.

Arzenopyrit kryštalizoval v šošovke Jalovičieho vrchu spolu so sfaleritom a pyritom, zriedkavo s chalkopyritom a pyritom. V hnileckomníšskej šošovke kryštalizoval arzenopyrit aj samostatne alebo v asociácii s pyritom. Ale vo väčšine vzoriek z hnileckomníšskej šošovky je arzenopyrit rovnako ako v šošovke Jalovičieho vrchu v asociácii so sfaleritom a málokedy s chalkopyritom. Vychodí to z mineralogického štúdia a interpretácie vzťahu obsahu Cu - As - Zn v obidvoch šošovkách (obr. 8).

Obsah Sn v závislosti od obsahu Zn a Cu indikuje v spodnom rudonosnom horizonte (oblasť Smolníka) externú časť mineralizácie od miesta výlevu rudonosného fluida na morské dno (Radvanec a Bartalský, 1987). V študovanej oblasti sme sledovali aj vzťah obsahu Sn, Cu a Zn. Zistili sme, že na rozdiel od smolníckej oblasti v hnileckomníšsko-prakovskej oblasti Sn aureola nie je vyvinutá.

Z distribúcie projekčných bodov a vzťahov prvkov v trojuholníkových diagramoch je zrejmé, že medzi hnileckomníšskou šošovkou a šošovkou Jalovičieho vrchu sú rozdiely v geochemických aureolách. Šošovka Jalovičieho vrchu má samostatnú Cu aureolu, ktorá prechádza do Cu, Zn až Zn, Pb aureoly. Pb aureola je tu slabo vyvinutá a As aureola je spojená so Zn aureolou (obr. 7, 8).

V hnileckomníšskej šošovke je vyvinutá Zn, Cu a Zn, Pb aureola, pričom existuje aj samostatná Pb a Zn, Cu, As aureola. Vznikla tu aj samostatná As aureola, ktorá v šošovke Jalovičieho vrchu chýba (obr. 7, 8).



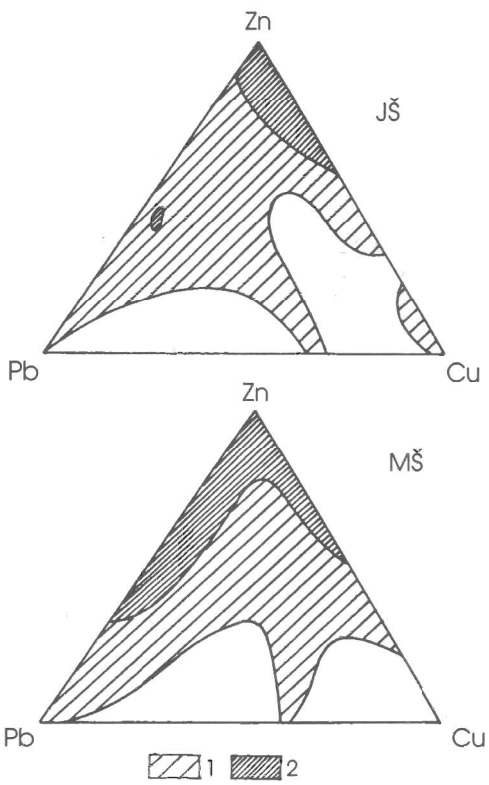
Obr. 6. Litostratigrafická kolónka vrchného rudonosného horizontu v oblasti Mníšek nad Hnilcom - Prakovce s vyznačením obsahu Cu, Zn, Pb, As, Ag, W, Ba. 1 - vyjadrenie obsahu prvku v litotype; 151-kremitý chloriticko-muskovitický fylit s laminami silicitu a popolového ryolitového materiálu; 152-aleuritický kremenitý fylit až jemnozrnitý kvarcit + klastická prímes + silicit; 153-kremeňový chloriticko-sericitický fylit ± kvarcit; 154-hnedý kvarcit ± popolový ryolitový materiál; 155-silicity; 156-silicity s väčším podielom popolového ryolitového materiálu; 157-chloritické silicity až chloritické fylity; 158-silicity + pyroklastický ryolitový materiál; 159-hrubozrnné pyroklastiká (nie popolové); 161-silicity, kremeňové fylity; 162-chloritické silicity až chloritické fylity; 163-silicity; 164-kremeňové fylity; 165-silicity až kremeňové fylity; 171-silicity s prímesou keratofýrových pyroklastík; 172-silicity; 173-kremeňové fylity; 174-alterované popolové pyroklastiká + klastická prímes; 175-chloriticko-muskovitické fylity; 176-muskovitické silicity; 177-popolové ryolitové pyroklastiká; 178-silicity; 179-peliticko-aleuritické chloriticko-muskovitické fylity ± popolový ryolitový materiál.
Fig. 6. Lithostratigraphic column of the upper ore-bearing horizon in the area of Mníšek nad Hnilcom - Prakovce with values of Cu, Zn, Pb, As, Ag, W, Ba. 1 - expression of the element content in the lithotype, 151 - quartzy chloritic-muscovitic phyllite with silicitic laminae and ash of rhyolitic material, 152 - aleuritic quartzy phyllite to fine-grained quartzstone + clastic admixture + silicite, 153 - quartzy chloritic - sericitic phyllite ± quartzstone, 154 - brown quartzite ± ashed rhyolitic material, 155 - silicites, 156 - silicites with the higher portion of ashed rhyolitic material, 157 - chloritic silicites to chloritic phyllites, 158 - silicites + pyroclastic rhyolitic material, 159 - coarse-grained pyroclastics (not ashed), 161 - silicites, quartzy phyllites, 162 - chloritic silicites to chloritic phyllites, 163 - silicites, 164 - quartzy phyllites, 165 - silicites to quartzy phyllites, 171 - silicites with the admixture of keratophyre pyroclastics, 172 - silicites, 173 - quartzy phyllites, 174 - altered ashy pyroclastics + clastic admixture, 175 - chloritic-muscovitic phyllites, 176 - muscovitic silicites, 177 - ashy rhyolitic pyroclastics, 178 - silicites, 179 - pelitic-aleuritic chloritic-muscovitic phyllites ± ashy rhyolitic material.

Rozdiel v obsahu a vo vzájomných vzťahoch prvkov pri kryštalizácii sulfidov z rudonosného fluida je viditeľný aj v ďalších diagramoch. Vzťah priemerných hodnôt obsahu Rb a Sr jednotlivých litologických typov výrazne odlišuje zrudnené litotypy šošovky Jalovičieho vrchu od litotypov v hnileckomníšskej šošovke. V šošovke Jalovičieho vrchu koreluje s vysokým obsahom Rb prevaha sfaleritu nad galenitom, pričom je obsah chalkopyritu nízky. Naopak pri nízkom obsahu Rb prevažuje chalkopyrit nad sfaleritom a galenitom (obr. 9).

V hnileckomníšskej šošovke koreluje množstvo sulfidov s obsahom Sr. Pri nízkom obsahu Sr prevláda sfalerit a galenit nad množstvom chalkopyritu, ale pri vysokom obsahu Sr množstvo sfaleritu a chalkopyritu prevláda nad galenitom (obr. 9).

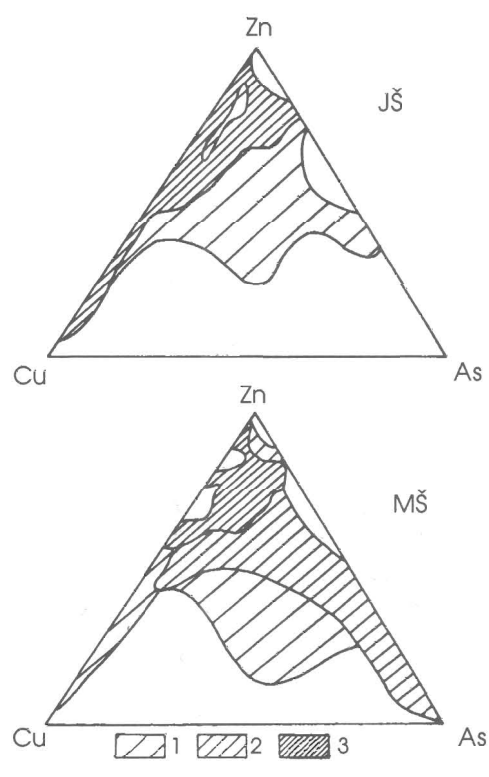
Významný rozdiel v chemickom zložení vulkanosilicitov obidvoch šošoviek je v obsahu CaO. V šošovke Jalovičieho vrchu obsahujú CaO do 1,5 % (hmot.), kým hnileckomníšske vulkanosilicity 1 až 4 %. Súčet obsahu $Na_2O + K_2O$ je v horninách obidvoch šošoviek rovnaký, a to od 0,5 - 7 % (obr. 10). Distribúcia obsahu Cu, Pb, Zn, ďalej vzťah CaO - $Na_2O + K_2O$, ako aj modálne zloženie sulfidov v litotype významne korelujú s obsahom Ca, Na a K v pôvodnom rudonosnom fluide. Z týchto vzťahov sme sa pokúsili odhadnúť podmienky kryštalizácie chalkopyritu, sfaleritu a galenitu v závislosti od obsahu CaO a $Na_2O + K_2O$. Predpokladáme, že koncentrácia týchto katiónov bola pred kryštalizáciou pevných fáz v rudonosnom fluide 3-krát až 6-krát nižšia, ako je ich súčasný obsah v študovaných litotypoch (hodnoty obsahu prvkov v litotype sú v zátvorke).

Pri nízkom obsahu Ca a Na + K v rudonosnom fluide v priestore šošovky Jalovičieho vrchu prevládala kryštalizácia chalkopyritu nad kryštalizáciou sfaleritu ± galenitu, čo je typické pre silicity. Obsah CaO v silicite je od 0,9 do 1,5 % a obsah $Na_2O + K_2O$ je 1,8 - 2,4 % (pole A - A; obr. 10). Ca viaže kalcit v žilkách dm veľkosti. Na viaže albit a K mikroklín. Zvýšenie koncentrácie Na a K ($Na_2O + K_2O$ = 3 - 7 %) a zníženie koncentrácie Ca (CaO = 0,1 %) vo fluide spôsobilo, že Cu, Zn, Pb sulfidy už z rudonosného fluida nekryštalizovali. Táto závislosť sa rovnako preukázala v jednotlivých litotypoch obidvoch študovaných šošoviek (pole A", B", obr. 10). Navyše v hnileckomníšskej šošovke uvedené sulfidy pri vysokom obsahu Ca (silicity s obsahom CaO = 2,5 - 4 %; obr. 10) nekryštalizovali. Vysoká akumulácia Cu, Zn, Pb minerá-



Obr. 7. Vzťah obsahu Cu-Pb-Zn vo vrchnom rudonosnom horizonte. JŠ - šošovka Jalovičieho vrchu, MŠ - hnileckomníšska šošovka. 1 - nízka hustota projekčných bodov, 2 - vysoká hustota projekčných bodov.

Fig. 7. Relation of Cu-Pb-Zn content in the upper ore-bearing horizon. JŠ - the Jalovičí vrch lentil, MŠ - the Hnilec-Mníšek lentil, 1 - low density of projection points, 2 - high density of projection points.



Obr. 8. Vzájomný vzťah obsahu As-Cu-Zn vo vrchnom rudonosnom horizonte. JŠ - šošovka Jalovičieho vrchu, MŠ - hnileckomníšska šošovka. 1 - nízka hustota projekčných bodov, 2 - vysoká hustota projekčných bodov, 3 - veľmi vysoká hustota projekčných bodov.

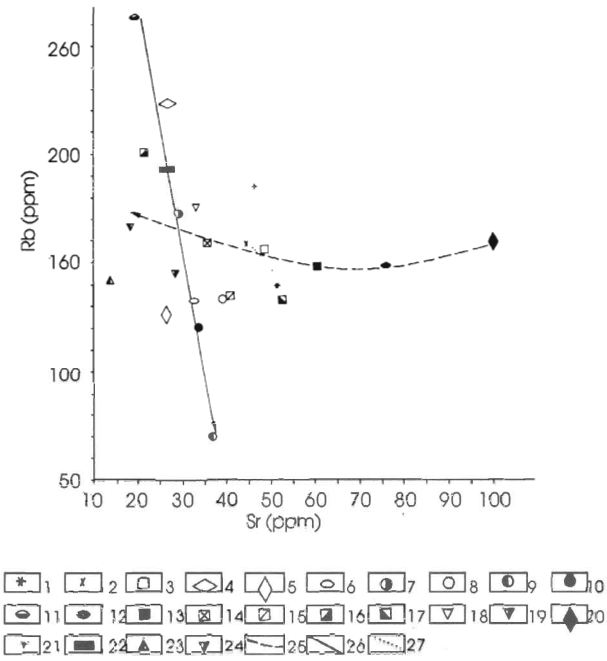
Fig. 8. Mutual relation of As-Cu-Zn content in upper ore-bearing horizon. JŠ - the Jalovičí vrch lentil, MŠ - the Hnilec-Mníšek lentil, 1 - low density of projection points, 2 - high density of projection points, 3 - very high density of projection points.

lov vznikala pri približne rovnakej koncentrácii Ca a Na + + K v rudonosnom fluide a vysokej koncentrácii Si. Vychodí to z toho, že rudná akumulácia sulfidov je v študovanej oblasti prevažne len v silicite s priemerným obsahom $Na_2O + K_2O$ = 2,5 % a CaO = 1,8 %. Zistili sme, že keď sa v rudonosnom fluide zvýšil obsah Ca, prevládala kryštalizácia Zn, Pb sulfidov nad Cu sulfidmi, a keď sa znížil obsah Ca, prevažovala kryštalizácia Cu nad Zn, Pb sulfidmi. Pri nízkej koncentrácii Ca prevládal vznik Zn nad Pb a Cu sulfidmi (pole A - A´, B - B´, C, obr. 10).

Kryštalizácia sulfidických minerálov tohto typu ložísk prebieha pri interakcii rudonosného fluida, morskej vody a okolitých hornín. Horúce fluidá (200 - 500 °C) sa pri výstupe a po výleve na morské dno dostáva do rovnováhy so silikátmi a morskou vodou. Fluidá sa reakciami neutralizujú a katióny Ca, Na, K, Mg a Si sa prevažne viažu na rozpustné chloridové komplexy (Lemier et al., 1986), a preto väčšinu ložísk v blízkosti centier výlevu fluida charakterizuje zóna alterovaných hornín (väčšinou je to silicifikácia) a veľmi nízky obsah Na_2O a K_2O. Intenzita alterácie a zrudnenia priamo závisí od vzdialenosti prívodných kanálov fluida (Plimer, 1985). Výrazný pokles obsahu Na_2O, K_2O, ale aj pokles CaO v alteračných zónach ložiska Smolník (spodný rudonosný horizont) zistil aj Radvanec a Bartalský (1987). Tu v blízkosti predpokladaného centra výlevu fluida klesol obsah CaO na 0,1 % (hmot.) a obsah $Na_2O + K_2O$ z 8 na 0 %.

V oblasti rudných šošoviek pri Mníšku nad Hnilcom a Prakoviec (vrchný rudonosný horizont) mala kryštalizácia sulfidov iné podmienky ako v spodnom rudonosnom horizonte. V oblasti, ktorú sme študovali, t. j. v oblasti Mníška nad Hnilcom a Prakoviec, vznikali sulfidy spolu s kalcitom. Ich prítomnosť indikuje obsah CaO. Karbonáty nie sú bežnými fázami v alteračných zónach stratiformných sulfidických ložísk (Plimer, 1985). Väčšinou sú výsledkom miešania sa Ca, Mg, Fe a Mn karbonátov (oblasť Mattabi, Kanada, a michipicotenskej železnej formácie, Kanada). Rozpustnosť kalcitu vo fluide s vysokým podielom H_2O klesá v závislosti od zvyšujúcej sa teploty (opačne je to pri kremeni a fluorite) a rastie s tlakom a koncentráciou CO_2 a NaCl v teplotnom rozsahu kryštalizácie exhalačných ložísk (200 - 450 °C). V alteračnej zóne môže karbonát kryštalizovať vtedy, keď klesne tlak CO_2 (PCO_2). Tlak najvýraznejšie klesá pri vare v otvorenom systéme pre fluidovú fázu, keď sa CO_2 z fluida oddeľuje (Holland a Malinin in Plimer, 1985). Fluidové uzavreniny však poukazujú na to, že var pri vzniku tohto typu ložísk nie je bežným javom, teda vyzrážanie karbonátu závisí najmä od úbytku H^+, ktorý sa vylúči pri kryštalizačných reakciách sírnikov. V priebehu týchto reakcií sa uvoľňuje aj K^+, Na^+, Ca^{2+} a Mg^{2+}.

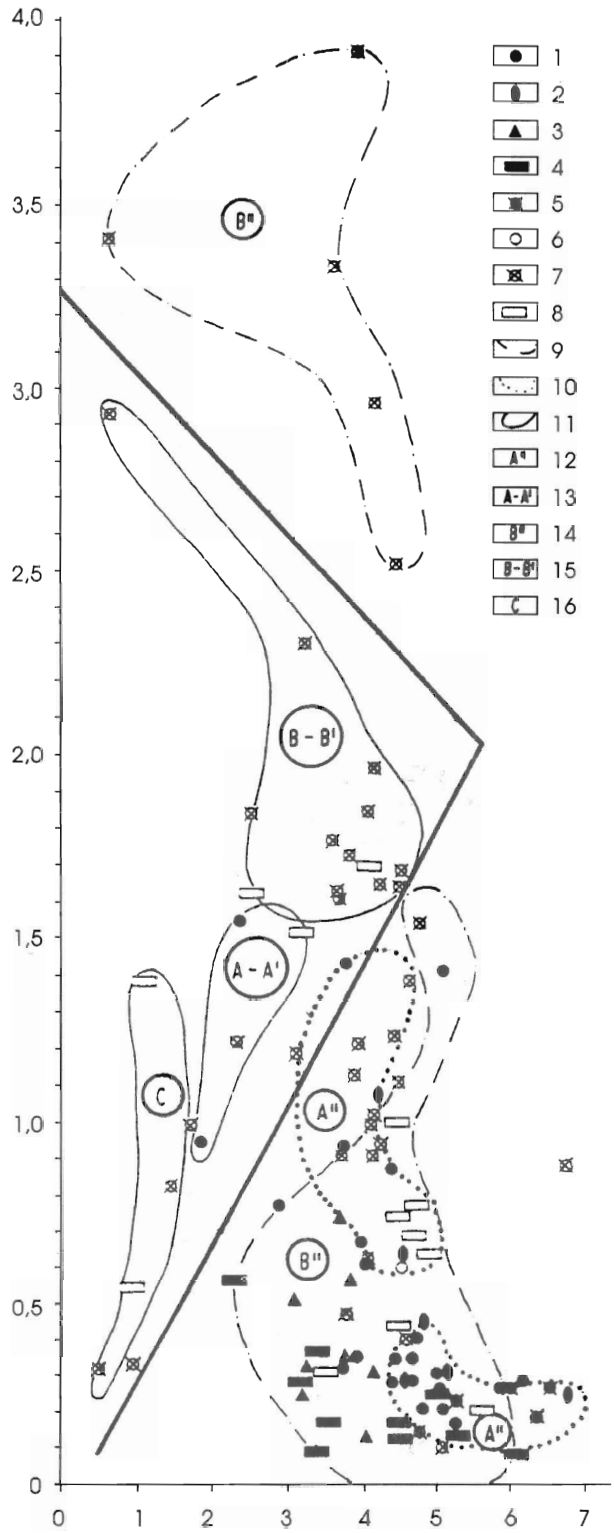
Pri kryštalizácii sulfidov (hlavne sfaleritu a galenitu) a karbonátov v hnileckomníšskej šošovke (len tu je vysoký obsah CaO) sme vypočítali vysokú teplotu (okolo 400 °C). Pri takejto teplote už nemožno vylúčiť var fluida v otvorenom systéme s poklesom P_{CO2}. Z toho vychodí, že pri rekonštrukcii genézy sírnikov v hnileckomníšskej šošovke treba brať do úvahy premenlivý a vysoký obsah Ca v rudonosnom fluide v otvorenom systéme aj s jeho varom.



Obr. 9. Vzťah obsahu Rb a Sr v horninových varietách vrchného rudonosného horizontu. 1 - porfyroidy, 2 - ryolity, 3 - chloriticko-muskovitické fylity, 4 - kremité chloriticko-muskovitické fylity a laminami silicitu a popolového ryolitového materiálu, 5 - aleuritické kremenité fylity až jemnozrnité kvarcity ± klastická prímes ± silicity ± ryolitový mat., 6 - kremité chloriticko-muskovitické fylity ± kvarcity ± popolový ryolitový materiál, 7 - hnedasté kvarcity + popolový ryolitový materiál, 8 - silicit + popolový ryolitový materiál, 9 - chloritické silicity až chloritické fylity, 10 - silicity s väčším podielom popolového ryolitového materiálu, 11 - silicity + pyroklastický ryolitový materiál (4-11 - šošovka Jalovičieho vrchu), 12 - nezaradené vzorky z rudonosného horizontu, 13 - silicity ± kremenité fylity, 14 - silicity, 15 - chloritické silicity až chloritické fylity, 16 - kremenité fylity, 17 - silicity až kremenité fylity, (12-17 - hnileckomníšska šošovka-východ), 18 - alterované popolové ryolitové pyroklastiká s klastickou prímesou, 19 - muskovitické silicity, 20 - popolové ryolitové pyroklastiká, 21 - silicity, 22 - pelitické až aleuritické chloriticko-muskovitické fylity ± popolový ryolitový materiál, 23 - silicity, 24 - pelitické až aleuritické chloriticko-muskovitické fylity ± popolový ryolitový materiál, 25 - trend litologických typov v hnileckomníšskej šošovke, 26 - trend litologických typov v šošovke Jalovičieho vrchu, 27 - trend ryolitovo-porfyroidový. Litostratigrafická pozícia hornín je na obr. 6.

Fig. 9. Relation of Rb and Sr content in rock varietes of upper ore-bearing horizon. 1 - porphyroides, 2 - rhyolites, 3 - chloritic-muscovitic phyllites, 4 - quartzy chloritic-muscovitic phyllites with silicitic laminae and ashy rhyolitic material, 5 - aleuritic quartzy phyllites to fine-grained quartzites ± clastic admixture ± silicites ± rhyolitic material, 6 - quartzy chloritic-muscovitic phyllites ± quartzites ± ashy rhyolitic material, 7 - brownlike quartzites + ashy rhyolitic material, 8 - silicites + ashy rhyolitic material, 9 - chloritic silicites to chloritic phyllites, 10 - silicites with the higher portion of ashy rhyolitic material, 11 - silicites + pyroclastic rhyolite material, (4-11 the Jalovičí vrch lentil), 12 - nonmembered samples from ore-bearing horizon, 13 - silicites ± quartzy phyllites, 14 - silicites, 15 - chloritic silicites to chloritic phyllites, 16 - quartzy phyllites, 17 - silicites to quartzy phyllites (12-17 the Hnilec-Mníšek lentil - eastern part), 18 - altered ashy rhyolitic pyroclastics with clastic admixture, 19 - muscovitic silicites, 20 - ashy rhyolitic pyroclastics, 21 - silicites, 22 - pelitic to aleuritic chloritic-muscovitic phyllites ± ashy rhyolite material, 23 - silicites, 24 - pelitic to aleuritic chloritic-muscovitic phyllites ± ashy rhyolitic material, 25 - trend of lithotypes in the Hnilec-Mníšek lentil, 26 - trend of lithotypes in the Jalovičí vrch lentil, 27 - rhyolite-porphyroide trend. Lithostratigraphic position of rocks is in Fig. 6.

Na rozdiel od spodného rudonosného horizontu, kde nastala kryštalizácia sulfidov pri alteračných reakciách medzi morskou vodou, rudonosným fluidom a okolitou horninou, vo vrchnom rudonosnom horizonte gemerika nastávala kryštalizácia z fluida počas reakcií rudonosného fluida len s morskou vodou. Výsledkom kryštalizačných reakcií sú silicity s karbonátovými žilkami a sulfidmi. Alteráciou hornín s poklesom obsahu CaO, Na_2O a K_2O z pôvodných hornín (sedimentov) vo vrchnom rudonosnom horizonte v oblasti Mníška a Prakoviec možno pozorovať len lokálne v západnej časti mníšanskej šošovky (kód 174, obr. 4, 6).



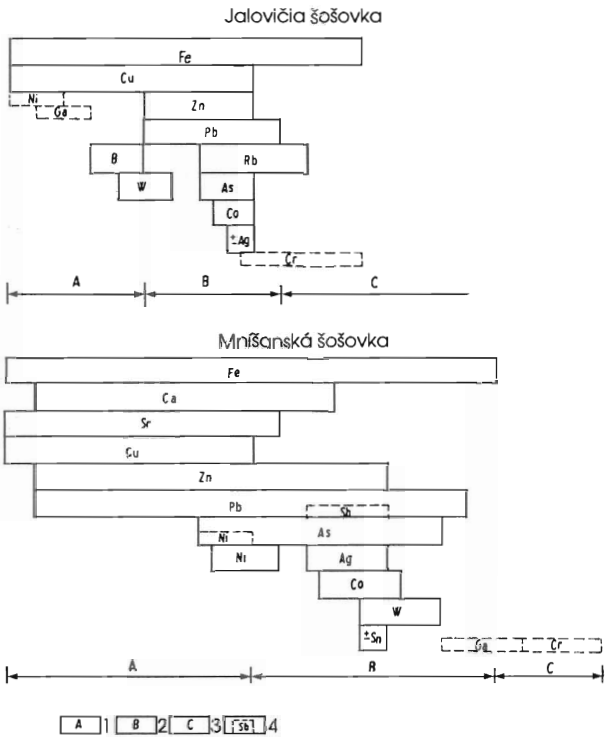
◀ Obr. 10. Vzťah obsahu CaO so súčtom obsahu Na_2O + K_2O (hmot. %) v litologických varietách vrchného rudonosného horizontu. Šošovka Jalovičieho vrchu: 1 - silicity s prímesou popolového ryolitového materiálu, 2 - kremeňové chloriticko-sericitické fylity ± kvarcity, 3 - vulkanosilicity s väčším podielom popolového ryolitového materiálu, 4 - aleuritické kremeňové fylity až jemnozrnité kvarcity s klastickou prímesou vulkanosilicitov, 5 - silicity s prímesou popolového ryolitového materiálu; Mníšanská šošovka: 6-7 - vulkansilicity a kremeňové fylity, 8 - vulkanosilicity s chloritom až chloritické fylity, hnileckomníšska šošovka, 9 - pole B", obsah Cu = 6 - 23 ppm, Zn = 40 - 230 ppm, Pb = 20 - 80 ppm; 10 - pole A" obsah Cu = 20 - 100 ppm, Zn = 57 - 67 ppm, Pb = 24 - 30 ppm; 11 - polia s vysokým obsahom Cu, Zn, pole A - A´ obsah Cu = 960 - 11 000 ppm, Zn = 286 - 1192 ppm, Pb = 105 - 206 ppm, pole B - B´ obsah Cu = 59 - 1430 ppm, Zn = 610 - 5472 ppm, Pb = 116 - 4254 ppm, pole C s obsahom Cu = 370 - 700 ppm, Zn = 8170 - 10 080 ppm, Pb = 659 - 3137 ppm. Polia A - A", B - B" sú rovnaké ako pri obr. 14.

Fig. 10. Relation of CaO content with the sum of Na_2O + K_2O (weight %) in the lithological varietes of the upper ore-bearing horizon. The Jalovičí vrch lentil: 1 - silicites with the admixture of ashy rhyolitic material, 2 - quartzy chloritic-sericitic phyllites +- quartzites, 3 - vulcanosilicites with larger portion of ashy rhyolitic material, 4 - aleuritic quartzy phyllites to fine-grained quartzites with clastic admixture of vulcanosilicites, 5 - silicites with the admixture of ashy rhyolitic material; the Hnilec lentil: 6, 7 - vulcanosilicites and quartzy phyllites, 8 - vulcanosilicites with chlorite to chloritic phyllites; the Mníšek lentil: 9 - field B", content Cu = 6 - 23 ppm, Zn = 40 - 230 ppm, 10 - field A", content Cu = 20 - 100 ppm, Zn = 57 - 67 ppm, Pb = 24 - 30 ppm, 11 - fields with high content of Cu, Zn, field A - A`, content Cu = 960 - 11000 ppm, Zn = 286 - 1192 ppm, Pb = 105 - 206 ppm, field B - B`, content Cu = 59 - 1430 ppm, Zn = 610 - 5472 ppm, Pb = 116 - 4254 ppm, field C with content Cu = 370 - 700 ppm, Zn = 8170 - 10080 ppm, Pb = 659 - 3137 ppm. Fields A - A", B - B" are the same as in the case of Fig. 14.

Interpretácia výsledkov

Súčasné poznanie priestorovej distribúcie mineralizácie a geochemická zonálnosť v oblasti vrchného rudonosného horizontu v oblasti Mníška n. Hn. a Prakoviec dovoľujú z pohľadu genézy porovnať túto mineralizáciu s podobnými typmi. Na základe porovnania sme v študovanej oblasti vyčlenili miesta, ktoré sú najbližšie k výlevu fluida. Tu sa mineralizácia vyskytuje vo forme zvrstvených až masívnych (liatych) rúd, ktoré vznikajú v blízkosti najintenzívnejšieho pôsobenia fluida t. j. blízko jeho výlevu na morské dno. Vtrúseninová mineralizácia sa vyskytuje v okrajových častiach ložísk. Zmeny v usporiadaní mineralizácie smerom od masívnych a zvrstvených (Pb - Zn) ± Cu rúd po okrajovú rozptýlenú, ktorú tvorí pyrit ± pyrotín, sú opísané aj z brunswických telies stratiformných rúd (van Staala a Wiliams, 1984) a z iných lokalít. V sledovanej oblasti túto zmenu formy mineralizácie opísala Drnzíková (in Grecula, 1968).

Najbližšie k miestu výlevu fluida v šošovke Jalovičieho vrchu vznikol chalkopyrit (podobne je to v spodnom rudonosnom horizonte v oblasti Smolníka; Radvanec a Bartalský, 1987), ďalej k okraju sfalerit ± galenit. Táto závislosť je



Obr. 11. Distribúcia prvkov v závislosti od centra výlevu fluida. 1 - centrum výlevu fluida, 2 - prechodná časť od centra výlevu fluida, 3 - externá časť od centra výlevu fluida, 4 - anomálny obsah prvku určený semikvantitatívnou spektrálnou analýzou.

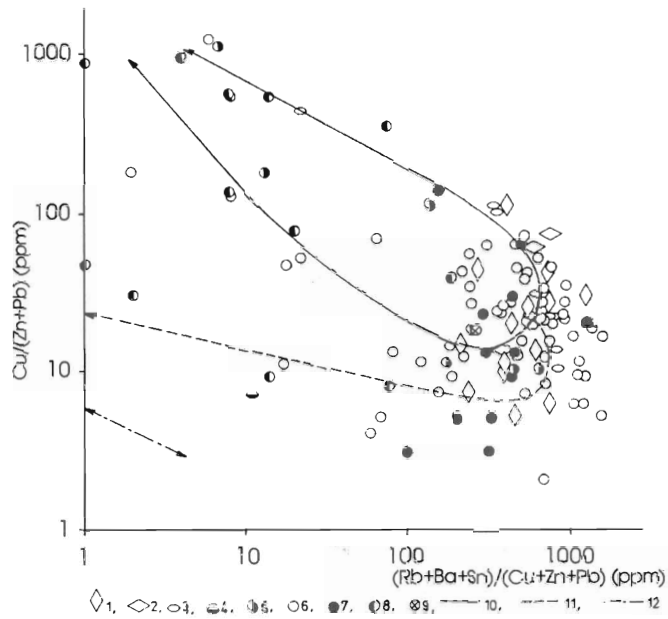
Fig. 11. Distribution of elements in relation with the centre of fluid effusion, 1 - centre of fluid effusion, 2 - transition part from the centre of fluid effusion, 3 - external part from the centre of fluid effusion, 4 - anomalous content of element determined by semiquantitative spectral analysis.

známa aj zo švédskych a nórskych ložísk (Sundbllad, 1981), z ložísk v južnej Afrike (Middleton in Plimer, 1985), v bývalom Sovietskom zväze (džamlugské ložisko), ale aj v iberskom pyritovom páse (Strauss a Madel, 1974) a inde.

Chalkopyritovú mineralizáciu v blízkosti miesta výlevu fluida v oblasti šošovky Jalovičieho vrchu indikuje Fe, Cu aureola a čiastočne aj B a W aureola (obr. 11). Zistili sme to zo vzťahu Cu a ostatných sledovaných prvkov (obr. 6 až 11). Prechodnú časť od miesta výlevu fluida tvorí Zn, Pb, Rb, As, Co ± Ag a Cr aureola. Externú časť od miesta výlevu fluida čiastočne indikuje iba Fe a Cr a pravdepodobne ani nie je vyvinutá (distribúciu Cr poznáme zo štúdia semikvantitatívnych analýz).

V hnileckomníšskej šošovke indikuje miesto najbližšie k výlevu fluida prvková asociácia Fe, Ca, Sr, Cu, Zn a Pb. Prechodnú časť indikuje asociácia Zn, Pb, Sb, As, Ag, Co, W ± Sn a externú Ga a Cr (obr. 11).

Okrem kritérií indikácie miest výlevu fluida na morské dno pomocou geochemických aureol prvkov poznáme aj všeobecnú závislosť znižovania hodnoty pomeru Cu/(Pb + + Zn) od vzdialenosti miesta výlevu fluida na morské dno. Tento pomer sme vypočítali v každej vzorke.

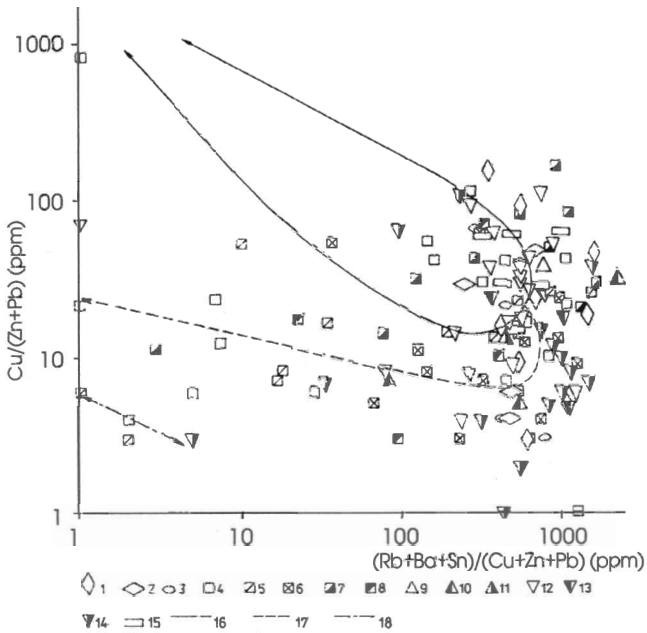


Obr. 12. Vzťah pomeru Cu/(Zn + Pb) a (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) v horninách rudonosného horizontu šošovky Jalovičieho vrchu. 1 - aleuritické kremeňové fylity až jemnozrnité kvarcity, 2 - kremenité chloriticko-muskovitické (klastická prímes ± silicity), fylity s laminami silicitu a popolového materiálu, 3 - kremeňové chloriticko-muskovitické fylity ± kvarcity, 4 - silicity ± pyroklastický materiál, 5 - hnedé kvarcity ± popolový (ryolitový) materiál, 6 - silicity ± kyslý popolový materiál, 7 - silicity s väčším podielom kyslého popolového materiálu, 8 - chloritické silicity až chloritické fylity, 9 - hrubozrnité pyroklastiká (ryolitové), nie popolové, 10 - smer zvyšovania sa obsahu Cu >> Zn + Pb, 11 - smer zvyšovania sa obsahu Pb >> Cu, 12 - smer zvyšovania sa Zn >> Pb + Cu.

Fig. 12. Relation of the ratio Cu/(Zn+Pb) to (Rb+Ba+Sn)/(Cu+Zn+Pb) in the rocks of upper ore-beating horizon of the Jalovičí vrch lentil, 1 - aleuritic quartzy phyllites to fine-grained quartzites, 2 - quartzy chloritic-muscovitic phyllites, clastic admixture +- silicites. Phyllites with laminae of silicitic and ashy material, 3 - quartzy chloritic-muscovitic phyllites +- quartzites, 4 silicites +- pyroclastic material, 5 - brown quartzites +- ashy (rhyolitic) material, 6 - silicites +- acid ashy material, 7 - silicites with the higher amount of acid ashy material, 8 - chloritic silicites to chloritic phyllites, 9 - coarse-grained pyroclastics (rhyolitic, not ashy), 10 - direction of increasement of Cu >> Zn + Pb content, 11 - direction of increasement of Pb >> Cu content, 12 - direction of increasement of Zn >> Pb + Cu content.

Litologické typy v šošovke Jalovičieho vrchu a hnileckomníšskej šošovke sme odlíšili v diagrame vzťahov obsahu Cu/(Zn + Pb) a (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) (obr. 12 - 14). V šošovke Jalovičieho vrchu rastú hodnoty pomeru Cu/(Zn + Pb) priamoúmerne so znižovaním hodnoty pomeru (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb). Pomer indikuje intenzitu mineralizácie v priestore šošovky. Zvyšovanie hodnôt Cu/(Zn + Pb) závisí od obsahu Cu, ktorý je na niektorých miestach v šošovke Jalovičieho vrchu väčší ako súčet obsahu Pb + Zn (obr. 12).

Vzťah hodnoty Cu/(Zn + Pb) a (Rb + Ba + Sn)/(Cu + + Zn + Pb) v hnileckomníšskej šošovke rovnako ako v šošovke Jalovičieho vrchu indikuje intenzitu mineralizácie (obr. 13, 14). Výrazný rozdiel je v tom, že v hnileckomníšskej šošovke je obsah Zn a Pb (menovateľ) vyšší ako obsah Cu (obr. 13). Konkrétny obsah vzoriek je v diagra-



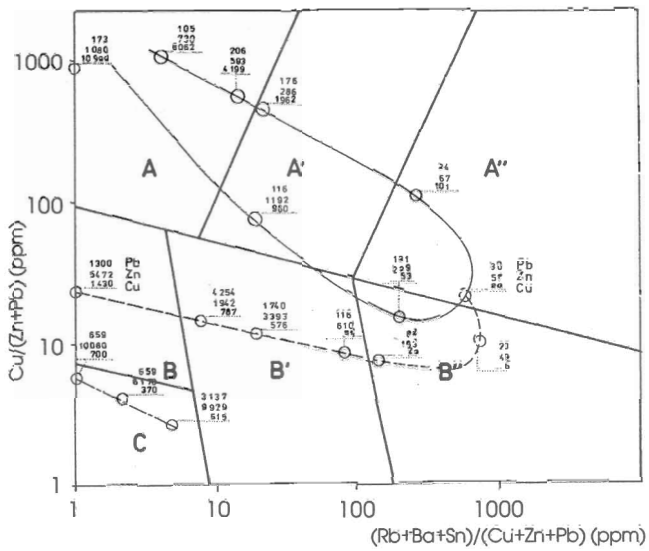
Obr. 13. Vzťah pomeru Cu/(Zn + Pb) a (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) v horninách rudonosného horizontu hnileckomníšskej šošovky. 1 - silicity, 2 - popolové pyroklastiká (ryolitové), 3 - nezaradené vzorky z rudonosného horizontu, 4 - silicity až kremenité fylity, 5 - silicity s chloritom až chloritické fylity, 6 - silicity, 7 - kremeňové fylity, 8 - silicity až kremenité fylity, 9 - keratofýrové silicity (prímes keratofýrov), 10 - silicity, 11 - kremeňové fylity, 12 - alterované popolové pyroklastiká + klastická prímes, 13 - chloriticko-muskovitické fylity, 14 - muskovitické silicity, 15 - peliticko-aleuritické chloriticko-muskovitické fylity ± popolový materiál, 16 - smer zvyšovania sa obsahu Cu > Zn + Pb, 17 - smer zvyšovania sa obsahu Pb + Zn > Cu, 18 - smer zvyšovania obsahu Zn > Pb + Cu.

Fig. 13. Relation of rate of Cu/(Zn+Pb) to (Rb+Ba+Sn)/(Cu+Zn+Pb) in the rocks of ore-bearing horizon of the Hnilec-Mníšek lentil, 1 - silicites, 2 - ashy pyroclastics (rhyolitic), 3 - nonmembered samples from ore-bearing horizon, 4 - silicites to quartzy phyllites, 5 - silicites with chlorite to chloritic phyllites, 6 - silicites, 7 - quartzy phyllites, 8 - silicites to quartzy phyllites, 9 - keratophyric silicites (admixture of keratophyres), 10 - silicites, 11 - quartzy phyllites, 12 - altered ashy pyroclastics + clastic admixture, 13 - chloritic-muscovitic phyllites, 14 - muscovitic silicites, 15 - pelitic-aleuritic chloritic-muscovitic phyllites +- ashy material, 16 - direction of increasement of Cu > Zn + Pb content, 17 - direction of Pb + Zn > Cu increasement, 18 - direction of Zn > Pb + Cu increasement.

me Cu/(Zn + Pb) - (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) na „jalovičom" a „hnileckomníšskom" trende (obr. 14).

Z analýzy distribúcie vzoriek v diagramoch (obr. 12 a 13) sme vymedzili oblasti, ktoré sú blízko miest výlevu fluida na morské dno. V šošovke Jalovičieho vrchu je to pole A - A', v hnileckomníšskej B - B'- C. Vzorky patriace do poľa A" a B" majú nízky obsah Cu, Pb a Zn. Podľa pozície v diagrame ich možno spoľahlivo zaradiť do trendu pre hnileckomníšsku Pb, Zn, Cu mineralizáciu a do trendu šošovky Jalovičieho vrchu s Cu-Pb-Zn mineralizáciou (obr. 14).

Zaradenie vzoriek do poľa A" a B" podľa hodnoty pomerov má význam nielen pri prieskumných prácach v študovanej oblasti, ale aj pri geochemickej prospekcii v ostatnej časti územia, kde sa zistili výskyty vrchného



Obr. 14. Vzťah pomeru Cu/(Zn + Pb) a (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) v horninách vrchného rudonosného horizontu šošovky Jalovičieho vrchu a hnileckomníšskej šošovky s vyznačením obsahu Pb, Zn, Cu (ppm) v zónach A", A', A, B", B', B, vysvetlivky ako pri obr. 12, 13, C - oblasť, kde prevláda obsah Zn >> Cu + Pb. Pri číslach na obr. udávajúcich hodnotu prvku v ppm je od vrchu takéto poradie: Pb, Zn, Cu.

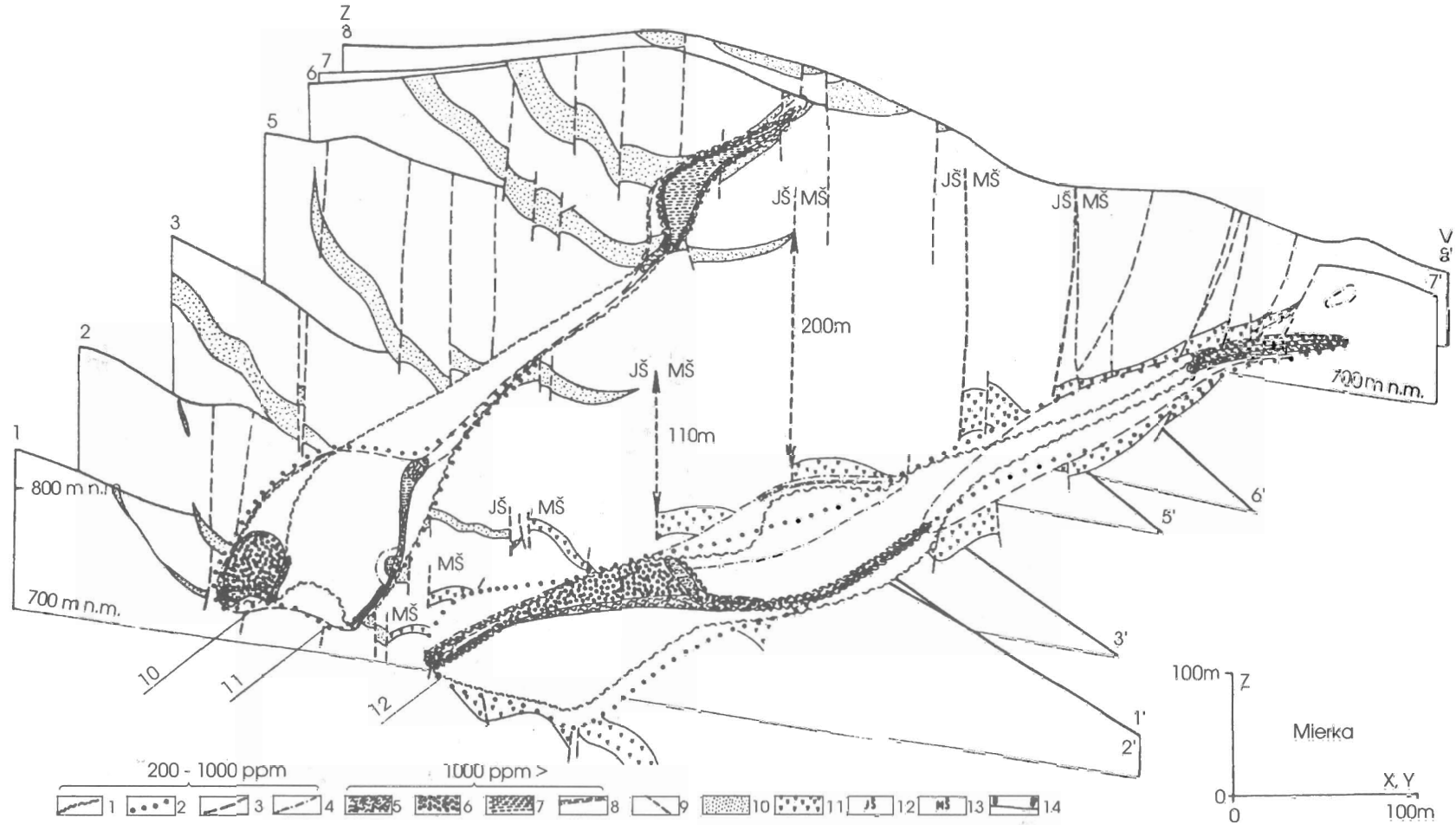
Fig. 14. Relation of the ratio of Cu/(Zn+Pb) to (Rb+ Ba+ Sn)/ (Cu+ +Zn+Pb) in rocks of upper ore-bearing horizon of the Jalovičí vrch lentil and the Hnilec-Mníšek one with marked contents of Pb, Zn, Cu (ppm) in the zones A", A', A, B", B', B. Explanations as in Figs. 12, 13. C - area where content Zn >> Cu + Pb predominates. Numbers in Figs., stating the element value in ppm, are in the following order: Pb, Zn, Cu.

rudonosného horizontu. Podľa vzájomného vzťahu Cu/(Zn + Pb) - (Rb + Ba + Sn)/(Cu + Zn + Pb) možno už pri nízkom obsahu Cu, Pb, Zn (30 ppm) predvídať, aký typ mineralizácie sa dá predpokladať pri ďalších prieskumných prácach (Cu typ jalovičí a Pb-Zn typ hnileckomníšsky). Má to význam aj pri prognózovaní stratiformnej sulfidickej mineralizácie gemerika.

Pomocou distribúcie takto rozdelených vzoriek a teploty kryštalizácie sulfidov sme zistili pravdepodobné miesta výlevu fluida na morské dno. Situáciu sme zobrazili v axonometrickom reze. Obsah Cu, Pb, Zn a W sme oddelili v dvoch anomálnych stupňoch, a to od 200 do 1000 ppm a nad 1000 ppm (obr. 15). Podkladom na zostrojenie axonometrického rezu boli priečne rezy ložiskom (Kobulský a Návesňák, 1988). Do rezu sme vyniesli aj anomálny obsah prvkov z predchádzajúcich prác tejto oblasti (vrt FV-3 a iné banské diela HP-1, štôlňa 10 a 11; Grecula, 1968). Toto zobrazenie umožňuje vidieť pozíciu šošoviek a rozloženie mineralizácie v priestore.

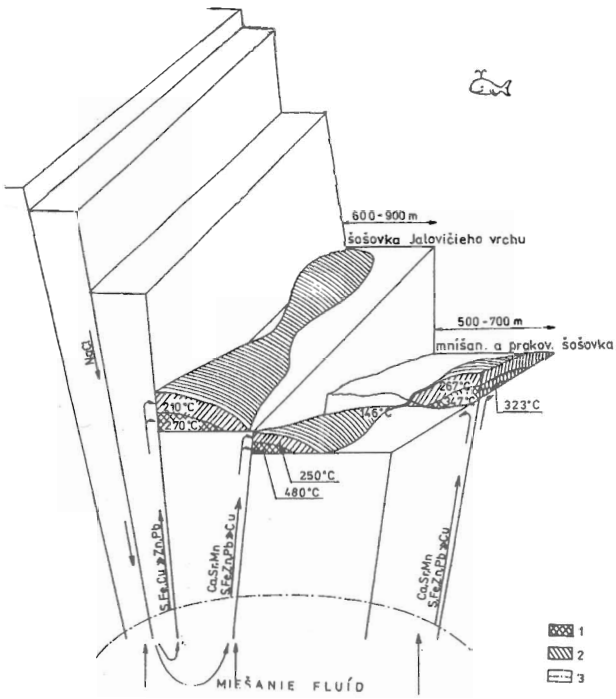
Vznik stratiformnej sulfidickej mineralizácie vo vrchnom rudonosnom horizonte

Doteraz známe údaje, podľa ktorých sa modeloval vznik stratiformnej polymetalickej mineralizácie vo vrchnom horizonte, sme doplnili o geochemickú zonálnosť (obr. 14).



Obr. 15. Axonometrický blokdiagram stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Mníšek nad Hnilcom - Prakovce. 1 - hranica poľa obsahu Pb, 2 - hranica poľa obsahu Zn, 3 - hranica podľa obsahu Cu, 4 - hranica poľa W, 5 - hranica poľa vysokého obsahu Pb, 6 - hranica poľa vysokého obsahu Zn, 7 - hranica poľa vysokého obsahu Cu, 8 - hranica poľa vysokého obsahu W, 9 - tektonické poruchy, 10 - rozšírenie rudonosného horizontu v šošovke Jalovičieho vrchu, 11 - rozšírenie rudonosného horizontu v hnileckomníšskej šošovke; 12 - tektonická hranica šošovky Jalovičného vrchu; 13 - tektonická hranica hnileckomníšskej šošvky; 14 - rez ložiskom s vyznačením povrchu.

Fig. 15. Axonometric blockdiagramme of the stratabound sulphidic mineralization in the area Mníšek nad Hnilcom - Prakovce, 1 - boundary of the field of Pb content, 2 - boundary of the field of Zn content, 3 - boundary of the field of Cu content, 4 - boundary of the W field, 5 - boundary of the high Pb content, 6 - boundary of the field of the high Zn content, 7 - boundary of the high Cu content, 8 - boundary of the field of high W content, 9 - tectonic discontinuities, 10 - distribution of ore-bearing horizon in the Jalovičí vrch lentil, 11 - distribution of ore-bearing horizon in the Hnilec-Mníšek lentil, 12 - tectonic boundary of the Jalovičí vrch lentil, 13 - tectonic boundary of the Hnilec-Mníšek lentil, 14 - cross-section of the deposit with marked surface level.



Obr. 16. Schematický model vzniku submarinno-exhalačnej sulfidickej mineralizácie vo vrchnom rudonosnom horizonte; 1 - A, centrálna oblasť mineralizácie; 2 - B, prechodná zóna mineralizácie; 3 - miešanie fluida konvenčného prúdenia, fluida magmatického a metamorfného pôvodu.
Fig. 16.Schematic model of the origin of submarine exhalative mineralization in the upper ore-bearing horizon, 1 - A, central part of mineralization, 2 - B, transition zone of mineralization, 3 - mixing of fluids of convectional flow, magmatic and metamorphic origin fluids.

Model na základe paleogeografickej a paleotektonickej rekonštrukcie staropaleozoickej sedimentárnej provincie gemerika urobil P. Grecula (1982). Vznik stratiformnej mineralizácie súvisí s významnými hlboko siahajúcimi diskontinuitami, resp. zlomami transkrustálneho významu, ktoré boli súčasťou pokročilého štádia vývoja staropaleozoického riftového systému s vulkanitmi Ca-alkalického radu (Grecula, 1982). Vrchný rudonosný horizont je úzko spätý s touto vulkanickou činnosťou.

Morská voda prenikala po zlomoch do hĺbky a obohacovala sa o kovové prvky. V hĺbke sa miešala s pôvodne magmatickými a metamorfnými fluidami. Zvyšovala svoju geochemickú aktivitu, schopnosť mobilizovať kovy zo silikátov a prenášať ich. V podobe geochemicky aktívneho fluida v úzkej väzbe na magmatizmus sa vracala na morské dno. Reakciami medzi morskou vodou a fluidom vznikala stratiformná sulfidická mineralizácia (Hutchinson et al., 1980; Grecula, 1982; Plimer, 1985; Rona, 1986).

Schematicky znázornené geochemické aureoly vychádzajú z doteraz uvedených faktov (obr. 16). Najbližšie k miestu výlevu fluida v šošovke Jalovičieho vrchu je aureola Fe, Cu, ± B ± W, v hnileckomníšskej šošovke aureola Fe, Ca, Sr, Cu, Zn a Pb. Sulfidy sú tu vo forme „liatych" rúd. Vtrúseninová mineralizácia (± vrstvičková forma) je typická pre susednú (prechodnú časť) miesta výlevu fluida a indikuje ju v šošovke Jalovičieho vrchu Fe, Cu, Zn, Pb, Rb, As, Co, ± Ag aureola. V hnileckomníšskej šošovke je to Fe, Zn, Pb, Ni, As, Ag, Co, W, ± Sn aureola. Externá časť mineralizácie (vtrúseniny pyritu) je vyvinutá v miestach najvzdialenejších od výlevu fluida a v hnileckomníšskej šošovke ju indikuje Ga + Cr aureola. V šošovke Jalovičieho vrchu nie je vyvinutá.

Prostredie, do ktorého sa fluidá vylievali, formovala zlomová tektonika do úzkych kanálov. Šírka priestoru kryštalizácie sulfidických minerálov v šošovke Jalovičieho vrchu bola okolo 900, v hnileckomníšskom okolo 700 m. Teplota kryštalizácie je uvedená pri predpokladaných miestach výlevu fluida na morské dno (obr. 16).

Záver

Z litogeochemických analýz sulfidickej stratiformnej mineralizácie sme v oblasti Mníška nad Hnilcom - Prakoviec určili miesta výlevu rudonosného fluida na morské dno. Zistili sme, že sa šošovka Jalovičieho vrchu prvkovou asociáciou od hnileckomníšskej šošovky odlišuje. V šošovke Jalovičieho vrchu prevláda Cu mineralizácia nad Zn, Pb mineralizáciou, kým v hnileckomníšskej je to naopak. Miesta najbližšie k výlevu fluida v šošovke Jalovičieho vrchu indikuje Fe, ± Cu, ± W, ± B aureola a v hnileckomníšskej šošovke Fe, Ca, Sr, Cu, Zn, Pb aureola. Susednú prechodnú časť v šošovke Jalovičieho vrchu indikuje Fe, Cu, Zn, Pb, Rb, As, Co ± Ag aureola a v hnileckomníšskej šošovke Fe, Zn, Pb, Ni, As, Ag, Co, W, ± Sn aureola (obr. 6, 16). Externá časť mineralizácie je vyvinutá len v hnileckomníšskej šošovke a indikuje ju nevýrazná Ga + Cr aureola. V šošovke Jalovičieho vrchu vyvinutá nie je.

Z aplikácie arzenopyritového geotermometra a odhadu teploty pomocou izotopickej frakcionácie $\delta^{34}S$ v koexistujúcich sulfidických pároch sme zistili, že teplotné podmienky kryštalizácie sulfidov boli v obidvoch šošovkách rozdielne. V šošovke Jalovičieho vrchu bola teplota okolo 270 °C, v hnileckomníšskej okolo 412 °C, v hutnodolinskej okolo 345 °C a v prakovskej šošovke kryštalizovali sulfidy pri teplote 320 °C. Podľa modálnej hodnoty $\delta^{34}S$ = +10,1 zaraďujeme vznik sulfidov medzi procesy submarinného vulkanizmu, pri ktorých je dominantným zdrojom síry v sulfidoch síra z anorganickej redukcie rozpusteného morského sulfátu.

Literatúra

Barton, P. B. Jr. 1969: Thermochemical study of the system Fe-As-S. *Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 841 - 857.*

Barnes, H. L. 1982: Geochimia gidrotermaľnych rudnych mestoroždenij. *Izd. Mir. Moskva.*

Clark, L. A. 1960: The Fe-As-S system: Phase relations and applications. *Econ. Geol., 55, 1545 - 1581.*

Eldridge, S. C., Barton, B. P. & Ohmoto, H. 1983: Mineral textures and their bearing on formation of the Kuroko orebodies. *Econ. Geol., 5, 241 - 281.*

Grecula, P. 1968: Fichtenhübel VP; Záverečná správa. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 242/K II.*

Grecula, P. 1972: Problémy stratiformných ložísk kýzovej formácie v staršom paleozoiku Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 4, 15, 117 - 133.*

Grecula, P. 1982: Gemerikum - segment riftogénneho bazénu Paleotetýdy. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 263.*

Hurný, L. 1980: Stratiformné zrudnenie kýzovej formácie v Gelnickej sérii východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Hutchinson, R. W., Fyre, W. S. & Kerrich, R. 1980: Deep fluid penetration and ore deposition. *Miner. Sci. Eng., 12, 107 - 120.*

Ilavský, J. 1968: Smolník - stratiformné ložisko pyritovo-chalkopyritových rúd. *Manuskript - Geofond Bratislava.*

Ilavský, J. & Onačila, D. 1993: Štruktúrno- vyhľadávacie vrty na pyritovo-medňaté kýzové stratiformné rudy ložiska Smolník. *Region. geol. ZK, 101.*

Kantor, J. & Rybár, M. 1970: Sulpfur isotope at the Smolník and Mníšek nad Hnilcom sulphide deposits of the Cambro-Silurian series, Spiš-Gemer Ore Mts., Czechoslovakia. *Geol. Zbor. Geol. carpath., XXI, 1, 3 - 43.*

Kobulský, J. 1988: Záverečná správa a výpočet zásob v stratiformnej sulfidickej mineralizácii oblasti Mníšek-Prakovce. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves.*

Kretschmar, U. 1973: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Unpub. Ph. D. thesis, Univ. Toronto.*

Kretschmar, U. & Scott, S. D. 1976: Phase relations involving arsenopyrite in the system Fe-As-S and their application. *Canad. Mineralogist, 14, 364 - 386.*

Lemiére, B., Delfour, J., Moine, B., Piboule, M., Plowuin, A., Snard, P. & Tegyey, M. 1986: Hydrothermal alteration and formation of aluminious haloes around sulfide deposits. *Mineralium Depos., 21, 147 - 155.*

Onačila, D. 1982: Zhodnotenie prognóz východnej časti smolníckeho rudného poľa s ohľadom na Cu rudy a návrh ďalšieho prieskumu. *[Čiastková záverečná správa.] Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 239.*

Plimer, I. R. 1985: Submarine exhalative ores. Jeseník, Advanced Course. *Geol. Surv., Prague, 394.*

Radvanec, M. & Bartalský, B. 1987: Geochemická zonálnosť stratiformnej sulfidickej mineralizácie v oblasti Smolník - Štós - Medzev. *Mineralia slov., 19, 5, 443 - 445.*

Rona, P. A. 1986: Mineral deposit from sea-floor hot springs. *Scientific American, 1.*

Staal, C. R. van & Williams, P. F. 1984: Structure, origin and concentration of the Brunswick 12 and 6 ore-bodies. *Econ. Geol., 79, 1669 - 1692.*

Strauss, G. K. & Madel, J. 1974: Geology of massive sulphide deposits in the Spanish - Portuguesse pyrite belt. *Geol. Rdsch., 63, 191 - 211.*

Sundblad, K., Zachrison, E., Smeds, S. H., Berglund, S.& Alinder, C. 1984: Sphalerite geobarometry and arsenopyrite geotermometry applied to metamorphosed sulfide ores in the Swedish Caledonides. *Econ. Geol., 79, 1660 - 1668.*

Sundblland, K. 1981: Chemical evidence for and implication of a primary FeS phase in Anker vattner Zn-Cu-Pb massive sulphide deposit, Central Swedish Caledonides. *Mineralium Depos., 16, 129 - 146.*

Zonality of submarine exhalative mineralization in Lower Paleozoicum near Mníšek nad Hnilcom and Prakovce, Gemeric unit, Western Carpathians

Lithostratigraphic and tectonic position of mineralization

Submarine exhalative stratabound sulphidic mineralization in Early Paleozoic complexes of Gemericum has been found in two ore-bearing horizons, which are parts of two variegated volcanic complexes (Grecula, 1972, 1982). The lower variegated complex is situated in the hanging wall of black shales formation (Fig. 1, 2) and corresponds to the first stage of rapid rifting during the development of Early Paleozoic sedimentary basin. Upper one corresponds to the second stage of rifting and creates the basal parts of volcanic formation (Hnilec formation) of calc-alkaline nature with the prevailing high-potassium rhyolites and their pyroclastics above dacitic - andezite volcanites.

Both variegated volcanic complexes contain rocks of basalt-keratophyre association with prevailing silicites, albitites and concurrent pelitic-siltstone rocks (Grecula, 1982; Kobulský & Návesňák, 1988; Fig. 2). Metamorphic overworking has reached the greenschist facies.

The deposit near Mníšek nad Hnilcom is sulphidic (Fe, Cu, Pb, Zn) with stratabound ore mineralization and belongs to the upper variegated horizon. On the other side, the deposit Smolník, where the exploitation was abandoned in the end of 1990, is situated in the lower ore-bearing horizon and is of pyrite - chalcopyrite type (Ilavský, 1968; Ilavský & Onačila, 1993).

In this space two distinct mineralized areas were distinguished. The area with Cu, Pb, Zn, Fe mineralization has been named the Jalovičí vrch orebody and the area with Zn, Cu, Pb and Fe mineralization as Mníšek nad Hnilcom orebody (Fig. 1).

Methods of investigation

There have been taken 1162 samples from ores and concurrent rocks from mines and bore holes and their Cu, Pb, Zn, Ni, Mo, Co, Cr, W, B, Ba, Sr, Bi, As, Sb, Rb, Sn, Ag, Mn, Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O, K_2O and CaO contents have been analyzed (Kobulský & Návesňák, 1988). Analyses were performed by laboratories of Geological Survey in Spišská Nová Ves.

The crystallization temperature of sulphides of stratabound mineralization were estimated using arsenopyrite geothermometer according to Clark (1960), Barton (1969), Kretschmar (1973), Kretschmar & Scott (1976), Sundblad et al. (1984). The temperature has been taken from the relation of $\delta^{34}S$ in co-exising mineral pairs (pyrite, galenite, sphalerite, chalcopyrite) according to Ohmoto & Rye (in Barnes, 1982). The single lithological varietes or ore-bearing horizon we have characterized by average values of contents of studied elements. Conditions of sulphide crystallization from the point of view of ore-bearing fluid composition have been estimated taking into account the distribution of Cu, Pb, Zn, As, W contents and their relations in the triangle diagrams. The relation of Rb - Sr and CaO - (Na_2O + K_2O) has been used for this reason. The temperature change in the ore-mineralization space has been used as one criterion for localization of ore-mineralization centre.

Geochemical characterization of lithostratigraphic members

In the upper part of lithostratigraphic column of the Jalovičí vrch orebody there are visible the high contents of Cu and Ag as well as Zn, Pb, As and Ba. They directly reflect the modal content of chalcopyrite, sphalerite, galenite and arsenopyrite ± baryte in lithological complex. The content of Zn, Pb, As and Ag in the Mníšek n. Hn. orebody prevails above Cu in each lithostratigraphic member of ore-bearing horizon. In this way the modal content of sphalerite, galenite and arsenopyrite prevails above chalcopyrite, too. The marked difference between the Mníšek n. Hn. orebody and the Jalovičí vrch one is in the element associations. In the Jalovičí vrch orebody Cu prevails above Zn, Pb and As but locally has been found the higher content of W and Ba, too. In the Mníšek n. Hn. orebody Zn and Pb contents prevail above Cu content (Fig. 6).

Relations in distribution of elements and minerals

Sphalerite in the Mníšek n. Hn. orebody is always present with chalcopyrite and galenite as well as simultaneously these three elements are all in the association with pyrite. The association galenite with sphalerite prevails here or galenite prevails above the association sphalerite - chalcopyrite. Chalcopyrite without the association sphalerite - galenite is present only in orebody of Jalovičí vrch.

Arsenopyrite crystallized in the Jalovičí vrch orebody together with sphalerite and pyrite, but seldom with chalcopyrite and pyrite. In the Mníšek n. Hn. orebody arsenopyrite crystallized alone or in association with pyrite. But in the most of samples from the Mníšek n. Hn. orebody arsenopyrite is, similarly than in the Jalovičí vrch orebody, in association with sphalerite, and sporadically with chalcopyrite.

It is clearly visible from the distribution of projection poins and relations of elements in triangle diagrams, that between the Mníšek n. Hn. and Jalovičí vrch orebodys are diferrences in geochemical aureoles. The Jalovičí vrch orebody has the single Cu aureole continuing into Cu, Zn to Zn, Pb aureoles. Pb aureole is weakly developed here and As aureole is tied with Zn aureole (Figs. 7, 8).

The relation of average values of the Rb and Sr contents in the single lithotypes markedly differs the ore-bearing lithotypes of the Jalovičí vrch orebody and the Mníšek n. Hn. one. The abundance of sphalerite above galenite correlates with the high content of Rb in the Jalovičí vrch orebody. On the other side, when the low content of Rb is present, then chalcopyrite prevails above sphalerite and galenite (Fig. 9).

The amount of sulphides correlates with Sr content in the Mníšek n. Hn. orebody. The contents of sphalerite and galenite prevail above chalcopyrite when the low content of Sr is present, but in the case of high Sr content, the amount of sphalerite and chalcopyrite prevails above galenite (Fig. 9).

The significant difference in chemical composition of volcanosilicites of both orebodys is in CaO content.

The presence of low content of Ca and Na + K in the ore-bearing fluid in the space of the Jalovičí vrch orebody caused prevailing chalcopyrite crystallization above sphalerite ± galenite crystallization, which is typical for silicites.

The high accumulations of Cu, Zn, Pb minerals originated during the approximately the same concentration of Ca and Na + K in the ore-bearing fluid and high concentration of Si. This shows, that the ore association of sulphides is in studied area mostly in silicite with the average content of $Na_2O + K_2O$ = 2,5% and CaO = 1,8 % . We have found, that increasement of Ca content caused the prevailing crystallization of Zn, Pb sulphides above Cu sulphides. When Ca content lowered, Cu crystallization have been prevailing above Zn and Cu sulphides (field A - A`, B - B`, C, Fig. 10).

The crystallization of sulphide minerals of this type of deposits realized during the interaction of ore-bearing fluids, sea-water and surrounding rocks. The hot fluids (200 - 500 °C) during the ascent and after the effusion on the sea bottom came to the state of equilibrium with the silicates and sea-water. Fluids are neutralized by reactions. The cations of Ca, Na, K, Mg and Si prevailingly creates connections with soluble chlorite complexes (Lemier et al., 1986). This is the reason why the most of deposits in the vicinity of fluid effusion centres are characterized by the zone of altered rocks (mostly it is silicification) and very low content of Na_2O and K_2O. The intensity of alteration and ore-mineralization directly depends on the distance of supplying fluid canals (Plimer, 1985).

Interpretation of results

Recent knowledge of the space distribution of mineralization and geochemical zonality in the area of upper ore-bearing horizon near Mníšek nad Hnilcom and Prakovce localities allow us to compare from the genetic point of view the submarine exhalative mineralization in this area with similar types of mineralization in further regions. On the basis of such comparation we have distinguished places, which are the most near to the fluid effusion. Mineralization here occurs in the form of layered to massive (cast) ore, originating in the proximity of the places of the most intensive fluid influence, that is near their effusion on the sea bottom.

Next to the place of fluid effusion in the Jalovičí vrch orebody originated chalcopyrite (similarly it is in the lower ore-bearing horizon in the vicinity of Smolník; Radvanec & Bartalský, 1987) and in the direction to the margin originated sphalerite ± galenite. Disseminated mineralization occurs in the marginal parts of the deposit. Changes in the arrangement of mineralization in the direction from the massive and layered (Pb - Zn) ± Cu ores to marginal disseminated ores made by pyrite ± pyrrhotine had been found in this area, too.

The analysis of samples distribution in the diagrams (Figs. 12 and 13) define the areas near the places of fluid effusions on sea bottom: the field A - A` in the Jalovičí vrch orebody and the field B - B` - C in the Mníšek n. Hn. one. The samples belonging to the field A" and B" have the near content of Cu, Pb and Zn. According to the position in the diagramme they can be reliable tabled into the trend of Pb-Zn-Cu mineralization of the Mníšek n. Hn. orebody and to the trend with Cu-Pb-Zn mineralization of the Jalovičí vrch lens (Fig. 14).

Conclusion

The places of ore-bearing fluids effusion on sea bottom have been determined in the area of Mníšek nad Hnilcom. We have found, using lithogeochemical analyses, that the Jalovičí vrch orebody differs from the Mníšek n. Hn. orebody from the point of view of element association. The Jalovičí vrch orebody has prevailing Cu mineralization above Zn, Pb while in the Mníšek n. Hn. orebody it is the opposite. The nearest places to the fluid effusion in the Jalovičí vrch orebody are indicated by Fe, ± Cu, ± W, ± B aureoles and in the case of Mníšek n. Hn. orebody by Fe, Ca, Sr, Cu, Zn, Pb aureole. The neighbouring transition zone in the Jalovičí vrch orebody is indicated by Fe, Cu, Zn, Pb, Rb, As, Co, ± Ag aureole and in the Mníšek n. Hn. orebody by Fe, Zn, Pb, Ni, As, Ag, Co, W, ± Sn aureole (Figs. 6, 16). The external part of mineralization is developed only in the Mníšek n. Hn. orebody and is indicated by nonexpressive Ga + Cr aureole. It is not developed in the Jalovičí vrch lens.

We have examined from the application of arsenopyrite geothermometre and temperature estimation aiding the isotopic fractionation of $\delta^{34}S$ that in coexisting sulphidic pairs the temperature conditions of sulphide crystallization were in both orebodies different. In the Jalovičí vrch orebody there was the temperature around 270°C, in the Mníšek n. Hn. orebody around 412°C, in the Hutná dolina one 345°C and in the Prakovce orebody the sulphides crystallized at temperature 320°C.

The environment with fluid effusions into the narrow canals was formed by fault tectonics. The width of space of sulphide minerals crystallization was in the Jalovičí vrch orebody around 900 m and in Mníšek n. Hn. orebody around 700 m. The crystallization temperatures are stated near the probable places of fluid effusions on the sea bottom (Fig. 16).

According to the modal value of $\delta^{34}S$ = +10,1 we add the sulphide origin among the processes of submarine volcanism. The dominant source of sulphur in sulphides during these processes is sulphur from anorganic reduction of dissoluted sea sulphate.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 263 - 273

Prejavy strižných zón v severovýchodnej časti gemerika

DANIEL NÁVESŇÁK

Geocomplex a.s., geologická divízia, Werferova 1, 04 0 11 Košice

(Doručené 10. 5. 1993)

Manifestation of shear zones in the north-eastern part of Gemericum, Western Carpathians

Geological setting of Gemericum is strongly affected by shear zones. Their manifestations are found from megascale to microscale. The principal shear zones with marginal ones were identified in the investigated area as well as the old shear system of E-W direction was defined here. The stress field having the main N-S compressional component was compensated by NW-SE and NE-SW movements on the younger paired shear zones. The older structural elements were transformed into new directions or new linear or planar elements originated overprinting the older elements. The stratiform and vein mineralizations were deformed and new accumulations of raw materials probable originated, too.

Key words: shear zone, deformation, mineral stretching lineation, mylonitic schistosity, deformational analysis

Úvod

Pri komplexnom geologicko-geofyzikálno-geochemickom výskume gemerika sa zistil vplyv strižných zón na tektonickú stavbu územia. Ukázalo sa, že sa oblúk gemerika sformoval ako výsledok horizontálnych posunov na strižných zónach, ktoré sú súčasťou systému strižných zón celého karpatského oblúka (Grecula et al.,1990a).

Strižné zóny dokumentuje geologická mapa, najmä deformácie litologických súborov a tektonických prvkov (hlavne variskej bridličnatosti, prešmykov a príkrovov). Tektonická aktivita na strižných zónach výrazne deformovala aj variské rudné štruktúry (rudné žily, stratiformné ložiská), ktoré sa vo vnútri strižných zón dokonca výrazne znehodnotili. Na druhej strane so strižnými zónami sú geneticky späté nielen sprievodné krehké a ohybové deformácie, ktorým sa venujeme v tomto článku, ale aj niektoré akumulácie nerastných surovín.

Lokalizácia skúmaného územia a metodika prác

Skúmané územie obmedzuje z J údolie Hnilca medzi Margecanmi a Švedlárom a zo S Lacemberská dolina po Krompachy. Sú tu dva regionálne strižné systémy, a to východokarpatského smeru (SZ - JV), reprezentovaný košickomargecianskou strižnou zónou (KMSZ), a západokarpatského smeru, ktorého hlavným reprezentantom je transgemerická strižná zóna (TGSZ; obr.1; Grecula et al., 1990b).

Ťažiskom prác pri terénnej verifikácii a následnom geologickom mapovaní bolo vyčlenenie zón rozličnej intenzity a charakteru prepracovania, stupňov mylonitizácie, a najmä štruktúrne merania. Súčasne sa odobrali vzorky na mikroskopické štúdium štruktúrnych a deformačných prvkov v hornine.

Podľa indikátorov pohybu (Ramsay a Huber, 1983, Hanmer a Passchier, 1991) sme priamo na odkryvoch určovali jeho zmysel a charakter. Štruktúrne pozorovania na odkryvoch sme konfrontovali s údajmi väčšieho regiónu a s geologickou mapou. Vybrali sme vhodné litotypy na deformačnú analýzu, ktorú sme robili na orientovaných vzorkách a výbrusoch v dvoch navzájom kolmých rovinách XZ a YZ konečného deformačného elipsoidu. Keďže zmysel a charakter pohybu bol geologicky a štruktúrne jednoznačný, nepovažovali sme za potrebné študovať prednostnú orientáciu c osí kremeňa.

Megaštruktúrne prejavy strižných zón

Na základe sledovania zón tektonického prepracovania, mylonitizácie, zmien priebehu horninových pruhov a žíl sme vyčlenili rad okrajových strižných zón paralelných a subparalelných s hlavnými strižnými zónami. S TGSZ subparalélne prebieha lacembersko-starovodská strižná zóna (LSSZ; obr. 2 a 3) charakteru ľavostranného horizontálneho posunu so strmým sklonom na JV ale aj na SZ. Východokarpatský strižný systém sa začína výraznejšie uplatňovať od Helcmanoviec na V. Helcmanovská (HSZ), turzovská (TSZ) a žakarovská strižna zóna (ŽSZ) sú subparalelné s KMSZ a majú charakter krehkoduktilného pravostranného horizontálneho posunu s výraznou modifikáciou priebehu horninových pruhov a žíl (obr. 2). Strižné zóny sa výrazne zúčastňujú na ohraničení horninových komplexov mladšieho paleozoika, mezozoika a paleogénu. Ich prejav v mladších sekvenciách má krehkejší charakter. Smerom na Z od TSZ sa východokarpatský smer prejavuje zlomami charakteru pravostranného posunu až šikmého násunu.

Z regionálnych pozorovaní usudzujeme, že dĺžka horizontálneho posunu na TGSZ bola 2 - 3 km (Grecula et al.,

This article is presenting the part of results from the Project Mníšek-Prakovce, polymetallic stratabound ores, prospecting, which were completed on the basis of Project IGCP 276 Paleozoicum of the Tethys

1990b). Posun na LSSZ bol okolo 2 km. Na stanovenie dĺžky posunu na KMSZ nie sú jednoznačnejšie kritériá, ale predpokladáme prvé desiatky km. Na helcmanovskej, turzovskej a žakarovskej strižnej zóne predpokladáme posun 2 až 6 km. Šírka strižných zón je priemerne niekoľko desiatok metrov po prvé kilometre, a to v závislosti od strižnej zóny. Veľmi výrazne sa uplatnil vplyv anizotropie horninového prostredia, čo možno pozorovať od megamierky po mikromierku. Rudné žily sa správajú ako rigidné telesá. Do strižných zón boli vťahované, rozvliekané a čiastočne sa zmenilo aj ich minerálne zloženie. Vznikli aj početné kremeňovo-ankeritové žilky a šošovky smerovo zodpovedajúce Riedlovým strihom (Návesňák, 1989; Návesňák a Bartalský,1989; Návesňák a Gazdačko in Grecula,1990a). Problematiku detailne spracoval Grecula et al. (1990c).

Naše makropozorovania sú v zhode s meraniami paleomagnetických vlastností hornín. Tie potvrdili výraznú duktilnú prestavbu hornín staršieho paleozoika s rekryštalizáciou a reorientáciou magnetických minerálov. Merania hornín mladšieho paleozoika vykázali skôr krehkejší charakter deformácie s prevládajúcou fyzickou rotáciou magnetických častíc v priebehu deformácie (Hrouda in Grecula et al., 1992).

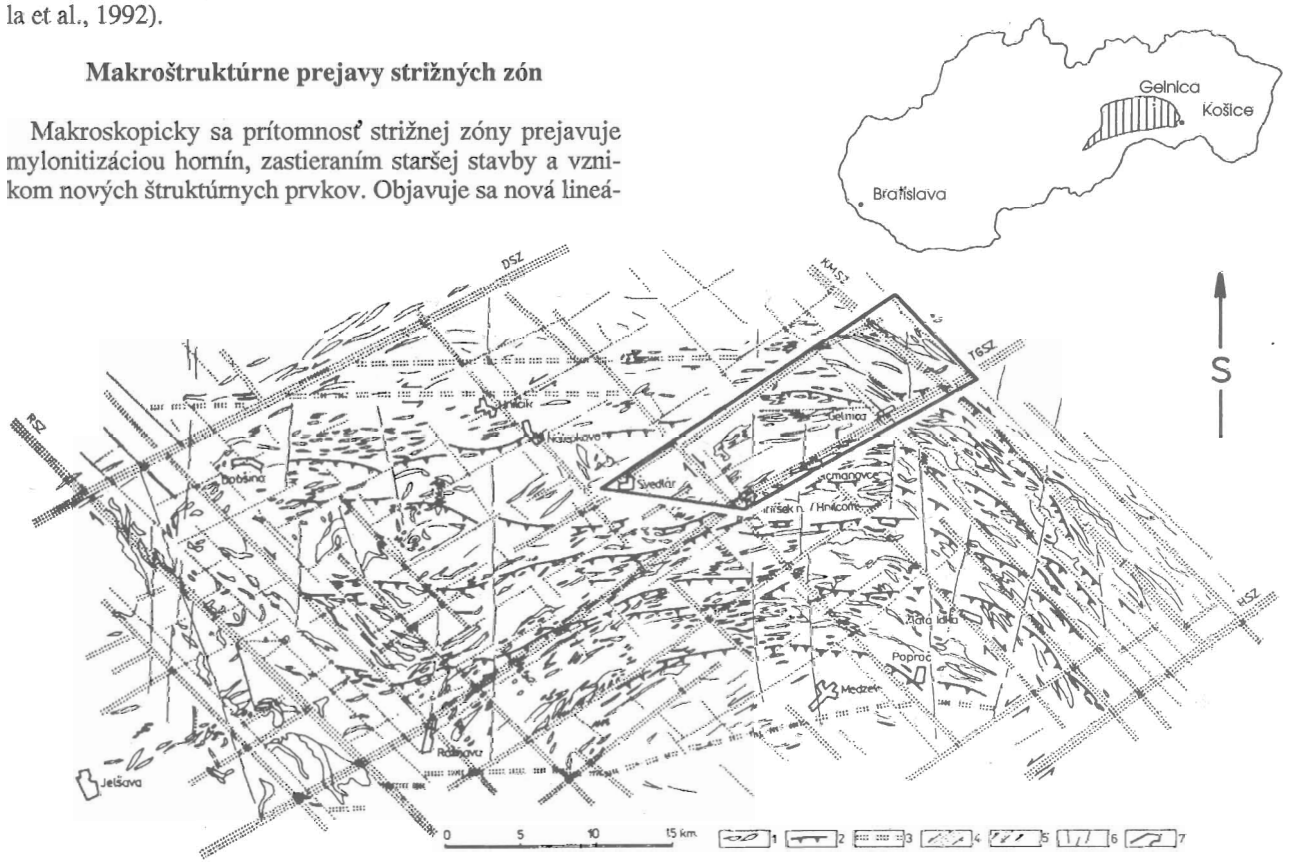
Makroštruktúrne prejavy strižných zón

Makroskopicky sa prítomnosť strižnej zóny prejavuje mylonitizáciou hornín, zastieraním staršej stavby a vznikom nových štruktúrnych prvkov. Objavuje sa nová lineácia vytiahnutia, mylonitová bridličnatosť, asymetrické a SC štruktúry. Pre strižné zóny je charakteristická zmena (resp. odlišujú sa od svojho okolia) geochemických a geofyzikálnych parametrov (elektrický odpor, gravimetria, indukovaná a spontánna polarizácia, paleomagnetické vlastnosti; Kucharič ,1990; Hrouda in Grecula et al., 1992).

Foliácie

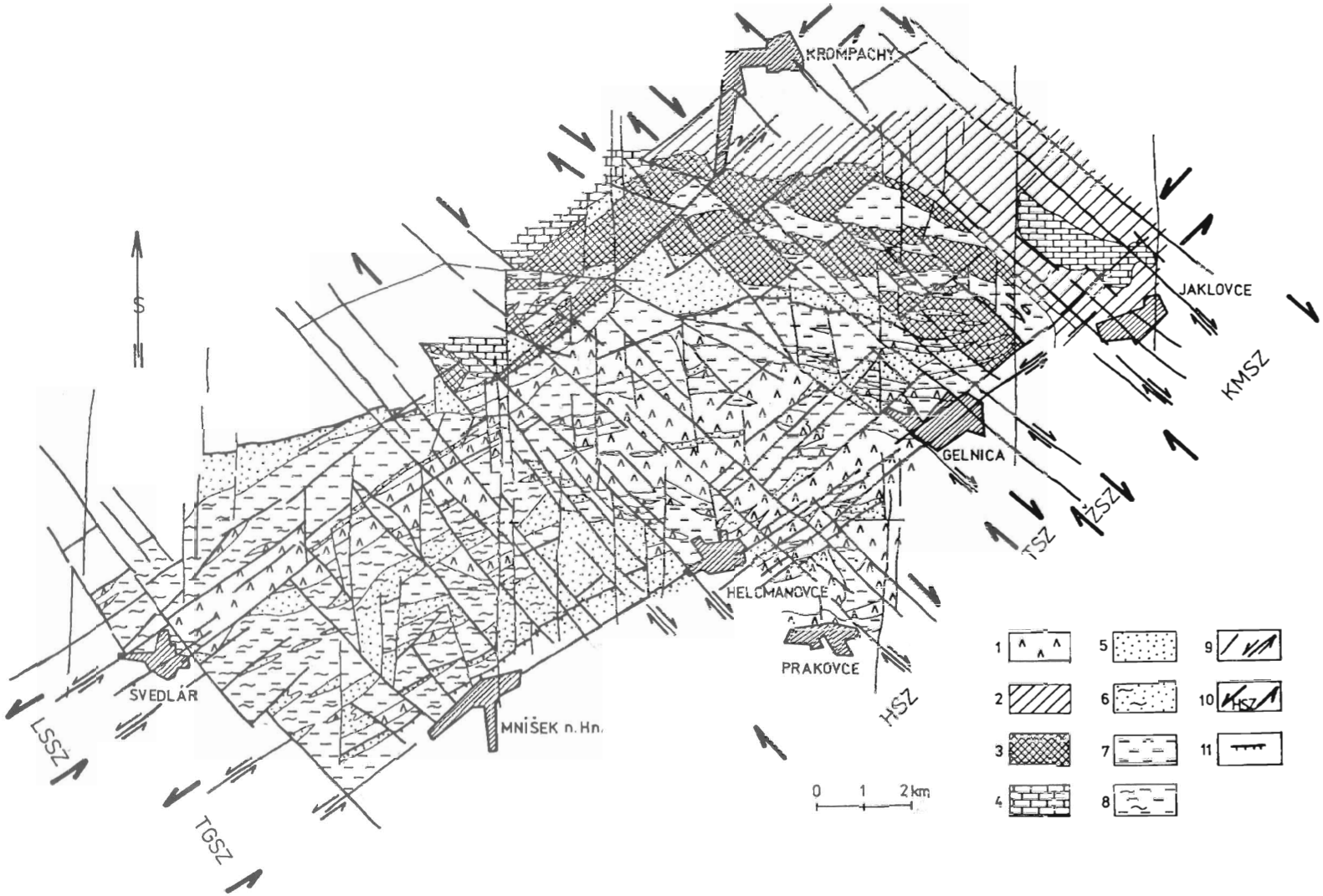
Merali sme smer sklonu a sklon plôch blidličnatosti, kliváže a v niekoľkých jednoznačných prípadoch aj vrstvovitosť. Podstatná časť meraní je z hornín staršieho paleozoika a len okrajovo sme sa dotkli aj hornín mladšieho paleozoika a mezozoika. Do 500 meraní je vynesených v okrskových a súborných tektonogramoch. Okrem našich meraní sa vo východnej časti územia použili údaje z pozorovaní Gazdačka a Vrbatoviča. Okrskové tektonogramy zahŕňajú údaje z jedného listu mapy mierky 1:10 000, takže možno sledovať zmeny štruktúrnych prvkov na väčšej ploche.

Na súbornom tektonograme foliácií S (obr.3) sú tri základné polia. Najvýznamnejšia foliácia S_1 má priebeh



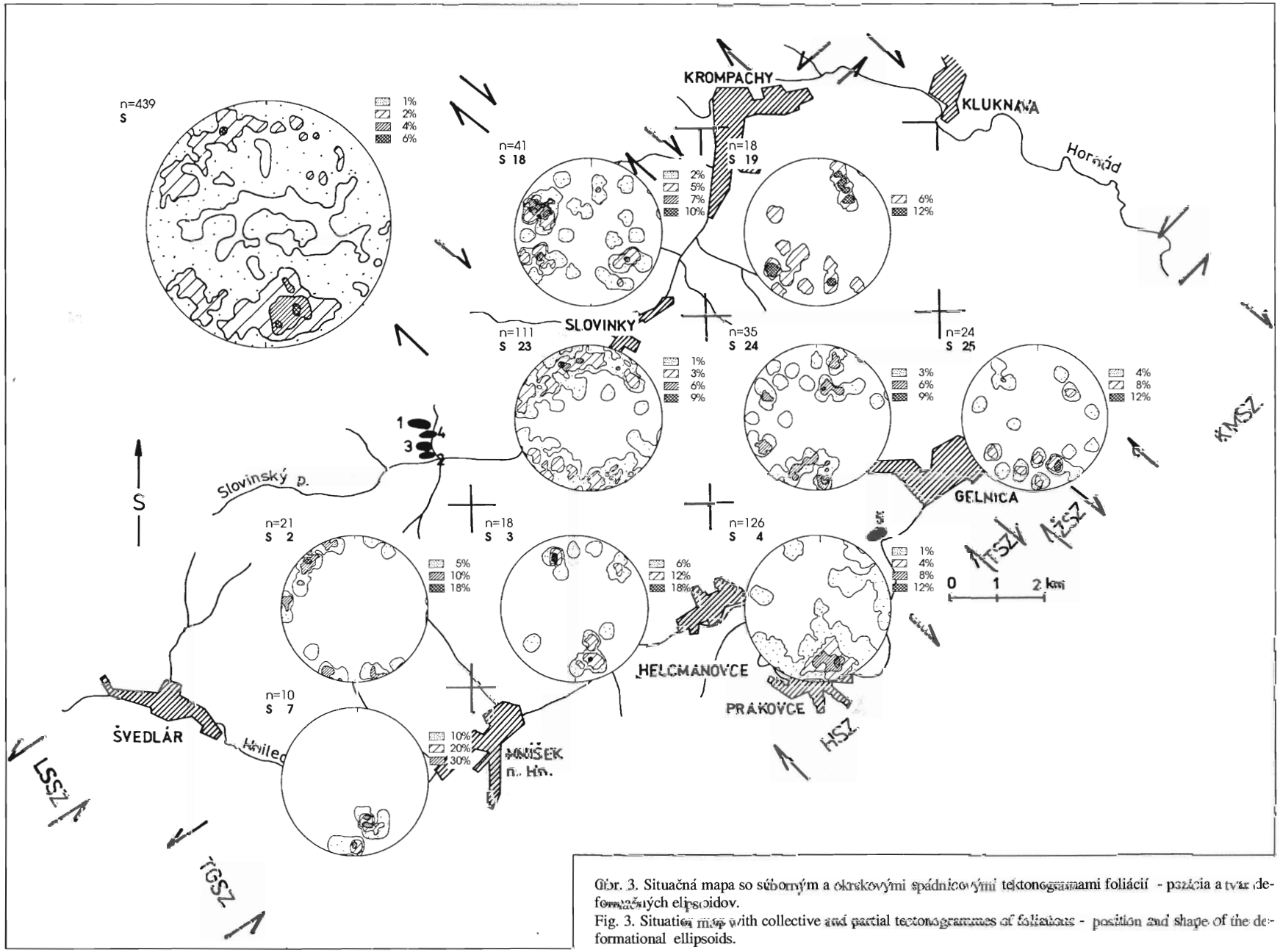
Obr. 1. Mapa strižných zón Spišsko-gemerského rudohoria podľa P. Greculu et al.(1990) s označením skúmaného územia. RSZ - rejdovská strižná zóna, DSZ - dobšinská strižná zóna, KMSZ - košicko-margecianska strižná zóna, TGSZ - transgemerická strižná zóna, HSZ - hodkovská strižná zóna. 1 - hranice litologických jednotiek, 2 - variské príkrovy, 3 - alpínske (rejuvenizované variské?) strižné zóny, 4 - hlavné strižné zóny (alpínske), 5 - strižné zóny nižšieho radu, 6 - zlomy charakteru čistého strihu (najmladšie), 7 - skúmané územie.

Fig. 1. Map of shear zones of the Spišsko-gemerské rudohorie Ore Mts. according to Grecula et al. (1990) with designation of studied area. RSZ - the Rejdová shear zone, DSZ - the Dobšiná shear zone, KMSZ - the Košice-Margecany shear zone, TGSZ - the Transgemeric shear zone, HSZ - the Hodkovce shear zone. 1 - course of lithological units, 2 - Variscan nappes, 3 - Alpine (rejuvenated Variscan ?) shear zones, 4 - principal shear zones (Alpine), 5 - shear zones of lower order, 6 - faults with a character of pure shear (the youngest ones), 7 - investigated area.



Obr. 2. Schematická geologická mapa a mapa strižných zón (zostavená na základe máp Návesňáka, Gazdačka, Bartalského a Vrbatoviča). KMSZ - košicko-margecianska strižná zóna, ŽSZ - žakarovská strižná zóna, TSZ - turzovská strižná zóna, HSZ - helcmanovská strižná zóna, TGSZ - transgemerická strižná zóna, LSSZ - lacembersko-starovodská strižná zóna. 1 - metavulkanity staršieho paleozoika, 2 - perm, nečlenený, 3 - horniny rakoveckého príkrovu, nečlenené, 4 - trias, nečlenený, 5 - čierne a sivé metapelity a metapsamity, 6 - očkaté metamorfity z čiernych metapelitov, 7 - zelené metapelity až metasiltovce, 8 - očkaté metomorfity zo zelených metapelitov, 9 - zlomy a strižné zóny so zisteným zmyslom pohybu, 10 - helcmanovská strižná zóna, 11 - hranice variských príkrovov.

Fig. 2. The schematic geological map and map of shear zones. Compiled on the basis of geological maps by Návesňák, Gazdačko, Bartalský, Vrbatovič. KMSZ - the Košice-Margecany shear zone, ZSZ - the Žakarovce shear zone, TSZ - the Turzov shear zone, HSZ - the Helcmanovce shear zone, TGSZ - the Transgemeric shear zone, LSSZ - the Lacemberská valley-Stará Voda shear zone. 1 - Early Paleozoic metavolcanites, 2 - Permian complexes (nonmembered), 3 - rocks of Rakovec nappe (nonmembered), 4 - Triassic complexes (nonmembered), 5 - black and grey metapelites, 6 - eyed metamorphic rocks derived from black metapelites, 7 - green metapelites to metasiltstones, 8 - eyed metamorphic rocks from greenish metapelites, 9 - faults and shear zones with sense of movement, 10 - the Helcmanovce shear zone, 11 - the Variscan nappe boundaries



Obr. 3. Situačná mapa so súbornými a okrskovými spádnicovými tektonogramami foliácií - pozícia a tvar deformačných elipsoidov.

Fig. 3. Situation map with collective and partial tectonogrammes of foliations - position and shape of the deformational ellipsoids.

V - Z a sklon prevažne na J. Prejavuje sa vo všetkých okrskových tektonogramoch. Foliácie S_1 reprezentujú plochy metamorfnej bridličnatosti. Najlepšie sa zachovali vo vnútri väčších aj menších blokov nepostihnutých strižnými pohybmi. O vzťahu foliácie S_1 a mladších strižných zón platí, že ich vzájomné pôsobenie je dané orientáciou strižnych zón k staršej foliácii a charakterom strižnej zóny. Keď strižný pohyb nebol paralelný s plochami staršej foliácie, v závislosti od vzájomnej orientácie sa ohýba staršia a vzniká nová foliácia. Pri vyšších P/T podmienkach vznikli nové minerály, najmä s vrstvovou stavbou.

Vzťah TGSZ k plochám S_1 a vznik foliácie S_2

Ak nepredpokladáme výraznejšiu rotáciu blokov a generálny smer S_1 je V - Z a sklon na J, potom môžeme v okrskovom tektonograme S-23, 24, 2, 3, 4 a 7 (obr.3) dedukovať zoskupenie bodov novej mylonitovej bridličnatosti S_2 spätej s pohybmi na TGSZ. Priebeh TGSZ zviera s plochami S_1 ostrý uhol do 35°. Maximá smerov sklonu foliácií S_2 sa pohybujú od 159 do 174°, čo zodpovedá sinistrálnemu charakteru TGSZ. Maximum sklonu sa pohybuje okolo 40°, ale rozptyl je od 0 do 70° (obr.3). Na tektonograme S-23 a 4 (obr.3) vidieť obraz transformácie staršej foliácie S_1 do novej mylonitovej bridličnatosti S_2. Tá je odklonená o uhol 20° proti smeru hodinových ručičiek.

LSSZ a vznik foliácie S_3

Ako výsledok pohybov na LSSZ vznikla foliácia S_3, ktorá sa v tektonograme S-2, 3, 23, 18 (obr.3) prejavuje hodnotami smeru sklonu od 293 po 335° a prevládajúcim sklonom na SZ. O jej vzťahu k foliácii S_1 sa ťažko jednoznačne vyjadriť. Aj keď smerovo zvierajú ostrý uhol do 35°, sklonovo sú protiklonné.

Slovinská Hrubá žila zviera s LSSZ uhol okolo 30°. Kým slovinská Hrubá žila má generálny sklon na J, LSSZ je sklonená na SZ, preto ju LSSZ deštruuje najskôr pri povrchu a v hĺbke až neskôr. Potvrdili to aj technické práce, ktoré v hĺbke žilu sledovali ešte 2,5 km na Z od jamy Dorota, kým pod povrchom v silne porušenom vývoji sa dá sledovať v dĺžke 1 km. Slovinská Hrubá žila bola ako rigidné teleso postupne vťahovaná do strižnej zóny, tá ju deštruovala (rozvliekla) a čiastočne preklápala do opačného sklonu (na SZ až S). Z mapovania a verifikácie geofyzikálnych a geochemických údajov vychodí, že slovinská Hrubá žila neprestupuje cez LSSZ, ale je vo forme silne porušených šošoviek rozvlečená v dĺžke niekoľkých km. Preto aj hľadanie západného pokračovania smerom na Nálepkovo nebolo úspešné (Husár et al. 1989). Rovnako interpretujeme aj západné ukončenie žíl Čierna a Jozef, ktoré ležia južnejšie.

KMSZ a vznik foliácie S_4

Štvrtým významným foliačnym systémom sú plochy S_4. Vyskytujú sa iba v zóne vplyvu KMSZ. Začínajú sa objavovať v oblasti Helcmanoviec a Prakoviec a smerom na SV ich prejav silnie (tektonogram S-4 a 24, obr.3). Od Turzovskej doliny na V preberá foliacia S_4 riadiacu úlohu. Priemerné hodnoty smeru a sklonu sú 230°/35° (obr. 3, tektonogram S-18, 19, 24, 25), avšak v SV časti územia sa objavuje aj sklon na SV s hodnotami smeru sklonu od 20 do 55° a sklonom od 30 do 60°.

Okrem hlavných foliačných systémov pozorovať aj rad ďalších s lokálnym významom. Identifikáciou v teréne sme zistili, že predstavujú prizlomovú kliváž so strmým sklonom viažucu sa na úzke pruhy popri významných zlomoch (obr. 3, tektonogram S-18, 24). Tie majú priebeh hlavne SZ - JV a S - J a indikátory pohybu svedčia o ich extenznom charaktere (poklesy).

Plochy vrstvovitosti sa v teréne dajú jednoznačne identifikovať len zriedka. Pre celé územie je typická zložitá prešmykovo-vrásová stavba postihnutá naloženými, polyfázovými strižnými krehkoduktilnými a krehkými deformáciami, ktoré spolu s metamorfným prepracovaním silne zastreli vrstvovitosť.

Lineácie

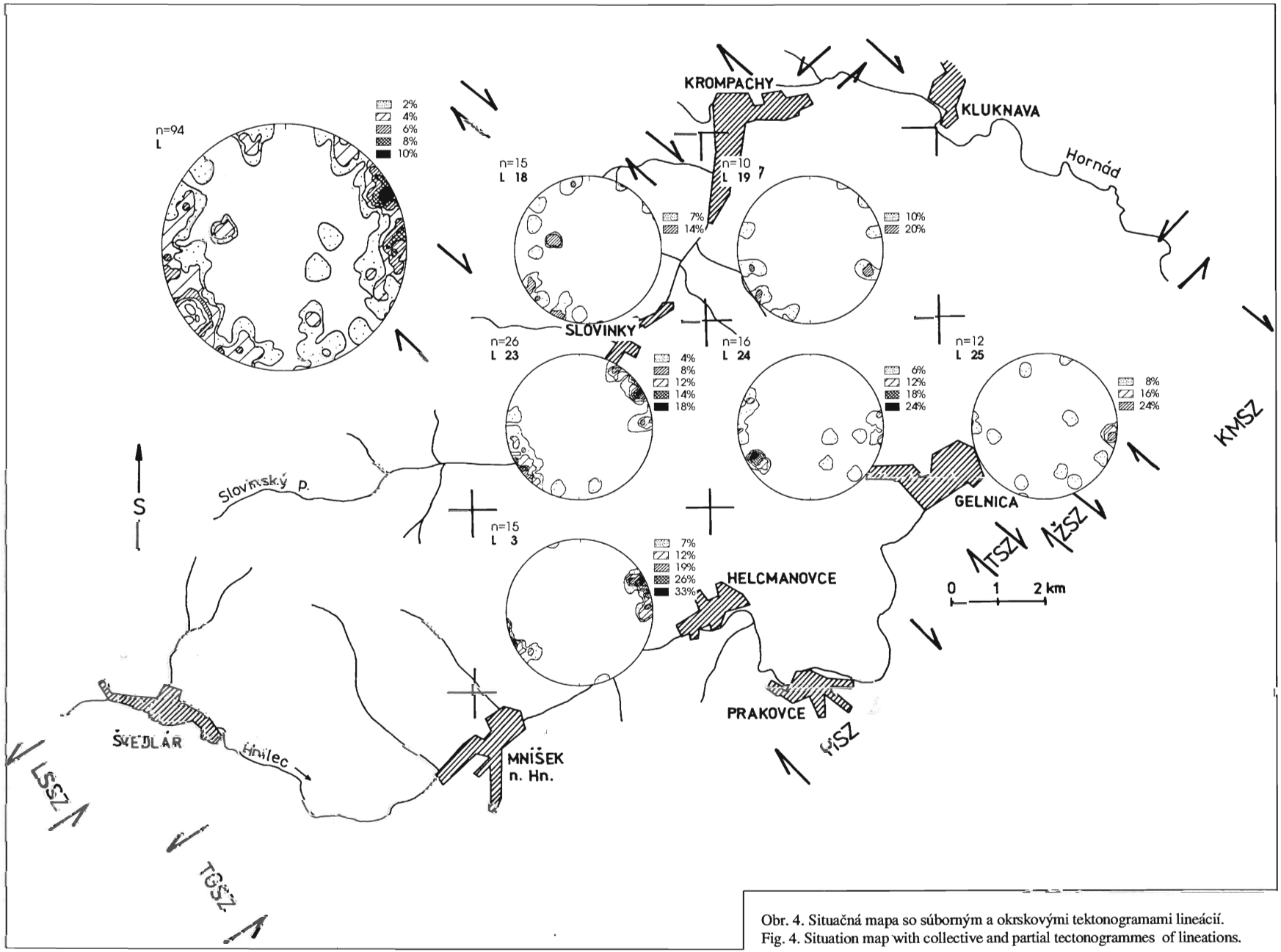
Najvýznamnejším indikátorom smeru pohybu sú lineácie minerálneho vytiahnutia (stretching lineation), ktoré indikujú smer tektonického transportu. Zo súhrnného tektonogramu lineácií L (obr. 4) vidieť variabilitu viacerých smerov zodpovedajúcich strižným systémom. Spoločným znakom všetkých okrskových tektonogramov lineácií L (obr. 4) je prítomnosť lineácie L_1 so smerom V-Z a s prevládajúcim miernym sklonom na V. L_1 je najstaršou lineáciou viažucou sa na foliáciu S_1 a vystupuje v strižne nepretvorených centrách blokov.

Lineácie L_2 sú prejavom pohybov na TGSZ a LSSZ. Majú hodnotu smeru 230 - 240°, resp. okolo 60° s miernym sklonom na SV, resp. JZ. Podľa štúdia rozličných indikátorov zmyslu pohybu od makromierky po mikromierku TGSZ a LSSZ majú charakter sinistrálneho horizontálneho posunu s mierne prevládajúcim sklonom okolo 10° na SV.

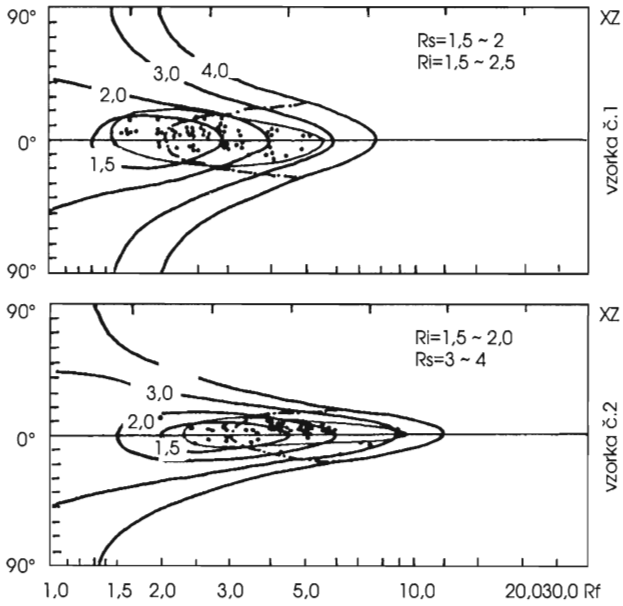
Na tektonograme L-18, 19, 24 a 25 (obr.4) sa už nepatrne odráža vplyv východokarpatského strižného systému. Hodnoty smeru lineácie L_3 sú 290°, resp. 100° so sklonom na obidve strany. Lineácie a indikátory zmyslu pohybu poukazujú na pravostranný horizontálny posun. Na diagramoch lineácie L-18, 19 a 24 sa prejavili obidva strižné systémy. Pri detailnejšom štúdiu na odkryvoch a v geologickej mape vidieť v Turzovskej doline a Žakarovskej doline preberanie riadiacej úlohy košicko-margecianskou strižnou zónou (Návesňák a Bartalský, 1989; Gazdačko, 1990). Lokálne sa zachovala lineácia L_1, ale postupne smerom na V je zatláčaná a mizne. Zo vzájomného porovnania foliácií a lineácií je zrejmá ich úzka genetická spätosť a väzba na strižné zóny.

Vrásy

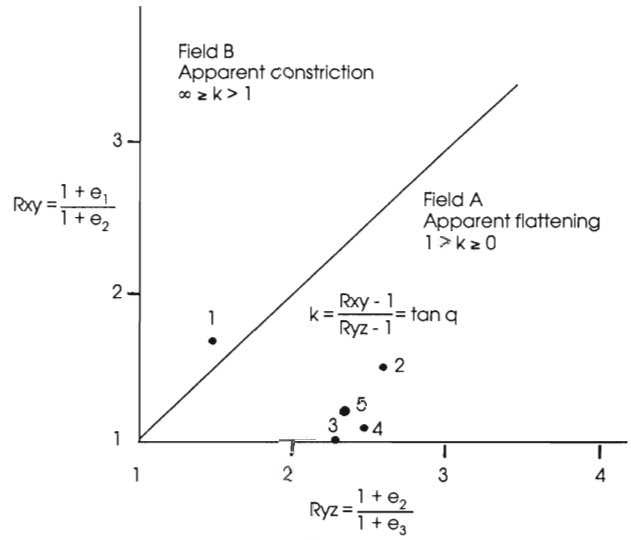
Vrásy typu *a* v zmysle Williamsa (1978) sú pomocným indikátorom zmyslu pohybu. Prejavujú úzku genetickú spätosť so základnými tektonickými udalosťami územia. Najstaršie sú vrásy F_1 km až dm radu s *b* osami smeru



Obr. 4. Situačná mapa so súborným a okrskovými tektonogramami lineácií.
Fig. 4. Situation map with collective and partial tectonogrammes of lineations.



Obr. 5. Graf Rf/∅ podľa Dunneta (1969) s vynesením nameraných hodnôt (rov. XZ).
Fig. 5. Rf/∅ plot according to Dunnet (1969) with measured values (XZ plane).



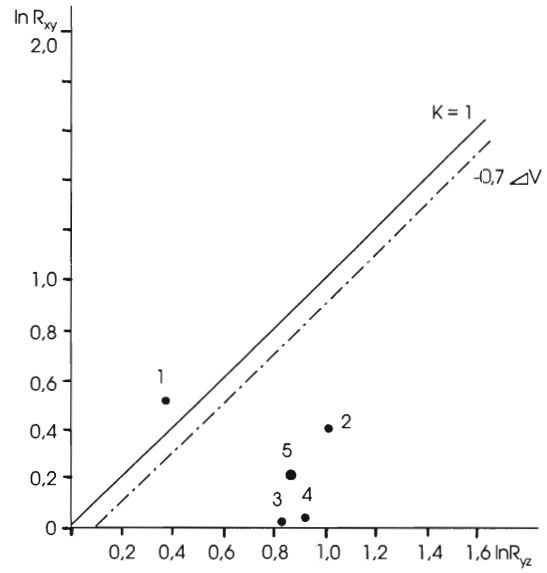
Obr. 6. Flinnov k-graf klasifikácie deformačných elipsoidov s vypočítanými hodnotami.
Fig. 6. Flin's k-graph of classification of deformational ellipsoids with calculated values.

W - Z skláňajúcimi sa prevažne na V. V závislosti od geomechanických vlastností prostredia sú vrásy F_1 otvorené až izoklinálne. Časté sú vrásové prešmyky, a to hlavne na rozhraní plastickejších a rigidnejších hornín. Otvorenejšie vrásy F_1 sú v horninách hnileckého súvrstvia (ryolity, porfyroidy, diabázy, keratofýrové pyroklastiká). Tektonický štýl vrás F_1 je polyharmonický. V málo porušenom vývoji sú zachované v jadrách blokov, hlavne v centrálnej časti územia. Pri detailnom geologickom mapovaní sme pozorovali smerovú transformáciu horninových pruhov, a tým aj vrás (synklinál a antiklinál) do mladších strižných zón. Tak predstavujú jeden z indikátorov zmyslu pohybu. Na V od Turzovskej doliny sú úplne transformované do KMSZ a zároveň tak silno deštruované, že sa iba lokálne zachovali deformované zámky vrás. Vznikli izoklinálne vrásy F_3 metrového radu prevažne s kulisovitým usporiadaním a s výraznou klivážou vrásovej roviny. Menej výrazné sú vrásy F_2 geneticky späté s TGSZ a LSSZ. *B*-osi vrás F_{2-3} zvierajú uhol 5 až 30° so smerom strižných zón, resp. majú ich smer.

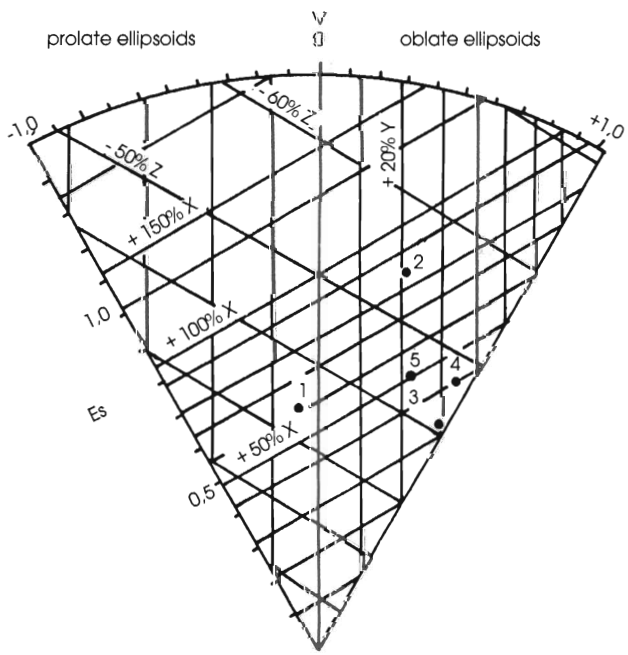
Mikroštruktúrna deformačná analýza

Makroskopické prejavy strižných zón sme kontrolovali mikroskopicky vo výbrusoch orientovaných v dvoch navzájom kolmých rovinách XZ a YZ konečného deformačného elipsoidu. Pozorovali sme postupnú mylonitizáciu hornín.Objavujú sa typické štruktúry mylonitov strižných zón, ako sú sigmoidálne, deltové a SC štruktúry, knihové sklzy, dislokované kryštály, dynamická rekryštalizácia kremeňa, rotácia kryštálov alebo ich úlomkov (obr.9).

Deformačná analýza vychádza zo štúdia pôvodne približne izometrických všesmerne orientovaných častí hornín, ktoré sa pod vplyvom procesov v strižnej zóne deformujú a prednostne orientujú. Potom ich pri istých podmienkach možno stotožňovať s deformačným elipsoidom. Zmerali sme päť vzoriek (obr. 3), z toho tri makroskopicky a dve mikroskopicky. Štyri vzorky boli odobrané v Lacemberskej doline v oblasti Šinkovec v prostredí metamorfovaných hrubolaminovaných metasiltovcov s polohami metapsamitov a metapelitov. Stupeň rekryštalizačnej metamorfózy je R-3 a jej produkty majú charakter očkatej ruly. Merali sme deformované očká kremeňa od mikroveľkosti po 1,5 cm. Piata vzorka je z oblasti Popovec 1,5 km na JZ od Gelnice z nízko metamorfovaného prostredia. Merali sme deformované lapily pyroklastického materiálu v prostredí čiernych metapelitov. Z každej vzorky bolo vykonaných minimálne 50 meraní v každom reze. Vypočítali sme parametre elipticity pre každý pár meraní a harmonický priemer každej vzorky v príslušnej rovine (R_{xz}, R_{yz}). Z nich sme vypočítali elipticitu R_{xy} na ďalšie výpočty. Pre makrovzorky sme zhotovili $R_{f\varnothing}$ graf udávajúci vzťah konečnej elipticity k pôvodnej elipticite častíc R_i a k ich orientácii ∅. Z každej vzorky sme vypočítali parameter k, ktorý sa používa vo Flinnovom k-grafe na klasifikáciu deformačných elipsoidov. Ďalšou vypočítanou hodnotou je hodnota K, vyjadrujúca tvar deformačného elipsoidu v logaritmických veličinách. Používa sa na doplnenie Flinnovho k-grafu. Intenzitu deformácie pri stálom objeme vyjadruje eliptická D-hodnota. Lodeov parameter opisuje tvar deformačného elipsoidu v logaritmických hodnotách semioscových dĺžok. Spolu s hodnotami logaritmického strihu E_s možno Lodeov parameter použiť pri konštrukcii grafu podľa Lawa (1986; obr.8) na informatívne určenie stavu konečnej deformácie s možnosťou priameho odčítania extenzie, resp. skrátenia v smere hlav-



Obr. 7. Logaritmický Flinnov K-graf klasifikácie deformačných elipsoidov.
Fig. 7. Logarithmic Flin's k-graph of classification of deformational ellipsoids.



Obr.8. Graf stavu konečnej deformácie, umožňujúci priame odčítať približné hodnoty extenzie, resp. skrátenia v smeroch hlavných osí deformačného elipsoidu. ES- logaritmický oktaédrický strih, V - Lodeov parameter (podľa Lawa, 1986).
Fig. 8. Graph of the final deformation state which enables the direct reading of the approximate values of the extension or shortening in directions of the main axes of the deformational ellipsoid. ES - logarithmic octahedric shear, V - Lode's parameter (according to Law, 1986).

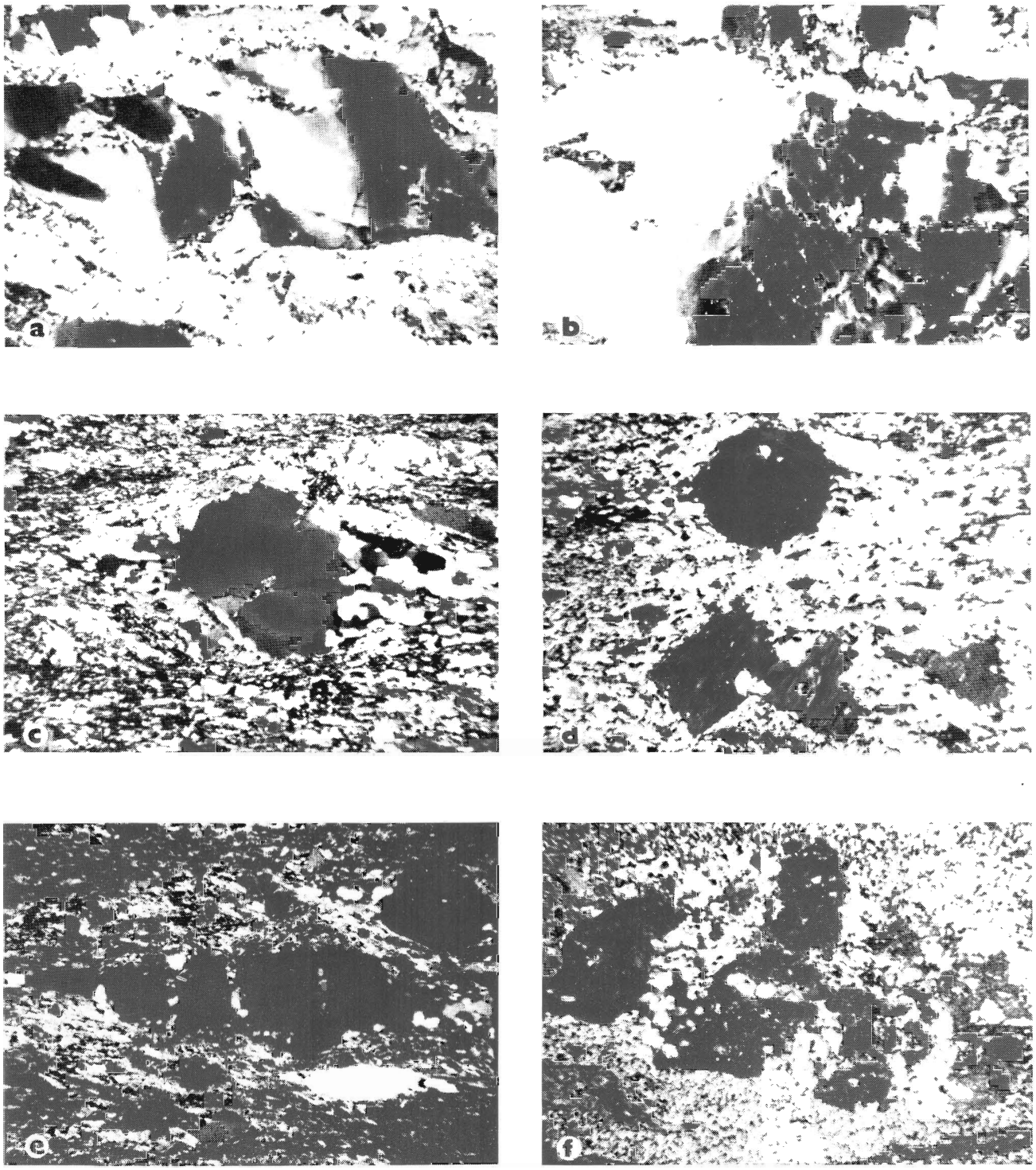
ných osí deformačného elipsoidu. Vypočítané hodnoty sú v tab.1. Z grafu $R_{f\varnothing}$ (obr. 5) a ich porovnania s „cibuľovými" krivkami (Dunnet, 1969) vyplýva, že deformácia v strižnej zóne bola dostatočná na potlačenie iniciálnej elipticity častíc. Všetky častice sú sústredené okolo osi v uzavretom tvare s hodnotami fluktuácie graficky aj výpočtovo 45 a 34°. Iniciálna elipticita R_i prvej vzorky je 1,5 a druhej 2. Hodnota R_s (naložená elipticita deformáciou v strižnej zóne) prvej vzorky je 1,5 - 2 a druhej 3 - 4 (obr. 5).

Na Flinnovom grafe (obr. 6 a 7) vzorka 1 padá do poľa „cigárových" elipsoidov, ktoré reprezentujú výrazné jednoosové predĺženie v smere X osi deformačného elipsoidu. Vzorky 2, 3, 4 a 5 sú v poli splošťovania, ktoré reprezentuje výrazné zmeny vo všetkých smeroch. Ako vychodí z hodnoty elipticity a informačného grafu podľa Lawa (obr. 8), predĺženie v smere osi X deformačného elipsoidu je od 30 do 85 %, v smere Y od 20 do 35 % a skrátenie v smere Z od -35 do -55 %. Vzorka 1 vykazuje skrátenie v smere osí Y o -5, Z o -35 % a predĺženie v smere X o 60 %. Identické výsledky poskytuje aj logaritmický Flinnov graf (obr.7). Z porovnania hodnôt k, K vzorka 1 padá do zóny generálne „cigárových" deformačných elipsoidov, pre ktoré je charakteristický parameter $\infty > k > 1$, K=1 a $0 > \upsilon > -1$. Vypočítané hodnoty deformačných elipsoidov vzorky 2, 3, 4 a 5 a parametrami $1 > k > 0$; $1 > K > 0$; $1 > \upsilon > 0$ patria ku generálne splošteným elipsoidom.

TAB.1
Vypočítané parametre deformačných elipsoidov
Calculated parameters of deformational ellipsoids

Vzorka č.	k	K	D	υ	ε_s	F
1	1,426	1,330	0,64	-0,142	0,636	45°
2	0,291	0,404	1,08	0,420	1,026	34°
3	0,008	0,012	0,83	0,976	0,683	-
4	0,081	0,022	0,91	0,957	0,794	-
5	0,170	0,249	0,87	0,613	0,783	18°

Jednou z najťažších úloh deformačnej analýzy je vyjadrenie množstva deformácie potrebnej na predĺženie, resp. skrátenie parametrov deformačného elipsoidu. Používa sa na to parameter intenzity deformácie D v logaritmických, resp. *d* v normálnych hodnotách. Tento parameter nemožno pokladať za absolútne číslo. V relatívnom chápaní, ako to vyplýva z grafu na obr. 5 a 7a, resp. tab. 1, možno usudzovať, že najdeformovanejšia bola vzorka 2, potom 3, 4 a 5 a najmenej vzorka 1. Z porovnania všetkých parametrov deformačných elipsoidov a z nich konštruovaných grafov vychodí, že deformácie v lacembersko-starovodskej strižnej zóne neboli homogénne. Lokalizácia vzoriek zodpovedá poklesu stupňa deformácie k okraju strižnej zóny od vzorky 2 po vzorku 1. Vzorka 1 môže predstavovať alebo staršiu, asi variskú deformáciu nepostihnutú alpínskymi strižnými procesmi, alebo odráža nehomogenitu deformácií. Vzorka 5 charakterizuje TGSZ. Okrem hodnoty naloženej deformácie $R_s = 5$ a nižšieho rozptylu uhlov $\varnothing = 18°$ sú všetky parametre blízke. Výsledky poukazujú na vyšší stupeň prepracovania horniny v TGSZ.



Obr. 9. Mikroskopické deformácie hornín a minerálov v strižných zónach v oblasti Lacemberskej doliny. Všetky rezy sú v XZ rovine konečného deformačného elipsoidu. Zv. 20x. a, b - rekryštalizácia a rozpad kremeňa podľa R_1, R_2 Riedlových strihov. a - začiatočná etapa, b - pokročilejšie štádium, c - σ-štruktúra zrna kremeňa s jednoduchým tlakovým tieňom, d - príklad rozdielneho pretvárania zŕn kremeňa a živca;. krehko-duktílna deformácia kremeňa s δ-štruktúrou. Živec je krehko deformovaný, zrno je rozsegmentované, rotované vytvárajúce štruktúru „hmitového sklzu"; e, f - príklady postupnej prestavby horniny, keď pôvodné zrná sú segmentované (e) a postupne rekryštalizované s lokálne zachovanými zvyškami pôvodného zrna (f).

Fig. 9. Microscopic-scale rock and mineral deformations in the shear zones situated in the area of the Lacemberská dolina valley. Each sample has been studied in the XZ plane of the final deformational ellipse, magn. x20. a, b - Quartz recrystallization and desintegration according tothe R1, R2 Riedel shears, a - initial stage, b - higher stage, c - d-structure of the quartz grain with the simple pressure shadow, d - Example of the different behaviour of the quartz and feldspar grains. Brittle-ductile deformed quartz creates d-structure. Brittle deformed feldspar with segmented and rotated grains creates „bookshelf sliding" structure, e, f - examples of the protracted rock deformation - original grains are segmented (e) and gradually recrystallized with locally preserved relicts of the original grain (f).

Interpretácia

Z pozorovaní od megamierky po drobnoštruktúrne meranía vyplýva, že geologickú stavbu skúmaného územia výrazne ovplyvňujú strižné zóny. Najstaršie pohyby identifikované v skúmanom území sú smeru V - Z. Zachované sú hlavne v centrách blokov neporušených mladšími strižnými pohybmi. Lineácie L_1 sú vyvinuté na plochách metamorfnej bridličnatosti S_1. Napäťové pole je charakterizované vzťahom napätí $\sigma_1 >> \sigma_2 > \sigma_3$ s najnižšou zložkou σ_3 v subvertikálnom smere. Deformácie kremeňa a živcov poukazujú na duktilný až krehkoduktilný charakter deformácií vo väčšej hĺbke (teplota okolo 300 - 350° C a hĺbka 3 - 5 km). Možný model vzniku lineácií L_1 navrhol Grecula et al. (1990b).

Mladšie strižné pohyby prebehli pozdĺž párových strižných systémov východokarpatského (SZ - JV) a západokarpatského (SV - JZ) smeru. Pozdĺž nich sa vyrovnávali napätia s prevládajúcou severojužnou zložkou. Silové pole charakterizuje vzťah napätí $\sigma_1 > \sigma_2 >> \sigma_3$. Párové strižné systémy kompenzovali napätia pohybmi klinového charakteru. Pokým deformácie v horninách staršieho paleozoika majú krehkoduktilný charakter, mladšie horninové komplexy sú deformované krehkejšie.

Transgemerická a lacembersko-starovodská strižná zóna sú ľavostranné horizontálne posuny v transpresnom režime s výrazným jednoosovým skrátením (os z) a predĺžením osí x a y. Košicko-margecianska, žakarovská a turzovská strižná zóna sú pravostrannými horizontálnymi posunmi transpresného charakteru. Deformačné elipsoidy sú generálne sploštené. Rozdiely poukazujú na heterogénnu povahu strižných zón. Prejavili sa vznikom nových štruktúrnych prvkov, zmenami priebehu horninových pruhov a žilných štruktúr. Vek strižných zón sme neskúmali exaktnými metódami, a preto o nich usudzujeme len na základe geologických faktorov. Podľa P. Greculu et al. (1990b) sú horninové komplexy paleozoika a mezozoika deformované strižnými zónami. Na S gemerika strižné zóny obmedzujú komplexy paleogénu. Je evidentné, že strižné zóny prechádzajú aj do komplexov neogénnych panví a tam ich aktivita zaniká. Začiatok formovania sa strižných zón je nejasný. Intenzita strižných deformácií je najvyššia v horninách staršieho paleozoika a klesá po slabé a krehké deformácie v paleogéne. Zároveň sa na mnohých miestach v strižných zónach zachoval primárny diskordantný vzťah medzi mezozoickým súborom a podložnými, varisky zvrásnenými a metamorfovanými komplexmi. Podľa Rb/Sr vek variských granitoidov kolíše od 220 do 290 ± 40 mil. rokov (Kovach et al., 1981, 1986). Údaje zo separovaného biotitu z granitu sú z celej oblasti okolo 100 mil. rokov, ale v dvoch prípadoch aj okolo 140 mil. (Kovach et al., 1986; Kantor 1957). Keďže všetky gemerické granity ležia v strižných zónach a otvorenie izotopického systému v biotite je pri teplote vyše 270°C, (na takúto a vyššiu teplotu poukazuje aj charakter deformácií študovaného kremeňa a živcov v strižných zónach), potom dokumentovaná významná aktivita v strižných zónach spadá do obdobia spodná krieda - stredná krieda. Z toho sa dá usudzovať, že počiatok aktivity v strižných zónach je predkriedový a naopak ukončenie aktivity podľa údajov z neogénnych panví v období štajerskej fázy. Vznik oblúka gemerika si vysvetľujeme ako výsledok kombinácie východokarpatských a západokarpatských strižných zón. Ich lokálne prejavy a charakteristiky sme už dokumentovali.

Záver

Zo sledovania zón tektonického prepracovania, mylonitizácie, zmien priebehu horninových pruhov, žíl, štruktúrnej a deformačnej analýzy vyplýva:

- Staršia variská stavba nebola modifikovaná len v jadrách blokov obmedzených mladšími strižnými zónami.
- Najstaršie pohyby identifikované v skúmanom území sú horizontálnymi posunmi smeru V - Z a odrážajú napäťové pole charakteristické vzťahom $\sigma_1 >> \sigma_2 > \sigma_3$. Deformácie kremeňa a živcov poukazujú na krehkoduktilné až duktilné podmienky.
- Mladšie strižné pohyby prebiehali pozdĺž párových strižných systémov východokarpatského (SZ - JV) a západokarpatského smeru (SV - JZ). Klinovým charakterom pohybov sa kompenzovalo napäťové pole so vzťahom $\sigma_1 >> \sigma_2 > \sigma_3$ s hlavnou severojužnou napäťovou zložkou.
- Transgemerickú a košicko-margeciansku strižnú zónu sprevádza rad okrajových strižných zón, ktoré majú charakter pravostranných, resp. ľavostranných horizontálnych posunov s menšími uhlovými odchýlkami.
- Štruktúrna a deformačná analýza ukázala na úzku genetickú spätosť sledovaných štruktúrnych prvkov s procesmi prebiehajúcimi v strižných zónach.
- Ich analýza svedčí o heterogenite deformácií, ktoré pravdepodobne spôsobila nehomogenita deformovaného prostredia a rozličná uhlová orientácia starších litologických a štruktúrnych prvkov voči mladším strižným zónam.
- Stratiformná a žilná mineralizácia bola výrazne deformovaná. Vznikli kremeňové a kremeňovo-ankeritové žilky a žily, poukazujúce na možnosť vzniku nových akumulácií nerastných surovín v strižných zónach.
- Podľa geologických a nepriamych geochronologických údajov je vek strižných zón vrchnojurský až strednomiocénny. Predpokladáme ich dlhodobý a polyfázový vývoj.
- Strižné zóny sa výrazne prejavili aj v geofyzikálnych meraniach.

Poďakovanie: Dovoľujem si poďakovať RNDr. P. Greculovi, DrSc. za cenné rady a pripomienky, ktoré pomohli zlepšiť túto prácu.

Literatúra

Dunnet, D. 1969: A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics,7,117 - 136.*

Gazdačko, Ľ. 1990: Čiastková správa z geologického mapovania z oblasti Gelnice - Krompách - Sloviniek. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P. et al. 1990a: SGR-geofyzika sever. Záverečná správa. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Grecula, P., Návesňák, D., Bartalský, B., Gazdačko, Ľ., Németh, Z., Ištván, J. & Vrbatovič, P. 1990b: Shear zones and arc structure of Gemericum, the Western Carpathians. *Mineralia slov., 22, 97 - 110.*

Grecula, P., Návesňák, D. & Bartalský, B. 1990c: Shear zones and types of deformations of ore veins in Gemericum, Western Carpathians. *Mineralia slov., 22, 111 - 122.*

Grecula, P. et al. 1992: SGR-geofyzika, stykové zóny. Záverečná správa. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Hanmer, S. & Passchier, C. 1991: Shear - sense indicators: a review. *Geol. Surv. Canada.* Pap. 90 - 17.

Husár, M. et al. 1989: Slovinky - Nálepkovo II, VP. Záverečná správa. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Kantor, J. 1957: A_{40}/K_{40} Methode zu absoluten Alterbestimmungen und das Alter des gemeriden Granites von Betliar. *Geol. Práce, Zpr., 11, 188 - 200.*

Kovách, Á., Svingor, E. & Grecula, P. 1981: Isotopic age relationships of the granitoid rocks in the Spiš-Gemer metalliferous Mts., Eastern Slovakia. *Abstracts, XIth Congres CBGA, Bucarest, 600 - 601.*

Kovách, Á., Svingor, É. & Grecula, P. 1986: Rb-Sr isotopic ages of granitoide rocks from the Spišsko-gemerské rudohorie Mts., Western Carpathians, Eastern Slovakia. *Mineralia slov., 18, 1 - 14.*

Kucharič, Ľ., Steiner, A. & Mikuška, J. 1990: Geofyzikálna detekcia a interpretácia strižných zón Spišsko-gemerského rudohoria. *Mineralia slov., 22, 123 - 130.*

Law, R. D. 1986: Relationships between strain and quartz crystalografics in the Roche Maurice Quartzites of Plougastel, Western Britany. *J. struct. Geol., 8, 493 - 515.*

Návesňák, D. 1989: Správa z geologického mapovania v oblasti Genier. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves*

Návesňák, D. & Bartalský, B. 1989: Správa z geologického mapovania v oblasti Slovinky - Švedlár. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983: The techniques of modern structural geology. *1.* Strain Analysis. *Academic press, 307.*

Williams, G. D. 1978: Rotation of contenporary folds into the X direction during overthrust precesses in Laksejford, Finmark. *Tectonophysics, 48, 29 - 40.*

Manifestation of shear zones in the north-eastern part of Gemericum, Western Carpathians

The rock complexes of the Spišsko-gemerské rudohorie Ore Mts. (Western Carpathians) were metamorphosed and affected by Variscan nappe-fold processes. Alpine events created the recent geological frame of the mountain belt. We have investigated the demonstrations of Alpine shear zones in the north-eastern part of the area (Fig. 1, 2). Shear zones were identified on the basis of field observations. Their reflection was found also in geophysical measurements (electrical resistivity, gravimetry, induced and spontaneous polarization, paleomagnetism).

Compressional stress of N-S direction was compensated along the wedge system of paired shear zones of NW-SE direction (dextral movement, West Carpathian strike) and NE-SW direction (sinistral movement, East Carpathian strike). We have determined the principal shear zones - the Transgemeric shear zone (TGSZ) and the Košice-Margecany shear zone (KMSZ) as well as their marginal ones - the Lacemberská valley-Stará Voda shear zone (LSSZ), the Žakarovce shear zone, the Turzov shear zone (TSZ) and the Helcmanove shear zone (HSZ) (Fig. 2).

In the megascale the shear zones are demonstrated by the change of the course of the rock complexes, by retraction as well as destruction of Variscan vein and stratiform mineralization (Fig. 2).

In the macroscale we have concentrated our attention to structural analysis of foliations, stretching lineations, folds and deformational analysis. We have proved the genetic connections of the mylonitic schistosity S_2, S_3 and S_4 as well as stretching lineations L_2, L_3 and L_4 with shear zones. The older Variscan metamorphic schistosity S_1 and lineation L_1 was preserved only in cores of blocks not affected by shear movements (Fig. 3 and 4).

The connections of the nearly isoclinal metre-scale folds F_2 and F_3 with shear movements were found, too. These folds have most of all coulisselike arrangement with the marked axial plane cleavage. B axes of the folds F_{3-3} contain 5 to 30° angle to the direction of shear zones.

Deformational analysis was performed on brittle - ductile strained quartz minerals of eyed gneisses using macroscopic and microscopic methods (samples 1 - 4, Fig. 3) as well as on deformed lapilli of the pyroclastic material in the environment of black shales (sample 5, Fig. 3). Calculated values and graphs (Fig. 5 - 8) support unhomogenity of the deformation in the studied shear zones. The most of the samples are tabled in the field of oblate strain ellipsoids with approximate extension in the range 30 - 85% in the direction of x and 20 - 35 % in the direction of y axis. Contraction in the direction of z axis is from -37 to - 55 % . The strenght field of the shear zones is characterized by relation $\sigma_1 > \sigma_2 >> \sigma_3$. Paired shear zones eliminated N-S compressional stress by the movements of the wedge character.

Deformation of the Early Paleozoic rocks has brittle - ductile character. Younger rock complexes are deformed more brittle, which was proved also by measurements of the paleomagnetic characteristics.

The age of shear zones is interpreted on the basis of geological findings as well as Rb/Sr isotopic measurements, but they were not realized especially for the shear zones dating. We assume that movements on shear zones started before Cretaceous and ended during the Styrian phase.

The origin of arc structure of Gemericum, explained as the result of combination of paired system of shear zones, was proved in this work.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 274- 276

Formácia Jánovho grúňa severovýchodne od Mýta pod Ďumbierom

OTO MIKO a JÁN IVANIČKA

Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

(Doručené 7.5.1993)

The Jánov Grúň Formation NE of Mýto pod Ďumbierom, Nízke Tatry Mts.

The Early Paleozoic volcano-sedimentary formation of the Jánov Grúň was defined between the village Mýto pod Ďumbierom and the Lenušska Valley in the Low Tatra Mts. The studied zone of the northeastern direction is structurally concordant with other tectonic units in the northwestern part of the Veporicum. The block-scale structural style is dominant for the area consideration. In the western part there are rock types being typical for the above mentioned formation as well - low grade metasediments, acid and basic paleovolcanic rocks with intercalations of quartz-turmaline rocks are present here.

Staropaleozoická slabometamorfovaná vulkanickosedimentárna formácia Jánovho grúňa sa pôvodne definovala vo východnej, kráľovohoľskej časti Nízkych Tatier v oblasti na S od Beňuša, Bacúcha a Polomky (Miko, 1981). Túto strednú časť pásma na Z ohraničuje porušová línia prechádzajúca od Čertovej svadby (k. 1463) do Leňušskej doliny a na V hrebeň Nízkych Tatier medzi Vrbovicou (k. 1393) a Zadnou hoľou (k. 1659). Pri príprave mapy regiónu Nízkych Tatier 1:50 000 (Biely et al., 1992) autori spoločne preskúmali a zmapovali pokračovanie pásma juhozápadným smerom až po Mýto pod Ďumbierom. Zároveň sa (v spolupráci s M. Kohútom) sledovalo aj sv. ukončenie v závere doliny Hodruša na J od Veľkého boku. Tým sa objasnila pozícia celého 18 km dlhého pásma budovaného horninami uvedenej formácie. Jeho smerný priebeh je JZ - SV a je zhodný s ďalšími štruktúrno-tektonickými jednotkami sz. časti veporika a paralelný s údolím Štiavničky na úseku medzi Mýtom pod Ďumbierom, Jarabou až sedlom Čertovica.

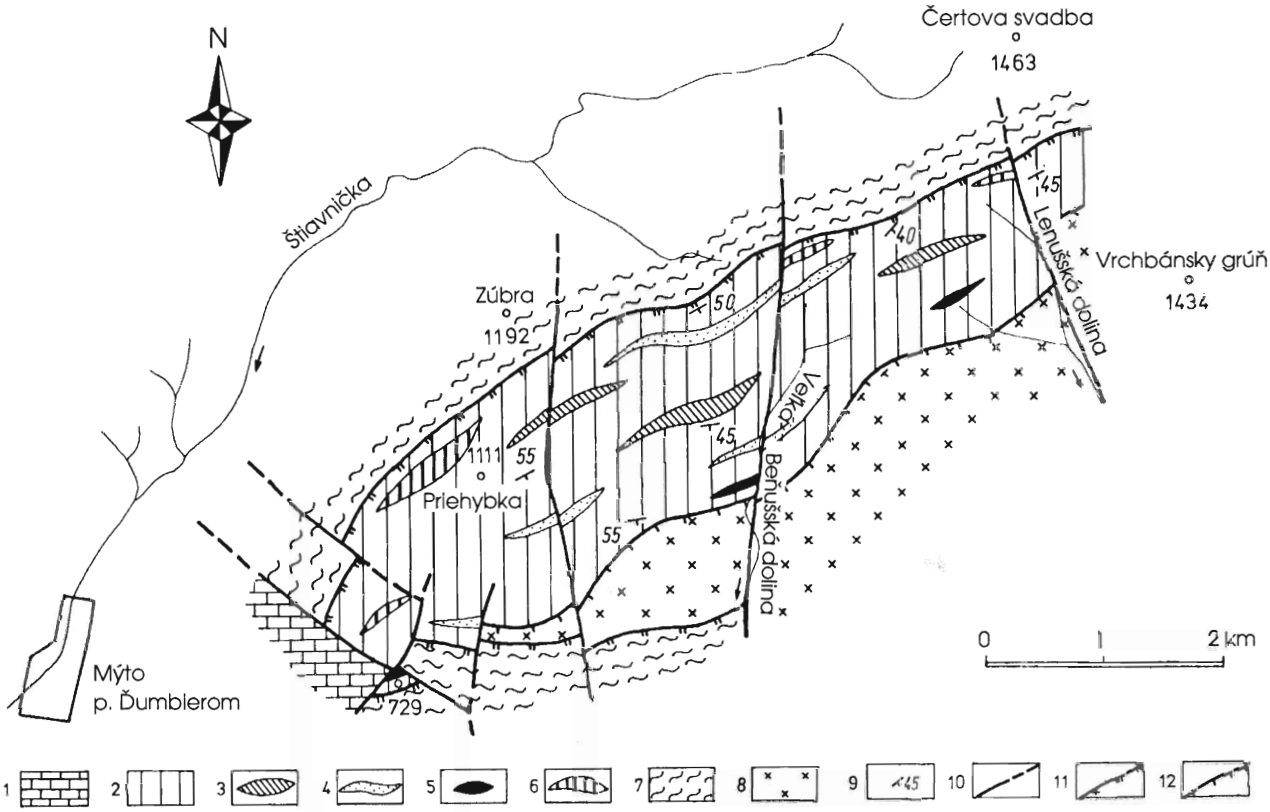
Zistili sme, že sa jz. krídlo pásma, ktoré budujú horniny formácie Jánovho grúňa, tiahne až po tzv. mýtske mezozoikum, od ktorého ho oddeľujú zlomy (obr. 1). Šírka pásma je skoro 2 km a zlomy smeru S - J ho rozdeľujú na niekoľko blokov. Zo severnej strany ho lemuje intenzívne tektonicko-deformačne porušená a diaftoritizovaná rula a svorová rula hronského komplexu, miestami aj s amfibolitmi. Hranica s rulou je tektonická. Tie isté horniny vystupujú aj na jeho južnom okraji zo strany údolia Ježová a Zúbra (Ivanička et al., 1986). Na J a JV pásmo lemujú intenzívne porušené granitoidné horniny, tiahnuce sa aj ďalej do oblasti Krškovej doliny až po jej sútok s Bacúšskou dolinou.

Metamorfóza a vyvrásnenie staropaleozoickej vulkanickosedimentárnej formácie Jánovho grúňa sú hercýnske, kým tektonické zblíženie s ďalšími vyššie metamorfovanými komplexmi kryštalinika, ako aj granitoidmi a mezozoickými sekvenciami spôsobila intenzívna alpínska orogenéza. Súčasný charakter stavby územia je výrazne blokovo-šupinovitý. Litologicky zjavne sa od tejto formácie odlišujú okolité metamorfity vyššieho stupňa premeny, ako aj granitoidy (nikde sa nespozoroval termický kontakt, príp. prejavy migmatitizácie a pod.) a, samozrejme, jednotky mýtskeho mezozoika. Na styku so susediacimi komplexmi boli spozorované prejavy intenzívnej dislokačnej metamorfózy, mylonitizácia hornín, miestami hydrotermálna premena spätá s bezvýznamným zrudnením, ako aj hojnosť výverov prameňov.

Medzi základné kritériá na zaradenie hornín vystupujúcich v pásme medzi Mýtom pod Ďumbierom až Leňušskou dolinou do formácie Jánovho grúňa patrí prítomnosť metasedimentov, najmä fylitov postihnutých premenami nižšieho stupňa (fácia zelených bridlíc) spolu s konkordantnými telesami kyslých, prevažne vulkanoklastických hornín, ako aj charakteristický výskyt úlomkov kremeňovo-turmalinických hornín. Metamorfóza hornín formácie prebiehala za nasledujúcich podmienok: teplota 350 - - 380 °C a tlak 3,4 - 4,0 kbar (Miko a Korikovskij, in print), čo sa potvrdilo aj grafitovým geotermometrom (Šengelia et al., 1978), ako aj stanovením b_0 hodnôt muskovitu (Sassi a Vozárová, 1992).

Metasedimenty formácie Jánovho grúňa sú reprezentované väčšinou rôznymi typmi fylitu, prevažne chloriticko-sericitického. Lokálne sa v jz. časti pásma, napr. na južných svahoch Čučoriedkovej (k. 1324) a na vrchole Kačky (k. 1541) vyskytujú sericiticko-chloriticko-albitické fylity so zrnami albitu veľkými 2 - 3 mm, miestami aj väčšími. Menej hojný je chloriticko-sericiticko-kremeňový fylit až metapieskovec, ojedinele aj metadroba. Tie tvoria výrazné bralá na západných svahoch doliny Zúbra. V spodnej časti formácie je vo fylitoch dosť hojná tmavá uhlíkatá hmota.

V západnej časti pásma, kde sú obnažené nižšie etáže opisovanej formácie, sú na rozdiel od strednej časti (severne od Bacúcha) telesá kyslých paleovulkanitov zriedkavejšie. Našli sa na vyvýšenine na Z od Ježovej doliny v okolí k. 729; viac teliesok sme objavili v širokej doline Zúbra medzi Priehybkou (k. 1111) a Čučoriedkovou (k. 1324). Ide hlavne o metamorfované kyslé vulkanoklastické a vul-



Obr. 1. Schéma geologickej stavby územia sv. od Mýta pod Ďumbierom. 1 - mezozoikum (nečlenené), 2 - chloriticko-sericitické fylity, 3 - sericiticko-chloriticko-albitické fylity, 4 - sericiticko-kremeňové fylity, 5 - metamorfované efuzíva a vulkanoklastiká ryodacitového až dacitového zloženia, 6 - metadiabázy a zelené bridlice (2-6 - formácia Jánovho grúňa), 7 - metamorfované horniny hronského komplexu (nečlenené), 8 - biotitické granodiority, 9 - kryštalizačná bridličnatosť, 10 - zlomy, 11 - prešmyky, 12 - násuny.

Fig. 1. Geological map of the area NE of the village Mýto pod Ďumbierom (simplified). 1 - mesozoic (undifferentiated), 2 - chlorite-sericite schists, 3 - sericite-chlorite-albite schists, 4 - sericite-quartz schists, 5 - metamorphosed volcanoclastic and effusive ryodacites and dacites, 6 - metadiabase and green schists (2-6 - The Jánov Grúň Formation), 7 - metamorphic rocks of the Hronský complex (undifferentiated), 8 - biotite granodiorites, 9 - metamorphic schistosity, 10 - faults, 11 - strike-slips, 12 - thrusts.

kanickosedimentárne horniny s ešte pomerne dobre zachovanými primárnymi textúrami a štruktúrami.

Pre spodnú časť formácie Jánovho grúňa je typická aj prítomnosť metamorfovaných produktov bázického vulkanizmu. Jedno teleso leží 2,5 - 3 km na VSV od Mýta pod Ďumbierom na západných svahoch Prielhybky (k. 1111), ďalšie sú napr. južne od Jasenka (k. 1329) a Lenivej (k. 1434). Horniny majú charakter masívnej aj zbridličnatenej drobnozrnnej chloriticko-albitickej zelenej bridlice, ktorej zloženie zodpovedá metabazaltu, resp. jeho metamorfovanému tufu. Paleovulkanické horniny komplexu patria do spilitovo-diabázovo-keratofýrovej formácie. S vulkanizmom je spätá i rudná a bórová mineralizácia. Aj v západnej časti pásma sme často pozorovali kremeňovo-turmalínické horniny obdobného zloženia, aké z oblasti na S od Bacúcha opísal Miko a Hovorka (1978).

Horniny kryštalinika sa vyskytujú aj pri obci Bystrá na V od k. 560 (mimo predmetného územia) v erozívnom záreze potoka a vo svahu nad ním. Sú to jednak metasedimenty (albiticko-sericitické, albiticko-chloriticko-sericitické a kremeňové fylity, často s hojným turmalínom), ako aj metamorfované produkty kyslého vulkanizmu - porfyroidy (Miko in Klinec et al., 1986). Uvedené výskyty ležia cca 5 km v smernom pokračovaní na ZJZ od doliny Hudák a Ježová, kde sa opísané pásmo na mýtskom zlome náhle končí. Podľa obdobnej litologickej náplne, ako aj zisteného vrchnosilúrsko-strednodevónskeho veku hornín (Planderová in Klinec et al., l. c.) možno konštatovať príbuznosť hornín kryštalinika pri Bystrej s horninami formácie Jánovho grúňa, ktoré vystupujú v pásme sv. od Mýta pod Ďumbierom.

Literatúra

Biely, A., Beňuška, P., Bezák, V., Bujnovský, A., Halouzka, R., Ivanička, J., Kohút, M., Klinec, A., Lukáčik, E., Maglay, J., Miko, O., Pulec, M., Putiš, M. & Vozár, J. 1992: Geologická mapa Nízkych Tatier 1:50 000. *GÚDŠ Bratislava.*

Ivanička, J., Bajaník, Š., Pulec, M., Halouzka, R., Konečný, V. & Lexa, J. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Pohronská Polhora-1 (36-241). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Klinec, A., Biely, A., Lexa, J., Konečný, V., Vozárová, A., Pulec, M., Halouzka, R., Stankovič, J., Modlitba, I., Šucha, P., Planderová, E., Miko, O., Kullmanová, A. & Dovina, V. 1986: Vysvetlivky ku geologickej mape 1:25 000, list Brezno-2 (36-232). *Manuskript - archív GÚDŠ Bratislava.*

Miko, O. 1981: Srednepaleozojskaja vulkanogenno-osadočnaja tolšča Janovogo grunja v veporidnom kristallinike Nizkich Tatr. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 4, 465 - 474.*

Miko, O. & Hovorka, D. 1978: Kremito-turmalinické horniny veporidného kryštalinika Nízkych Tatier. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral., Petrogr., Geochém., Metalogen., 5, 7 - 28.*

Miko, O. & Korikovskij, S. P. (in print): Metamorfóza hornín staropaleozoickej vulkanicko-sedimentárnej formácie Jánovho grúňa (veporikum, Západné Karpaty). *Geol. carpath., Bratislava.*

Sassi, R. & Vozárová, A. 1992: Pressure character of the Variscan metamorphism in the Gemericum and Veporicum (West Carpathians). *Boll. Soc. Geol. It., 111, Roma - Pisa, 33 - 39.*

Šengelia, D. M., Miko, O. & Bezák, V. 1978: Stanovenie stupňa regionálnej metamorfózy hornín hronského komplexu veporidného kryštalinika pomocou grafitového geotermometra. *Mineralia slov., 10, 4, 321 - 328.*

The Jánov Grúň Formation NE of Mýto pod Ďumbierom, Nízke Tatry Mts.

During the preparation of the geological map of the Low Tatra Mts. in the scale 1:50 000 (Biely et al., 1992) the structural position and composition of the Jánov Grúň Formation were defined. It was revealed that their SW-NE strike is concordant with other tectonic units in the NW part of the Veporic crystalline complexes. The SW zone of the above mentioned formation outcrops as far as the Mýto Mesozoic being tectonically delineated and surrounded from N and S with intensively deformed gneisses and amfibolites of the Hron Complex and with granitoids on the south and southeast. The current block-scaled structural style is shown on Fig. 1.

Prevailing rock types of the Jánov Grúň Formation are the Early Paleozoic metasediments being represented by different variety of chlorite-sericite-albite schists. Metasandstones and metagraywackes are present rarely. Small bodies of acid volcano-sedimentary rocks and products of the basic volcanic activity - green schists also occur here. Very common are quartz-turmaline rocks. The Variscan metamorphism took place under the conditions of the medium grade green schist facies at the temperature between 350 - 380 °C and pressures 3,4 - 4,0 kbar (Miko and Korikovskij, in print).

Small outcrops of the similar rock types belong to the same zone in the vicinity of Bystrá village.

Mineralia slovaca, 25 (1993), 277- 281

Whewellit a dawsonit - epigenetické minerály v puklinách pieskovca pri Cigeľke

PAVEL BAČO a NATÁLIA PACINDOVÁ

Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Werferova 1, 040 11 Košice

(Doručené 16. 4. 1993)

Whewellite and dawsonite - epigenetic minerals in joints of sandstones near Cigeľka (Eastern Slovakia)

Whewellite and dawsonite have been identified by X-ray analysis completed with qualitative spectral analysis. Dawsonite has been also characterized by DTA analysis. These minerals have been described in this locality for the first time and even whewellite has been described in the area of Slovakia for the first time. The origin of these minerals is connected with the activity of tectonically mobilized hydrothermal solutions on surrounding sediments containing organic matter.

Key words: Eastern Slovakia, Cigeľka, mineral water, whewellite, dawsonite, joints of sandstones, tectonic processes, metamophic hydrothermal solutions.

Úvod

V oblasti Cigeľky (okres Bardejov) sa od roku 1990 realizuje vyhľadávací hydrogeologický prieskum s cieľom určiť ochranné pásma a overiť nové zdroje minerálnej vody (Varga a Petercová, 1989).

V puklinách navŕtaného pieskovca ílovcovo-pieskovcového súvrstvia sa zistil biely ihličkovito-radiálne lúčovitý dawsonit a biely až číry masívny a iba ojedinele kryštalograficky obmedzený whewellit. V asociácii s nimi vystupuje kalcit, alumohydrokalcit a bližšie necharakterizované ílové minerály.

Základné údaje o prieskumných prácach a stručná geologická charakteristika územia

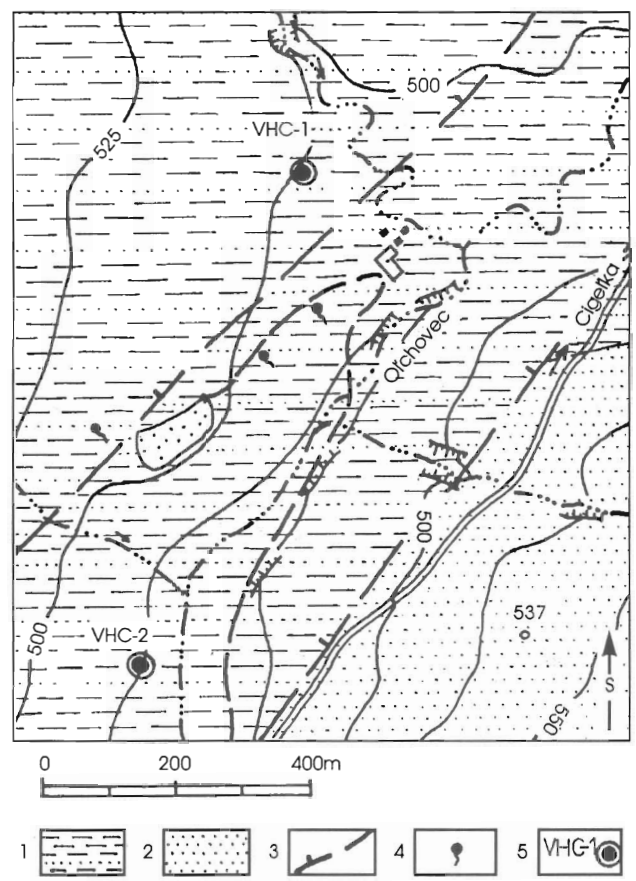
V rámci prieskumnej úlohy sa vo vývervovej oblasti minerálnej vody odvŕtal hlboký hydrogeologický vrt V-HC-1 (konečná hĺbka 212,6 m). V súčasnosti sa hĺbi hydrogeologický vrt V-HC-2 (projektovaná hĺbka 650,0 m).

Prieskumné územie úlohy patrí do východobystrickej jednotky oblasti čergovsko-beskydského flyšu. Z litologického hľadiska je v oblasti Cigeľky vyvinuté belovežské ílovcovo-pieskovcové súvrstvie a tvarožský pieskovec.

Vrt V-HC-1 prevŕtal ílovcovo-pieskovcové súvrstvie, pričom od 70 m do konečnej hĺbky vrtu výrazne prevláda pieskovec nad sporadicky sa vyskytujúcim ílovcom. Podľa mikrobiostratigrafických pozorovaní (Samuel a Žecová, 1992) je vrt situovaný v spodnej časti belovežského súvrstvia (vrchný paleogén - spodný eocén).

Hydrokarotážne merania potvrdili niekoľko intervalov prítoku plynom sýtenej minerálnej vody, ktorá je silne mineralizovaná (29 $g.l^{-1}$), základného nátriovo-hydrokarbonátového typu s obsahom jódu do 9,9 $mg.l^{-1}$.

Vrt V-HC-2 do hĺbky 200 m prevŕtal pieskovcovo-ílovcové súvrstvie, od 60 m s výraznou prevahou silne tektonicky porušeného ílovca.



Obr. 1. Schematická geologická mapa oblasti. 1 - belovežské flyšové súvrstvie, 2 - tvarožský pieskovec, 3 - zlomy, 4 - minerálne pramene, 5 - hydrogeologické vrty.

Fig. 1. Schematic geologic map of the area. 1 - Belovež flysch formation, 2 - Tvarožec sandstones, 3 - faults, 4 - mineral springs, 5 - hydrogeological boreholes.

Doterajšie výskyty whewellitu a dawsonitu na Slovensku

Whewellit je organolit $CaC_2O_4.H_2O$ patriaci do skupiny solí organických kyselín. Z publikovaných údajov na Slovensku doteraz známy nebol.

Ako nie príliš vzácny minerál je opísaný z mladopaleozoických a terciérnych hornín Českého masívu spätých s ložiskami uhlia (Bernard, 1984). Najznámejší jeho výskyt je v puklinách pelosideritu kladniansko-rakovníckej panvy. Je súčasťou asociácie minerálov uhoľných slojov (siderit, ankerit, millerit, baryt, sfalerit ...). Odtiaľ bol opísaný jeho špecifický zrast a tam sa našli zatiaľ najväčšie kryštály (10 cm; Bernard, l. c.). V nie takej pestrej asociácii sa vyskytuje aj v mnohých terciérnych hnedouhoľných ložiskách SZ a S Čiech, kde vytvára buď hnedosivé radiálnolúčovité agregáty, alebo číry kryštalický povlak.

V obidvoch prípadoch sa jeho genéza spája s prítomnosťou organickej, hlavne rastlinnej substancie v okolitých horninách, ktorá podmienila vznik aj ďalších minerálov organického pôvodu.

Whewellit sa vyskytuje vzácne aj v rudných polymetalických žilách v Récsku (MR) a Cavniku (Rumunsko; Bernard a Rost et al., 1992).

Dawsonit - $NaAl(OH)_2CO_3$ - je opísaný z východného Slovenska ako sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie - Ladomirov, Nová Kelča, Dubník (Ďuďa a Križáni, 1979) a Merník (Ďuďa a Slivka, 1982). Ako súčasť postmagmatického štádia mineralizácie je aj v polymetalickom ložisku Zlatá Baňa (Ďuďa et al., 1981). Z puklín pieskovca zlínskych vrstiev pri Beňadikovciach bol opísaný prvýkrát bez primárneho výskytu rumelky (Ďuďa a Bajo, 1983). Spolu s realgárom vystupuje pri Ortuťovej (Ďuďa, 1985). Žilky dawsonitu sú známe aj z okolia Bardejovských kúpeľov (Ďuďa, l. c.).

Vo všetkých prípadoch vystupuje v asociácii s ílovými minerálmi a kalcitom, sporadicky aj s kremeňom alebo samostatne - hlavne na lokalite Ladomirov. V spomenutých lokalitách je snehovobiely a sivobiely s perleťovým, príp. sklenným leskom. Vypĺňa žilky mocné maximálne 3 - 4 mm alebo tvorí hniezdovité akumulácie do 10 mm (Beňadikovce). Je jemne ihličkovitý až plstnatý a má radiálne lúčovitú stavbu.

Charakteristika dawsonitu a whewellitu

V oblasti Cigeľky (obr. 1) sa dawsonit doteraz zistil vo vrte V-HC-1 a V-HC-2 a whewellit vo vrte V-HC-1.

Metódy určenia

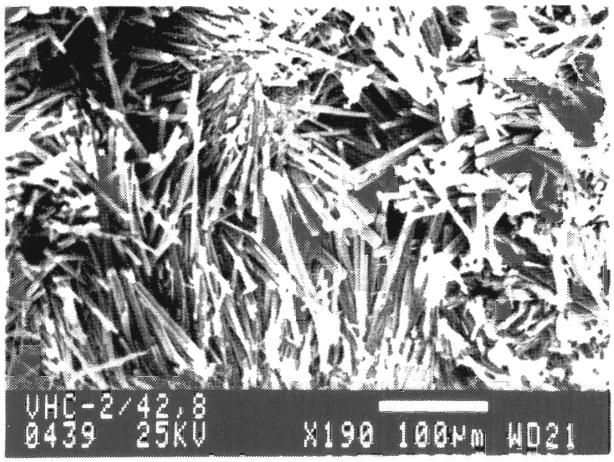
Obidva minerály boli určené RTG analýzou Braggovou a Brentanovou metódou na prístroji URD-6. Použilo sa žiarenie CoK, filter Fe, žeraviace napätie 40 kV, intenzita prúdu 30 mA, rýchlosť otáčania 2°.min^{-1}, oblasť meraných uhlov 2 - 60°.

Dawsonit bol identifikovaný DTA analýzou na prístroji derivatograf Q-1500 D pri rýchlosti ohrevu 10 °C.min^{-1} s teplotou ukončenia analýzy 1000 °C.

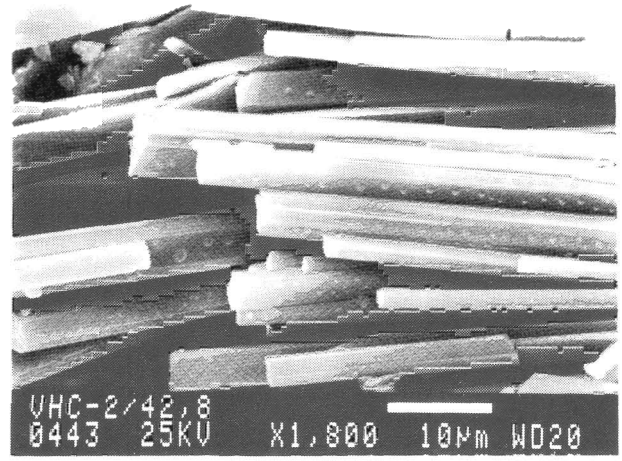
TAB. 1
Rtg analýzy dawsonitu
X - ray analyses of dawsonite

P. č.	V-HC-1/135,0 m		V-HC-2/42,8 m		Dawsonit		Alumohydrokalcit		Kalcit		Ladomirov-št. Runzak I	
	Im	dm.10^{-10}	Im	dm.10^{-10}	It	dt.10^{-10}	It	dt.10^{-10}	It	dt.10^{-10}	It	dt.10^{-10}
1	1,0	7,225	0,5	7,276	-	-	30	7,21	10	7,14	-	-
2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	7,119
3	2,0	6,638	1,0	6,595	-	-	70	6,50	-	-	-	-
4	0,5	6,314	0,5	6,276	-	-	100	6,25	-	-	-	-
5	10,0	5,732	10,0	5,680	10	5,67	-	-	-	-	10	5,600
6	0,5	3,944	-	-	-	-	20	4,00	-	-	-	-
7	1,0	3,587	-	-	-	-	-	-	10	3,57	-	-
8	7,0	3,389	6,0	3,378	60	3,38	-	-	-	-	3	3,370
9	-	-	2,0	3,349	20	3,31	-	-	-	-	-	-
10	0,5	3,247	0,5	3,247	-	-	60	3,230	-	-	-	-
11	2,0	3,100	1,0	3,094	20	3,09	-	-	-	-	2	3,062
12	0,5	2,846	-	-	5	2,834	-	-	-	-	4	3,027
13	9,0	2,789	8,0	2,785	90	2,784	-	-	-	-	5	2,768
14	6,0	2,617	3,0	2,611	70	2,601	-	-	-	-	5	2,599
15	1,0	2,513	0,5	2,509	40	2,500	-	-	-	-	1	2,499
16	0,5	2,323	-	-	-	-	10	2,327	-	-	-	-
17	0,5	2,234	0,5	2,227	30	2,221	-	-	-	-	1	2,276
18	1,0	2,158	1,0	2,121	60	2,151	-	-	-	-	1	2,145
19	0,5	2,072	0,5	2,100	20	2,066	50	2,039	-	-	1	2,055
20	5,0	2,000	3,0	1,994	70	1,988	-	-	-	-	3	1,989
21	1,0	1,962	0,5	1,959	40	1,949	-	-	-	-	1	1,903
22	1,0	1,734	1,0	1,732	70	1,728	-	-	-	-	-	-
23	2,0	1,696	2,0	1,693	50	1,689	-	-	-	-	-	-
24	1,0	1,664	0,5	1,660	60	1,656	-	-	-	-	-	-
25	1,0	1,549	0,5	1,545	30	1,542	-	-	-	-	-	-

Ladomirov: Ďuďa a Križáni (1979)



Obr. 2. Radiálne lúčovitý agregát dawsonitu v pieskovci z vrtu VHC-2 pri Cigeľke.
Fig. 2. Radiated aggregate of dawsonite in sandstone from the VHC - 2 borehole near Cigeľka.



Obr. 3. Morfológia kryštálov dawsonitu z vrtu VHC-2 pri Cigeľke.
Fig. 3. Morphology of crystals of dawsonite from the VHC - 2 borehole near Cigeľka.

Merania zhotovila a zhodnotila Hricová v laboratórnom stredisku Geologického prieskumu, š. p., Spišská Nová Ves.

Minerály sa charakterizovali aj semikvantitatívnou spektrálnou analýzou.

Opis minerálov

Dawsonit v obidvoch vrtoch vystupuje takmer výlučne v pieskovcových polohách. Vypĺňa pukliny všesmerne, strmo aj subhorizontálne uklonené mocné do 0,5 cm, ojedinele (vo vrte V-HC-2) do 1,3 cm. Na otvorených puklinách tvorí povlak ich stien. Je snehovobiely, má perleťový lesk, radiálne lúčovitú stavbu (obr. 2) a stĺpčekovitý habitus kryštálov (obr. 3) veľkých do 300 µm.

Rtg analýza potvrdila prítomnosť charakteristických difrakčných čiar dawsonitu (tab. 1), ako aj nepatrnú prímes alumohydrokalcitu, kalcitu a kaolinitu. S týmito minerálmi je dawsonit v asociácii, ale výrazne nad nimi prevláda.

Aj kvalitatívna spektrálna analýza (tab. 2) potvrdila prítomnosť Na a Al - hlavných zložiek analýz (dawsonitu), ale aj Si - pravdepodobne ako zložku kaolinitu, keďže kremeň nebol na puklinách s dawsonitom identifikovaný opticky ani röntgenometricky. Ostatné prvky môžu charakterizovať kalcit, resp. iné, heterogénne prímesi.

Dawsonit potvrdila aj termická analýza (obr. 4). Krivka DTA vykazuje jediný výrazný endoefekt s vrcholovou teplotou 385 °C. Súvisí so stratou hydroxylovej vody a CO_2. V ďalšom teplotnom intervale krivka DTA vykazuje iba nepatrnú endoodchýlku a exoodchýlku (620 °C, 640 °C) a zároveň ďalšiu stratu hmotnosti, ktorá je v celom sledovanom intervale približne 41,2 %.

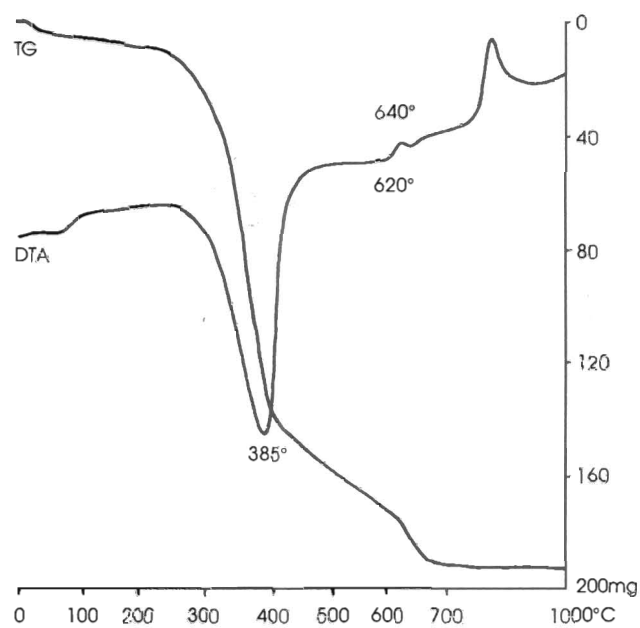
Výsledky týchto analýz (RTG, DTA, SKSA) sú v súlade s interpretáciou analýz dawsonitu z lokalít východného Slovenska (Ďuďa a Križáni, 1979; Ďuďa a Bajo, 1983).

Ďalším charakteristickým minerálom puklín pieskovca je whewellit. Identifikovala ho rtg analýza. Patrí medzi soli organických kyselín a jeho výskyt na Slovensku doteraz publikovaný nebol.

Whewellit sa zistil vo vrte V-HC-1, kde vystupuje na strmo uklonených puklinách v jemnozrnnom pieskovci. Pukliny sú mocné do 0,5 až 1 cm a whewellit na ich stenách vytvára číre alebo sivobiele agregáty s málo výrazným kryštalografickým obmedzením. Charakterizuje ho štiepateľnosť a nízka tvrdosť (2,5).

Na puklinách vystupuje samostatne, resp. s bližšie neidentifikovanými ílovými minerálmi vytvárajúcimi práškovitý povlak.

Jednoznačne ho identifikovala rtg analýza (tab. 3) v zhode s tabelovanými hodnotami bez vedľajších prímesí.



Obr. 4. DTA analýza dawsonitu z vrtu VHC-1 pri Cigeľke.
Fig. 4. DTA analysis of dawsonite from the VHC - 2 borehole near Cigeľka.

TAB. 2
Semikvantitatívne spektrálne analýzy dawsonitu a whewellitu
Semiquantitave spectral analyses of dawsonite and whewellite

Lokalizácia	zastúpenie hlavných prvkov (%)				
	1	2	3	4	5
			dawsonit		
V-HC-1/135,0 m	Na, Al, Si	Ca	Mg, Fe	K, Mn, Cr, Ti	Ba, Cu, Ga, V
V-HC-2/42,8 m	Na, Al, Si	Mg, Ca, Fe		Mn, Cr, Cu, Ti	Ba, Ga, Ni, V
Ladomirov št. Runzak I	Na, Al, Mg, Si	Ca, Fe		Mn, Cu, Ti, Ga	Cr, Zn, Ni, Zr, Pb
			whewellit		
V-HC-1/190,5 m	Ca, Al	Si	Mg	Fe, Y,Yb, Mn, Na	Cu

Ladomirov: Ďuďa a Križáni (1979);
1 - nad 1%, 2 - 0,1 - 1,0%, 3 - 0,01 - 0,1%, 4 - 0,001 - 0,01%, 5 - problematické

TAB. 3
Rtg analýza whewellitu
X-ray analysis of whewellite

P. č.	V-HC-1/190,5 m		Whewellit	
	Im	dm.10^{-10}	It	dt.10^{-10}
1	10,0	5,986	100	5,930
2	3,0	5,840	30	5,790
3	0,5	3,788	6	3,780
4	7,0	3,662	70	3,650
5	0,5	3,112	2	3,120
6	5,0	2,977	45	2,966
7	0,5	2,910	10	2,915
8	2,0	2,866	10	2,840
9	2,0	2,507	18	2,494
10	0,5	2,426	6	2,417
11	4,0	2,364	30	2,355
12	2,0	2,261	8	2,263
13	1,0	2,080	2	2,089
14	1,0	1,983	10	1,978
15	0,5	1,949	10	1,950
16	2,0	1,939	8	1,933
17	0,5	1,896	6	1,893
18	2,0	1,854	4	1,859
19	1,0	1,820	6	1,823
20	1,0	1,797	6	1,793

Jeho charakteristické difrakčné čiary sú 0,5986 nm (intenzita 10), 0,3662 (7), 0,2977 (5) a 0,2364 (4).

Aj semikvantitatívna spektrálna analýza (tab. 2) identifikovala ako hlavnú zložku Ca. Prímes Al a Si pravdepodobne zodpovedá kaolinitu.

Diskusia

Výskyt dawsonitu pri Cigeľke rozširuje jeho vystupovanie v oblasti flyšu východného Slovenska. Je to už štvrtý opis priestorovo sa neviažuci s Hg či polymetalickou mineralizáciou, ale asociácia minerálov, s ktorými vystupuje, je podobná. V širšej oblasti Cigeľky je z podobnej priestorovej pozície opísaný realgár a auripigment (Slávik, 1968), ktoré v ložisku Dubník sprevádzajú ortuťovú mineralizáciu. Na VJV od Cigeľky sa v oblasti Stebníka zistila výrazná anomália sekundárneho rozptylu rumelky, čo by mohlo signalizovať prítomnosť primárnej Hg mineralizácie.

Podľa súčasných poznatkov výskyt dawsonitu spájame s hydrotermálnou činnosťou metamorfného pôvodu spätou s tektonickými procesmi. Okolité litologické prostredie má podstatné zastúpenie ílovca s illitom a montmorillonitom ako ich hlavnou zložkou (Varga et al., 1989). Je vhodným prostredím na mobilizáciu Al i Na roztokmi obohatenými o CO_2, ktorý môže mať pôvod v organickej substancii litologických členov celého flyšového pásma, o čom svedčia aj jeho doteraz známe výskyty v tomto priestore. Za zdroj Na v priestore Cigeľky možno považovať aj minerálnu vodu základného nátriovo-hydrokarbonátového typu.

Spätosť s ortuťovou či arzénovou mineralizáciou by potom mohla byť iba priestorová a dawsonit by v podstate iba signalizoval procesy, ktoré môžu viesť k mobilizácii Hg (či As), pričom väčšie, ekonomicky významné akumulácie minerálov týchto prvkov nemusia vznikať.

Nález whewellitu je prvým na Slovensku. Jeho vystupovanie je podmienené prítomnosťou organického substrátu. V pieskovcových polohách vo vrtoch sa zaznamenal organický substrát vo forme preuhoľnatenej rastlinnej sečky až vrstvičky uhlia mocné do 2 mm. Ale zdroj C možno a treba hľadať aj v uhľovodíkoch. Predpokladáme, že práve uhľovodíky boli hlavným zdrojom C, ktorým sa obohatili metamorfogénne roztoky a z nich potom whewellit vykryštalizoval.

Aj keď sa spoločné vystupovanie whewellitu s dawsonitom nezistilo, predpokladáme, že vznikli za podobných podmienok, teda z hydrotermálno-metamorfogénnych roztokov mobilizovaných tektonickou aktivitou.

Záver

Zistenie a opis dawsonitu v oblasti Cigeľky potvrdzujú predpoklad o jeho regionálnom rozšírení vo flyši (Ďuďa a Križáni, 1979; Ďuďa a Bajo, 1983), ale nejde o polohy, o ktorých by sa mohlo uvažovať ako o potenciálnom zdroji Al.

Whewellit sa na území Slovenska zistil prvý raz a mineralogicky dopĺňa špecifickosť a charakter epigenetických procesov v prostredí súvrství flyšu v oblasti Cigeľky.

Literatúra

Bernard, J. H. 1984: Mineralogie Československa. *Academia, Praha, 645.*

Bernard, J. H., Rost, R. et al. 1992: Encyklopedický přehled minerálů. *Academia, Praha, 704.*

Ďuďa, R. 1985: Nové mineralogické výskyty na Slovensku. *Národní muzeum v Praze, 48.*

Ďuďa, R. & Križáni, I. 1979: Dawsonit - sprievodný minerál ortuťovej mineralizácie na Slovensku. *Mineralia slov., 11, 79 - 86.*

Ďuďa, R. & Slivka, D. 1982: Minerály Slovenska I. *Bratislava - Pressfoto.*

Ďuďa, R. & Bajo, I. 1984: Dawsonity v pieskovcoch zlínskych vrstiev pri Beňadikovciach. *Zbor. Východoslov. Múz. (Košice), Sér. AB, XXIII, 35 - 40.*

Ďuďa, R., Černý, P., Kaličiak, M., Kaličiaková, E., Tözsér, J., Ulrych, J. & Veselovský, F. 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 99.*

Samuel, O. & Žecová, K. 1992: Správa o mikrobiostratigrafickom vyhodnotení vrtu V-HC-1 (Cigeľka). *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 21.*

Varga, I., Richterová, Ľ. & Hrinko, V. 1989: Kvalitatívne vlastnosti a prognózy ílovcov flyša na severovýchodnom Slovensku pre využitie v keramickej praxi. *Mineralia slov., 21, 429 - 439.*

Varga, M. & Petercová, A. 1989: Ochranné pásma minerálnej vody Cigeľka. Projekt geologicko-prieskumných prác. *Manuskript - archív GP Spišská Nová Ves, 114.*

Whewellite and dawsonite - epigenetic minerals in joints of sandstones near Cigeľka (Eastern Slovakia)

Dawsonite and whewellite have been ascertained in joints of sandstones during hydrogeological exploration, which was implemented for the sake of determination of protection zones of mineral water and discovery of its new sources.

Dawsonite has been determined by both X-ray and DTA analyses and whewellite has been determined only by X-ray analysis. Both minerals were also characterized by qualitative spectral analysis.

Whewellite was described in the area of Slovakia for the first time. It occurs on abruptly dipping joints in fine-grained sandstone. It forms transparent or grey-white radiated aggregates with the size up to 3 cm with undistinct crystallographic confining. It was identified by X-ray analysis (Tab. 3) and its characteristic diffraction lines are: 0.5986 nm (intensity 10), 0.3662 (7), 0.2977 (5), 0.2364 (4).

Dawsonite occurs, similarly as whewellite does, almost exclusively in sandstone beds of claystone-sandstone flysch formation. It fills joint with orientation in all directions, up to 1.3 cm thick. It is snow-white, radiated (Fig. 2 and 3). It was identified by both X-ray and DTA analyses (Tab. 1, Fig. 4).

Although these two minerals does not occur together, their genesis is connected, according to the present knowledge, with low temperature hydrothermal activity of metamorphic origin connected with tectonic processes.

Organic substances in form of plants or hydrocarbons are regarded to be the source of carbon, which is necessary for the origin of both minerals. From there, carbon migrated into metamorphic hydrothermal solutions during tectonic processes. Other building elements (Na, Ca, Al) are abundant in lithological surrounding and Na is also present in fossil waters.

The presence of these minerals indicates processes, which could lead, at a certain circumstancies, to the accumulation of ore elements - Hg, As, Sb (?).

Mineralia slovaca, 25 (1993), 282- 284

Rýdzi antimón na ložisku Pezinok-Kolársky vrch

PETER ANDRÁŠ[1], STANISLAV JELEŇ[1], GÉZA NAGY[2] a ĽUBICA ŠVECOVÁ[1]

[1]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica
[2]Magyar tudományos akadémia geokémiai kutatólaboratóriuma, Budaörsi út 45, H-1112 Budapest

(Doručené 27. 1. 1993)

Native antimony in the Pezinok deposit, Malé Karpaty Mts.

Native antimony is an accessory component of the antimony ores in the Pezinok deposit (Malé Karpaty Mts.). It has optical and physical properties (microhardness, reflection, unit cell dimension) typical for antimony and analyses show that it is nearly pure Sb. Atomic absorption analyses detected small amounts of As, Fe, Cu, Pb and Zn (0.0X - 0.000X %), and electron microprobe analyses identified associated stibnite and senarmontite. The native antimony originated from solutions with changing oxidation-reduction potential due to the admixing of strongly meteoric solutions in the final phases of hydrothermal mineralization.

Údaje o výskyte allemontitu v Pezinku publikoval roku 1926 Koch. Cambel (1959) zistil, že ide o rýdzi antimón, ktorý v antimónovej rude vytvára len agregáty nepatrných rozmerov. Neskoršie výskumy nevenovali tomuto minerálu potrebnú pozornosť. Až v ostatných rokoch štúdium exploatovanej rudy ukázalo, že rýdzi antimón je síce z kvantitatívneho hľadiska pomerne nepodstatnou, avšak viac-menej stálou zložkou ťaženej suroviny.

Výskyt rýdzeho antimónu

Antimón sa v ložisku Pezinok vyskytuje v dvoch odlišných formách: 1) v antimónovej rude vytvára agregáty a ojedinelé zrná s rozmermi 0,0X mm, 2) vystupuje v podobe kusovej rudy, ktorá v čiernych bridliciach tvorí samostatné šošovky a obličkovité agregáty prakticky mononerálneho zloženia s rozmermi spravidla X - X0 cm. Na povrchu šošoviek často vzniká biely až sivobiely povlak Sb-oxidického minerálu - senarmontitu.

Mikroskopický opis

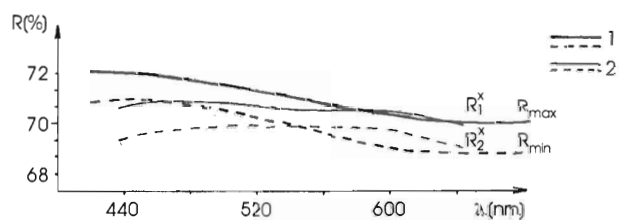
Mikroskopické štúdium agregátov rýdzeho antimónu potvrdilo výskyt drobných reliktov antimonitu, arzenopyritu a senarmontitu, ktoré sú v antimóne zastúpené iba v nepatrnom množstve. Pri skúmaní vzájomných vzťahov minerálov tejto minerálnej asociácie možno pozorovať zatláčanie antimonitu, antimónu a arzenopyritu senarmontitom, ktorý je v tejto asociácii zreteľne najmladším minerálom. Senarmontit vytvára relatívne široké lemy po okrajoch antimónu a preniká aj pozdĺž jeho kontaktov s antimonitom (obr. 2, a-c). V senarmontite sa zachovali aj relikty zatláčaných minerálov: arzenopyritu, antimonitu a rýdzeho antimónu. V ojedinelých prípadoch možno postrehnúť aj tenučké žilky senarmontitu v antimóne. Podľa celkovej pozície senarmonitu v agregátoch nemožno vylúčiť ani jeho hypergénny pôvod.

V odrazenom svetle má antimón vysokú odraznosť (R ~ 70 %) a nevýrazný dvojodraz, ktorý možno pozorovať len v zmitom agregáte. Okraje prerastajúcich sa zŕn agregátu rýdzeho antimónu sú nerovné, zväčša laločnaté až zubovité. Minerál je výrazne anizotropný s farebnými efektmi anizotropie od žltohnedej až po tmavohnedo-modrú.

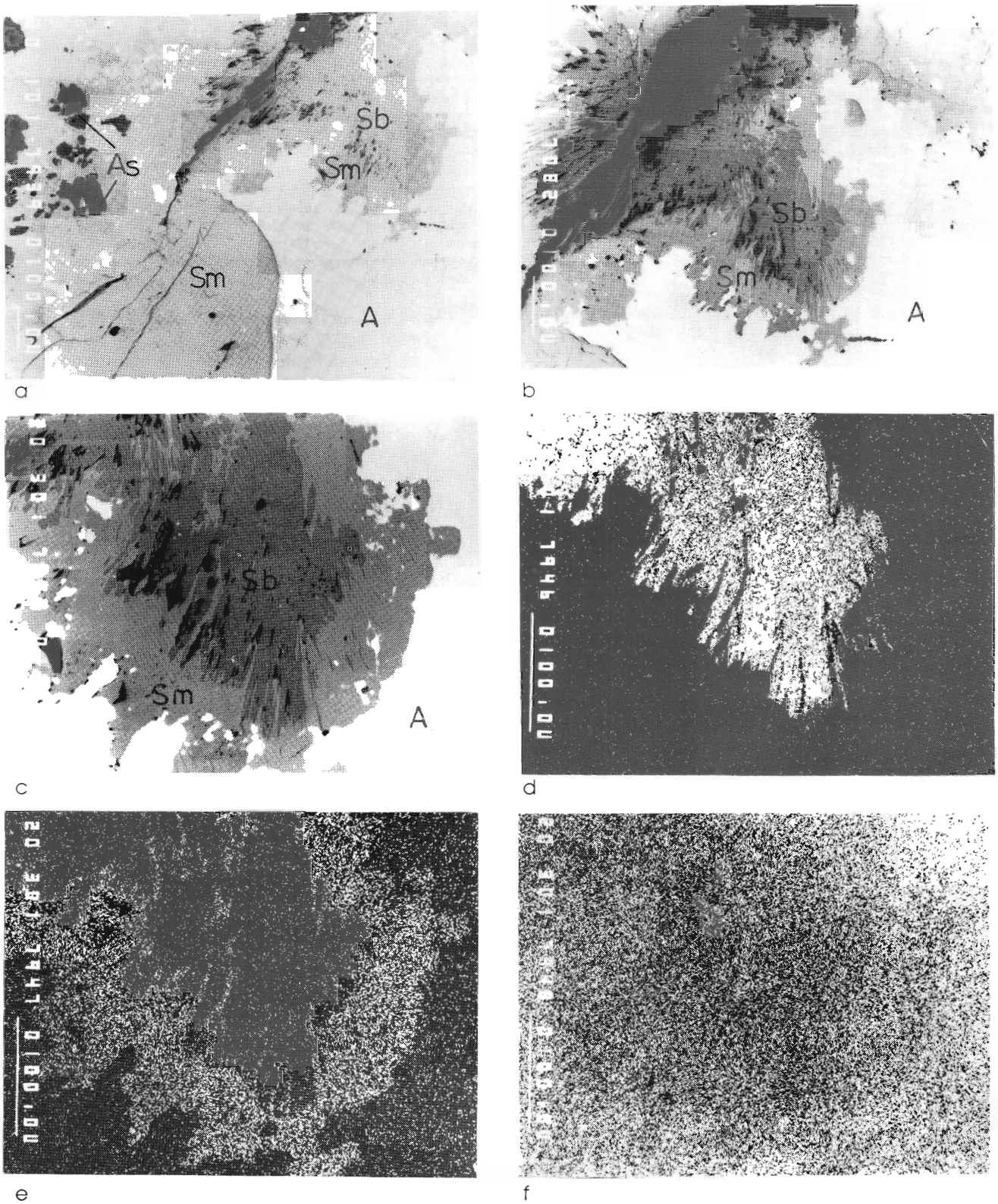
Spektrálne krivky odraznosti antimónu sa zmerali na mikrospektrofotometri Leitz a Orthoplan (objektív 20 x 0,40, fotometrované pole: 20 x 20 μm, štandard WTiC 422). Spektrálne krivky odraznosti antimónu z Pezinka a ich porovnanie s krivkami antimónu podľa Picota a Johana (1977) sú na obr. 1.

Mikrotvrdosť antimónu sa stanovila na mikrotvrdomere PMT-3 pri štandardných podmienkach so závažím 50 g. Hodnota VHN_{50} sa pohybuje v rozmedzí 77 - 93 a priemer je 81. Zistené údaje mikrotvrdosti sú v súlade s údajmi, ktoré o antimóne uvádza Uytenbogaardt a Burke (1971) a Čvileva et al. (1988).

Výsledky rtg difrakčnej analýzy antimónu a senarmontitu sú v tab. 1. Zistené hodnoty sú v dobrej zhode s údajmi z literatúry (Picot a Johan, 1982; Michejev, 1957): Z línií difrakčného záznamu antimónu (difraktograf DRON-2 s goniometrom GUR-5, uhol 2 θ 4 - 120°) sa za použitia programu, ktorý vypracoval Burnham (1962), a korekcie CRTM 4 vypočítali metódou najmenších štvorcov mriežko-



Obr. 1. Spektrálne krivky odraznosti antimónu z Pezinka (1) a ich porovnanie s krivkami odraznosti antimónu podľa Picota a Johana (1977) (2).
Fig. 1. Spectral lines of reflectances of the native antimony (max. and min.) from Pezinok deposit (1) and of Picot and Johan (1977) (2).



Obr. 2. a - mikrogram rýdzeho antimónu (A) a antimonitu (Sb) zatláčaného na pôvodnom kontakte senarmontitom (Sm), (As) arzenopyrit; b, c - mikrogramy zväčšeného detailu z obr. 1. a - rýdzi antimón (A), antimonit (Sb) a senarmontit (Sm); d, e, f - distribúcia antimónu, síry a kyslíka.

Fig. 2. a - Backscattered electron image of native antimony (A) and stibnite (Sb) replaced by senarmontite (Sm), (As) arsenopyrite; b, c - enlarged parts of Fig. 1. a - native antimony (A), stibnite (Sb) and senarmontite (Sm); d, e, f - distribution of antimony, sulphur and oxygen.

TAB. 1

Rtg difrakčné analýzy rýdzeho antimónu a senarmontitu a ich porovnanie s tabuľkovými údajmi podľa Picota a Johana (1982) a Michejeva (1957)
X-ray diffraction analyses of native antimony and senarmontite and their comparison with the data of Picot and Johan (1982) and Michejev (1957)

Č.	Rýdzi antimón (lož. Pezinok)		Rýdzi antimón Picot a Johan, 1982		Senarmontit (lož. Pezinok)		Senarmontit Michejev, 1957	
	I	d	I	d	I	d	I	d
1	10	3,110	10	3,104	9	3,240	9	3,212
2	8	2,253	8	2,244	1	3,090	1	3,082
3	8	2,150	9	2,141	5	2,811	5	2,779
4	7	1,760	7	1,765	4	2,979	3	2,554
5	5	1,550	7	1,550	2	2,168	2	2,160
6	5	1,400	6	1,514	2	1,980	1	1,962
7	5	1,366	7	1,362	3	1,817	3	1,845
8					5	1,685	10	1,673
9					3	1,567	6	1,601
10					3	1,550	5	1,551

Analyzované rtg difraktografom DRON 2 s goniometrom GUR-5. Analyzovala E. Švecová.

TAB. 2

Atómová absorpčná spektrometrická (AA) a optická emisná spektrometrická (ES) analýza rýdzeho antimónu
Atomic absorption spectrometric (AA), emission spectrometric (ES) and electron microanalyse (RTG) of native antimony

Č. vz.	Rtg(%)	AAS (ppm)					ES (ppm)			
	Sb	Au	Cu	Ni	Pb	Zn	Ag	As	Fe	Ti
RB-111	99,8	0,62	4	1	60	22	<3	600	295	<3

AAS - analyzované atómovým absorpčným spektrofotometrom fy Pye Unicam Ltd. Philips, model PU-9000 (Au stanovené elektrotermickým atomizátorom PU 9095/50 Video Furnace po extrakcii Au do dibutylsulfidu); ES - analyzované spektrografom Carl-Zeiss, model PGS-2 v oblúku jednosmerného prádu; Rtg - stanovené elektrónovým (rtg) mikroanalyzátorom Jeol 733 Superprobe. Analyzoval Andráš (AAS) a Hrnčárová (ES).
AAS - analyzed by atomic absorption spectrophotometer PU-9000 Pye Unicam Ltd/Philips (Sb, Cu, Ni, Pb, Zn - flame analyses air/C_2H_2: Au - determined by furnace PU 9095/50 after extraction of gold to dibutylsulfide); ES - analyzed by spectrograph Carl Zeiss PGS-2 (excitation interrupted A. C. arc generator UBI - 2, current 6A, 120 imp./min., 15/5 s break 1/5 impulse duration; RTG - analyzed by electron microprobe Jeol JCXA - 733 Vo=20 kV: I=30 nA, Sb standard, correction ZAF.

vé parametre minerálu: a = 4,306 (1) Å, c = 11,271 (2) Å, V = 180,98 (6) Å^3 pre priestorovú grupu R $\bar{3}$ m ($\bar{3}$ 2 m) (výpočet T. Řídkošil).

Chemická charakteristika

Bodové rtg mikroanalýzy nepotvrdili v antimóne nijaké prímesi. Optická emisná spektroskopická analýza (ES) a atómová absorpčná spektrometrická analýza (AA) potvrdili len veľmi nízky obsah As (600 ppm), Fe (295 ppm), Pb (60 ppm), Zn (22 ppm) a Cu (4 ppm). Ag, Ni a Ti vykazujú iba stopovú koncentráciu. Obsah zlata (0,62 ppm) sa stanovil elektrotermickou atomizáciou. Obsah ostatných prvkov je pod medzou stanoviteľnosti (tab. 2). Výsledky bodových rtg mikroanalýz senarmontitu sú v tab. 3.

TAB. 3

Elektrónové mikroanalýzy senarmontitu (hmot. %)
Electron - microanalyses of senarmontite (in hm. %)

Č. vzorky	Sb	O	Σ	Empirický vzorec
Rb-111	83,93	15,95	99,91	$Sb_{2,04}O_{2,96}$
	86,07	13,86	99,93	$Sb_{2,25}O_{2,75}$
	84,51	15,37	99,91	$Sb_{2,10}O_{2,90}$

Analyzované elektrónovým mikroanalyzátorom Jeol JCXA-733 Superprobe. Podmienky merania: Vo = 20 kV, I = 30 nA, štandard Sb, korekcia ZAF (analyzoval Nagy)
Analysed by electron microprobe JCXA-733 (Jeol) Superprobe.

Diskusia

Rýdzi antimón pravdepodobne vznikol oxidáciou staršieho antimonitu I, ktorý vystupuje v paragenéze s mladším arzenopyritom II, roztokmi obohatenými o meteorickú vodu (Andráš, 1983). Proces možno vyjadriť rovnicou

$$2\ Sb_2S_3 + 6\ O_2 = 4\ Sb + 6\ SO_2$$

V záverečnom štádiu roztoky obohatené o atmosférický CO_2 (Andráš, 1983) prenikli pozdĺž kontaktov antimónu a reliktov pôvodnej antimonitovo-arzenopyritovej rudy a spôsobili na okrajoch agregátov oxidáciu týchto minerálov za vzniku senarmontitu (dokumentuje to aj obr. 2).

Literatúra

Andráš, P. 1983: Problems of genesis of antimony and gold mineralization in the Pezinok deposit. *Summary of Thesis, 35.*

Burnham, C. W. 1962: Lattice constant refinement. *Carnegie Inst. Washington Year Book, 61, 132 - 135.*

Cambel, B. 1959: Hydrotermálne ložiská v Malých Karpatoch, mineralógia a geochémia ich rúd. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geogr., 3, 338.*

Koch, S. 1926: Neuerliches Vorkommen einiger seltener Mineralien in Ungarn. *Földt. Közl., LV, 332 - 339, 162 - 168.*

Michejev, V. I. 1957: Rengenometričeskij opredeliteľ mineralov. *Gosudarst. naučno-techn. izd. (Moskva), 868.*

Picot, P. & Johan, Z. 1982: Atlas of ore minerals. *Amsterdam, 458.*

Tschvileva, T. N., Klejnbok, V. E. & Bezsmertnaja, M. S. 1977: Cvet rudnych mineralov v otražennom svete. *Moskva, 171.*

Uytenbogaardt, W. & Burke, E. A. J. 1971: Tables for microscopic identification of ore minerals. *Amsterdam - London, N. Y., Els. publ. comp., 430.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 285- 287

METODIKA VÝSKUMU

Kinematické indikátory strižných pohybov pri krehkej deformácii (prehľad)

FRANTIŠEK MARKO

Katedra geológie a paleontológie, Prírodovedecká fakulta UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

(Doručené 12. 7. 1993)

Sense of movement criteria on mesoscale shear fault surfaces (a Review)

The review deals with most popular and reliable shear sense criteria used in kinematic analysis of faults. The most frequent shear criteria on slickensided fault surfaces are arranged in three dimensional diagram and listed in a simple scheme. The aim of this brief review is to unify interpretation, terminology and to summarize available publications describing discussed structural phenomena.

Krehké deformácie sú pripovrchovým produktom deformačného procesu, ktorým sa namáha zemská kôra. Smerom do hĺbky nadobúda deformácia krehkoplastický až plastický charakter. Deformačný režim je teda funkciou hĺbky, reologických vlastností horninového prostredia, času a deformačného napätia.

Produktom krehkej deformácie sú zlomy s.l. a ostatné fraktúry včítane puklín. Pozdĺž zlomov nastáva diferenciálny pohyb blokov. Rozpoznanie pohybového režimu zlomov má nesmierny praktický význam, napr. pri riešení pokračovania z hľadiska nerastných surovín, produktívnych polôh odhadzovaných zlomami. Široké uplatnenie majú kinematicky definované poruchy pri analýze smerov deformačných napätí, pretože v súčasnosti sa nijaká metóda výpočtu paleonapätia založená na analýze krehkých deformácií nezaobíde bez spoľahlivých údajov o kinematike pohybov pozdĺž porúch.

Kinematický charakter porúch možno dešifrovať v dvoch úrovniach, a to v makromierke a mezomierke. V prvom prípade kinematika pohybov na zlome vyplýva z geologickej mapy, ak sú zrejmé posuny spoľahlivých markerov porušených zlomom (vrstvy, rozhrania, štruktúry atď.). Pri takejto analýze sa síce zistí konečný stav deformácie (posunu), ale nie to, akými pohybmi k tejto deformácii došlo. Rovnaký obraz, aký vidieť na mape, totiž možno dostať celkom odlišnými pohybmi pozdĺž analyzovanej poruchy.

Konkrétnejšie informácie o kinematickej evolúcii zlomov sa získavajú priamym štúdiom mezoskopických porúch v teréne, ktoré tvoria suitu regionálnych zlomov a odrážajú ich aktivitu. Poruchy, ktorých kinematiku možno dešifrovať priamym pozorovaním, vznikajú pri trojosovom napätí ($\delta_1 \geq \delta_2 \geq \delta_3$) a tvoria dve kategórie, a to tenzné a strižné poruchy. Prechodným typom sú hybridné poruchy. Na kinematickú analýzu sú najvhodnejšie strižné poruchy.

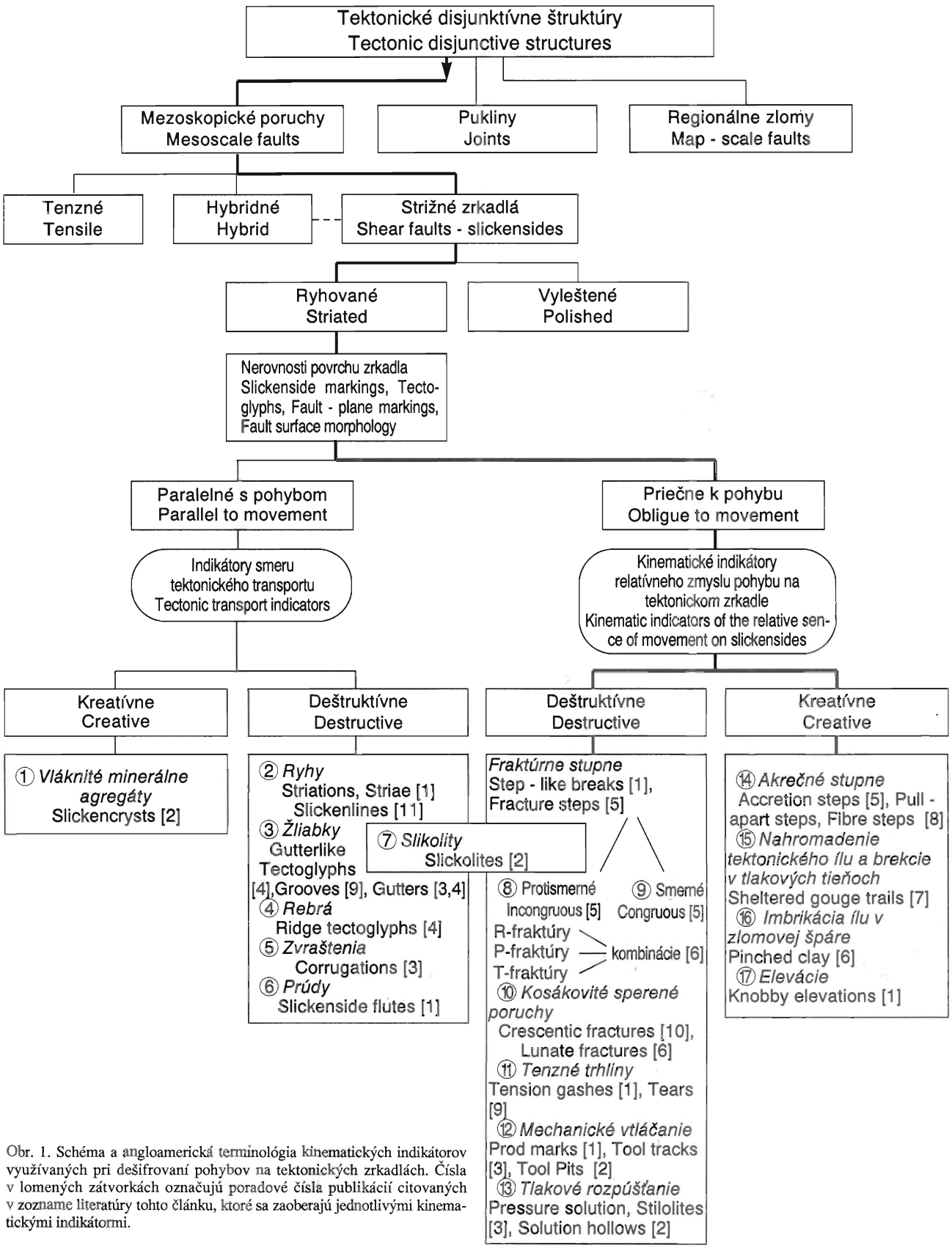
Aj pri štúdiu mezoskopických porúch sú najlepšími indikátormi pohybov posuny markerov, ale takéto prípady sú v praxi zriedkavejšie, pretože odkryté bývajú len relikty štruktúr alebo sú poruchy v monotónnom prostredí. Vo väčšine prípadov sú k dispozícii informácie zaznamenané priamo na povrchu skúmaného tektonického zrkadla, t. j. bezprostredné stopy po diferenciálnom pohybe blokov. Z povrchu bežne sa vyskytujúcich tektonických zrkadiel možno v ideálnom prípade vyčítať všetky dôležité informácie, a to *smer, zmysel a veľkosť pohybu*. V rovnakom poradí stúpa aj náročnosť správnej analýzy týchto záznamov.

Smer pohybu blokov oddelených zlomom reprezentuje smer rýh, príp. žliabkov na tektonických zrkadlách. Tie vznikli mechanickým trením blokov pozdĺž zlomovej špáry a často sa kombinujú s pretavením tenkej vrstvičky treného povrchu a so synkinematickou kryštalizáciou vláknitých agregátov minerálnej výplne porúch. Striácie teda reprezentujú trajektórie tektonického transportu v krehkom režime a sú ekvivalentom tzv. a-lineácií, resp. lineácií vytiahnutia, ktoré reprezentujú smer tektonického transportu v hlbších horizontoch pri plastickej, resp. krehkoplastickej deformácii.

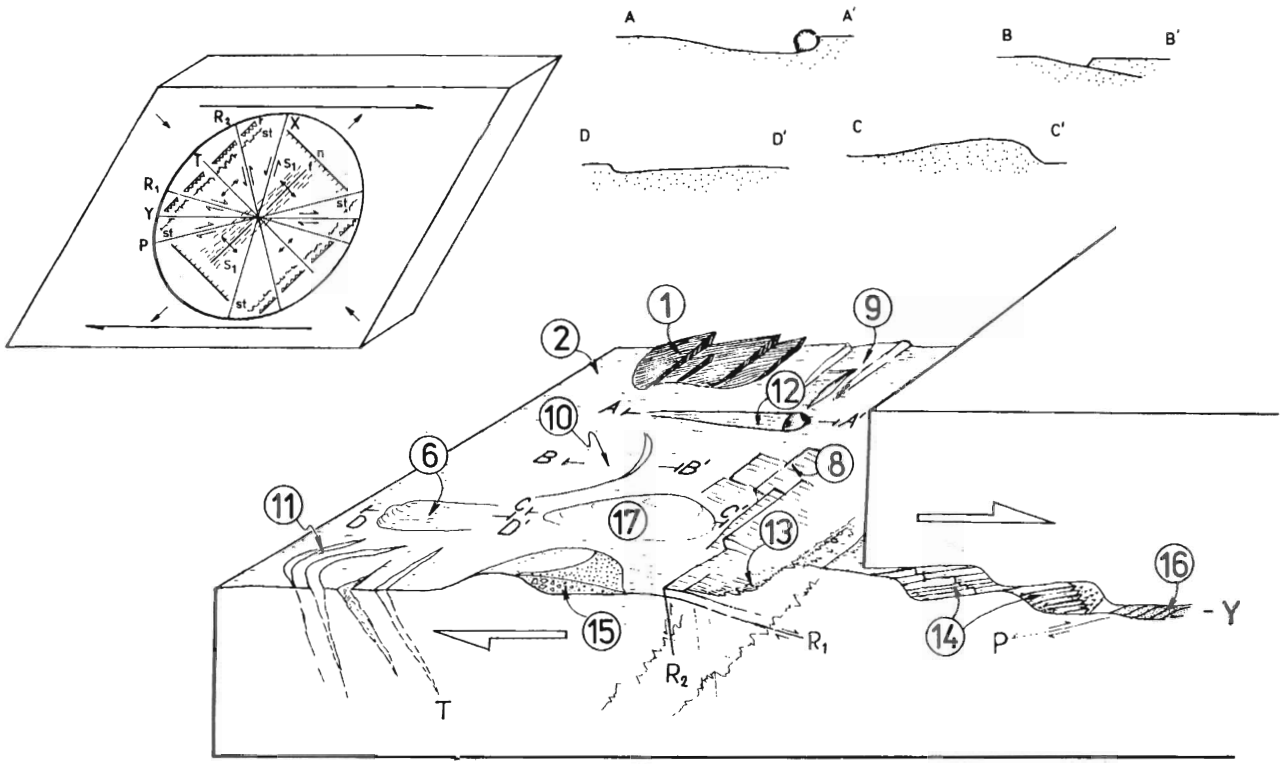
Určenie zmyslu pohybu, t. j. relatívneho pohybu blokov oddelených zlomom je zložitejšie. V priaznivých prípadoch pohyb blokov zanechal na povrchu zrkadiel asymetrické štruktúry (nerovnosti) indikujúce zmysel pohybu blokov. Nerovnosti sú výsledkom trenia, deštrukcie alebo akumulácie na zlomovej ploche a sú funkciou rýchlosti pohybu, deformačného režimu, ale aj reologických vlastností horninového prostredia. Vo vzťahu k smeru pohybu tvoria dve skupiny - sú paralelné s pohybom blokov a priečne na pohyb blokov. Mnohé indikátory pohybu sa modelovali aj experimentálne.

Vzhľadom na referenčnú plochu tektonického zrkadla sa takéto indikátory tvoria alebo nahromadením materiálu (elevácie, akumulácie) a označujú sa ako kreatívne, alebo ich reprezentuje porušenie pôvodnej roviny zrkadla (depresie, deštrukcie), tie sa označujú ako deštruktívne (obr. 1).

Najčastejšie a najspoľahlivejšie kinematické indikátory sú na obr. 2, ktorý schematicky vyjadruje povrch strižného tektonického zrkadla s najbežnejšími kinematickými indikátormi. Mierka tejto schémy je univerzálna, lebo platí prakticky pri každej veľkostnej kategórii. Orientácia štruktúr pozorovaných na strižných tektonických zrkadlách dob-



Obr. 1. Schéma a angloamerická terminológia kinematických indikátorov využívaných pri dešifrovaní pohybov na tektonických zrkadlách. Čísla v lomených zátvorkách označujú poradové čísla publikácií citovaných v zozname literatúry tohto článku, ktoré sa zaoberajú jednotlivými kinematickými indikátormi.



Obr. 2. Blokdiagram strižnej poruchy („tektonického zrkadla") s kinematickými indikátormi. Čísla v krúžkoch zodpovedajú poradovým číslam kinematických indikátorov na obr. 1. V ľavom hornom rohu je model jednoduchého strihu, ktorý sa aplikuje pri interpretácii niektorých štruktúr na povrchu strižných tektonických zrkadiel. R1, P - syntetické strihy, R2, X - antitetické strihy, Y - hlavná strižná zóna, T - tenzné trhliny, r - prešmyky, St - stylolity, f - osi vrás, konvergentné šípky - smer kompresie, divergentné šípky - smer relatívnej extenzie.

re vyhovuje modelu jednoduchého strihu (obr. 2 vľavo hore), ktorý sa dá aplikovať na všetky veľkostné a kinematické kategórie strižných porúch (pokles, prešmyk, posun a ich kombinácie). Najjednoznačnejšie sú akumulačné indikátory, ako sú kalcitové stupne, nahromadenie brekcie v tlakových tieňoch. Smer napätia, a tým aj kinematický charakter zrkadla spoľahlivo indikuje aj tlakové rozpúšťanie, slikolity, tenzné fraktúry a zatláčanie zŕn. Kontroverznejšie sú tzv. stupne, lebo môžu byť orientované tak v smere posunu nadložného bloku, ako aj proti nemu (obr. 2). Spoľahlivo sa dajú interpretovať stupne v inkongruentnej pozícii (proti smeru pohybu nadložnej kryhy), ktoré sú prejavmi syntetických Riedlových strihov a sú najčastejšie. Stupne v kongruentnej pozícii (v smere pohybu nadložnej kryhy) bývajú zriedkavejšie, ak nejde o mineralizované akrečné stupne. Problematiku stupňov ako kinematických indikátorov podrobne analyzoval J. P. Petit (1987).

Určenie veľkosti pohybu z morfológie zrkadla je ťažké až nemožné. Ani dĺžka súvislých stôp (rýh, žliabkov a p.) na povrchu tektonických zrkadiel nemusí reprezentovať skutočnú amplitúdu pohybu. Ale tento parameter pri kinematickej a paleonapäťovej analýze nie je potrebný.

Literatúra

Džulinski, S. & Kotlarczyk, J. 1965: Tectoglyphs on slickensided surfaces. Bull. *Acad. Pol., XIII., 2, 149 - 154.*

Hancock, P. L. 1985: Brittle microtectonics: principles and practice. *J. Struct. Geol., 7, 3/4, 437 - 457.*

Hancock, P. L. & Barka, A. A. 1987: Kinematic indicators on active normal faults in western Turkey. *J. Struct. Geol., 9, 5/6, 577 - 584.*

Marinič, S. & Matiče, D. 1988: Žliebasti tektoglifi. *Geol. vjesnik, Vol. 41, 219 - 229.*

Means, W. D. 1987: A newly recognized type of slickenside striation. *J. Struct. Geol., 9, 5/6, 585 - 590.*

Petit, J. P. 1987: Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *J. Struct. Geol., 9, 5/6, 597 - 608.*

Power, W. L. & Tullis, T. E. 1989: The relationship between slickenside surfaces in fine-grained quartz and the seismic cycle. *J. Struct. Geol., 11, 7, 879 - 893.*

Ramsay, J. G. & Huber, M. I. 1983: The techniques of Modern Structural Geology. *Vol. 1, Acad. press, 397.*

Spray, J. G. 1989: Slickenside formation by surface melting during the mechanical excavation of rock. *J. Struct. Geol., 11, 7, 895 - 905.*

Tjia, H. D. 1968: Fault-plane markings. XXIII International geological congress, *Vol. 13, 279 - 284.*

Will, T. M. & Wilson, C. J. L. 1989: Experimentally produced slickenside lineations in pyrophyllitic clay. *J. Struct. Geol., 11, 6, 657 - 667.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 288- 291

Štúdium fosílií, fosiliférnych karbonátov a ich tmelu katódovoluminiscenčnou mikroskopiou

(Rozšírený abstrakt z prednášky paleontologickej odbornej skupiny SGS v Bratislave 4. 3. 1993)

OTÍLIA LINTNEROVÁ[1] a JÁN SOTÁK[2]

[1]Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
[2]Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 6. 4. 1993)

The cathodoluminescence microscopic study of fossils, fossiliferous carbonates and their cements

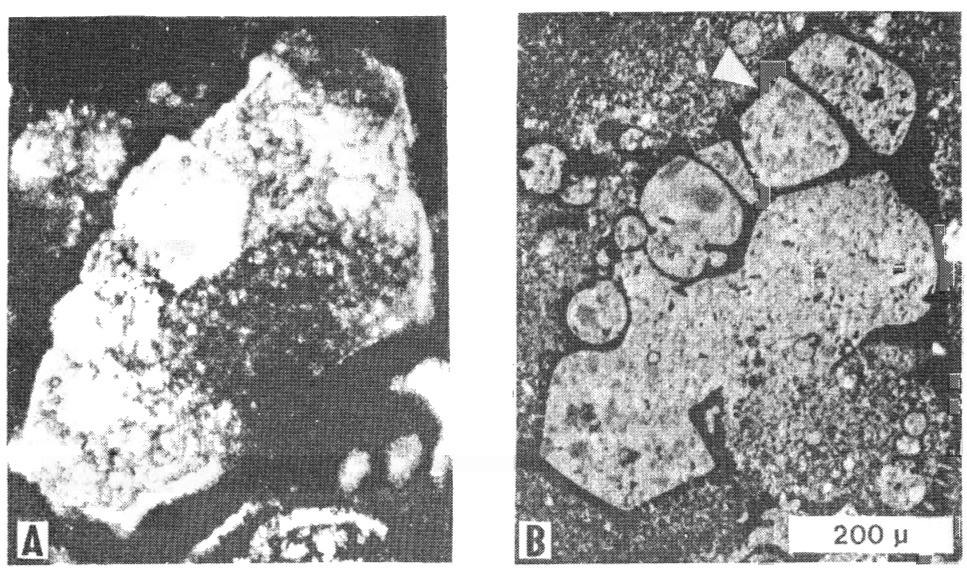
The paper deal with the basic terminology and physical background of the cathodoluminescence (CL) in the mineral and application of CL-microscopy in sedimentology. The autors present the results of CL-microscopic study of Triassic Veterník reef limestone cements and described their four generation.

Úvod

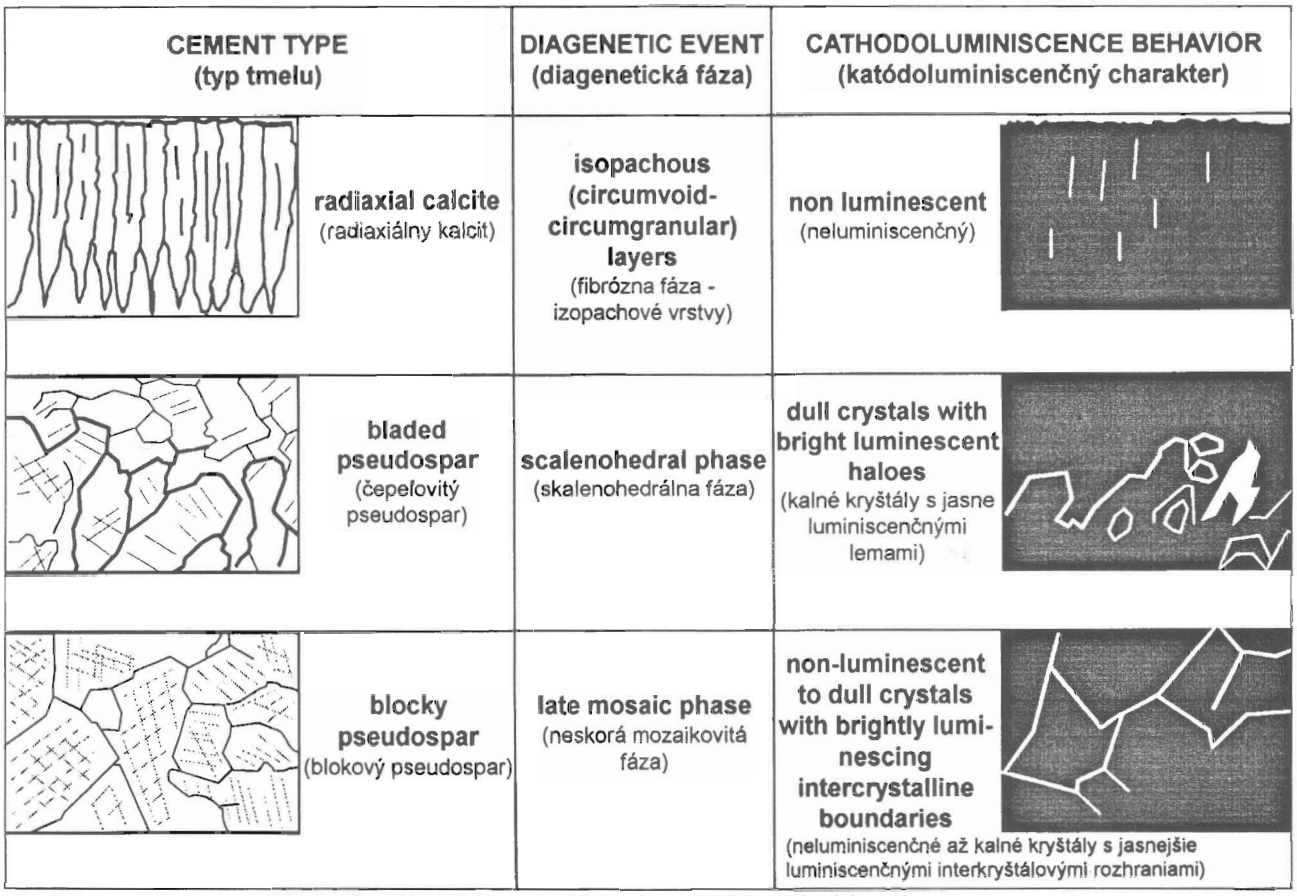
Sedimentológovia nachádzajú veľké možnosti aplikácie katódoluminiscencie (CL), ktorá sa tak stáva veľmi dôležitým prostriedkom petrografickej analýzy. Napriek tomu, že celkovo rastie počet prác využívajúcich výsledky CL, objavujú sa aj práce vysvetľujúce podstatu presnosti a význam luminiscenčných javov pre geológiu. Aby sa výsledky neinterpretovali chybne, treba poznať základné pojmy a fyzikálne princípy CL. Veľmi dobrým zhrnutím poznatkov o CL mineráloch je práca G. Walkera (1985). Základné poznatky o CL možno nájsť v niektorých moderných učebniciach sedimentológie. Teoretické poznatky sme čerpali z práce J. Millera (1988).

Základné informácie o CL mikroskopii

CL zariadenie využívané pri petrografickom štúdiu hornín sa v podstate skladá z dvoch častí. Zjednodušene sa dá po-



Obr. 1. Využitie katódoluminiscencie v mikropaleontologickom štúdiu (inštruktážne snímky Katódoluminiscenčného laboratória v Ženeve poskytla L. Zaninetti). A - silne rekryštalizovaná schránka foraminifery znemožňujúca v predchádzajúcom svetle zaradenie len k bližšie neurčitým globotrunkánam; B - v katódoluminiscencii sú na tej istej schránke jasne identifikovateľné znaky druhu *Globotruncana lapparenti* Brotzen.
Fig. 1. The utilization of cathodoluminescence in micropaleontological study (instructional pictures of the Cathodoluminescence Laboratory in Geneva given by L. Zaninetti). A - strongly recrystallized test of a foraminifera which, in transmitted light, enables classification among closely undefinable globotruncanes; B - with cathodoluminescence, on the same test there are clearly identifiable signs of the *Globotruncana lapparenti* Brotzen species.



Obr. 2. Kryštálové štruktúry kalcitu v dutinových výplniach veterníckeho vápenca a ich katódoluminiscencia.
Fig. 2. The crystalline structures and cathodoluminescence behaviour of different types of cements in the cavity fillings of the Veterník Limestones.

vedať, že prvou časťou je vlastný optický mikroskop, v druhej sa z katódy generuje a pomocou ďalších prvkov urýchľuje a usmerňuje elektrónový lúč, dopadajúci na vzorku. Vzorky - leštené výbrusy - sa uzatvárajú do komôrky na stolčeku mikroskopu. Po vyčerpaní vzduchu sa do komôrky privádza elektrónový lúč. Pri sedimentologickom štúdiu sa zvyčajne využíva studená CL (označenie je motivované konštrukciou katódy a spôsobom generovania elektrónového lúča). Výrobou takýchto zariadení, odlišujúcich sa technickými a konštrukčnými parametrami, sa zaoberá niekoľko zahraničných firiem (Techosyn, Nuclide luminoscop).

Na katedre geológie Viedenskej univerzity sme pracovali na zariadení Techosyn 2001 (20 KV, 200 - 600 μA).

Vznik CL v mineráloch

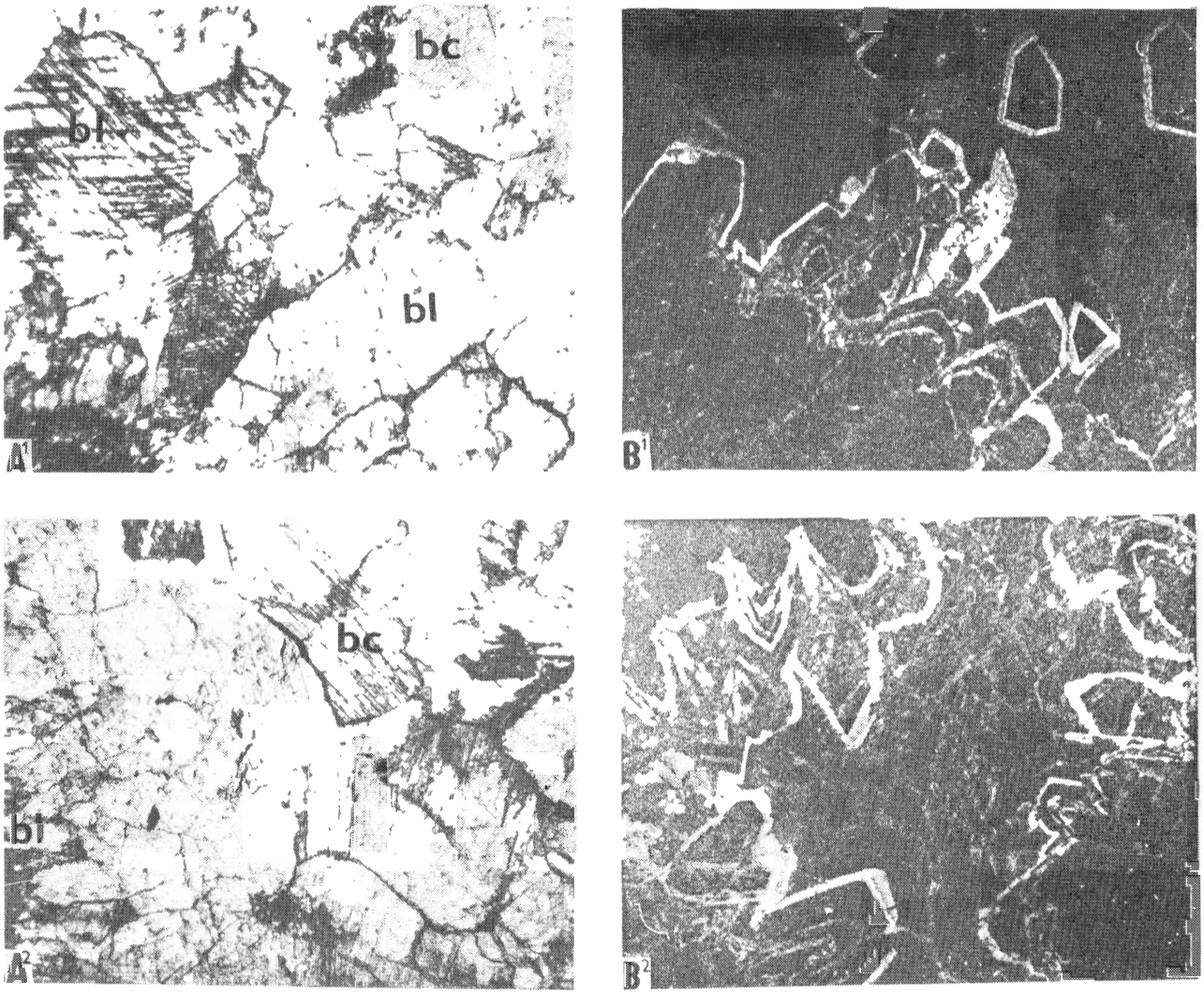
Pri istej teplote sú pevné kryštály v stave dynamického nepokoja s rozličnou vibráciou elektrónov a atómov v mriežke okolo ich priemerného stavu. Takýto stav energie sa volá základný stav. Energia betažiarenia (elektróny) je po dopade na kryštál schopná exitovať atóm alebo molekulu a vyvolať kvantový skok s imputom energie, ktorá je úplne absorbovaná. Po veľmi krátkom čase zdržania (10^{-8} s) sa exitovaný atóm alebo molekula vracia do pôvodného energetického stavu a môže emitovať žiarenie vo forme svetla. Vlnová dĺžka emitovaného žiarenia je zvyčajne väčšia ako dĺžka exitovaného žiarenia. Na geologické účely sa spravidla využíva viditeľné svetlo, ale kryštály môžu emitovať aj svetlo v infračervenej alebo ultrafialovej oblasti.

Rozlišujú sa dve základné formy luminiscenčných miest - centier v mineráloch - vnútorné a vonkajšie.

Vnútorné formy sú podmienené nedokonalosťou a elektrickými defektmi mriežky alebo môžu byť postihnuté mechanickými deformáciami. Tieto lokálne miesta kryštálovej nedokonalosti sú po exitácii elektrónového lúča ochotnejšie absorbovať energiu lúča ako ich okolie. Domény nedokonalosti mriežky sa stávajú luminiscenčnými centrami.

Vonkajšie centrá sa vytvárajú počas rekryštalizácie (je to napr. nečistota povrchu, cudzími iónmi substituované pravidelné mriežkové alebo intersticiálne miesta alebo nehomogénnosti zloženia rozdielnych častí kryštálu). V praxi sa základná príčina CL v mineráloch určuje ťažko, pretože ide o komplikovanú interakciu medzi vnútornými a vonkajšími centrami.

Vonkajšie centrá sa pri reakcii na extinkciu elektrónového lúča môžu správať rozdielne. Rozdeľujú sa na aktívne centrá, pasce a zhášacie centrá. Aktívne centrá uvoľňujú svetlo v rozsahu pohlteného elektrónového lúča, pasce bez dodatkovej energie neuvoľňujú ani svetlo, ani sa nevracajú do pôvodného stavu, zhášacie centrá sa vracajú do pôvodného stavu s uvoľnením minimálneho alebo žiadneho svetla.



Obr. 3. Kalcitová výplň dutín vo veterníckom vápenci Malých Karpát preukazujúca rozdielne kryštálové štruktúry v predchádzajúcom (A^1A^2) a katódoluminiscenčnom svetle (B^1B^2), Lok. Čelo, zv. 26x. A^1A^2 - neomorfná výplň dutín tvorená čepeľovitým a blokovitým pseudosparom (bl, bc); B^1B^2 - - štruktúra dutín A^1A^2 v katódoluminiscencii. Ich pôvodnú výplň tvorili skalenohedrálne kryštály kalcitu so zonálnou luminiscenciou a lemami jasnej luminiscencie na povrchu.

Fig. 3. Calcite cavity fillings in the Veterník Limestone showing different crystalline structures in transmitted (A^1A^2) and cathodoluminescent (B^1B^2) lights. Locality Čelo, magn. x26. A^1A^2 - neomorphic cavity fillings formed by bladed and blocky; pseudospar (bl, bc); B^1B^2 - cavity structures A^1A^2 in cathodoluminescent light. Originally, they were filled by scalenohedral calcite crystals with banded luminescence and bright luminescent haloes.

V geologických materiáloch luminiscenciu zvyčajne kontroluje rovnováha aktívnych centier (aktivátorov) a zhášacích centier (zhášačov). Napr. Mn^{2+} je aktivátorom spôsobujúcim luminiscenciu v kalcite, kým Fe^{2+} je zhášačom v tom istom mineráli. Ale niet záruky, že sa aktivátor alebo zhášač budú správať rovnako v rozličných mineráloch (napr. Fe^{3+} je aktivátorom v niektorých živcoch). Prvky vzácnych zemín Eu^{3+}, Sm^{3+}, Dy^{3+} sa tiež označujú ako aktivačné centrá.

Podľa miesta v kryštálovej mriežke, kde prebieha substitúcia aktivátora, sa môže meniť aj vlnová dĺžka a intenzita CL.

CL vlastnosti minerálov zahŕňa Nickel (1978) a Amienx (1982), ale využívať ich možno iba orientačne.

Využitie CL v sedimentológii

1. Na rýchle zviditeľnenie distribúcie minerálov, ktoré majú približne rovnaké optické vlastnosti a sú veľmi jemnozrnné: napr. žltooranžová CL kalcitu, karmínovočervená CL dolomitu, veľmi jasnomodrá, červená alebo zelenkastá CL živcov v porovnaní s premenlivo fialovou a hnedou farbou kremeňa, halit - sylvinit sivomodrá/striebornosivá CL halitu - sylvinitu.

2. Na charakteristiku štruktúry a vnútornej stavby v rekryštalizovaných karbonátoch (obr. 1). Fosílie v neomorfovanom vápenci alebo karbonátom cementovanom pieskovci sa objavujú znovu a môžu poskytnúť cennú stratigrafickú a environmentálnu informáciu (napr. v sparite sa vynárajú fosílie, dajú sa rozlíšiť rastové zóny a zakrytý primárny systém pórov).

3. Na identifikáciu znakov malých rozmerov, ktoré vo svetelnom mikroskope nie sú dobre pozorovateľné, ale v CL áno (napr. tenké žilky, fraktúry zŕn - rozťahovanie alebo kompakcia - a autigénne obrastanie a dorastanie minerálov sa stáva v CL jasným). Využíva sa napr. pri štúdiu pôvodu kremeňa, živcov, akcesorických minerálov.

5. Pri diagenetickom a geochemickom štúdiu je veľmi výhodné a potrebné presne rozlišovať napr. rastové zóny kryštálov alebo cementu, ktoré umožňujú interpretovať diagenetickú históriu (obr. 2).

6. Mechanicky indukovaná CL ako prejav postdepozičných zmien v sedimente: kompakcia, stylolitizácia, štruktúrne deformácie a pod.

CL v kalcite a dolomite

CL sa pri štúdiu vápenca a dolomitu využíva stále viac, pretože karbonátové minerály dávajú jasnú a stabilnú CL pri nízkej napäťovej akcelerácii lúča. Chemicky čistý vápenec môže dávať modrú CL, a to pravdepodobne v dôsledku deformácie kryštálovej mriežky. Mn^{2+} je primárny aktivátor CL a produkuje žltú až červenú emisiu svetla. Fe^{2+} je najbežnejší zhášač, ale Ni^{2+} má podobný efekt. Mn a Fe majú tendenciu spoluvyzrážať sa v mriežke karbonátových minerálov, a preto sa objavuje nerovnaký stupeň zhášania, ktorý redukuje Mn-emisiu a indikuje hnedé sfarbenie luminiscencie. Napr. P. Amieux (1982) dal do vzťahu pomer Mn/Fe, zodpovedajúce emisné sfarbenie a geochemické zmeny prostredia, osobitne redoxpotenciálu počas rekryštalizácie.

Stopové prvky Sm, Dy, Eu, Er, Ce, Pb zvyšujú citlivosť Mn, pôsobia ako spoluaktivátory.

Experimentálne štúdium ukázalo, že pomer Mn/Fe je hlavným riadiacim faktorom ovplyvňujúcim intenzitu CL v kalcite a v dolomite pri Fe^{2+} koncentrácii pod 1 %. Mn nahrádza skôr Mg ako Ca v mineráloch (Sommer, 1972a, b) a dolomit sa sfarbuje dočervena. Možno tiež konštatovať, že kalcit s nízkym obsahom Mg má žltú CL, kalcit s vyšším obsahom Mg má oranžovú CL. 15 - 30 ppm Mn bolo dostatočné na indukovanie luminiscencie v syntetickom kalcite (Fe pod 200 ppm). V jurskom a miocénnom dolomite sa CL objavuje pri 30 - 35 ppm Mn a obsahu Fe pod 300 ppm.

Počas rastu kryštálu sa Mn dostáva do kryštálu kalcitu v závislosti od jeho obsahu v kryštalizačných roztokoch. Keď kryštál rastie pomaly, má čas „vyzametať" nečistotu - - akou sú aj Mn aktivačné ióny, a preto majú kryštály nižšiu CL. Zmeny intenzity CL nemusia priamo znamenať zmenu v zložení pórových roztokov.

CL v cemente veterníckeho rifového komplexu

CL sa najbežnejšie využíva na sledovanie relatívnej postupnosti tvorby generácií cementu, pretože je to omnoho presnejšie ako v optickom mikroskope (Michalík et al., 1993).

Zistili sme, že iniciálny tmel dutín v rifovom vápenci je vyvinutý ako neluminiscenčný radiaxiálny fibrózny kalcit. Disolučné hiáty sa na povrchu izopachových vrstiev preukazujú jasnejšou luminiscenciou. Pseudosparit zvyškových pórov, ktorý má v prechádzajúcom svetle čepeľovitý a blokovitý habitus, je v CL štruktúrovaný celkom odlišne (obr. 3). Po fibróznej fáze iniciálneho vytmeľovania dutín nasledovala skalenohedrálna fáza s kalnou alebo zonálnou luminiscenciou (banded luminescent) a s jasnými luminiscenčnými lemami na povrchu (bright luminescent haloes). Centrá dutín vypĺňa euhedrálny kalcitový sparit s kalnou, len v interkryštálových plôškach jasnejšiou luminiscenciou. CL obraz tohto euhedrálneho kalcitu poukazuje na nukleáciu kryštálov kalcitového pseudosparu na kryštály pre-existujúceho tmelu. Najjasnejšiu žltooranžovú luminiscenciu preukazuje kalcit vypĺňajúci vláskovité mikrotrhliny, pravdepodobne postdiagenetický event.

CL štúdium preukázalo postupnosť kryštalizácie dutín veterníckeho vápenca vyplneného neomorfným sparitom. Z CL obrazu kalcitu vo výplni dutín možno špecifikovať aj podmienky neomorfózy, ktorá môže mať eogenetickú (transformácia z metastabilných karbonátov) alebo mezogenetickú povahu (stabilizácia v podmienkach hlbokého pochovania).

Interpretovať zloženie karbonátového kryštalizačného fluida priamo podľa výsledkov štúdia CL nemožno. Karbonátové minerály sú nestabilné a pri diagenéze sa úplne alterujú. Ďalšie údaje, ako sú znaky rozpúšťania, deštrukcie, zmeny habitu kryštálov, inklúzie, izotopové štúdium (C, O, Sr) a precízne chemické (AAS, ISP, neutrónovoaktivačné, mikrosondové) analýzy individuálnych CL zón sa využívajú pri štúdiu diagenetickej histórie vápenca a dolomitu.

Literatúra

Amieux, P. 1982: La cathodoluminescence: Metode d'étude sedimentologue des carbonates. *Bull. Cent. Rech. Explor. Elf-Aqu., 6, 437 - 483.*

Michalík, J., Masaryk, P., Lintnerová, O., Soták, J., Jendrejáková, O., Papšová, J. & Buček, S. 1983: Facies, paleogeography and diagenetic evolution of the Ladinian/Carnian Veterlín reef complex, Malé Karpaty Mts. (Western Carpathians). *Geol. Carpath., 44, 17 - 34.*

Miller, J. 1988: Cathodoluminescence microscopy. *In: Tucker, M. (Ed.): Techniques in sedimentology. Blackwell Sci. Publication (London), 174 - 190.*

Nickel, E. 1978: The present status of cathode luminescence as a tool in sedimentology. *Miner. Sci. Engng. 10, 73 - 100.*

Sommer, S. E. 1972a: Cathodoluminescence of carbonate. I. Characterization of cathodoluminescence from carbonate solid solutions. *Chem. Geol., 9, 257 - 273.*

Sommer, S. E. 1972b: Cathodoluminescence of carbonate. II. Geological applications. *Chem. Geol., 9, 275 - 289.*

Walker, G. 1985: Minerallogical applications of luminescence techniques. In: Chemical boundings and spectroscopy in mineral chemistry. *Chapman Hall (London), 103 - 140.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 292 - 300

SÚHRNNÝ REFERÁT

Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch a ich význam pri interpretácii genézy ložísk. Časť 1: Prehľad problematiky

JURAJ BEBEJ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 19. 10. 1992 revidovaná verzia doručená 26. 3. 1993)

Volatile components in hydrothermal systems and their significance for interpretation of the genesis of deposits. Part 1: Review

This paper provides a compendium about the effect of CO_2, H_2S components on fluid inclusion freezing points, estimates of salinity, phase relations among silicates, copper iron sulfides and aqueous solutions, wallrock alteration, determination of ore-forming environments and processes responsible for the deposition of precious and base metal mineralization.

Key words: hydrothermal system, interpretation, activity - fugacity diagrams, phase analyse, epithermal system, volatile components.

Úvod

Obdobie od konca 70-ych rokov do súčasnosti možno z hľadiska geochémie hydrotermálneho procesu označiť za obdobie doceňovania možného vplyvu prchavých komponentov na evolúciu magmaticko-hydrotermálnych systémov. To znamená, že pri riešení evolúcie magmaticko-hydrotermálnych systémov nastal prechod od dvojrozmerného videnia skutočnosti (systémy s dvoma stupňami voľnosti: T, P) k viacrozmernému, pri ktorom parametrom X je f_{O_2}, f_{CO_2}, f_{H_2S} ... Na základe takejto modernej interpretácie sa objasnili napr. genetické rozdiely medzi formovaním sa ložísk medenoporfýrového typu (vysoké parametre f_{O_2}) a porfýrovými ložiskami cínu (nízke hodnoty f_{O_2}; Burnham a Ohmoto, 1980). Pomocou prchavých komponentov rozpustených v magmatických taveninách, resp. hydrotermálnych fluidách sa vysvetlili vysokoteplotné, neskoromagmatické metalogenetické procesy v medenoporfýrových ložiskách, ako aj mechanizmy frakturácie a vzniku brekcií (Burnham, 1982, 1985). Pri štúdiu aktívnych geotermálnych systémov (Ellis, 1982) sa ukázalo, že v geotermálnych vodách s absolútnou prevahou meteorickej zložky je vysoká koncentrácia plynných komponentov. Zistilo sa, že tieto roztoky môžu nielen modifikovať črty rudnej mineralizácie vzniknutej v raných etapách hydrotermálneho procesu, ale môžu spôsobovať aj remobilizáciu a multikomponentnú metasomatózu obrovského rozsahu, zachádzajúcu ďaleko mimo oblasti výskytu primárnej mineralizácie. Kontamináciou meteorickej vody plynnými komponentmi objasnil napr. Brimhall a Ghiorso (1983) vznik intenzívnej argilitickej alterácie v hĺbokých úrovniach ložiska Butte (Montana, USA).

Gnozeologické problémy štúdia plynno-kvapalných uzavrenín

Za jeden z pilierov súčasnej geochémie hydrotermálneho procesu treba považovať štúdium plynno-kvapalných uzavrenín. Ukazuje sa, že práve touto metódou sa získali neoceniteľné informácie o zložení hydrotermálnych roztokov, ako aj o fyzikálno-chemických podmienkach prenosu a vylučovania rudných komponentov z hydrotermálnych roztokov. Na druhej strane však treba konštatovať, že ani štúdium plynno-kvapalných uzavrenín nemožno v súčasnosti zaradiť medzi univerzálne objektívne metódy štúdia hydrotermálneho procesu. Výsledky treba vždy konfrontovať s výsledkami získanými ďalšími nezávislými metódami štúdia, najmä s podrobným geochemicko-mineralogickým výskumom. V našej literatúre na túto otázku upozornil už Babčan (1975) a niektoré z jeho výhrad k absolutizovaniu výsledkov štúdia plynno-kvapalných uzavrenín sa v poslednom období začali potvrdzovať. Hedenguist a Henley (1985) napríklad uvádzajú, že za určitých podmienok plynno-kvapalné uzavreniny nemusia v sebe „konzervovať" informáciu o vare hydrotermálneho systému. Ako príklad uvádzajú výsledky štúdia geotermálneho systému Wairakei (Nový Zéland), kde napriek evidentnému varu v geotermálnej studni 80 sú často prítomné kvapalné inklúzie. Hedenquist a Henley (1985) doslova uvádzajú, že: „aj keď nie je najlepšia analógia medzi situáciou pokojného prúdenia hydrotermálnych roztokov pri formovaní žíl a rýchlym prúdením roztokov vo výverových zónach geotermálnych systémov, tento príklad môže poslúžiť ako memento, že dôkazy varu hydrotermálnych roztokov prúdiacich vo fraktúrovom prostredí nemusia vždy byť zachované vo fluidných inklúziách". V tejto súvislosti je pozoruhodné, že sa okrem jednej výnimky ani v strižnej zóne ložiska Ropes gold mine (USA) v metasomatitoch karbonátovo-mastencovej fácie (vznikajúcej reakciou serpentinit + CO_2 = mastenec + magnezit) nezaznamenali fluidné inklúzie so samostatnou fázou CO_2 (Bomhorst et al., 1986). Pretože aj v strižných zónach nastáva extrémne rýchle prúdenie fluid bohatých na CO_2 pozdĺž dislokácií, analogicky ani plynno-kvapalné inklúzie nemusia poskytovať empirický dôkaz o prítomnosti volatilných komponentov v materských roztokoch. Aj inklúzie

bohaté na CO_2, ktoré prakticky neobsahujú H_2O, nereprezentujú pôvodné, primárne zloženie hydrotermálnych fluid ložiska Bin Yauri (Nigéria; Garba a Akande, 1992). Uvedení autori počítali pri vysvetľovaní vzniku inklúzií bohatých na CO_2 s niekoľkými alternatívami:

a) modifikáciou pôvodných CO_2-H_2O inklúzií v dôsledku prednostnej straty H_2O (napr. kryštalovo-plastickou deformáciou, difúziou H_2O pozdĺž dislokačných línií v kremeni ...),

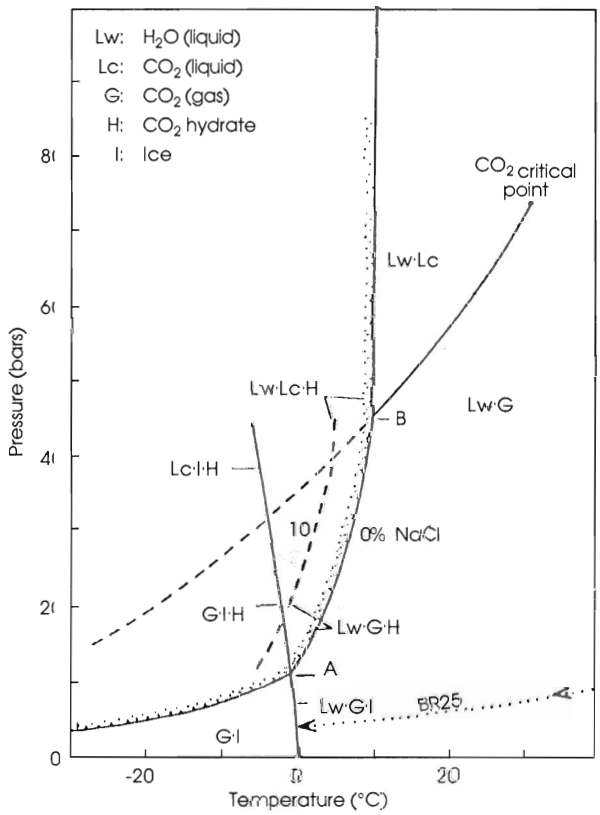
b) separáciou H_2O z nízkosalinného systému H_2O-CO_2 v dôsledku procesov „fluid immiscibility".

Aj keď v súčasnosti sú experimentálne dôkazy svedčiace v prospech alternatívy a (napr. Bakker a Jansen, 1991), Garba a Akande (1992) na základe výsledkov geochemicko-mineralogického štúdia uprednostňujú alternatívu b. Upozornili na fakt, že tento proces separácie spôsobil progresívnu oxidáciu v smere od žily k okolitej hornine, čoho výsledkom je na strane jednej zatláčanie pyritu magnetitom, ale aj hydrolitická metasomatóza okolitých hornín - sericitizácia, chloritizácia - na druhej strane. Treba však priznať, že vznik inklúzií bohatých na CO_2, magnetitizáciu pyritu a hydrolytickú metasomatózu možno vysvetliť aj inými mechanizmami, napríklad jednoduchou sorpciou CO_2 na povrchu zrniečok minerálov (Babčan, 1975) v ranej etape vývoja hydrotermálneho systému, po ktorej nasledoval pokles tlaku CO_2 v systéme, podmieňujúci na strane jednej vznik magnetitu (napr. rozkladom sideritu pri nízkom $P_{(CO_2)}$; Babčan, 1976) a na druhej strane umocňujúci hydrolytickú metasomatózu (rozpustnosť CO_2 v H_2O).

Za revolúciu v teórii hydrotermálneho procesu - s dôrazom na ložiská epitermálneho typu - treba pokladať dôsledky vyplývajúce z efektu vizuálne nedetegovateľného obsahu prchavých komponentov (hlavne CO_2) v plynno-kvapalných uzavreninách na celkovú rekonštrukciu metalogenetických procesov: najmä na hĺbku zovretia hydrotermálnych roztokov, výpočet celkovej koncentrácie rudných komponentov v roztokoch daného zloženia, hĺbku erózneho zrezu (Hedenquist a Henley, 1985), distribúciu rudných komponentov v príslušnom ložisku v čase a priestore (Cole a Drummond, 1986), distribúciu metasomatitov a plynno-kvapalných uzavrenín (Moore et al., 1992), fázové vzťahy medzi rudnými minerálmi (McKenzie a Helgeson, 1985) a silikátmi (Liou et al., 1985) atď.

Fázové vzťahy v systéme CO_2-H_2O

Obr. 1 znázorňuje fázové vzťahy v systéme CO_2-H_2O. Vyplýva z neho, že koncentrácia CO_2 potrebná na tvorbu kvapalnej fázy CO_2 pri 10 °C je ≈ 2,2 mola CO_2 v čistej vode (čo zhruba korešponduje s tlakom CO_2 = 45 bar) a o niečo menej v salinnom fluide. V intervale tlaku CO_2 ≈ 45 - 73,4 bar vymrazovanie systému spôsobuje kondenzáciu CO_2 do kvapalnej fázy okolo okraja plynnej bubliny. Keď sa tlak CO_2 v systéme pohybuje v rozsahu 10,4 - 45 bar, vymrazovanie spôsobuje vznik hydrátu CO_2 - (H), kvapalnej fázy H_2O (L_W) a plynnej fázy CO_2 (G). Hydrát CO_2 ako tuhá fáza s indexom lomu veľmi blízkym vode môže podľa Roeddera (1963, in Hedenquist a Henley, 1985) veľmi ľahko uniknúť pozornosti analytika. Formovanie hydrátu CO_2 odstraňuje z roztoku tak CO_2, ako aj H_2O, čím sa relatívne zvyšuje koncentrácia ostatných solí vo zvyškovom roztoku (L_W), čo má rozhodujúci vplyv na interpretáciu údajov vysokosalinných inklúzií. V intervale tlaku CO_2 pod 10,4 bara sa situácia výrazne komplikuje, lebo v takom prípade vymrazovaný roztok prechádza najprv univariantnou krivkou L_W-G-I. Rozpustený CO_2 v diskutovanom intervale tlaku spôsobuje pokles teploty topenie ľadu ($T_{m(ICE)}$) z 0 °C na -1,48 °C. Pridanie NaCl (alebo iných solí) do systému CO_2-H_2O posúva univariantnú líniu L_W-G-H smerom k nižšej teplote. Na ilustráciu efektov CO_2 a NaCl na



Obr. 1. Fázové vzťahy v systéme H_2O - CO_2. Pole stability hydrátu CO_2 (CO_2 . 5,75 H_2O) korešponduje s „vybodkovaným" priestorom. Body A = L_W + G + I + H a B = L_W + L_C + G + H predstavujú invariantné body systému pri -1,48 °C a 10,4 bar, resp. 10,0 °C a 45 bar. Čiarkovaná línia znázorňuje posun univariantných línií L_W.L_C.H a L_W.G.H spôsobený pridaním 10 hm. % NaCl do systému H_2O-CO_2 za vzniku systému H_2O-CO_2-NaCl. Bodkovaná šípka s označením BR25 ilustruje chladnutie fluíd v geotermálnom systéme Broadlans (geotermálna studňa BR25) v smere od iniciálnej teploty v rezervoári k teplote vymŕzania (Hedenquist a Henley, 1985).

Fig. 1. Low-temperature phase relations in the system H_2O-CO_2. The stability field of CO_2 hydrate (CO_2 . 5.75 H_2O) lies on the stipled side of the lines. The two invariant points shown are A=L_W + G + I + H at - 1.48 °C and 10,4 bars, and B = L_W + L_C + G + H at 10.0 °C and 45 bars. For comparison with the simple H_2O-CO_2 simple system, the L_W + G + H univariant line for the system H_2O-CO_2-NaCl is shown for 10 weight % NaCl. Part of the cooling path of the fluid from well BR25 is shown from its initial reservoir temperature to its freezing temperature, simulating the path of the inclusion fluid (after Hedenquist and Henley, 1985).

výsledné fázové vzťahy v systémoch H_2O-NaCl, resp. CO_2-H_2O uvádzame nasledujúci príklad z práce Hedenquista a Henleyho (1985): 1 hm. % CO_2 má na hodnotu $T_{m(ICE)}$ v systéme CO_2-H_2O analogický vplyv ako prítomnosť 0,7 hm. eq. NaCl v systéme H_2O-NaCl.

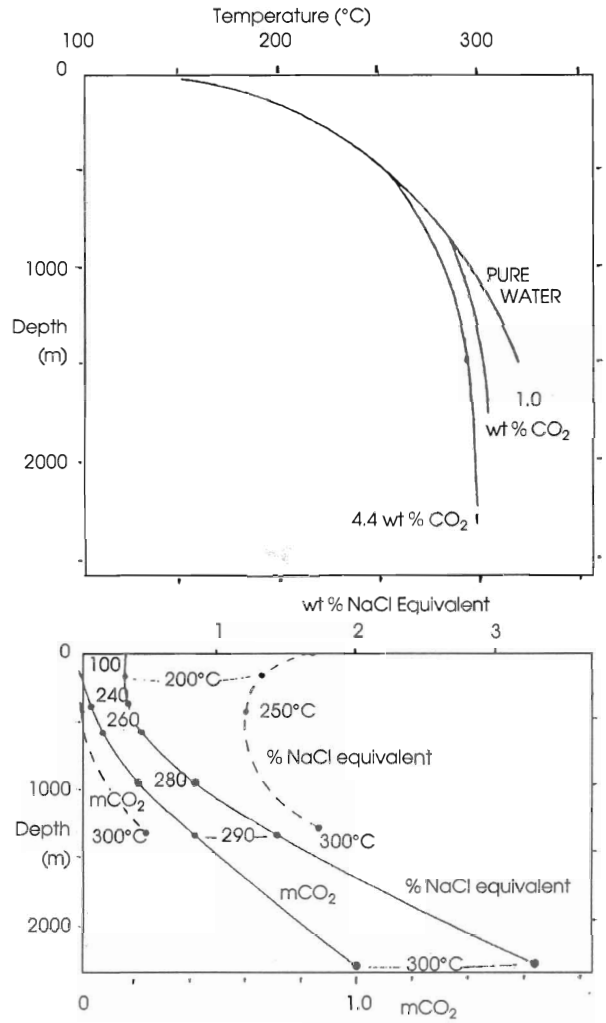
Vplyv nedetegovaného obsahu CO_2 vo fluidných inklúziách na odhad úrovne zovretia hydrotermálnych fluid, ich transportačnú schopnosť a merané hodnoty salinity

Na ilustráciu vplyvu CO_2 na paleorekonštrukciu fyzikálno-chemických parametrov hydrotermálneho roztoku uvádzame príklady z práce Hedenquista a Henleyho (1985). Obr. 2 znázorňuje závislosť medzi hĺbkou primárneho varu systému H_2O - CO_2 a celkovým obsahom CO_2 v hydrotermálnom systéme (molalita CO_2 - mCO_2), resp. hmotnostnými eq. NaCl. Uvažujme s prípadom, že hydrotermálny roztok obsahuje 4,4 hm. % CO_2 a 0,2 hm. % NaCl. Adiabatickú hydrodynamickú krivku roztoku takéhoto zloženia znázorňuje obr. 2a. Z obr. 2a vyplýva, že pri hydrotermálnom roztoku s uvažovaným zložením sa primárny var začína pri teplote 300 °C približne v hĺbke 2240 m. Pri meraní hodnôt $T_{m(ICE)}$ sa bez ohľadu na vplyv CO_2 určí salinita 3,34 hm. eq. NaCl, čo je zhruba 17-násobne viac, ako je skutočná salinita roztoku. Homogenizačná teplota diskutovaného hydrotermálneho roztoku bohatého na CO_2 klesá exponenciálne so znižovaním hĺbky (obr. 2b).

V ďalšom prípade sa pokúsime o paleorekonštrukciu fyzikálno-chemických podmienok vzniku hydrotermálneho ložiska, ktoré vzniklo z hydrotermálnych roztokov toho istého zloženia pri teplote 280 °C a v hĺbke cca 900 m (obr. 2b). Uvažujme ďalej, že erózny zrez obnažil toto ložisko a že sa pri meraní fluidných inklúzií získali hodnoty T_h = 280 °C a $T_{m(ICE)}$ = -0,5 °C (t. j. ≈ 0,85 hm. eq. NaCl). Pri interpretácii týchto údajov sa bez ohľadu na vplyv CO_2 určí približná hĺbka vzniku tohto ložiska 760 m a salinita 0,85 hm. eq. NaCl, čo sa od reálnych hodnôt odlišujú o 23,0, resp. o 425 %.

Na ilustráciu zmien transportačných schopností hydrotermálneho roztoku vychádzajme z vyššie uvedeného prípadu, keď sa pri hydrotermálnom roztoku určila salinita 0,85 hm. eq. NaCl, čo je vzhľadom na jeho reálnu koncentráciu 4,25 - násobne viac. Ak sa tento údaj ďalej extrapoluje na dáta o rozpustnosti kovov v chloridových komplexoch, potom sa napr. pri $PbCl_2$ dosiahne cca 18-krát vyššia rozpustnosť. Ignorovanie prítomnosti CO_2 v systéme by viedlo aj k nesprávnemu odhadu pH roztoku a z neho odvodených následných parametrov (fázové rovnováhy ...).

Na záver analyzujeme prípad, pri ktorom nastáva primárne zovretie hydrotermálneho systému s nízkou koncentráciou CO_2 - 1 hm. % CO_2, salinitou 1 hm. eq. NaCl. Primárny var tohto systému sa pri teplote 300 °C začína v hĺbke 1200 m (obr. 2a). Prerušované čiary na obr. 2b ilustrujú, ako sa s poklesom hĺbky mení koncentrácia NaCl v roztokoch, a to práve v dôsledku straty CO_2 zo systému. Príčinou zvýšenia hodnôt $T_{m(ICE)}$ s poklesom teploty je pravdepodobne miešanie fumarolovej vody mierne obohatenej o CO_2 s vodou meteorického pôvodu



Obr. 2. a - Hydrodynamická krivka primárneho varu v koordinátoch teplota vs. hĺbka pre čistú vodu a roztoky obsahujúce 1,0 a 4,4 hm. % CO_2. Pridanie 1 hm. eq. NaCl do systému s 1 hm. % CO_2 znižuje hĺbku primárneho varu o 20 m (pri T = 300 °C); b - Závislosť molality CO_2 - mCO_2 a hm. eq. NaCl (merané hodnoty salinity ignorujúce prítomnosť CO_2 v systéme) s hĺbkou. Plné čiary zodpovedajú hydrotermálnemu systému bohatému na CO_2 s primárnou koncentráciou 4,4 hm. % CO_2 (t.j. 1,0 m CO_2) a 0,2 hm. % NaCl. Prerušované čiary platia pre systém chudobný na CO_2 s pôvodným zložením 1,0 hm. % CO_2 a 1,0 hm. % NaCl.

Fig. 2. a - Hydrodynamic boiling point versus depth curves for pure water and solutions containing initialy 1,0 and 4,4 weight % CO_2 at 300 °C. Addition of 1 wt percent NaCl to the 1 weight %CO_2 solution decreases the depth of boiling by 20 m at 300 °C; b - Relations mCO_2 versus depth (curve 1) and equiv. weight % NaCl vs. depth (curve 2) for a fluid of initial composition 0,2 weight % NaCl and 1,0 mCO_2 (4,4 wt % CO_2) at 300 °C. The broken lines show the equivalent relations for a boiling fluid with an initial composition of 1,0 wt percent NaCl and 1,0 weight % CO_2 at 300 °C (after Hedenquist and Henley, 1985).

a ich následné uzatváranie do inklúzií v povrchovej úrovni výverových zón. Z teoretického hľadiska to možno objasniť faktom, že v roztokoch elektrolytu každý disociovaný aj nedisociovaný komponent prispieva k relatívnemu poklesu hodnoty T_m. Takýto trend je typický napr. pre geotermálny systém Waiotapu (Nový Zéland).

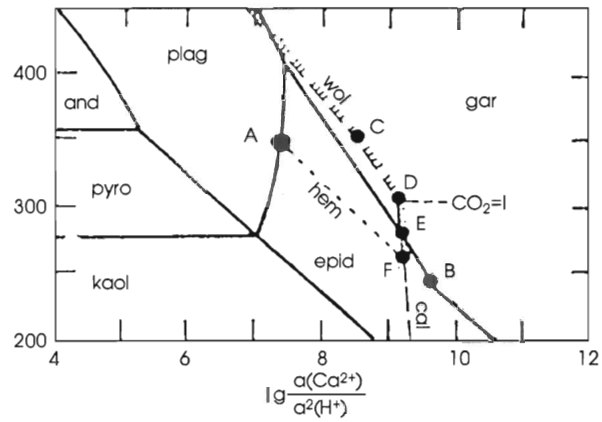
Fázové vzťahy medzi silikátovými minerálmi za účasti prchavých komponentov

Podmienkami stability Ca-Al silikátov v geotermálnych systémoch s významným obsahom CO_2, SO_4 a Na-Cl sa zaoberal Liou et al. (1985). Už predchádzajúce experimentálne a teoretické štúdiá indikovali to, že prechod CaAl-silikátov a ich asociácií do karbonátových paragenéz je dôsledkom zvýšenia molárnej frakcie CO_2 vo fluidnej fáze pri teplote pod 400 °C. Z výsledkov týchto štúdií tiež vychodí, že sa rovnovážna teplota Ca-Al-silikátov koexistujúcich s karbonátovými paragenézami významne mení aj pri veľmi malých zmenách X_{CO_2}. Okrem toho prítomnosť CO_2 v systéme v podstatnej miere ovplyvňuje hodnotu pH príslušného hydrotermálneho roztoku. Analýza minerálnych asociácií aktívnych, ako aj fosílnych geotermálnych systémov (Liou et al., 1985) poukázala na to, že molárna frakcia CO_2 v jednotlivých etapách hydrotermálneho procesu môže výrazne variovať. Ako príklad možno uviesť fosílny geotermálny systém Reydarfjordur (Island), kde analýza minerálnych paragenéz naznačuje vývoj od režimu s vysokými hodnotami X_{CO_2} (asociácia kalcit+ílové minerály) po záverečnú kryštalizáciu zeolitov, prehnitov a epidotu pri nízkych parametroch X_{CO_2} (a teda v slabo alkalickom prostredí). Podobne vzácny výskyt wairakitu, prehnitu a epidotu v geotermálnom systéme Ohaki-Broadlands (na rozdiel od geotermálneho systému Wairakei) spôsobila vysoká koncentrácia CO_2 v termálnych vodách. Pri štúdiu zmien v chemickom zložení CaAl-silikátov s hĺbkou v oblastiach aktívnych geotermálnych systémov (Liou et al., 1985) sa zistili fakty, ktoré majú širokú platnosť aj pri paleorekonštrukcii hydrotermálneho procesu v ložiskách epitermálneho typu:

- epidoty (ako aj prehnity) sa pri nízkej teplote výrazne obohacujú o Fe-zložku, ale so zvyšovaním teploty sa obohacujú o Al;
- distribúcia Fe - Al medzi koexistujúcim epidotom a prehnitom naznačuje, že epidot má vždy vyšší obsah Fe ako koexistujúci prehnit.

Niektoré novšie práce (napr. Rose, 1991) poukazujú na to, že zloženie výsledných CaAl-silikátov okrem teploty môže určovať hlavne hodnota pH koexistujúceho roztoku a v neposlednom rade aj príslušný stupeň reakcie. Ako príklad Rose (1991) uvádza tendenciu vzniku o Si-Al-ochudobnených a o Ca-obohatených prehnitov a epidotov z hydrotermálnych roztokov s pH viac ako 7. Naopak s rastom stupňa reakcie majú prehnity a epidoty tendenciu dosahovať ideálnu stechiometriu.

Experimentálne štúdium látkového prenosu v systéme albit - CaAl-silikáty - vodný roztok (Rose et al., 1992) názorne ilustruje spätosť medzi disolúciou albitu, vznikom CaAl-silikátov, hodnotou pH v koexistujúcich roztokoch a následnou metasomatózou: albitizácia plagioklasu (ako prejav disolúcie albitovej zložky z plagioklasu do koexistujúceho roztoku) korešponduje s procesom intenzívnej Ca-metasomatózy (t.j. s procesom vylučovania Ca z roztoku). Podľa Roseho et al. (1992) Ca-metasomatózu môžu umocniť faktory vedúce k celkovej nedosýtenosti hydrotermálnych roztokov vzhľadom na albitovú zložku (napr. pohyb roztokov v dôsledku teplotných a tlakových gradientov). Z praktického hľadiska to znamená, že sa pri interpretácii konkrétneho chemického zloženia CaAl-silikátov musí rešpektovať postavenie príslušného CaAl-silikátu v konkrétnom mieste metasomatickej kolónky (t.j. rešpektovanie makropohľadu aj mikropohľadu pri paragenetickej a geochemickej interpretácii CaAl-silikátov).



Obr. 3. Analýza fázových vzťahov v systéme CaO - Al_2O_3 - SiO_2 - H_2O v koordinátoch T-log $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ a tlaku P = 500 bar modifikovanom pre tuhé roztoky plagioklasu s An_{15}, epidotu s Clz_{10} a granátu s obsahom Gr_{30} (Beane a Titley, 1985). Vrchnú hranicu stability epidotu diskutovaného zloženia označuje línia nasýtenia roztoku kalcitom pri $a(CO_2) = P_{CO_2} = 1$ pri nízkej teplote a wollastonitom (za prítomnosti kremeňa) pri teplote nad 300 °C. Spodnú hranicu stability epidotu s uvažovaným zložením určuje pomer $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$, ktorý zodpovedá $a(Fe^{3+})/a^2(H^+)$ pri nasýtení hematitom (čiarkovaná línia A - F). Tieto dve hranice stability epidotu daného zloženia ohraničujú oblasť, ktorá sa na obr. X vykliňuje približne pri 255 °C. Bod A zodpovedá koexistencii epidotu bohatého na Fe s plagioklasom pri nasýtení roztoku hematitom. Vrchnú hranicu koexistencie hematitu - epidotu - plagioklasu určuje rozpad epidotu na granát bohatý na Fe a anortit približne pri 425 °C - nastáva rast An zložky pri koexistujúcom plagioklase. Body C - D - E - F určujú líniu zodpovedajúcu postupnosti formovania minerálov pri ochladzovaní roztoku (Beane a Titley, 1984).
Fig. 3. Temperature-log $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$ phase relations for the system CaO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O modified for the solid-solution of the plagioklase (An_{15}), epidote (Clz_{10}) and garnet (Gr_{30}) (after Beane and Titley, 1984).

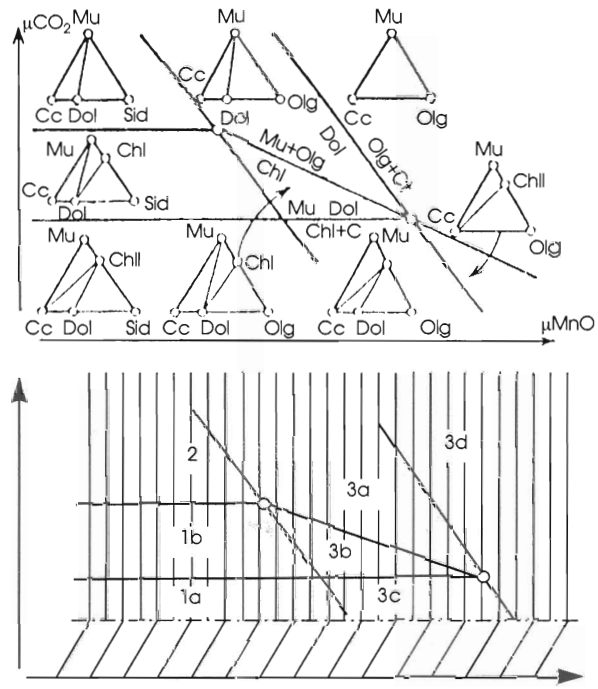
Za veľmi pozoruhodné treba pokladať aj výsledky experimentálneho štúdia stability epidotu v roztokoch chloritovo-karbonátového zloženia (Plyusnina, 1990), hlavne s ohľadom na vzájomnú interakciu asociácie epidot + albit + kalcit + hematit + kremeň s chloridovými roztokmi s rozličnou hodnotou pH. Ukázalo sa, že táto asociácia má výraznú schopnosť neutralizovať roztoky tak s kyslou, ako aj so zásaditou charakteristikou, čo môže následne viesť k vzniku rudných ložísk situovaných v propylitových fáciách. Výsledkom môže byť aj to, že propylitová fácia ako nejexternejšia zóna metasomatickej kolónky väčšiny ložísk epitermálneho typu (cf. Cox a Singer, 1986) nemusí byť len pasívnou zložkou metasomatickej kolónky, ale naopak môže byť spätá prakticky s celou históriou hydrotermálneho procesu v čase a priestore.

V súčasnej etape výskumu ložísk epitermálneho typu patria informácie o zistení fázového prechodu epido-

tová/karbonátová paragenéza v určitom mieste metasomatickej kolónky do kategórie poznatkov rozhodujúceho významu (cf. diskusia Sander a Einaudi, 1990, 1991; vs. Henley, 1991). Pretože sa tento problém podrobnejšie neskúmal ani v našej literatúre (najmä s ohľadom na možnú účasť CO_2 v systéme), v ďalšej časti priblížime jeho aplikáciu pri štúdiu ložísk medenoporfýrového typu.

Na obr. 3 je znázornená stabilita silikátových minerálov ako funkcia teploty a zloženia koexistujúcich vodných roztokov pri tlaku 500 bar (podľa Beane a Titley, 1984) modifikovaná pre tuhé roztoky plagioklasu s An_{15}, epidotu (Clz_{10}) a granátu (Gr_{30}) zodpovedajúce propylitovej fácii medenoporfýrových ložísk juhozápadnej časti Severnej Ameriky. Oblasť stability epidotu sa rozširuje smerom k nižšej teplote pri zvyšovaní obsahu železa v tuhom roztoku epidotu a pri zmenšovaní tlaku CO_2, ktorý zvyšuje nasýtenie kalcitom pri vysokom pomere $a(Ca^{2+})/a^2(H^+)$. Na to, aby sa asociácia epidot + plagioklas + hematit + kremeň udržala aj do teploty pod 350 °C (pri fixovanom tlaku CO_2), sa vyžaduje nízky obsah An-zložky v koexistujúcom plagioklase alebo veľmi nízka koncentrácia železa v epidote. Pri vysokej aktivite CO_2 v roztoku sa obsah železa v epidote musí zmenšovať, aby sa udržala rovnováha epidotu s ostatnými fázami.

Ruská metasomatická škola v súvislosti s fázovým prechodom CaAl-silikáty/karbonátové paragenézy vyčlenila samostatnú fáciu tzv. berezitov (kremeňovo-sericitovo-karbonátovo-pyritová fácia). Podľa Rusinova (1987) proces berezitizácie súvisí s principiálnou zmenou charakteru roztokov: zvýšením f_{CO_2} a znížením a_{K_2O}, a to ako výsledok ich interakcie s podzemnou vodou obohatenou o CO_2. Rusinov (1987) vyčlenil aj parciálne fácie berezitov, ktoré sú odrazom zmien f_{CO_2} a a_{MnO} v hydrotermálnom roztoku v čase a priestore (obr. 4).



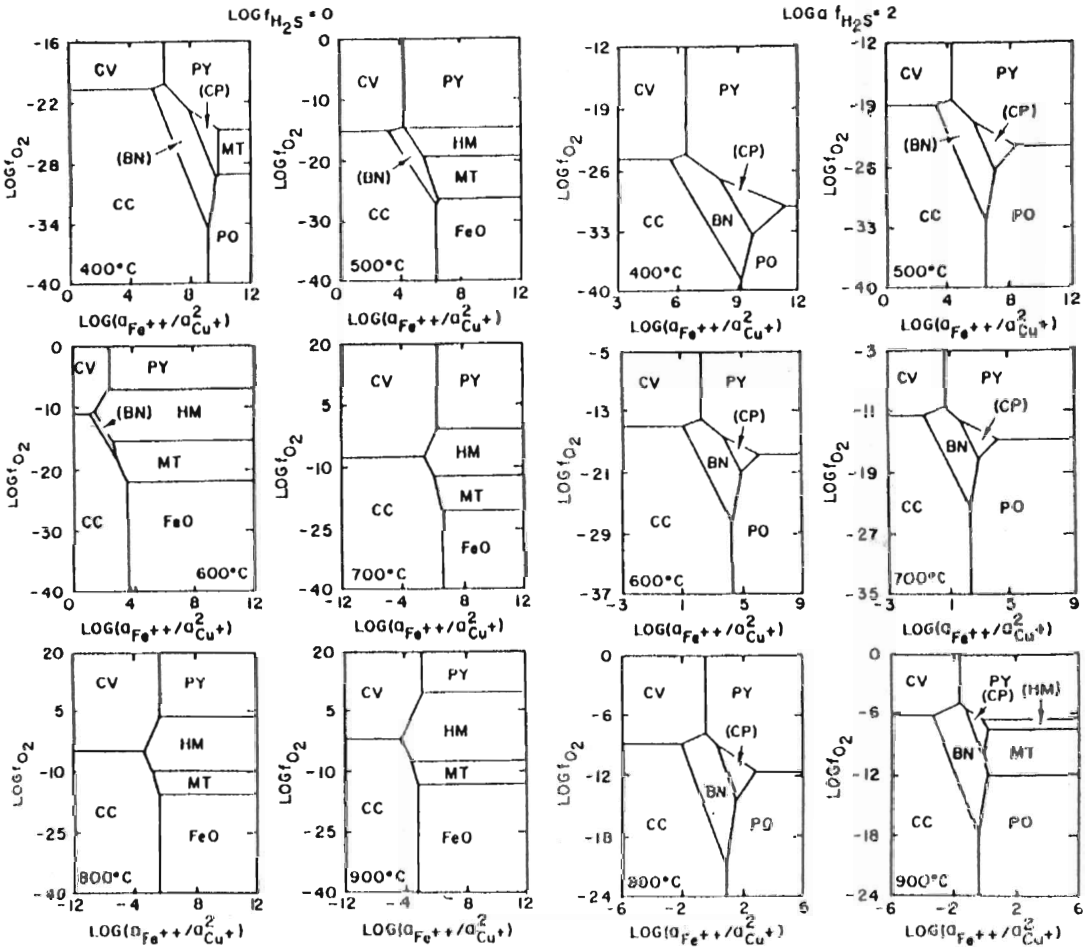
Obr. 4. Fácie berezitov (Rusinov, 1987). 1 - pole berezitových fácií, 2 - pole propylitovej fácie, 3 a 4 hranice fácií a subfácií. Označenia berezitových fácií. 1 - sericitovo-chloritová fácia: 1a - kalcitovo-sericitovo-chloritová fácia, 1b - ankeritovo-sericitovo-chloritová fácia, 2 - ankeritovo-sericitová fácia, 3 - oligonitová fácia: 3a - dolomitovo-oligonitová fácia, 3b - dolomitovo-oligonitovo-chloritová fácia, 3c - prechodná fácia k propylitom, 3d - kalcitovo-oligonitová fácia.
Fig. 4. The facies of „berezites"+ (after Rusinov, 1987). 1 - „berezite" facies and subfacies, 2 - propylites, 3 - boundaries among facies and subfacies. Field of „berezite" facies: 1a - calcite-sericite-chlorite, 1b - ankerite-sericite-chlorite, 2 - ankerite-sericite, 3a - dolomite-oligonite, 3b - dolomite-oligonite-chlorite, 3c - interface between „berezites" and propylites, 3d - calcite-oligonite.

+ „berezite" represented low-temperature hydrothermally altered rocks composed of quartz-carbonate-sericite and pyrite.

Fázové vzťahy medzi rudnými minerálmi za účasti prchavých komponentov

V súčasnosti za neoddiskutovateľný fakt možno považovať, že procesy varu hydrotermálnych systémov predstavujú kineticky najvhodnejší mechanizmus na vylučovanie rudných komponentov (Ellis, 1982; Cathles, 1991). Hĺbku, v ktorej nastáva var hydrotermálnych roztokov, determinujú dve hlavné premenné: teplota a obsah prchavých komponentov v systéme. Ako uvádza Cole a Drummond (1986), práve procesy degazácie hydrotermálneho systému majú na stabilitu komplexných zlúčenín rudných komponentov rozhodujúci vplyv. Keďže odmiešavanie CO_2 z hydrotermálnych fluid prebieha oveľa rýchlejšie ako odmiešavanie H_2S, procesy varu sú účinným mechanizmom na destabilizáciu chloridových komplexov kovov (hlavne pri nízkej teplote a nízkom tlaku CO_2; cf. Ikorníkova, 1975). Naopak rudné komponenty transportované vo forme hydrogénovosulfidických („bisulfidických") komplexov sú v prostredí zvýšenej hodnoty pH stabilizované, t.j. vylučujú sa pomalšie. Podľa Coleho a Drummonda (1986) na ložiskách epitermálneho typu existuje komplexný vzťah medzi pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$, pH, T v hydrotermálnych roztokoch pred ich varom a pomerom Ag/Au, priestorovou distribúciou rudnej mineralizácie, stupňom koncentrácie drahokovovej mineralizácie v mineralizovaných partiách atď... Napr. podľa Coleho a Drummonda (1986) významné zvýšenie pomeru Ag/Au v ložiskách epitermálneho typu je späté so systémami, ktoré majú miernu až vysokú teplotu, vysokú koncentráciu Cl^-, nízku ΣH_2S, nízke až mierne pH a vysoký pomer $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$. Naopak pokles v pomere Ag/Au v apikálnych úrovniach zóny zovretia je typický pre systémy s nízkou teplotou, nízkou hodnotou Cl^-, miernym až vysokým pH, vysokou ΣH_2S a nízkym pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$.

Prchavé komponenty majú významnú úlohu aj pri evolúcii hydrotermálnych systémov pri vysokej teplote. Prítomnosť prchavých komponentov priamo ovplyvňuje výsledné paragenézy rudných minerálov, najmä sulfidov a oxidov, a naopak analýza paragenéz rudných minerálov môže poslúžiť na približný odhad hodnoty f_{H_2S}, T, $a_{Fe^+}/a^2_{H^+}$, a a_{Cu^+}/a_{H^+}, ktoré panovali počas zrudňovacieho procesu (McKenzie a Helgeson, 1985). Tento fakt možno



Obr. 5. Diagram log($a_{Fe^{++}}/a^2_{Cu^+}$) vs. log f_{O_2} systému Cu_2S - FeS - H_2S - O_2 - H_2O - HCl pri 2 kbar a 400 - 900 °C, log f_{H_2O} = 0 a log f_{H_2S} = 0 (obr. 6a), resp. log f_{H_2S} = 2 (obr. 6b) (McKenzie a Helgeson, 1985).
Fig. 5. Logaritmic activity-fugacity diagrams for the system Cu_2S - FeS - H_2S - H_2O - HCl at 2 kb and 400 °C for log f_{H_2O} = 0 and log fa_{H_2S} = 0 (Fig. 6a), and log a_{H_2O} = 0 and log f_{H_2S} = 2 (Fig. 6b), respectivelly (after McKenzie and Helgeson, 1985).

názorne ilustrovať analýzou vzťahov medzi sulfidickými minerálmi a oxidmi pri teplote 400 - 900 °C v systéme Cu_2S-FeS-H_2S-O_2-H_2O-HCl v koordinátoch logf_{O_2} vs. log ($a_{Fe^{2+}}/a^2_{Cu^+}$) pri rozličnej hodnote f_{H_2S} (obr. 5). Na obr. 5 treba zvýšenú pozornosť venovať poľu stability chalkopyritu: v systéme s log f_{H_2S} = 0, pole stability chalkopyritu (cp) zmenšuje veľkosť v smere zvyšovania teploty a znižovania f_{H_2S}. Z obr. 5 vyplýva, že hematit ako stabilná fáza sa objavuje v momente vymiznutia poľa stability chalkopyritu, pričom veľkosť poľa stability hematitu sa zväčšuje v smere zvyšovania teploty a znižovania f_{H_2S}. Naopak v systéme s log f_{H_2S} = 2 môže chalkopyrit koexistovať s magnetitom (hematitom) len pri teplote okolo 900 °C, extrémne vysokej hodnote f_{O_2} a nízkom pomere log($a_{Fe2+}/a^2_{Cu^+}$).

Prchavé komponenty v hydrotermálnom systéme a ich vplyv na distribúciu okolorudných metasomatitov a rudnej mineralizácie

Z distribúcie metasomatitov v ložiskách adulárovo-sericitového typu (Cox a Singer, 1986; Ashley a Berger, 1987; White a Hedenquist, 1990 ...) vychodí, že nízkoteplotné draselné metasomatity zatláčajú produkty argilitizácie „predrudného" štádia (v zmysle ruskej metasomatickej školy). Argilitová fácia na ložiskách epitermálneho typu, ako aj v oblastiach aktívnych geotermálnych systémov vznikala ako výsledok separácie volatilných komponentov z hydrotermálneho systému do samostatnej plynnej fázy, z jej kondenzácie a následného hydrolytického „ataku" okolitých hornín. Teplotný kolaps hydrotermálneho systému - najmä v dôsledku vstupu chladnej, meteorickej vody do hydrotermálneho systému, ako aj samotné uvoľňovanie H_2S zo systému (v dôsledku varu) sú podľa týchto autorov hlavnou príčinou depozície drahokovovej mineralizácie v tzv. produktívnom štádiu hydrotermálneho procesu (v zmysle ruskej metasomatickej školy). V tejto súvislosti Cole a Drummond (1985) zdôraznili, že pri nízkych hodnotách pH (t.j. pri vysokom pomere SO_4^{2-}/CO_3^{2-}), ktoré prevládajú v zónach kondenzácie separovaných plynných komponetov (t.j. v zónach formovania argilitovej fácie), sú ideálne podmienky na vylučovanie kovov viazaných vo forme hydrogénno-sulfidických („bisulfidických" komple-

xov) a tiokomplexov - najmä zlata. Z uvedených príčin je v ložiskách adulárovo-sericitového typu evidentná koincidencia medzi zónami kremeňovo-adulárovej; resp. kremeňovo-illitovej asociácie a najbohatšie mineralizovanými úsekmi metasomatickej kolónky.

Pri vare hydrotermálneho systému sa prejavuje zákonitá postupnosť vylučovania rudnej mineralizácie z roztokov (Drummond a Ohmoto, 1985; Cole a Drummond, 1986): v smere od oxidov (napr. Fe_3O_4, SnO_2) cez jednoduché sulfidy (ZnS, Ag_2S) k rýdzim kovom a následne k sulfidom a tzv. strednou valenciou síry ($CuFeS_2$) a záverečným síranom (Drummond a Ohmoto, 1985). Obsah rudných komponentov vylučovaných z vriacich roztokov sa vo všeobecnosti zvyšuje s rastom teploty v intervale 200 - 300 °C, avšak pri teplote nad 300 °C je táto závislosť opačná pri Zn a Ag (Drummond a Ohmoto, 1985).

Hedenquist a Henley (1985) na základe zmien f_{CO_2} a f_{H_2S} hydrotermálneho fluida počas procesov varu hydrotermálneho systému, resp. poklesu teploty v hydrotermálnom systéme úspešne objasnili variácie v rudnej mineralizácii a v alteračných produktoch ložísk epitermálneho typu, resp. v aktívnych geotermálnych systémoch. Ich model vychádza z toho, že:

- proces varu (jednoduchého, resp. sekundárneho) vedie k separácii prchavých komponentov do plynnej fázy, čo následne zvyšuje pH a prudko mení Eh vo zvyškovom roztoku (Burt, 1981),
- strata CO_2 porušuje pôvodný rovnovážny stav reakcie

$$HCO_3^- + H^+ = CO_2 + H_2O,$$

čo môže viesť k vylučovaniu kalcitu a aduláru podľa rovnice

$$Ca^{+2} + 2HCO_3^- = CaCO_3 + CO_2 + H_2O, \text{ resp.}$$
$$KAl_3Si_3O_{10}(OH)_2 + 6SiO_2 + 2HCO_3^- + H_2O = 3KAlSi_3O_8 + 2CO_2 + 2H_2O$$

Kalcit a adulár sú typomorfné minerály zón „zovretia" hydrotermálnych roztokov v aktívnych geotermálnych systémoch (Ellis, 1982) a uvedená paragenéza podľa Hedenquista a Henleyho (1985) poskytuje nezávislý mineralogický dôkaz o uplatnení sa procesov varu v hydrotermálnom systéme. Ďalším mineralogickým výsledkom varu hydrotermálneho systému bohatého na CO_2 a samotnej separácie CO_2 zo systému by mal byť prudký „oxidačný" efekt, napr. magnetitizácia pyritu a hematitizácia magnetitu. Myslíme si, že práve „oxidačný" efekt by mohol kvalitatívne odlíšiť metasomatity vzniknuté varom na CO_2 bohatého hydrotermálneho systému (Hedenquist a Henley, 1985) a bezitové fácie v pravom slova zmysle, ktoré vznikajú miešaním juvenilných roztokov s chladnou podzemnou vodou s vyššou aktivitou CO_2 (Rusinov, 1987). Chemicko-kinetické aspekty vzniku karbonátovo-adulárovej paragenézy sú ideálne na depozíciu polymetalickej mineralizácie. Pri teplote T > 200 °C sa polymetalické kovy (Pb, Zn a Ag) transportujú dominantne vo forme chloridových komplexov (Seward, 1984, in Henenquist a Henley, 1985). Zvýšenie pH zvyškových roztokov v dôsledku straty CO_2 spôsobuje približne 100-násobné zníženie rozpustnosti polymetalických kovov (Henley et al., 1984). To znamená, že proces varu, separácie fluidnej fázy z hydrotermálneho roztoku je kineticky vhodný na vylučovanie polymetalickej mineralizácie, čo nezávisle potvrdil aj Cole a Drummond (1985).

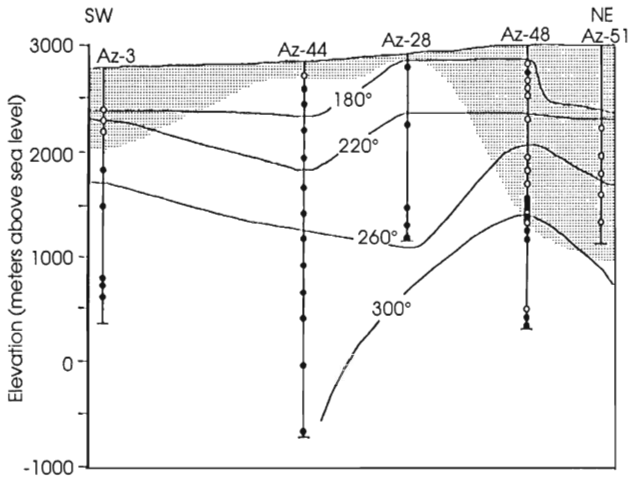
Distribúcia CO_2 v inklúziách v oblastiach aktívnych geotermálnych systémov

Mimoriadne poučné sú výsledky štúdia distribúcie CO_2 vo fluidných inklúziách geotermálneho systému Zunil (Guatemala) a Los Azufres (Mexiko; Moore et al., 1992). Inklúzie bohaté na kvapalnú fázu s najvyšším obsahom CO_2 - typ 1b (s teplotou disociácie CO_2-klatrátov prevyšujúcimi 0,0 °C) - sa koncentrujú do vrchných a okrajových úrovní diskutovaných geotermálnych systémov a tento typ uzavrenín je spätý s procesmi varu a vzniku fumarol bohatých na CO_2. Naopak inklúzie bohaté na kvapalnú fázu s nízkym obsahom CO_2 - typ 1a (určeným metódou tzv. melting point depression) - sa zaznamenali v centrálnych častiach geotermálneho systému Zunil a Los Azufres (obr. 6). Ďalej sa zistilo, že koncentrácie plynných komponentov v recentných uzavreninách typu 1a sú vyššie ako analogické hodnoty v súčasných geotermálnych vodách diskutovaných geotermálnych systémov (Moore et al., 1992). Tieto výsledky nezávisle potvrdili poznatky, ku ktorým dospeli rozliční autori rôznymi postupmi (štúdiom fázových vzťahov v metasomatickej kolónke - Liou et al., 1983; štúdiom aktívnych geotermálnych systémov - Fournier, 1983 ...): hydrotermálny proces v čase a priestore sa môže vyznačovať výraznými variáciami hlavne v obsahu prchavých komponentov.

Variácia parametrov T_h - $T_{m(ICE)}$ fluidných inklúzií: odraz evolúcie hydrotermálnych systémov v čase a priestore

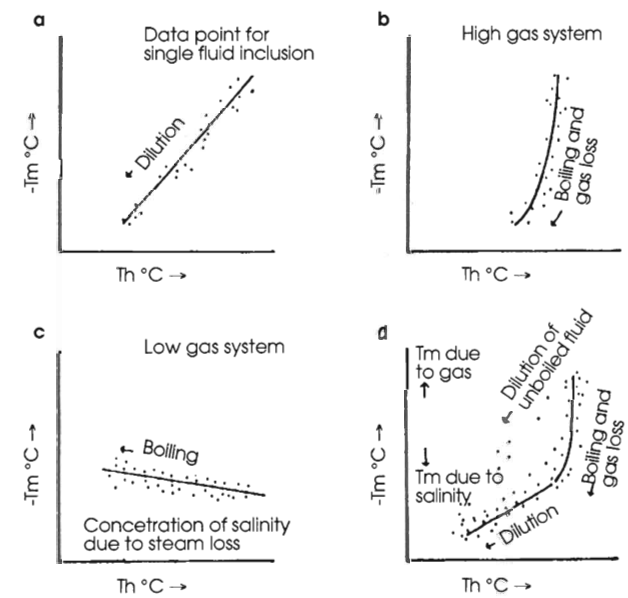
Ako uvádza Hedenquist a Henley (1985), vo väčšine epitermálnych ložísk sa doteraz rutinne získavali hodnoty T_h, $T_{m(ICE)}$ a následné údaje o salinite hydrotermálnych roztokov bez toho, aby sa prihliadalo na možný vplyv prchavých komponentov na merané hodnoty. Tento fakt súvisí s tým, že vo väčšine epitermálnych ložísk nie je v plynno-kvapalných inklúziách prítomná diskrétna fáza CO_2 a analogicky ani ostatných prchavých komponentov. Podchytiť možnú prítomnosť prchavých komponentov v „paleohydrotermálnom" systéme umožňuje analýza trendov T_h vs. T_m, na základe ktorej Hedenquist a Henley (1985) vyčlenili tri základné typy hydrotermálnych systémov (obr. 7):

- Systémy so zrieďovacím režimom: („dilution systems"): epitermálne systémy, kde sa miešali horúce fluidá s vysokou salinitou s chladnými, zriedenými fluidami.
- Systémy s vysokou aktivitou plynných komponentov („high gas systems"): počas varu nastalo „katastrofické" odmiešanie viac než 50 % rozpusteného CO_2. Takéto systémy s vysokým pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ (>100), pri vysokej teplote (250 - 300 °C) a hodnote pH = 5 - 6 budú tvoriť kolónku zonálnosti, kde sa zlato a striebro vyskytujú v povrchových úrovniach v nadloží zóny s polymeta-



Obr. 6. Priečny rez cez geotermálny systém Los Azufres (Mexiko) s lokalizáciou vzoriek. Izotermy zodpovedajú priemerným hodnotám teploty homogenizácie T_h. Inklúzie typu 1a sú znázornené plnými krúžkami, inklúzie typu 1b otvorenými krúžkami. Šrafovanie zodpovedá tzv. klatrátovej čiapke geotermálneho systému (Moore et al., 1992).

Fig. 6. Cross section of the northern upflow zone at Los Azufres (Mexico) with the localization of the samples.The positions of the isotherms are based on the average fluid inclusion homogenization temperatures. Type 1a inclusions are represented by filed circles, type 1b by open circles. The stippled area represents the „clathrate" cap. (after Moore et al., 1992).



Obr. 7. Variácie parametrov T_h - T_m plynno-kvapalných inklúzií v závislosti od efektov zrieďovania a primárneho varu epitermálnych systémov. a - zrieďovací trend, b - trend zodpovedajúci varu systému s primárne vysokou aktivitou prchavých komponentov, c - trend typický pre epitermálne systémy s primárne nízkou aktivitou prchavých komponentov, d - kombinovaný trend (Hedenquist a Henley, 1985).

Fig. 7. Schemata for the effect of dilution and boiling on measured T_m and T_h data from fluid inclucions: a - trend for a mixing of hot, saline fluid with a cooler, moore dilute fluid, b - idealized trend for a boiling of gas-rich fluid, c - result of a boiling of a gas-poor fluid, d - the combination of boiling of a gas-rich fluid with subsequent dilution (after Hedenquist and Henley, 1985).

lickými sulfidmi. Zóny polymetalickej a drahokovovej mineralizácie v tomto prípade nemusia byť od seba ostro separované (Cole a Drummond, 1986).

- Systémy s primárne nízkou aktivitou plynných komponentov („low gas systems"), kde var hydrotermálnych roztokov spôsobil kontinuitnú stratu prchavých komponentov zo systému a ich následnú kondenzáciu v povrchových úrovniach geotermálnych systémov. V sledovaných vývervových zónach sa teda relatívne skoncentrovali prchavé komponenty do kvapalnej fázy a výsledkom toho je vznik tzv. klatrátových čiapok geotermálnych systémov (obr. 6).

- Systémy s kombinovaným režimom hydrotermálneho procesu. Prírodným analógom takýchto hydrotermálnych systémov môžu byť ložiská, v ktorých sa prejavuje výrazná variácia v rýdzosti Au, vo formách jeho vystupovania v čase a priestore a ktoré majú textúrne znaky typické pre zmenu obsahu CO_2 v histórii hydrotermálneho procesu (zatláčanie kremeňa kalcitom, resp. karbonátov kremeňom, väzba zlata na rôzne generácie kremeňa, a to od hrubokryštalických foriem až po chalcedóny).

Uvedené členenie epitermálnych ložísk má široké uplatnenie, lebo poskytuje vyčerpavajúcu informáciu o evolúcii hydrotermálneho systému v čase a priestore a súčasne umožňuje komparovať výsledky štúdia epitermálnych ložísk s poznatkami z výskumu aktívnych geotermálnych systémov.

Záver

Dešifrovanie zmien pomeru prchavých komponentov počas evolúcie paleohydrotermálnych systémov môže zásadne zmeniť pohľad na genézu rudnej mineralizácie ložísk hydrotermálneho typu. Ukazuje sa, že pri osvojení si základných fyzikálno-geochemických poznatkov z teórie hydrotermálneho procesu bude možno v mnohých prípadoch dospieť k inému pohľadu na periodizáciu rudnej mineralizácie, úroveň erózneho zrezu, ako aj na reálnu salinitu paleohydrotermálnych roztokov, lebo niektoré poznatky, najmä prechody silikátových paragenéz na karbonátové, vzťahy medzi ílovými minerálmi v zónach okolorudných premien, zonálne rozmiestnenie rudnej mineralizácie v laterálnom, ako aj vertikálnom smere a i., aj bez použitia špeciálnych metód poskytujú priam rukolapné dôkazy o zmene pomerov prchavých komponentov v paleohydrotermálnych systémoch počas ich vývoja. Tieto poznatky bude treba v ďalšej etape výskumu sústrediť, selektovať a pretransformovať do nových metalogenetických schém. Ukazuje sa, že ignorovanie štúdia metasomatózy ložísk hydrotermálneho typu viedlo a vedie k tvorbe genetických modelov rudných ložísk, ktoré nezodpovedajú úrovni poznania na konci 20. stor.

Poďakovanie. Ďakujem prof. Ing. J. Babčanovi, DrSc., za cenné rady a pripomienky k problematike počas prípravy článku. Tento súhrnný referát vznikol ako súčasť grantovej úlohy 2/999129 (SAV), ktorá sa rieši v GÚ SAV Banská Bystrica.

Poznámka: Termínom „primárny var" sa pomenúva proces separácie prchavých komponentov z hydrotermálnych fluíd, a to na rozdiel od termínu „sekundárny var", ktorý označuje proces separácie prchavých komponentov z magmatickej taveniny (Burt, 1981).

Literatúra

Ashley, R. P. & Berger, B. R. 1987: Precious-metal deposits in volcanic terranes. *In: Krushensky, R. D., Cargill, S. M. & Raines, G. L. (Eds.): Mineral, energy and water resources and geologic hazards, Central America. U. S. Geol. Surv. Denver, 174 - 182.*

Babčan, J. 1975: Plynokvapalné uzavřeniny a problémy pt-podmínek vzniku minerálů. *Čas. Mineral. Geol., 20, 311 - 318.*

Babčan, J. 1976: Základy fyzikálnej geochémie minerogenetických procesov - časť II. (Vysokoškolské skriptá.). *PF UK Bratislava.*

Bakker, R. J. & Jansen, J. & Ben, H. 1991: Experimental postentrapment water loss from synthetic CO_2-H_2O inclusions in natural quartz. Geochim. cosmochim. *Acta, 55, 2215 - 2230.*

Beane, R. E. & Titley, S. R. 1984: Medno-porfirovyje mestoroždenija. Časť II. Gidrotermaľnyje izmenenija i mineralizacija. *In: Skinner, B. J. (Ed.): Genezis rudnych mestoroždenij. Mir, Moskva, 1, 278 - 333.*

Bornhorst, T. J., Shepeck, A. W. & Rossell, D. M. 1986: The Ropes gold mine, Marquette county, Michigan, U. S. A. - An archean hosted lode gold deposit. *Proceedings of gold '86 symposium, Toronto, 213 - 227.*

Brimhall, G. H. & Ghiorso, M. S. 1983: Origin and ore-forming consequences of the advanced argillic alteration process in hypogene environments by magmatic gas contamination of meteoric fluids. *Econ. Geol., 78, 73 - 90.*

Burnham, C. W. & Ohmoto, H. 1980: Late stage processes of felsic magmatism. *Soc. Min. Geol. Japan, Spec. Issue, 8, 1 - 12.*

Burnham, C. W. 1982: Magmy i gidrotermaľnye fluidy. In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochimija gidrotermaľnych rudnych mestoroždenij. *Mir, Moskva, 71 - 121.*

Burnham, C. W. 1985: Energy release in subvolcanic environments: Implications for breccia formation. *Econ. Geol., 80, 1515 - 1522.*

Burt, D. M. 1981: Acidity-salinity diagrams - application to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol., 76, 832 - 843.*

Cathles, L. M. 1991: The importance of vein selvaging in controlling the intensity and character of subsurface alteration in hydrothermal systems. *Econ. Geol., 86, 466 - 471.*

Cole, D. R. & Drummond, S. E. 1986: The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits. *J. Geoch. Explor., 25, 45 - 79.*

Cox, D. P. & Singer, D. A. 1986: Mineral deposit models. *U. S. Geol. Surv. Bull., 1646, 379.*

Drummond, S. E. & Ohmoto, H. 1985: Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems. *Econ. Geol., 80, 126 - 147.*

Ellis, A. J. 1982: Issledovannyje geotermaľnyje sistemy. *In: Barnes, H. L. (Ed.): Geochimija gidrotermaľnych rudnych mestorozdenij. Mir, Moskva, 497 - 534.*

Fournier, R. O. 1983: Active hydrothermal systems as analoques of fossil systems. *Geothermal Res. Council, Spec. Rep., 13, 263 - 279.*

Garba, I. & Akande, S. O. 1992: The origin and significance of non-aqueous CO_2 fluid inclusions in the auriferous vein of Bin Yauri, northwestern Nigeria. *Mineralium Depos., 27, 249 - 255.*

Hedenquist, J. W. & Henley, R. W. 1985: Hydrothermal eruptions in the Waiotapu geothermal system, New Zealand: their origin, associated breccias and relations to precious metal mineralization. *Econ. Geol., 80, 1640 - 1668.*

Hedenquist, J. W. & Henley, R. W. 1985: The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol., 80, 1379 - 1406.*

Henley, R. W. 1991: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada - a discussion. *Econ. Geol., 98, 892 - 893.*

Ikornikova, N. Ju. 1975: Gidrotermaľnyj sintez kristallov v chloridnych sistemach. *Nauka, Moskva, 256.*

Liou, J. G., Seki, Y., Guillemette, R. N. & Sakai, H. 1985: Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system, Japan. *Chem. Geol. (Amsterdam), 49, 1 - 20.*

McKenzie, W. F. & Helgeson, H. C. 1985: Phase relations among silicates, copper iron sulfides, and aqueous solutions at magmatic temperatures. *Econ. Geol., 80, 1965 - 1973.*

Moore, J. N., Adams, M. C. & Lemieux, M. M. 1992: The formation and distribution of CO2-enriched fluid inclusions in epithermal environments. *Geochim. Cosmochim. Acta, 56, 121 - 135.*

Plyusnina, L. P. 1990: Eksperimentaľnoje issledovanije ustojčivosti epidota v chloridno-karbonatnych rastvorach. *Geochimija (Moskva), 1.*

Rose, N. M. 1991: Dissolutio rates of prehnite, epidote, and albite. *Geochim. Cosmochim. Acta, 55, 3273 - 3286.*

Rose, N. M., Bird, D. K. & Liou, J. G. 1992: Experimental investigation of mass transfer-albite, CaAl-silicates, and aqueous solutions. *Amer. J. Sci., 292, 21 - 57.*

Rusinov, V. L. 1987: Geologičeskije uslovija i facii ščeločno-uglekislogo metasomatizma. *In: Zakonomernosti metamagmatizma, metasomatizma i metamorfizma. Nauka (Moskva), 28 - 52.*

Sander, M. V. & Einaudi, M. T. 1990: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada. *Econ. Geol., 85, 285 - 312.*

Sander, M. V. & Einaudi, M. T. 1991: Epithermal deposition of gold during transition from propylitic to potassic alteration at Round Mountain, Nevada - a Reply. *Econ. Geol., 98, 984 - 897.*

White, N. C. & Hedenquist, J. W. 1990: Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. *J. Geochem. Explor., 36, 445 - 474.*

Mineralia slovaca, 25 (1993), 301- 312

Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch. Časť 2: Praktická interpretácia na príklade ložiska Kremnica

JURAJ BEBEJ a DANIEL DUBAJ

Geologický ústav SAV, Severná 5, 974 01 Banská Bystrica

(Doručené 19. 10. 1992, revidovaná verzia doručená 26. 3. 1993)

Volalite components in hydrothermal systems. Part 2: Practical interpretation in the case of Kremnica deposit, Central Slovakia

Geological, mineralogical and geochemical characteristics of the epithermal deposit Kremnica indicate its being analogous to the deposits of adularia-sericite type. Zoned distribution of ore mineralization and hydrothermally altered rocks in lateral and vertical course of the Vein System No.1, the presence of richly mineralized hydrothermal-vein breccias, as well as the results of the study of fluid inclusions indicate that mineralization mechanisms were to a substantial extent determined by hydrothermal-eruption processes and by the variation of the ratio $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ vs temperature of hydrothermal fluid in the time and space.

Key words: Slovakia, Kremnica, neovolcanites, epithermal vein deposit, precious and base metal (± Te, Se), adularia-sericite type, fluid inclusion, volatile components.

Úvod

Za posledných desať rokov sa pri štúdiu kremnického rudného poľa (ďalej KRP) zhromaždilo mnoho nových poznatkov. Zistili sa variácie v minerálnych paragenézach v laterálnej, ako aj vertikálnej dimenzii, ktoré výrazne korelujú s variáciami typomorfných okolorudných premien. Ale v súčasnosti niet práce, ktorá by najnovšie poznatky sumarizovala a konfrontovala ich s doteraz akceptovanou metalogenetickou schémou KRP. Konštatujeme, že táto metalogenetická schéma neposkytuje uspokojujúce odpovede na otázku:

- čo spôsobilo výrazné zmeny v charaktere hydrotermálnych roztokov z predrudného („kyslého") po rudné („alkalické") štádium;
- aké faktory spôsobili vznik úsekov s bohatšou mineralizáciou v I. a II. žilnom systéme;
- čo podmienilo zmeny v minerálnych paragenézach a okolorudných premenách v smernom priebehu I. a II. žilného systému.

Pri riešení týchto otázok sme vychádzali z poznatkov získaných štúdiom recentných geotermálnych systémov a analogických epitermálnych ložísk.

Metalogenetický model KRP - súčasný stav poznania

Prehľad doterajších poznatkov o geologickej stavbe a metalogenéze KRP vyčerpajúco podáva práca Knésla a Knéslovej (1991), a preto v tomto príspevku venujeme väčšiu pozornosť konfrontácii starších údajov s najnovšími výsledkami. Metalogenetický vývoj v KRP v zmysle Böhmera (1980) a Buriana et al. (1985) prebiehal v troch etapách:

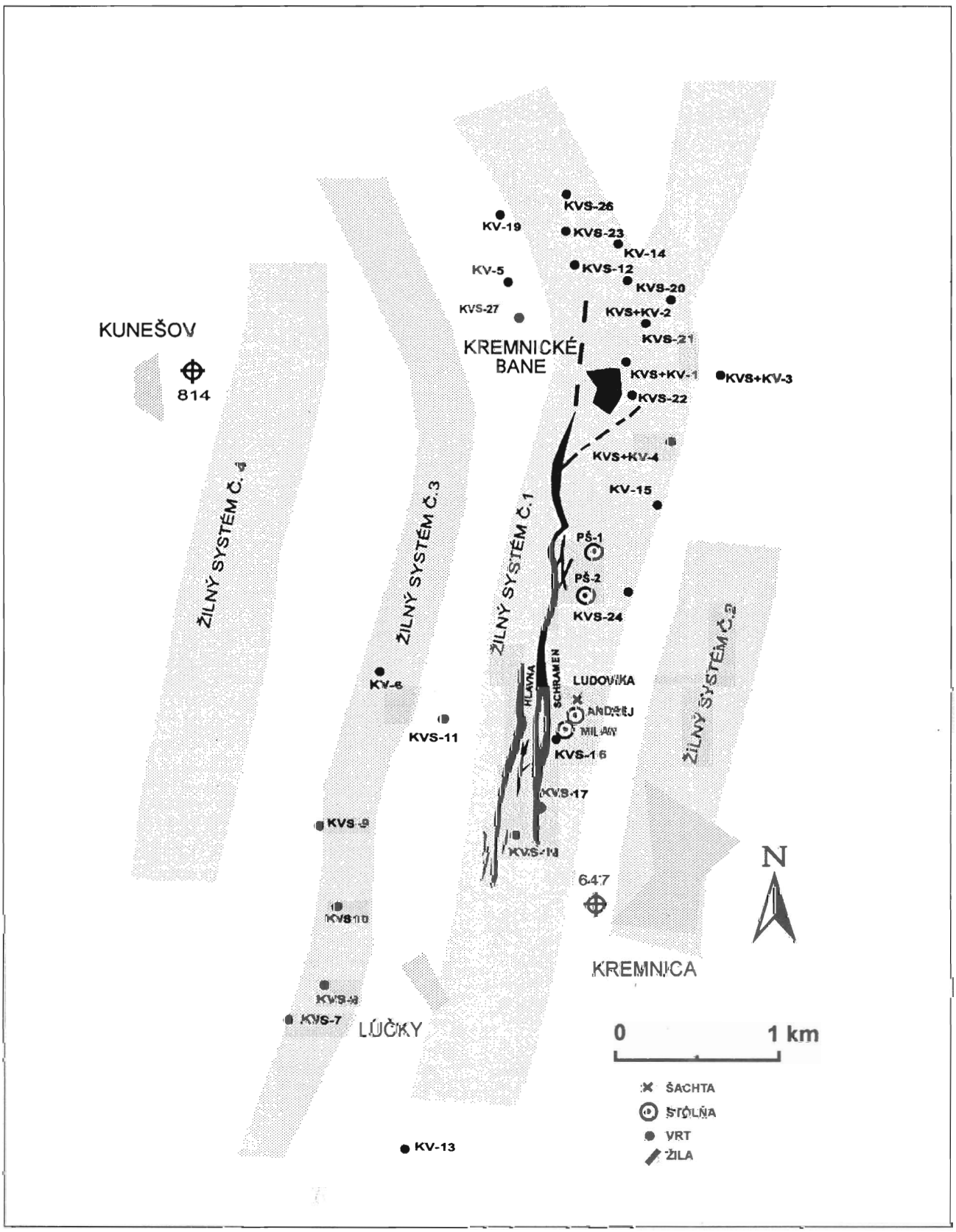
I. etapa bezprostredne súvisela s vývojom intruzívneho komplexu zlatostudnianskej formácie badenského veku a jej kontaktnometasomatickými účinkami na nadložný andezit (vrchná skarnizačná etáž: 500 - 700 m od povrchu), resp. na nadložné mezozoické karbonatické súvrstvie (spodná skarnizačná etáž: 1600 - 1700 m od povrchu). V kontaktných zónach vznikla fácia sekundárnych kvarcitov so sillimanitom, andaluzitom, cordieritom, topásom, granátom a mladšou galenitovo-sfaleritovo-chalkopyritovo-tetraedritovo + Ag-Au-mineralizáciou.

II. etapa bola spätá s ryolitovým vulkanizmom jastrabskej formácie (vrchný sarmat až panón) a štruktúrne sa viazala na okrajové zlomy hrastu. Táto etapa mala dve štádiá:

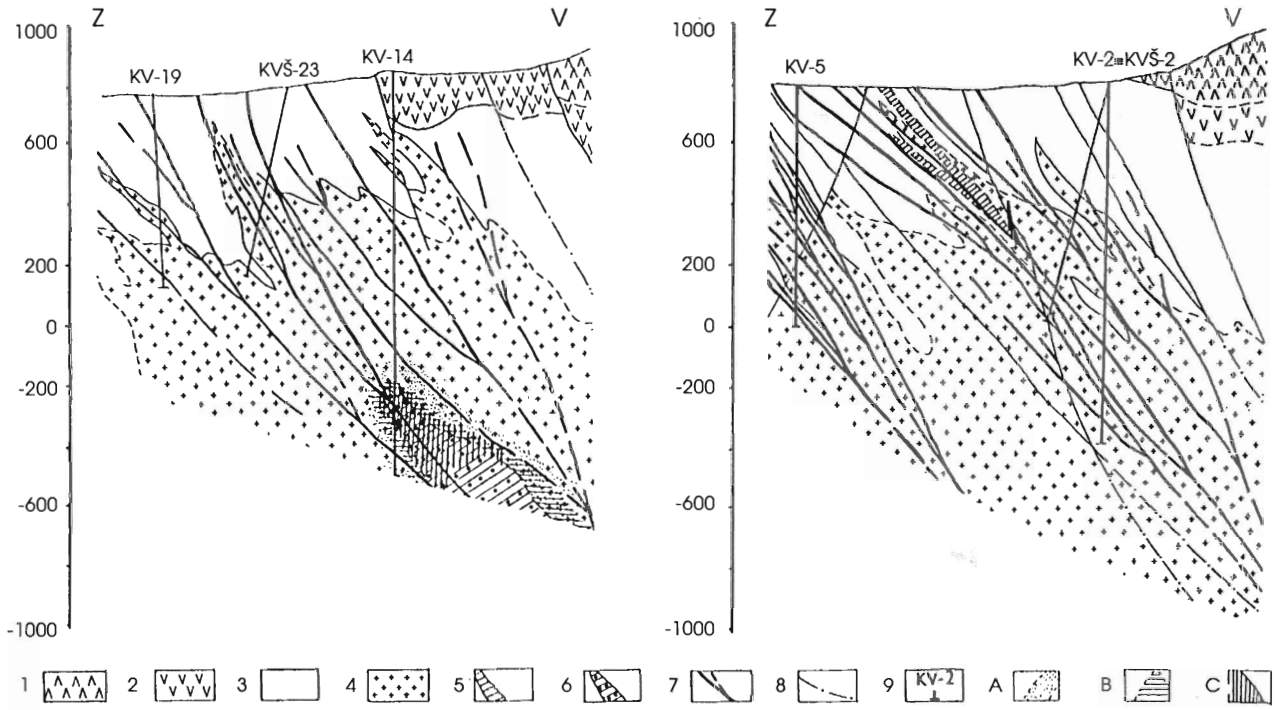
a) Vyššie termálne, s ktorým Böhmer (1966) spája K-metasomatózu (trachytizáciu) pyroxenických andezitov. Do tohto štádia začleňujeme vznik fácie sekundárnych kvarcitov, ktorých relikty opísal už Böhmer (1966) v produktoch okoložilnej alterácie I. žilného systému. Priestorová spätosť produktov vyššieho termálneho štádia s ryolitovými dajkami a najnovšie výsledky termobarometrických štúdií kremeňa z ryolitov kremeňovo-sanidínového typu (Bebej et al., 1989) podporujú predpoklad o vzniku vysokotermálnych minerálnych asociácií v procese sekundárneho varu.

b) Nižšie termálne - produktívne, s ktorým súvisí formovanie Au - Ag ± Sb epitermálnej mineralizácie.

III. etapa súvisela s prienikom bazaltoidných andezitov v okrajových zlomoch hrastu, s ktorým Böhmer (1980) spája redistribúciu Hg a As v KRP. Z metalogenetického modelu KRP vyplýva zákonitá, časovo-priestorová postupnosť vylučovania rudnej mineralizácie: I. etapa - polymetalická mineralizácia, II. etapa - Au-Ag mineralizácia a III. etapa - Sb-Hg mineralizácia. Knésl a Veľký (1984) však zdôrazňujú, že aj polymetalická mineralizácia so zvýšeným obsahom Ag v severnom pokračovaní I. žilného systému je súčasťou Au-Ag mineralizačnej etapy, čo je v rozpore s vyššie uvedeným metalogenetickým modelom.



Obr. 1. Priebeh I. žilného systému so sieťou preskúmaných vrtov KV a KVŠ v rudnom rajóne Kremnických vrchov.
Fig. 1. The course of Vein System No.1 with a network of survey boreholes KV and KVŠ in the Kremnica Hills ore region.



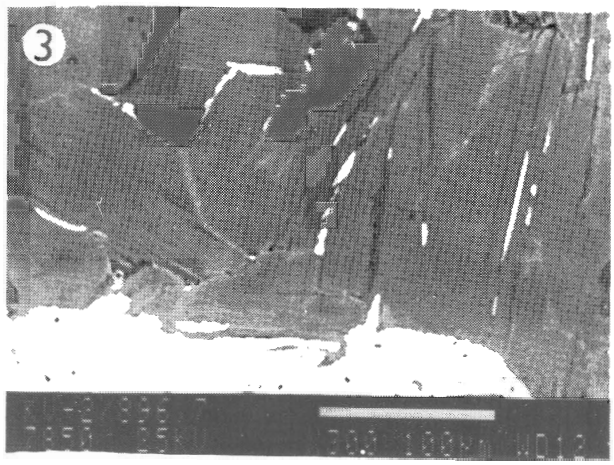
Obr. 2. Geologické rezy kremnickým rudným poľom (KRP) v severnej časti I. žilného systému (podľa Knésla et al., 1990, doplnené a upravené). 1 - andezity formácie kremnického štítu, 2 - andezity turčeckej formácie, 3 - efuzívne horniny zlatostudnianskej formácie, 4 - intruzívne horniny zlatostudnianskej formácie, 5 - dajky ryolitov, 6 - hlbinný ekvivalent ryolitov, 7 - žily žilného systému č. I, 8 - zlomy. A - zóna vyššej termálnej silicifikácie a deštrukcie Fe-Ti oxidov IK zlatostudnianskej formácie, B - zóna vyššej termálnej K-Mg-Fe metasomatózy, C - nižšia termálna chloritizácia, karbonatizácia a illitizácia.

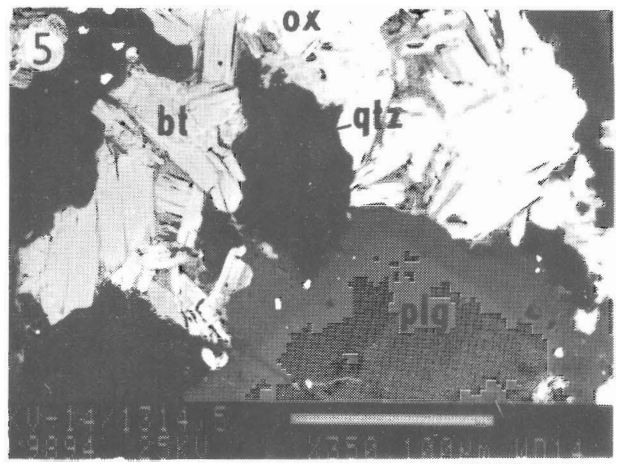
Fig. 2. Cross section of the northern part of Vein System No.1 in the Kremnica ore field (after Knésl et al. 1990; completed and corrected). 1 - andesite of Kremnický štít Formation, 2 - andesite of Turček Formation, 3 - effusive rock of Zlatá studňa Formation, 4 - intrusive rock of Zlatá studňa Formation, 5 - rhyolite dyke, 6 - deep seated equivalent of rhyolite dykes, 7 - veins of Vein System No.1, 8 - fault. A - zone of higher-thermal silicification and destruction of Fe-Ti oxides of Zlatá studňa Formation, B - zone of higher-thermal K-Mg-Fe metasomatose of Zlatá studňa Formation, C - lower-thermal chloritization, carbonatization and illitization of Zlatá studňa Formation and „telescope" alteration of hypoabyssal equivalents of rhyolites.

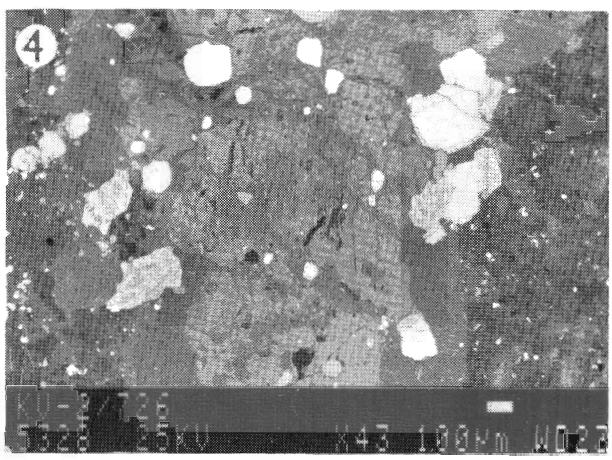
Práce, ktoré sa v ostatných rokoch zaoberali rudnou mineralizáciou I. žilného systému (Maťo et al., 1987; Maťo, 1989; Maťo a Háber, 1990; Maťo et al., 1990; Knésl a Knéslová, 1991; Maťo, 1992), potvrdzujú jej epitermálny charakter. Vyššia termálna mineralizácia „skarnového" typu (spätá s I. metalogenetickou etapou) sa v smernom priebehu I. žilného systému nepotvrdila, ale zistila sa Te-minerálna asociácia v severnej časti I. žilného systému (Maťo et al., 1987; Maťo a Háber, 1990) a prejavy laterálnej zonálnosti mineralizácie v smernom priebehu I. žilného systému (Maťo, 1992). Zmenu pohľadu na zrudňovací proces v oblasti KRP spôsobilo zistenie bohato mineralizovaných žilných brekcií (Maťo, 1987), ktorých vznik súvisí s procesmi hydrotermálno-erupčnej aktivity. Toto zistenie podporilo predpoklad o tom, že metalogenetické procesy v KRP boli analogické s procesmi prebiehajúcimi v oblastiach aktívnych geotermálnych systémov.

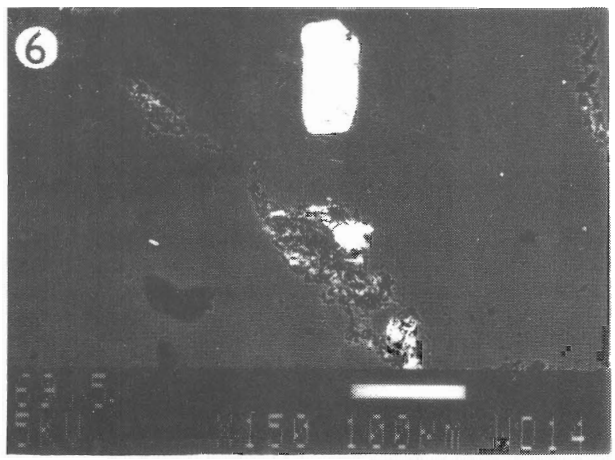
Nemenej významné sú poznatky zo štúdia hydrotermálne premenených hornín KRP. Böhmer (1966) zistil, že v smernom priebehu I. žilného systému je takáto zonálna distribúcia hydrotermálne premenených hornín: v najsevernejších úsekoch vystupuje zóna opalitizácie, kaolinitizácie a alunitizácie, ktorá smerom na J prechádza do zóny sericitizácie. Ešte južnejšie, v centrálnej zóne Schüllersbergu (Šturec, štôlňa Václav) sa vyskytuje draselná metasomatóza - adularizácia. Takéto rozšírenie hydrotermálnych premien poukazuje na teplotný spád hydrotermálneho procesu v smere od centra I. žilného systému na J (Böhmer, 1966). Kvalitatívne nové poznatky o distribúcii ílových minerálov v KRP (Kraus, 1989) potvrdzujú polyfázovosť hydrotermálneho procesu (od predrudnej po rudnú etapu). Kraus (1989) uvádza, že predrudná etapa súvisela s aktivitou hydrotermálnych roztokov s nízkou hodnotou pH, počas ktorej vznikal kaolinit. Cirkulácia hydrotermálnych roztokov v predrudnej etape viedla k ich postupnej neutralizácii, ktorá podmienila vznik montmorillonitu. Ďalšia produktívna etapa hydrotermálneho procesu súvisela s aktivitou kvalitatívne odlišných roztokov alkalického charakteru, ktoré sa špecificky uplatnili v rôznych častiach KRP (Kraus, 1989):

- v severnej časti KRP sa rudná etapa neprejavila;
- v centrálnej časti nastalo metasomatické zatláčanie kaolinitu hydromuskovitom. Úplná metasomatóza kaolinitu hydromuskovitom sa zistila len v žilnom zlatonosnom kremeni;
- v južnom pokračovaní I. žilného systému sa zaznamenala transformácia montmorillonitu na minerál s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou IM (Kraus, 1989; Šucha et al., 1992). Podľa Krausa (1989) vznik IM-mine-







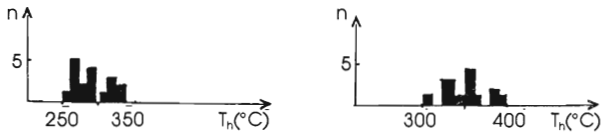


Obr. 3. Ilmenitovo-rutilový agregát koexistujúci s biotitmi v diorite IK zlatostudnianskej formácie. Vrt KV-2/896,7 m, zv. 300x.
Fig. 3. Ilmenite-rutile aggregate coexisting with biotites in diorite from the Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF). Borehole KV-2/896,7 m, magn. x300.
Obr. 4. Fe-Ti oxidy tvorené koexistujúcimi Mt_{ss}-Ilm_{ss} vystupujúce v reakčnom leme pseudomorfózy po primárnom horninotvornom mineráli (pyroxén ?). Pseudomorfózu vypĺňa chlorit a karbonát. Dioritový porfyrit IK zlatostudnianskej formácie. Vrt KV-2/726 m, zv. 43x.
Fig. 4. Fe-Ti oxides consisting of coexisting Mt_{ss}-Ilm_{ss}, occuring in the reaction rim of a pseudomorpf after a primary rock-forming mineral (pyroxene ?). The pseudomorph is filled with chlorite and carbonate. Diorite porphyry from the Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF). Borehole KV-2/726 m, magn. x43.
Obr. 5. Zrná Fe-Ti oxidov (ox) vystupujúce v asociácii s biotitmi (bt), kremeňom (qtz) a zonálnym plagioklasom (plg). Kontaktnometasomatická aureola granitoidnej intrúzie (sarmat ?). Zóna K-Mg-Fe metasomatózy. Vrt KV-14/1314,5 m, zv. 350x.
Fig. 5. Grains of Fe-Ti oxides (ox) in association with biotites (bt), quartz (qtz) and zoned plagioclase (plg). Contact-metasomatic aureole of granitoid intrusion (Sarmat ?). K-Mg-Fe metasomatism zone. Borehole KV-14/1314,5 m, magn. x350
Obr. 6. Biotit (svetlé zrno) uzatváraný v kremeni. Kontaktnometasomatická aureola granitoidnej intrúzie. Zóna vyššej teplotnej silicifikácie a deštrukcie Fe-Ti oxidov. Vrt KV-14/1269,5 m, zv. 150x.
Fig. 6. Biotite (light-coloured grain) enclosed in quartz. Contact-metasomatic aureole of the granitoid intrusion. Zone of higher-temperature silicification and destruction of Fe-Ti oxides. Borehole KV-14/1269,5 m, magn. x150.

rálov súvisel s aktivitou hydrotermálnych roztokov, ktoré boli v porovnaní s centrálnou zónou KRP alkalickejšie a nižšie termálne. Šucha et al. (1992) sa prikláňa k názoru, že IM-minerály vznikli reakciou medzi hydrotermálnymi roztokmi (s vyššou aktivitou K) a smektitmi.

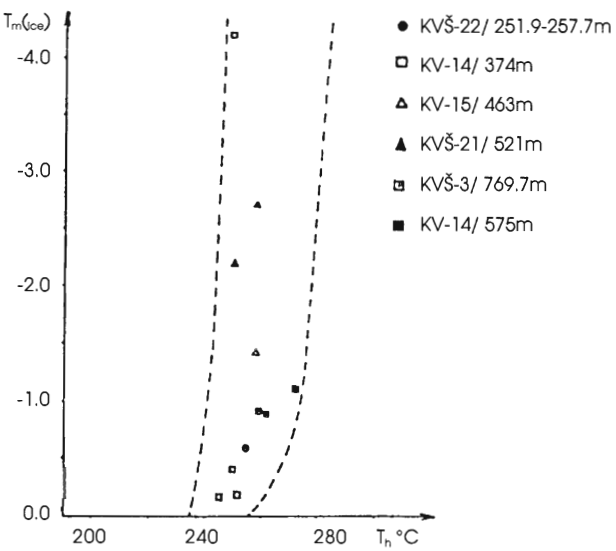
Výsledky

Pri podrobnom geochemicko-mineralogickom výskume zameranom na štúdium metasomatickej kolónky vo vertikálnej dimenzii sme sa opierali o bohatý vzorkový materiál zo siete vrtov KV a KVŠ, situovaných v severnom pokračovaní I. žilného systému (obr. 1). Keďže prevažná časť vrtov sa projektovala do hĺbky cca 700 m od povrchu, sústredili sme sa na podrobné geochemicko-mineralogicko-petrologické štúdium vrtu KV-2 a KV-14 (obr. 2), ktoré dosiahli cca 1200, resp. 1400 m od povrchu a ktoré popri vrte KR-3 priniesli najvýznamnejšie a najreprezentatívnejšie poznatky o geologickoložiskových pomeroch v tejto časti KRP. Tieto údaje sa ďalej konfrontovali s poznatkami z mineralogicko-



Obr. 7. Teplota homogenizácie (Th) vs. početnosť (n) plynno-kvapalných uzavrenín pochádzajúcich z kremeňa kontaktno-metasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie. a - Uzavreniny vyššieho termálneho štádia hydrotermálneho procesu so salinitou 3,1 - 10,5 hm. eq. NaCl a teplotou eutektika TE = -38 až -21 °C; b - Uzavreniny nižšieho termálneho štádia hydrotermálneho procesu so salinitou 0,7 - 1,0 hm. eq. NaCl a T_E = -38 až -35 °C.

Fig. 7. Homogenization temperatures (T_h) vs amount (n) of fluid inclusions in quartz from the contact-metasomatic aureole of granitoid intrusion (Sarmatian? age) - see Fig. 2. a - Inclusions of higher-temperature stage of the hydrothermal process, with a salinity of 3.1 - 10.5 wt. eq. NaCl and eutectic temperature T_E = -38 to -21 °C; b - Inclusions of lower-temperature stage of the hydrothermal process, with a salinity of 0.7 - 1.0 wt. eq. NaCl and T_E = -38 to -35 °C.



Obr. 8. Závislosť medzi teplotou homogenizácie (T_h) a teplotou topenia ľadu ($Tm_{(ICE)}$) z plynno-kvapalných uzavrenín žilnej výplne a okolorudných metasomatitov komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie I. žilného systému.

Fig. 8. Relationship between homogenization temperatures - (T_h) and ice melting temperatures - ($Tm_{(ICE)}$) in fluid inclusions from vein filling and wall-rock metasomatites of the complex precios-polymetallic mineralization of the Vein System No.1.

petrologického štúdia ostatných vrtov KV a KVŠ, čím sa dospelo k novým pohľadom na otázky, o ktorých budeme uvažovať. Pozornosť sa sústredila na štúdium:

1. Fe-Ti oxidov ako indikátorov rudonosnosti intruzívnych hornín,

2. vzťahov medzi predpokladanými produktmi staršej, I. metalogenetickej etapy (polymetalická mineralizácia + + zodpovedajúce okolorudné premeny) s kvalitatívne odlišnými produktmi II. metalogenetickej etapy (Au-Ag mineralizácia + okolorudné premeny späté s diskutovanou metalogenetickou etapou),

3. plynno-kvapalných inklúzií z vrtu KV a KVŠ.

Výsledky štúdia Fe-Ti oxidov ako indikátorov rudonosnosti intruzívnych hornín

Pri riešení tejto problematiky sme vychádzali z výsledkov experimentálneho štúdia frakcionácie Mn, Zn, Cu a Cd medzi magnetitom a hydrotermálnym fluidom bohatým na Cl_2 v intervale teploty 600 - 800 °C. Ilton a Eugster (1989) zistili, že Cu, Zn, Mn a Cd sa výrazne frakcionujú do Cl_2 bohatých fluid koexistujúcich s magnetitom. Nízky obsah týchto prvkov v magnetite potom indikuje obohatenie koexistujúcich hydrotermálnych fluid o Cu, Zn, Mn a Cd a naopak ich zvýšený obsah v magnetite poskytuje dôkaz o „jalovosti" materských hornín na mineralizáciu polymetalického typu. Z analýzy faktorov rudonosnosti intruzívnych hornín (Candela a Holland, 1986; Šulgan a Hurai, 1989) taktiež vyplýva, že ich produktívnosť okrem frakcionácie prvkov medzi fluidnou a pevnou fázou ovplyvňuje aj distribúcia týchto prvkov medzi pevnou fázou a taveninou. V praxi to znamená, že horniny bázického zloženia s vyšším podielom mafických horninotvorných minerálov vykazujú lepšiu dispozíciu na vstup medi do pevnej fázy v systéme pevná fáza - tavenina (t.j. negatívny faktor rudonosnosti), a to na rozdiel od magmatických hornín kyslejšieho zloženia.

Na geochemické štúdium Fe-Ti oxidov sa použili vzorky z týchto vekovo odlišných horninových prostredí:

a) z intruzívneho komplexu zlatostudnianskej formácie bádenského veku, s ktorým sa v zmysle Böhmera (1980) spája I. metalogenetická etapa vývoja KRP (vz. KV-2/726, KV-2/896,7; obr. 2);

b) z kontaktnometasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie (sarmat ?), ktorej apofýzy sa zachytili vo vrte KV-14 v hĺbke cca 1300 m (vz. KV-14/1314,5 m; obr. 2). Bebej (1991) na základe pomeru Ni/Co magnetit vs. Ni/Co hornina vyslovil predpoklad, že príslušná granitoidná intrúzia je vzhľadom na intruzívny komplex zlatostudnianskej formácie (cf. Kogorko, 1973) cudzorodá a predstavuje hlbinný ekvivalent ryolitov sarmatského veku (II. metalogenetická etapa v zmysle Böhmera, 1980).

TAB. 1

Obsah stopových prvkov v magnetite z IK zlatostudnianskej formácie, resp. z kontaktnometasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie
Trace element content in magnetites from the Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF), and from the contact-metasomatic aureole of the granitoid intrusion (Sarmatian? age)

Vzorka	Zrnitostná frakcia	Obsah prvkov (v ppm) v magnetitoch				v horninách
		Cu	Pb	Zn	Ni/Co	Ni/Co
KV-2/ 726	0,5 - 0,7 mm	109,8	33	30	1,1	0,75
	0,7 - 1,0 mm	111	32,9	30	0,85	
KV-2/ 896,7	0,5 - 0,7 mm	269,2	21,7	224	0,97	0,85
	0,7 - 1,0 mm	308,4	35,9	191	0,96	
KV-14/ 1314,5	0,5 - 0,7 mm	9,7	9,9	30	4,30	3,30
	0,7 - 1,0 mm	3	7	30	4,80	

Kvantitatívna spektrochemická analýza stopových prvkov. Analytička: RNDr. M. Hrnčárová, M. Paulínyová, laboratórne stredisko GÚ SAV Banská Bystrica.

TAB. 2

Chemické analýzy epidotov stanovené rtg mikroanalyzátorom z vulkanicko-plutonického komplexu zlatostudnianskej formácie prepočítané programom Minfile na 12,5 kyslíka

Chemical composition, determined by X-ray microanalyser, of epidotes from Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF), recalculated to 12,5 oxygens using the program MINFILE

Vzorka	KV-14/ 694	KV-14/ 694	KV-14/ 694	KV-14/ 983	KV-14/ 983	KV-14/ 1001	KV-14/ 1283,5	KV-14/ 1298,5	KV-14/ 1314,5
CVZ	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	36,97	37,14	36,97	36,44	36,45	36,29	36,55	37,70	36,82
TiO_2	0,08	0,17	0,07	0,13	0,23	0,18	0,21	0,11	0,02
Al_2O_3	21,50	23,51	22,07	21,64	23,19	23,24	23,95	25,14	24,92
Fe_2O_3	15,66	13,81	16,72	14,74	13,38	10,71	10,35	11,48	9,14
FeO	0,00	0,04	0,04	0,04	0,04	1,86	2,34	0,04	1,71
MnO	0,21	0,21	0,92	0,12	0,59	0,17	0,26	0,37	0,00
CaO	22,96	22,70	21,95	22,20	21,34	22,94	23,34	23,09	23,35
Na_2O	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03
H_2O	1,85	1,87	1,87	1,82	1,83	2,99	2,98	1,89	2,84
Spolu	99,25	99,49	100,61	97,12	97,05	98,38	99,97	99,82	98,84
Si^{IV}	2,99	2,95	2,96	3,00	2,98	3,06	3,03	2,98	3,05
Al^{IV}	0,01	0,03	0,04	0,00	0,02	0,00	0,00	0,02	0,00
Al^{VI}	2,04	2,19	2,04	2,10	2,22	2,31	2,34	2,32	2,43
Fe^{3+}	0,95	0,83	1,01	0,91	0,82	0,68	0,65	0,68	0,57
Ti	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00
Fe^{2+}	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,13	0,16	0,00	0,12
Mn	0,02	0,02	0,06	0,00	0,04	0,01	0,02	0,02	0,00
Ca	1,99	1,95	1,88	1,96	1,87	2,07	2,07	1,96	2,07
Na	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00	12,00
OH	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00

Štúdiom Fe-Ti oxidov sa zistilo, že:

a) Fe-Ti oxidy prítomné v horninách IK zlatostudnianskej formácie sú reprezentované zrnami ilmenitu (obr. 3) a Ti-magnetitu (obr. 4) zastúpených v pomere 1:1 (lokálne s prevahou ilmenitovej zložky). Výsledky magnetitovej geotermobarometrie koexistujúcich Mt_{ss}-Ilm_{ss} poukázali na to, že Fe-Ti oxidy vznikali v širokom intervale teploty (680 - 945 °C) a hodnoty f_{O_2} (od oblasti koexistencie Mt_{ss}-Ilm_{ss} po hranicu koexistencie Ilm_{ss}-Hem_{ss}).

b) Fe-Ti oxidy tvoriace súčasť kontaktnometasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie vznikli v intervale teplôt 600 - 900 °C za extrémne oxidačných podmienok (na hranici magnetitovo-hematitového pufra). Z Fe-Ti oxidov jednoznačne prevládajú Ti-magnetity nad ilmenitmi (obr. 5).

Geochemické štúdium Fe-Ti oxidov generovaných v odlišných etapách vývoja študovaného vulkanicko-plutonického komplexu poskytlo informácie o relatívnej produktívnosti jednotlivých metalogenetických etáp (tab. 1):

- Dôkazom neproduktívnosti IK zlatostudnianskej formácie (na generovanie Cu, Pb, Zn mineralizácie) je vysoký obsah Cu, Pb, Zn v magnetite, ako aj nižšie hodnoty f_{O_2}. Výrazná bazicita materských hornín navyše vytvárala efektívne podmienky na vstup polymetalických prvkov (hlavne Cu) do štruktúry mafických horninotvorných minerálov, čo je ďalším negatívnym faktorom produktívnosti týchto hornín.

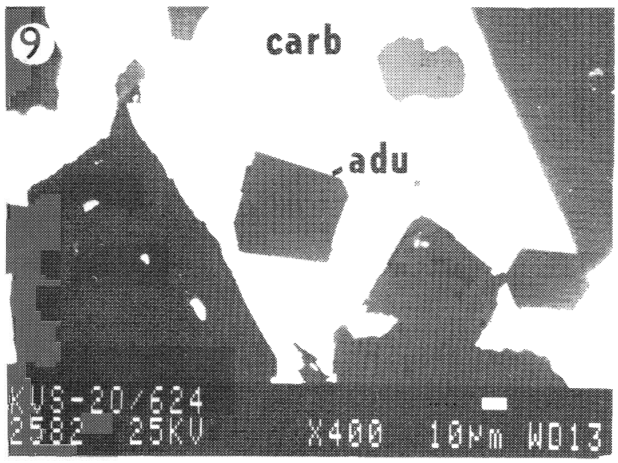
- Naopak nízky obsah Cu, Pb a Zn v magnetite kontaktnometasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie a vysoké hodnoty f_{O_2} poukazujú na potenciálnu rudonosnosť granitoidnej intrúzie.

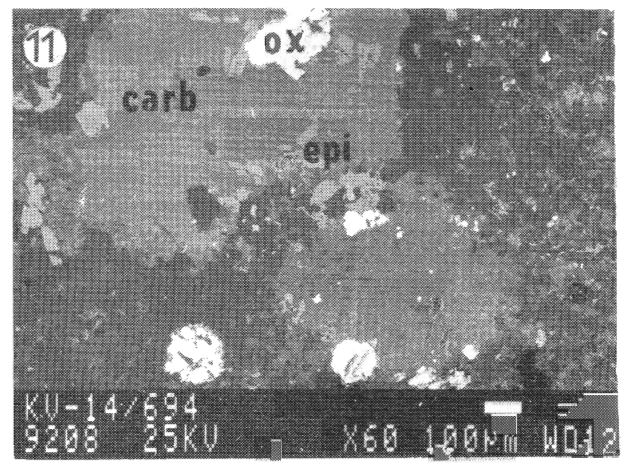
Štúdium vzťahov medzi predpokladanými produktmi (hydrotermálne premenené horniny + rudná mineralizácia) I. a II. metalogenetickej etapy v oblasti KRP

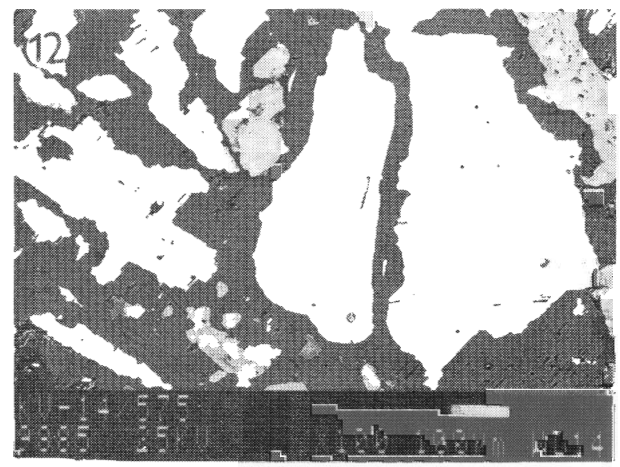
Pri riešení problematiky sme vychádzali z výsledkov podrobného geochemicko-mineralogického štúdia vrtu KV-14, v ktorom za zachytila (cca 1300 m od povrchu) apofýza granitoidnej intrúzie (obr. 2). Táto intrúzia je petrologicky cudzorodá k svojmu okoliu - IK zlatostudnianskej formácie (báden) - a pravdepodobne predstavuje hlbinný ekvivalent ryolitov kremeňovo-sanidínového typu (sarmat). Tá vo svojom okolí vytvára zložitú kontaktnometasomatickú aureolu, ktorá je výsledkom vývoja hydrotermálneho procesu od vyššieho termálneho po nižšie termálne štádium:

1. Vyššie termálne štádium. Spájame s ním procesy intenzívneho kyslého vylúhovania zaznamenané v nadloží granitoidnej intrúzie (obr. 2). Ich výsledkom je silicifikácia nadložných bázických hornín IK zlatostudnianskej formácie (obr. 5) a deštrukcia v nich prítomných mladšej generácie Fe-Ti oxidov. V bezprostrednej blízkosti granitoidnej intrúzie sa uplatnili procesy K-Mg-Fe metasomatózy. Do tohto štádia zaraďujeme mohutnú epidotizáciu a biotitizáciu sprevádzanú vznikom Fe-Ti oxidov (obr. 6). Štúdium plynno-kvapalných inklúzií zo sledovanej kontaktno-metasomatickej zóny (obr. 7) potvrdilo vývoj hydrotermálneho procesu od vyššieho termálneho po nižšie termálne štádium. Vyššie termálne štádium hydrotermálneho procesu môže lokálne viesť k vzniku fácie sekundárnych kvarcitov.

2. Nižšie termálne štádium. Prejavilo sa v karbonatizá-







Obr. 9. Karbonátovo (carb)- adulárová (adu) paragenéza v žilnej výplni drahokovovo polymetalickej mineralizácie s vysokým obsahom Te-minerálov. Vrt KVŠ-20/624 m, zv. 400x.

Fig. 9. Carbonate (carb) and adularia (adu) paragenesis in vein filling of the complex precious-polymetallic mineralization, with high Te-mineral contents. Borehole KVŠ-20/624 m, magn.x 400.

Obr. 10. Zatláčanie zonálneho plagioklasu s An_{61} chloritom (chl) a albitom (ab) v zóne konverzie CaAl-silikátových paragenéz na paragenézy karbonátové. Vrt KV-14/634 m, zv. 200x.

Fig. 10. Substitution of zoned plagioclase with An_{61} by chlorite (chl) and albite (ab) in the zone of conversion of CaAl-silicate into carbonate parageneses. Borehole KV-14/634 m, magn.x200.

Obr. 11. Zatláčanie epidotu (epi) karbonátom (carb) v zóne okolonádrých premien komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie. Svetlé zrná (ox) reprezentujú Fe-Ti oxidy. Vrt KV-14/694 m, zv. 60x.

Fig. 11. Substitution of epidote (epi) by carbonate (carb) in wall - rock alteration zone of the complex precious - polymetallic mineralization. Light-coloured grains (ox) representing Fe-Ti oxides. Borehole KV-14/694 m, magn. x60.

Obr. 12. Kremeňovo-karbonátovo-anhydritová paragenéza v zóne prechodu CaAl-silikátové/karbonátové paragenézy. Vrt KV-14/575 m, zv. 100x.

Fig. 12. Quartz-carbonate-anhydrite paragenesis in the transition zone of CaAl-silicate/carbonate parageneses. Borehole KV-14/575 m, magn. x100.

cii, dolomitizácii, illitizácii ± silicifikácii produktov vyššie termálneho štádia. Pozoruhodný je výrazne vyšší obsah MnO v chloritoch a karbonátoch (Bebej, 1991), čo je podľa Koržinského (1986) indikátorom produktívneho štádia hydrotermálneho procesu.

Z uvedeného vychodí, že sa na úrovni cca 1300 m od povrchu zaznamenala prítomnosť kontaktnometasomatickej aureoly, ktorá má lokálne skarnový vývoj. Tento poznatok má zásadný význam na pochopenie vzniku tzv. spodnej skarnizačnej etáže, ale otvorená zostáva otázka o existencii (a možnom vzniku) tzv. vrchnej skarnizačnej etáže. Problematiku vzniku „vrchnej skarnizačnej etáže" sme začali overovať pomocou štúdia epidotov. Pri našich úvahách sme vychádzali z toho, že epidoty dokážu citlivo „konzervovať" informácie o T-f_{CO_2} vývoji hydrotermálneho procesu (cf. Bebej, časť I). V tab. 2 sú chemické analýzy a kryštalochemické vzorce epidotu z rozličnej hĺbkovej úrovne študovaného vulkanicko-plutonického komplexu. Z tabuľky chemických analýz epidotov (tab. 2) vyplýva, že sa obohacujú o $\Sigma FeO + Fe_2O_3$ a naopak ochudobňujú o Al_2O_3 v smere od hĺbkovej úrovne vulkanicko-plutonického komplexu na povrch. Analýza zonality plagioklasov z týchistých vzoriek poukázala na fakt (Bebej, 1991), že sú silne zonálne, pričom rozdiel medzi centrálnou a okrajovou zó-

nou výrastlíc je až 50 jednotiek An-zložky (so znižovaním obsahu An v smere stred - okraj výrastlice). Z uvedeného vychodí, že:

- Chemické zloženie analyzovaných epidotov - reliktov I. metalogenetickej etapy v zmysle Böhmera (1980) - je v plnom súlade s poznatkami zo štúdia aktívnych geotermálnych systémov (Liou et al., 1985): so zvyšovaním teploty (a teda aj hĺbky) sa epidoty obohacujú o Al_2O_3 a ochudobňujú o $\Sigma FeO + Fe_2O_3$.
- Epidoty neposkytli dôkaz o „skarnovom" štádiu vývoja IK zlatostudnianskej formácie na úrovni tzv. vrchnej skarnizačnej etáže (približne 400 - 700 m od povrchu podľa obr. 2). V takom prípade by sa tu musela zaznamenať prítomnosť nízkoželezitých a vysokohlinitých epidotov na jednej strane alebo plagioklasov s bázickým lemom na druhej strane (cf. obr. 3, in Bebej, časť I).
- Naopak vhodné podmienky na vznik skarnovej minerálnej asociácie sa zistili na úrovni kontaktnometasomatickej aureoly granitoidnej intrúzie.

Výsledky štúdia plynno-kvapalných inklúzií zo žilnej výplne a okolorudných metasomatitov komplexnej drahokovovej polymetalickej mineralizácie

Podľa najnovších pozorovaní komplexnú drahokovovú polymetalickú mineralizáciu v severnom pokračovaní I. žilného systému sprevádza chloritovo-karbonátovo-adulárová zóna okolorudných premien. Pri štúdiu plynno-kvapalných inklúzií zo žilnej výplne komplexnej drahokovovej polymetalickej mineralizácie, ako aj zo sprievodných okolorudných metasomatitov sa zistilo, že dominantné zastúpenie majú dvojfázové uzavreniny typu plyn - kvapalina a kvapalina - plyn (Bebej, 1991). T_E tohto typu inklúzií (-38 až -35 °C) potvrdzujú prítomnosť dvojmocných katiónov v systéme, čo je typický znak ložísk polymetalického typu (Nash, 1976). Na obr. 8 je trend T_h - $T_{m(ICE)}$ plynno-kvapalných inklúzií pochádzajúcich zo žilnej výplne a okolorudných metasomatitov komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie v severnom pokračovaní I. žilného systému. Tieto variácie parametrov T_h a $T_{m(ICE)}$ (zmena salinity pri prakticky konštantných hodnotách T_h) sú podľa Hedenquista a Henleyho (1985) typické pre vývoj „high gas" epitermálnych systémov. Výsledkom takejto evolúcie hydrotermálneho procesu je vznik kremeňovo-karbonátovo-adulárovej paragenézy žilnej výplne komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie (obr. 9), albitizácia plagioklasov (obr. 10), zatláčanie epidotov karbonátmi (obr. 11), resp. totálna dezintegrácia plagioklasov na karbonátovo-anhydritové paragenézy (obr. 12).

Okrem spomenutých dvojfázových inklúzií sa v študovanom vzorkovom materiáli sporadicky zistili aj hypersalinné inklúzie typu plyn - kvapalina - kryštál NaCl s koncentráciou 36 - 54 hm. eq. NaCl a s T_h = 420 - 450 °C (Bebej, 1991). Analogické inklúzie sa zaznamenali aj v ryolitoch kremeňovo-sanidínového typu (Bebej et al., 1989), s ktorými Böhmer (1966) spája Au-Ag zrudňovací proces v KRP. Hypersalinné inklúzie zdokumentoval aj Maťo a Bebej (1990) v okolorudných metasomatitoch Schrámenovej a Hlavnej žily. Na základe uvedeného spájame genézu hypersalinných inklúzií s vyššou termálnou etapou hydrotermálneho procesu a predbežne ju dávame do súvislosti so sekundárnym varom silikátových tavenín injektovaných k zemskému povrchu vo forme ryolitových dajok kremeňovo-sanidínového typu.

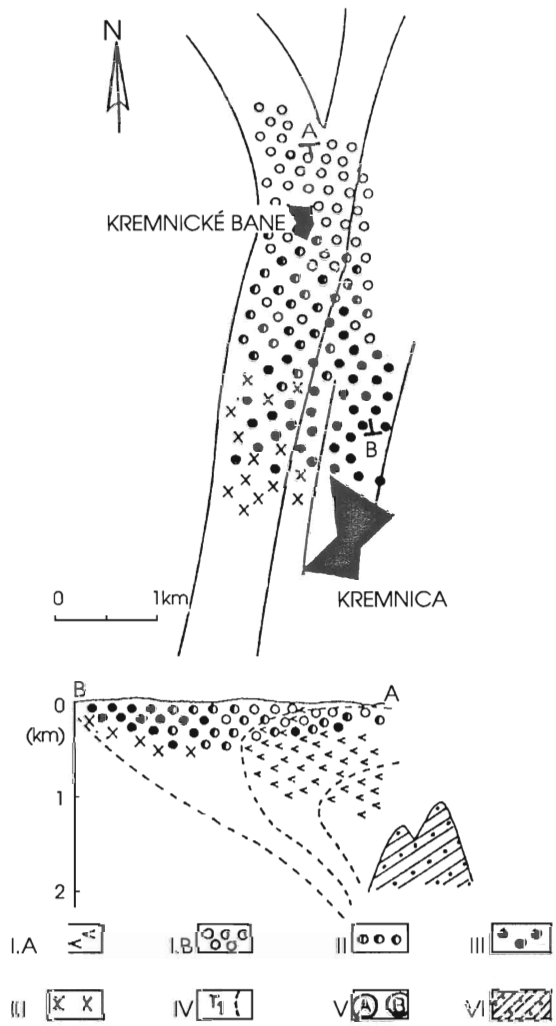
Diskusia

Pri geochemicko-mineralogickom výskume vrtov KV a KVŠ sa zdokumentovalo, že granitoidná intrúzia (hlbinný ekvivalent ryolitov sarmatského veku ?) vytvára v hĺb-

TAB. 3

Základné charakteristiky rudnej mineralizácie a sprievodných premien v smernom priebehu I. žilného systému
Basic characteristics of ore mineralization and accompanying alterations along the course of the Vein System No-1

Zóna	Rudná mineralizácia	Okolorudné premeny
I.	A. Hlboká úroveň I. ž. systému (300 m od povrchu až hlbšie): komplexná drahokovovo polymetalická mineralizácia (so sulfidmi a sulfosoľmi Ag, teluridmi Ag). Ag : Au = 100, rýdzosť Au = 850, Zlato ako samostatná fáza.lemuje teluridy striebra.	chloritizácia, karbonatizácia, adularizácia, ± albitizácia, desilicifikácia, anhydritizácia
	B. Povrchové úrovne I. ž. systému (300 m od povrchu a vyššie): nebilančná mineralizácia	kaolinitizácia, silicifikácia, opalitizácia (± alunitizácia ?)
II.	Drahokovovú mineralizáciu sprevádza polymetalická mineralizácia bez teluridov striebra. Pomer Ag : Au = 5-10. Te, resp.: Se sú prítomné ako izomorfná prímes v tetraedrite-tennantite, resp. argentite-akantite. Formy vystupovania Au: a) Au vyššej rýdzosti: uzatvárané v chalkopyrite a pyrite, resp. na kontakte chalkopyritovo-sfaleritových agregátov, b) Au nižšej rýdzosti: v dutinkách chalcedonického kremeňa	montmorillonitizácia, (± illitizácia, karbonatizácia)
III.	Polymetalická mineralizácia prítomná v akcesorickom množstve. Pomer Ag : Au = 10 (a menej - v bohato mineralizovaných hydrotermálnych žilných brekciách), Formy vystupovania Au: a) Au vyššej rýdzosti: uzatvárané v masívnom žilnom kremeni, b) Au nižšej rýdzosti: v dutinách a puklinách vylúhovanej a drvenej žilnej výplne, c) elektrum s izomorfným obsahom Hg vo výplni hydrotermálnych žilných brekcií a protisklenných kremeňovo-chalcedonických žiliek	illitizácia, adularizácia



Obr. 13. Schematické znázornenie zonálneho rozmiestnenia rudnej mineralizácie a hydrotermálne premenených hornín v smernom priebehu, resp. vertikálnom reze I. žilného systému (obr. 13a; resp. obr. 13b). Spracované podľa Böhmera (1966), Šímovej (1985), Krausa (1989) a Bebeja (1991). I. A - chloritizácia, karbonatizácia, albitizácia, anhydritizácia a adularizácia (± desilicifikácia) zlatostudnianskej formácie sprevádzajúca komplexná drahokovovo polymetalickú mineralizáciu (s teluridmi Ag) v severnej časti I. žilného systému. I. B - kaolinitizácia, silicifikácia ± alunitizácia s nebilančnou pyritovou mineralizáciou v nadloží zóny I. A, II - montmorillonitizácia ± illitizácia sprevádzajúca Au-Ag mineralizáciu s polymetalickou mineralizáciou, III - illitizácia (o) a adularizácia (x), sprevádzajúca Au-Ag mineralizáciu (bez polymetalickej mineralizácie) v oblasti II. žilného systému a centrálnej časti I. žilného systému (bližšie pozri tab. 3), IV - rozloženie izoteriem, V - koordináty vertikálneho rezu, VI - granitoidné teleso (sarmat ?).

Fig. 13. Generalized model of the alteration and the ore mineralization distribution along the course of the Vein System No.1 in Kremnica Ore Field (After Böhmer, 1966; Šímová, 1985; Kraus, 1989; Bebej, 1991). I. A - chloritization, carbonatization, adularization and formation of gypsum (± desilicification) of the rocks of the Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF) accompanying base complex precious-polymetallic mineralization at the northern part of the Vein System No.1. I. B - kaolinitization, silicification ± alunitization with economic unimportant mineralization at the top of the zone I. A, II - montmorillonitization ± illitization conected with the Au-Ag mineralization with subordinate amount of base metal mineralization, III - illitization (o) and adularization (x), accompanying Au-Ag mineralization (without base metal mineralization) in the central part of vein system No.1, and in the vein system No.2 (see Tab. 3), IV - isotherms, V - coordinates of cross section, VI - hypoabyssal equivalent of rhyolites (sarmat ?).

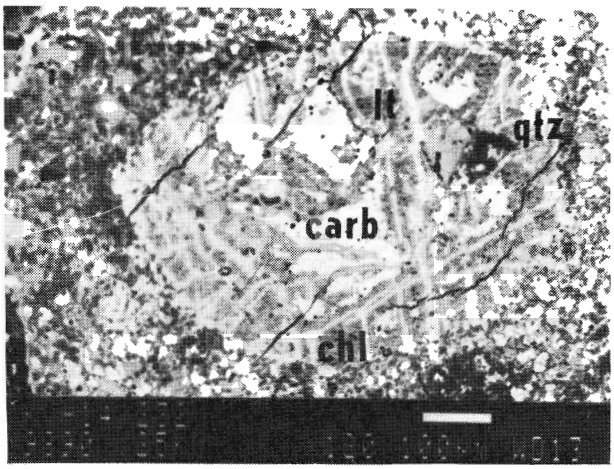
ke IK zlatostudnianskej formácie (bádenského veku) efektívne podmienky na vznik kontaktnometasomatickej zóny fácie sekundárnych kvarcitov. Naopak štúdium epidotov prakticky vylúčilo možnosť vzniku tzv. vrchnej skarnizačnej etáže kontaktnometasomatickými účinkami IK zlatostudnianskej formácie na jej nadložný andezit. Svoj predpoklad opierame o tieto fakty:

- S prechodom od granitoidných formácií k dioritovým prudko klesá schopnosť hornín generovať postmagmatické roztoky s kyslou charakteristikou. Podľa Koržinského (1966) postmagmatické procesy v gabroidných masívoch majú špecifický charakter: sú nevýrazné, málo intenzívne a viažu sa na vlastné gabroidné horniny. Súčasne prejavy intenzívnejšej postvulkanickej aktivity gabroidných hornín by mali koincidovať s gabropegmatitmi a plagioaplitmi, t.j. s najkyslejšími diferenciatmi gabroidných hornín, ktoré sa v oblasti KRP doteraz nezistili.

- Sporadickú prítomnosť sillimanitu, andaluzitu, topásu a i. v rozličnej hĺbke I. žilného systému možno vysvetliť vyššou termálnou metasomatózou spätou s výstupom ryolitových dajok kremeňovo-sanidínového typu k zemskému povrchu (t.j. s predrudným štádiom II. metalogenetickej etapy vývoja KRP; pozri obr. 2).

Štúdium rudnej mineralizácie z vrtov KV a KVŠ potvrdilo, že táto mineralizácia je epitermálneho charakteru. Ukazuje sa, že komplexná drahokovovo polymetalická mineralizácia (s Te-minerálmi) v severnej časti I. žilného systému je organickou súčasťou Au-Ag žilnej mineralizácie z centrálnej časti KRP. Predpokladáme, že rozhodujúcimi faktormi, ktoré ovplyvnili distribúciu mineralizácie a okolorudných premien v smernom priebehu I. žilného systému, boli zmeny T a pomeru $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ hydrotermálneho roztoku v čase a priestore. Vývoj tohto hydrotermálneho systému zjednodušene ilustruje obr. 13 za pomoci tab. 3.

Kaolinitizácia v najsevernejšej časti I. žilného systému vytvára „čiapku" na okolorudných premenách chloritovo-karbonátovo-adulárovej fácie sprevádzajúcej komplexnú drahokovovo polymetalickú mineralizáciu (s Te-mineralizáciou). V ich prechodnej zóne sa zaznamenala nevýrazná illitizácia a montmorillonitizácia (obr. 14). Komplexná drahokovovo polymetalická mineralizácia žilného charakteru má značný vertikálny rozsah (lokálne až 1200 m). Termobarometrické štúdium plynno-kvapalných inklúzií žilnej výplne a okolorudných metasomatitov potvrdilo jej epitermálny charakter. Konfrontácia údajov T_h vs. $T_{m(ICE)}$ (obr. 8) s minerálnou asociáciou okolorudných premien komplexnej drahokovovo polymetalickej mineralizácie, ako aj samotnej žilnej výplne (obr. 13) poukazuje na ich analógiu s „high gas" epitermálnymi systémami (Hedenquist a Henley, 1985); resp. hydrotermálnymi systémami s vysokým pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ (Cole a Drummond, 1986). Var tohto systému (jednoduchý var v zmysle Burta, 1981) viedol k separácii CO_2 do plynnej fázy, ktorá podmienila vznik argilitovej „čiapky" v nadloží komplexnej drahokovovej polymetalickej mineralizácie. Odmiešanie CO_2 spôsobilo prudký nárast pH a Eh vo zvyškovom roztoku, čo viedlo k precipitácii kalcitu, adulára, ako aj polymetalických kovov transportovaných vo forme Cl_2-ligandov (He-



Obr. 14. Pseudomorfóza po primárnom horninotvornom mineráli vyplnená karbonátom (carb), kremeňom (qtz) a montmorillonitizovaným chloritom (chl) bohatým na Mg zatláčaná illitom (It). Andezit zlatostudnianskej formácie. Vrt KV-14/232 m, zv. 120x.
Fig. 14. Pseudomorph after a primary rock-forming mineral filled with carbonate (carb), quartz (qtz) and Mg-rich chlorite (chl), substituted by illite (it). Andesite of ICZF. Borehole KV-14/232 m, magn. 120x.

denquist a Henley, 1985; Morrison et al., 1991). Komplexná drahokovovo polymetalická mineralizácia (s teluridmi Ag a vysoko rýdzim zlatom) upozorňuje na blízkosť energetického a látkového (?) zdroja epitermálnej mineralizácie (Shikazono et al., 1990), za ktorý predbežne považujeme apofýzy granitoidnej intrúzie zachytenej vrtom KV-14.

Smerom k centrálnej časti I. žilného systému, odkiaľ Kraus (1989) opísal illitizáciu kaolinitu, sa mineralogické pomery výrazne menia. Illitizácia sa v tejto časti KRP stáva indikátorom Au-Ag žilnej mineralizácie (Kraus, 1989). Pri postupe hydrotermálnych roztokov k centrálnej časti I. žilného systému sa výrazne zmenil pomer $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ hydrotermálneho roztoku a klesala jeho teplota (cf. Hedenquist, 1991; Hedenquist et al., 1992). Rýchlejšie odmiešavania CO_2 z hydrotermálneho systému (v porovnaní s H_2S) spôsobilo, že v smere k centrálnej časti I. žilného systému sa začala výraznejšie uplatňovať úloha bisulfidických komplexov - nositeľov Au (cf. Hedenquist et al., 1992) a naopak zmenšila sa úloha Cl_2-ligandov (nosného média polymetalických kovov). Podmienky nízkych hodnôt pH, ktoré prevládali v zónach kondenzácie prchavých komponentov (s pomerom $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ posunutým v prospech H_2S) v centrálnej a južnej časti I. žilného systému, sa stali ideálnymi na vylučovanie Au. Bisulfidické komplexy Au sa tu v dôsledku oxidačného prechodu H_2S/SO_2 stali nestabilnými. Mineralogickým dôsledkom týchto procesov je rast pomeru Au/Ag v žilnej výplni, výrazný pokles obsahu polymetalických kovov a illitová okolorudná alterácia. Prúdenie hydrotermálnych roztokov v smere k južnej časti I. žilného systému pravdepodobne podmienil tvar intrúzie (elevácia granitoidnej intrúzie v severnej časti I. žilného systému ?) a následné rozloženie izoteriem. V centrálnej a južnej časti KRP úplne vymizli teluridy striebra, resp. Te sa zistil len ako izomorfná prímes v tetraedrite - tennantite a Se v argentite-akantite (Maťo, 1992). To znamená, že depozícia teluridov striebra (spolu s polymetálmi) v severnej časti I. žilného systému výrazne znížila aktivitu Ag a Te v hydrotermálnych roztokoch prestupujúcich cez jeho centrálnu a južnejšiu časť (cf. Morrison et al., 1991). Prítomnosť bohato mineralizovaných hydrotermálnych brekcií v centrálnej a južnejšej časti I. žilného systému, ako aj bonanzové akumulácie zlata v II. žilnom systému svedčia v prospech predloženej koncepcie zrudňovacieho procesu v KRP.

Záver

Na základe dostupných geochemicko-mineralogických údajov predpokladáme, že:

1. Hydrotermálny proces v KRP prebehol v dvoch štádiách: vyššom termálnom a nižšom termálnom.
2. Vyššie termálne štádium hydrotermálneho procesu súviselo s kontaktnometasomatickými účinkami ryolitu, resp. granitoidnej intrúzie na okolité horninové prostredie.
3. Vznik fácie sekundárnych kvarcitov v horninách IK zlatostudnianskej formácie na tzv. vrchnej, resp. spodnej skarnizačnej etáži dávame do súvislosti s kontaktnometasomatickými účinkami ryolitu, resp. jeho hlbinných ekvivalentov na okolité horniny.
4. IK zlatostudnianskej formácie nepreukázal afinitu k polymetalickej mineralizácii, a preto pokladáme vyčlenenie I. metalogenetickej etapy vývoja KRP za prekonané.
5. Výraznú potenciálnu rudonosnosť prejavila granitoidná intrúzia (sarmat?) zachytená vrtom KV-14 v hĺbke cca 1300 m.
6. Komplexnú drahokovovo polymetalickú mineralizáciu s teluridmi Ag považujeme za organickú súčasť Au-Ag žilnej mineralizácie.
7. Zonálne rozmiestnenie rudnej mineralizácie a hydrotermálne premenených hornín v smernom priebehu I. žilného systému odráža zmeny v T a pomeroch $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ hydrotermálneho roztoku pri jeho postupe od severnej po centrálnu a južnú časť žilného systému.
8. Dostupné údaje poukazujú na spád teploty v epitermálnom systéme v smere od severných častí I. žilného systému na J.
9. Potvrdila sa analógia medzi vývojom paleohydrotermálnych systémov a recentných geotermálnych systémov.

Poďakovanie. Práca vznikla v rámci grantovej úlohy 2/999129 (SAV) na GÚ SAV Banská Bystrica. Ďakujeme pracovníkom CLEM GÚDŠ za analýzy a mikrografy primárnych a sekundárnych horninotvorných minerálov. Súčasne vyjadrujeme vďaku RNDr. Ľ. Maťovi, CSc., za podnetné pripomienky počas prípravy tejto práce, ako aj pracovníkom GP, GO Banská Bystrica, za poskytnutie vzorkového materiálu a dokumentácie vrtov KV a KVŠ. Podobne vyslovujeme poďakovanie Ing. P. Ďurčovi z RB, závod Kremnica, za možnosť odberu vzoriek z banských diel.

Literatúra

Bebej, J., Dubaj, D. & Maťo, Ľ. 1989: Poznatky zo štúdia ryolitového telesa v nadloží Schrämenovej žily v Kremnici. *In: Zborník Teoretické a praktické poznatky výskumu, prieskumu a exploatácie nerastných surovín Západných Karpát. Košice, 30 - 32.*

Bebej, J. 1991: Intruzívny komplex zlatostudnianskej formácie a zrudňovací proces v kremnickom rudnom poli. *[Kandidátska dizertačná práca.] Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 145.*

Bebej, J. 1992: Prchavé komponenty v hydrotermálnych systémoch a ich význam pri interpretácii genézy ložísk. Časť 1: Prehľad problematiky. *Mineralia slov., 25,* 292.

Böhmer, M. 1966: Ložiskové a parageneticke pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti kremnického rudného poľa. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 11, 5 - 123.*

Böhmer, M. & Šímová, M. 1976: Kontaktnometasomatická aureola miocénnych intruzív v Kremnických horách. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 30, 119 - 137.*

Böhmer, M. 1980: Ložiská drahých kovov v stredoslovenských neovulkanitoch. *In: Zborník Geofyzikálny výskum neovulkanitov Západných Karpát. GÚDŠ Bratislava, 86 - 93.*

Böhmer, M., Štubňa, S. & Knésl, J. 1988: Kremnica Au-Ag, súčasné pohľady na ložisko a jeho ekonomický význam. *Rudy, 6, 86 - 93.*

Burian, J., Slavkay, M., Štohl, J. & Tözsér, J. 1985: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. *Mineralia slov. - Monogr., Bratislava, Alfa, 269.*

Burt, D. M. 1981: Acidity-salinity diagrams - application to greisen and porphyry deposits. *Econ. Geol., 76, 832 - 843.*

Cole, D. R. & Drummond, S. E. 1986: The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits. *J. Geoch. Explor., 45 - 79.*

Hedenquist, J. W. & Henley, R. W. 1985: The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions: Evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Econ. Geol., 80, 1379 - 1406.*

Hedenquist, J. W. 1991: Boiling and dilution in the shallow portion of the Waiotapu geothermal system. New Zealand. *Geochim. cosmochim. Acta, 55, 2753 - 2765.*

Hedenquist, J. W., Reyes, A. G., Simmons, S. F. & Taguchi, S. 1992: The thermal and geochemical structure of geothermal and epithermal systems: A framework for interpreting fluid inclusion data. *Eur. J. Mineral., 4, 989 - 1015.*

Knésl, J. & Veľký, P. 1984: Rudonosný potenciál kremnického rudného rajónu z hľadiska doterajších výsledkov prieskumných prác. *Geol. Průzk., 7, 228 - 230.*

Knésl, J. et al. 1990: Záverečná správa z úlohy Kremnica-VP, Au-Ag rudy. *Manuskript - GP Spišská Nová Ves, 207.*

Knésl, J. & Knéslová, A. 1991: Súčasný stav poznatkov o geológii, metalogenéze a prognózach rudného rajónu Kremnických vrchov. *Mineralia slov., 23, 4, 283 - 293.*

Koržinskij, D. S. 1966: Obščije zakonomernosti postmagmatičeskich procesov. *In: Metasomatičeskije izmenenija bokovych porod a ich rol' v rudoobrazovaniji. Nedra, Moskva, 7 - 15.*

Kraus, I. 1989: Kaolíny a kaolínové íly Západných Karpát. *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen., 13, 287.*

Liou, J. G., Seki, Y., Guillemette, R. N. & Sakai, H. 1985: Compositions and parageneses of secondary minerals in the Onikobe geothermal system. *Japan. Chem. Geol. (Amsterdam), 49, 1 - 20.*

Maťo, Ľ. 1987: Distribúcia Au-Ag a sulfidickej mineralizácie v južnom pokračovaní I. žilného systému. Správa za úlohu K-02-199. *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 125.*

Maťo, Ľ., Háber, M. & Knésl, J. 1987: Výskyt Te-minerálov v kremnickom rudnom rajóne. *Mineralia slov., 19, 457 - 467.*

Maťo, Ľ. 1989: Mineralogické a geochemické štúdium mineralizácie I. žilného systému v kremnickom rudnom rajóne. Čiastková správa za úlohu VP Au-Ag Kremnica. *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 116.*

Maťo, Ľ. & Háber, M. 1990: Nová minerálna asociácia v kremnickom rudnom poli. *Mineralia slov., 22, 383 - 384.*

Maťo, Ľ., Andráš, P. & Bitto, A. 1990: Obsah telúru v mineralizovaných štruktúrach I. žilného systému v kremnickom rudnom poli. *Geol. Průzk., 32, 37 - 39.*

Maťo, Ľ. & Bebej, J. 1990: Čiastková správa z výskumu PGP Kremnica-Šturec. *Manuskript - GÚ SAV Banská Bystrica, 91.*

Maťo, Ľ. 1992: Ag-Bi a Se-galenity v epitermálnych Au-Ag žilách v severnej časti kremnického rudného poľa. *Mineralia slov., 24, 285 - 292.*

Morrison, G. W., Rose, W. J. & Jaireth, S. 1991: Geological and geochemical controls on the silver content (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geol. Reviews, 6, 333 - 364.*

Nash, J. T. 1976: Fluid-inclusions petrology-data from porphyry copper deposits and application to exploration. *U. S. Geol. Surv. Profess. Pap., 907-D, 1 - 15.*

Rose, N. M., Bird, D. K. & Liou, J. G. 1992: Experimental investigation of mass transfer albite - CaAl-silicates and aqueous solutions. *Amer. J. Sci., 292, 21 - 57.*

Shikazono, N., Nakata, M. & Shimizu, M. 1990: Geochemical, mineralogic and geologic characteristics of Se- and Te-bearing epithermal gold deposits. *Japan. Min. Geol., 40, 5, 337 - 352.*

Spencer, K. J. & Lindsley, D. H. 1981: A solution model for coexisting iron-titanium oxides. *Amer. Mineralogist, 66, 1189 - 1201.*

Šímová, M. 1985: Petrografická charakteristika hornín vrtných jadier KV-1, KV-2, KV-3, KV-4, KV-5, KV-6. *Manuskript - GP SNV, GO Banská Bystrica, 64.*

Šucha, V., Kraus, I., Mosser, Ch., Hroncová, Z., Soboleva, K. A. & Širáňová, V. 1992: Mixed - layer illite/smectite from the Dolná Ves hydrothermal deposit, The Western Carpathians Kremnica Mts. *Geol. Carpath., Ser. Clays, 1, 13 - 19.*

Šulgan, M. & Hurai, V. 1989: Faktory rudonosnosti intrúzií vo vzťahu k ložiskám Cu-Mo porfýrových rúd. *Mineralia slov., 21, 123 - 130.*

Volalite components in hydrothermal systems. Part 2: Practical interpretation in the case of Kremnica deposit, Central Slovakia

The epithermal Au-Ag deposit Kremnica (NW part of the Slovak neovolcanites) belongs to the group of adularia-sericite deposit type. The hitherto valid metallogenic model of the Kremnica Ore Field (KOF) has been based on the conception of polyphase volcanic-plutonic and hydrothermal activity. According to Böhmer (1980), Burian et al. (1985), the mineralization process in KOF took place in three metallogenic stages:

Metallogenic stage I connected with the development of the Intrusive Complex of Zlatá studňa Formation (ICZF) of Badenian age (andesites-diorites-gabbrodiorites). To this metallogenic stage should be related the older Cu-Pb-Zn±Au±Ag mineralization and its wall-rock alterations of secondary quartzite facies (sillimanite-cordierite - topas-fluorite±pyrophyllite) - Böhmer and Šímová (1976), Burian et al. (1985).

Metallogenic stage II activated by rhyolite volcanism (and its subvolcanic equivalents) of Sarmatian age. Böhmer (1966) distinguished two periods of this stage:

a) higher - temperature period: it is connected with K-metasomatism („trachytization") of andesites lying above rhyolite of quartz - sanidine type, as well as the formation of secondary quartzite facies (with andalusite), the relics of which have been preserved in „exocontacts" of veins of the Vein System No.1 (Fig. 1).

b) lower - temperature period: it is connected with the formation of Au-Ag±Sb epithermal mineralization of vein type.

Metallogenic stage III connected with penetration of basaltoid andesites in the Upper Sarmatian-Pannonian. According to Böhmer (1980) it relates to final redistribution of As-Hg in KOF.

A lot of new information has been acquired in the last ten years, incompatible with the above presented metallogenic scheme of KOF. To the contrary, these data indicate that it is analogous to the other adularia-sericite type deposits. Richly mineralized hydrothermal-vein breccias lying above the Vein System No.1 (Maťo, 1987) have been found in KOF, confirming thus the activity of hydrothermal-eruption mechanism in the processes of metallogeny. An extensive network of survey boreholes KV and KVŠ situated along the course of the Vein System No.1 (Fig. 1)

provided data on the presence of new mineral assemblage in the KOF (Te-mineralization - Maťo and Háber, 1986). It has been determined that epithermal Au-Ag mineralization passes with depth into a complex precious-polymetallic mineralization with Te-minerals (Knésl and Knéslová, 1991). The drilling survey, on the other hand, has not confirmed the presence of a qualitatively different mineralization of polymetallic type, which would be related to the development of ICZF (i. e. the Metallogenic Stage I), in deeper levels of KOF. The above facts were the reasons for the study of Fe-Ti oxides with the aim to verify the productivity of ICZF of Badenian age and of subvolcanic equivalents of Sarmatian age (Fig. 2) in relation to polymetallic mineralization. It has been ascertained that Fe-Ti oxides occuring in rocks of ICZF are represented by ilmenite (Fig. 3) and Ti-magnetite (Fig. 4) grains in a ratio of 1:1 (the ilmenite component being locally predominant). The results of magnetite geothermobarometry on coexisting Mtss-Ilmss have shown that these generation of Fe-Ti oxides formed in a wide range of temperatures (680 - 945 °C) and f_{02} values (from the field of Mtss-Ilmss coexistence to the boundary of Ilmss-Hemss coexistence) - Bebej (1991). To the contrary, Fe-Ti oxides constituting a part of contact-metasomatic aureole of the granitoid intrusion (hypoabyssal equivalent of Sarmathian rhyolites) formed in the temperature range of 600 - 900 °C in extremely oxidational conditions (at the boundary of magnetite/hematite buffer) - Bebej (1991). Among these generation of Fe-Ti oxides, Ti-magnetite clearly predominate over ilmenites (Fig. 5). Geochemical study of Fe-Ti oxides generated in different stages of development of the studied volcanic-plutonic complex provided information concerning the relative productivity of individual metallogenic stages (Tab. 1):

- a proof of „sterility" of ICZF (from the viewpoint of Cu-Pb-Zn mineralization) are high contents of Cu, Pb, Zn in magnetites (cf. Ilton and Eugster, 1989), as well as lower f_{02}.
- on the contrary, low Cu, Pb and Zn contents of the contact-metasomatic aureole of granitoid intrusion and high f_{02} values indicate potential ore-bearing capacity of the granitoid intrusion - a subvolcanic equivalent of rhyolites.

The study of fluid inclusions from the vein filling and the surrounding metasomatites of the complex precious - polymetallic mineralization (with Te-minerals) - Fig. 7 - confirmed its epithermal character, considerable vertical span and indicated its analogy with the development of „high-gas" hydrothermal systems (Hedenquist and Henley, 1985). The vein filling, as well as the wall-rock alteration of the complex precious-polymetallic mineralization (carbonatization, adularization, chloritization, albitization and desilicification) are evidence of boiling processes of CO_2-rich hydrothermal fluids. „Simple" boiling of „high-gas" hydrothermal fluids led to the formation of „kaolinite cap" (kaolinitization, silicification ± alunitization, pyrophy-ilitization ?) situated above the complex precious-polymetallic mineralization (Fig. 13). The study of epidotes (Tab. 2) from ICZF did not confirm the assumptions of a possible relationship of so-called „upper skarnization level" (represented by secondary quartzite facies) with the development of ICZF itself, but to the contrary, we connect their formation with the development of vein structures of the Vein System No.1 (i. e. the processes of metalogenic stage II).

The study of ore mineralization and wall-rock alterations in KOF led to the determination that they are zonally distributed and mutually coinciding - Fig. 13 and Tab. 3. On the basis of available data we assume that:

1. The hydrothermal process in KOF took place in two stages: higher- and lower thermal.
2. The higher-thermal stage of the hydrothermal process was connected with contact-metasomatic effect of rhyolites (and their subvolcanic equivalents) on the surrounding rock environment, or with the begining stage of the formation of vein structures in Vein System No.1.
3. There has not been observed any polymetallic mineralization which would differ qualitatively from the complex-polymetallic mineralization of epithermal type, and which would be related to the evolution of ICZF, ICZF also did not display any afinity to the polymetallic mineralization. From the above reasons we consider the distinguishing of Metallogenic Stage I as unfounded.
4. On the other hand, significant potential ore-bearing capacity in relation to polymetallic mineralization has been displayed by the granitoid intrusion (Sarmatian ?) registered by the borehole KV-14 in the depth of approx. 1300 m.
5. We consider the complex precious - polymetallic mineralization with Ag-tellurides to be an organic component of the Au-Ag± Sb vein mineralization.
6. Zoned distribution of ore mineralization and hydrothermally altered rocks in the course of the Vein System No-1 is a reflection of a changes in T and in the ratio $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ in hydrothermal solutions during its advance from the northern through central to the southern part of Vein System No-1.
7. Available data indicate a decrease of temperature and the ratio $\Sigma CO_2/\Sigma H_2S$ in the epithermal system in the direction from northern parts of Vein System No-1 to the south.
8. Analogy has been confirmed to exist between the development of paleohydrothermal systems of KOF and recent geothermal systems.

Informačný spravodaj pre geológiu, baníctvo, úpravníctvo a životné prostredie

Geovestník

Príloha časopisu
Mineralia slovaca roč.25 č. 4

Na úvod

Združenie Mineralia slovaca ponúka svojim odberateľom a čitateľom súbor informácií z oblasti geológie, baníctva, úpravníctva a životného prostredia vo forme prílohy k časopisu Mineralia slovaca.

Na úvod k vyjdeniu prvého čísla Geovestníka treba poznamenať, že má zaplniť nielen medzeru po Geologickom průzkume, ale mal by sa z neho postupne sformovať spravodajský časopis so širokým spektrom uverejňovaných informácií. Informácie z domáceho diania by mali tvoriť podstatnú časť Geovestníka. Po jeho prelistovaní však zistíte, že v tomto čísle ony tvoria iba nepatrnú časť. Je prirodzené, že všetko nové sa najprv testuje a až potom získavá dôveru. Dúfam, že takto bude aj v prípade Geovestníka.

Geovestník by mal predovšetkým veľmi rýchlo uverejňovať najnovšie výsledky z riešenia problémov a projektov. Preto uzávierka príspevkov je 6 týždňov pred vyjdením príslušného čísla, ale „horúce" informácie či inzeráty uverejníme, ak ich pošlete hoci iba 4 týždne pred spustením tlačiarenskeho ofsetového stroja. V Geovestníku nám chýbajú fotografie a perovky, ktoré taktiež očakávame. Neobsadili sme ani všetky rubriky, s ktorými uvažujeme, preto nižšie uvedieme, aké okruhy problematík a aké informácie chceme uverejňovať. Malo by byť v záujme každej organizácie, aby poverila svojho pracovníka, ktorý by informácie určené na zverejnenie spracoval a zasielal redakcii. Preto by bolo vhodné, keby ste redakcii oznámili meno pracovníka, s ktorým by redakcia dohodla ďalšie podrobnosti, aby sa každá organizácia mohla čo najefektívnejšie prezentovať a aby sa informácie pripravili v takej forme, aby sa dali rýchlo uverejniť. Pre takú istú spoluprácu vyzývame aj jednotlivcov. Očakávame, že geologické a banícke organizácie a spoločnosti vrátane vysokých škôl a akadémie, ako aj jednotlivci budú nielen prispievateľmi týchto informácií, ale aj hlavnými konzumentmi ostatných informácií.

Geovestník by mal obsahovať najmä abstrakty, aktuality z geologického výskumu, z prieskumu nerastných surovín, inžinierskej geológie, hydrogeológie, baníctva, úpravníctva a z ochrany a tvorby životného prostredia. Ďalej krátke správy prevzaté z domácej a zahraničnej literatúry (ktoré očakávame od najširšieho okruhu prispievateľov); nové metodiky laboratórneho výskumu v geológii, úpravníctve; abstrakty docentských, profesorských a doktorských prác; správy o aktivitách SGS a SBS, o aktivitách slovenskej geológie a baníctva v zahraničí a zahraničných spoločností na Slovensku; legislatívu; informácie o medzinárodných projektoch; kroniku; geologické a banícke ocenenia a vyznamenania; informácie o osobnostiach; kalendár odborných podujatí doma a v zahraničí; recenzie; nové knihy a časopisy; voľné miesta; jazykovedný stĺpec; kde, kto a aké služby poskytuje v geológii, baníctve, úpravníctve, v životnom prostredí; adresár a pochopiteľne inzeráty a reklamy. Z navrhovanej osnovy obsahu Geovestníka (ktorá by sa podľa požiadaviek mala doplňovať) je vidieť, že okruh informácií by mal byť veľmi široký, a teda aj zaujímavý pre širokú odbornú verejnosť. Značná časť informácií by mala mať inzertný a reklamný charakter, t. z., že finančné krytie nákladov by bolo z uverejňovania týchto typov informácií. Ako najschodnejšia cesta financovania Geovestníka by mohlo byť členstvo v združení Mineralia slovaca s dohodnutým ročným príspevkom, ktoré umožňuje nielen získať časopis zdarma, ale zdarma mať podľa výšky príspevku pridelený aj počet strán časopisu na reklamu a inzerciu zdarma. Kto by nebol členom Združenia by za uverejnenie reklamy, inzercie a pod. platil podľa cenníka inzercie.

Informácia znamená správne sa rozhodnúť v záujme prosperity jednotlivca i spoločnosti. Pokúsme sa teda spoločným prispením vytvoriť informačný spravodaj z odboru geológie, baníctva, úpravníctva a ochrany životného prostredia.

Pavol GRECULA
šéfredaktor časopisu
Mineralia slovaca

Obsah

Minerálne biotechnológie 2
Súčasná geotermika a jej prespektívy 4
Predbezne výsledky hlbinného seizmického profilu G-1 v Spišsko-gemerskom rudohorí 6
Zo zahraničia 7
Informácie z vysokých škôl 13
COST a Slovensko 15
Kde objednať geomédiá ? 16
Aktivita SGS 17
Kalendár podujatí 19

MÁRIA KUŠNIEROVÁ
Ústav geotechniky SAV
Košice

Minerálne biotechnológie

Exponenciálny rast spotreby kovov v poslednom storočí vedie k progresívnemu čerpaniu surovinových zásob Zeme. V súčasnosti je tento vývoj v mnohých prípadoch na hranici ekonomickej, ale aj ekologickej únosnosti a zároveň sa začína prejavovať aj obmedzenosť primárnych zdrojov niektorých surovín. Tento stav do značnej miery vyplýva z podstaty využívaných technologických postupov pri úprave a spracúvaní surovín, ktoré ich zväčša nevyužívajú komplexne. Je zrejmé, že iba principiálne nové metódy v technológiách úpravy a spracúvania surovín umožnia ich komplexné využitie na potrebnej úrovni z ekonomického a aj ekologického hľadiska. Medzi takéto postupy možno jednoznačne zaradiť minerálne biotechnológie, ktoré umožňujú vyšší stupeň exploatácie prírodných zdrojov, t. j. okrem minerálnych úžitkových zložiek aj bioenergetickú zložku z biochemických procesov metabolizmu mikroorganizmov.

Tab. 1
Oxidačné schopnosti vybraných mikroorganizmov

Prvok	Forma výskytu	Mikroorganizmy schopné lúhovať
Cu	sulfidická	Thiobacillus ferrooxidans, Thiobacillus thiooxidans, Leptospirillum
U	oxidická prímesou pyritu	Uranobacillus uranooxidans, Pseudomonas, Achromobacter, Thiobacillus ferrooxidans
Mn	oxidická	Thiobacillus ferrooxidans, Bacillus circulans, B. polymyxa, B. ceresis, Achromobacter, Aspergillus niger, Pseudomonas aeruginosa
Zn	sulfidická	Thiobacillus thiooxidans, Thiobacillus ferrooxidans, Leptospirillum
Pb	sulfidická	Thiobacillus thiooxidans, Thiobacillus ferrooxidans, Leptospirillum
Si	bauxity	Silikátové baktérie, Aspergillus niger, B. mucilaginosis, B. circulans
Sb	sulfidická	Thiobacillus thiooxidans, Thiobacillus „Y", Stibiobacter, Thiobacillus thiocyanooxidans
As	sulfidická	Thiobacillus ferrooxidans, Thiobacillus thiooxidans, Leptospirillum
	iná As^{3+}	Pseudomonas putida, Alcaligenes eutrophus, Pseudomonas arzenooxidans
Ni	sulfidická	Thiobacillus ferrooxidans, Thiobacillus thiooxidans, Leptospirillum
Al	silikátová	Aspergillus niger, Penicillium glaucum, Penicillium brevicaule
Fe	Fe^{2+} v silikátoch	Thiobacillus ferrooxidans, Aspergillus niger, B. polymyxa, B. circulans, Penicillium species, Penicillium glaucum, Pseudomonas
Cd	sulfidická	Thiobacillus ferrooxidans, Thiobacillus thiooxidans, Leptospirillum
Au	rýdza	Aeromonas, Bacillus, Pseudomonas, B. megatherium, B. Wesenthericus niger, Pseudomonas liquefaciens, Aspergillus niger
Au, Ag	sulfidická	Thiobacillus ferrooxidans, Thiobacillus thiooxidans, Leptospirillum

Minerálne tuhé látky sa ako výsledok pôsobenia mikroorganizmov a ich metabolitov v prírode menia nezávisle od nášho poznania. Produkty takýchto dejov sa priemyselne využívali už v 15. stor. (napr. v Smolníku). Biologickú podstatu takýchto procesov objavili roku 1922 a po izolácii baktérií Thiobacillus ferrooxidans z banskej vody sulfidických ložísk (1947) sa začal rozvíjať nový vedný odbor - „biometalurgia". Pozitívne výsledky v oblasti sulfidických rúd podnietili záujem o možnosti využiť iné druhy mikroorganizmov v minerálnych technológiách spracúvania aj iných rúd a nerudných surovín (tab. 1, 2). Podľa súčasného stavu poznania v tejto oblasti sa dá hovoriť nielen o reálnych predpokladoch využitia biopostupov, ale aj o ich praktickej aplikácii (tab. 3, 4). Okruh využitia biopostupov v minerálnych a materiálových technológiách sa stále rozširuje o nové možnosti.

Na najvyššej úrovni (čo do stupňa poznania, ale aj praktickej aplikácie) sú v súčasnosti procesy bakteriálneho lúhovania Cu, Zn, U vo vzťahu k aplikácii in situ a na haldách alebo skládkach. Tieto technológie sa priemysel-

Tab. 2
Akumulačné schopnosti vybraných mikroorganizmov

Mikroorganizmus	Schopnosť akumulovať katióny
Autotrofné baktérie	
Thiobacillus ferrooxidans	$[Cd, Co, Cu, Cr, Ni, UO_2]^{2+}$ $[Fe, Au]^{3+}$ Ag^+, Cd^{2+}, Au^{3+}
Riasy	
Chlorella pyrenoidosa	
Chlorella regularis	$[Cd, Co, Ni, Zn, Sr, UO_2]^{2+}$ Mo
Neidentifikované riasy	UO_2^{+2}, Mo, katióny ťažkých kovov
Heterotrofné baktérie	
Acinetobacter sp.	UO_2^{+2}
Alcaligenes cutrophus	Cd^{2+}
Bacillus subtilis	$[Cd, Co, Cu, Zn, UO_2]^{+2}$, $[Fe, Au]^{3+}$
Bacillus cereus, Escherichia coli	Cd^{2+}
Gluconobacter oxydans	Cd^{2+}
Klebsiella aerogenes	$[Co, Cd, Ni, Hg, Pb]^{2+}$
Leptothrix discophora	Mn, Fe^{3+}
Pseudomonas sp., P. aeruginosa, P. fluorescens, P. putida, P. sacharophila, P. stutzeri	$[Cd, Co, Ni, UO_2]^{2+}$, Th
Sphaerotilus natans	$[Cd, Co, Cu]^{2+}$, Fe^{3+}
Zoogloea ramigera	$[Cd, Co, Cu, Fe, Ni, UO_2, Zn]^{2+}$ Ag^+

ne využívajú v ložiskách chudobných nebilančných rúd a pri dotažbe ložísk.

Aplikáciu biopostupov in situ môžu limitovať geologické pomery ložísk a pri aplikácii na haldách aj klimatické pomery vyplývajúce z geografickej polohy. Tieto obmedzujúce faktory možno vylúčiť aplikáciou biopostupov pri spracúvaní koncentrátov v reaktoroch. Procesy prebiehajú v dynamických podmienkach s kontinuálnou reguláciou. Sú náročnejšie na kvalitu bakteriálnych kultúr a ich koncentráciu. V tejto oblasti je v súčasnosti najrozpracovanejšia problematika biometalurgie zlatonosných arzenopyritovo-pyritových koncentrátov.

Tab. 3
Aplikačné možnosti mikroorganizmov v minerálnych technológiách

Z ekonomického hľadiska sú opísané technológie výhodnejšie ako klasické a zároveň sú aj ekologické, pretože temer nemajú negatívny vplyv na životné prostredie.

Tab. 4
Priemyselné získavanie medi metódou bakteriálneho lúhovania

Krajina	Produkcia
USA	nad 20 % celkovej ročnej produkcie
Mexiko	9500 t ročne
Španielsko	9000 t ročne
Portugalsko	670 t ročne
Japonsko	1200 t ročne
SNŠ	1000 t ročne
Austrália	300 t ročne

Získavanie uránu bakteriálnym lúhovaním:
od roku 1953 v Portugalsku, od roku 1964 v Kanade a Francúzsku.

Tab. 5
Zameranie laboratórneho a modelového výskumu

Nerastné suroviny	Krajina
Mangánové rudy	USA, Bulharsko
Niklové rudy	SNŠ, Britská Kolumbia, JAR, Bulharsko
Zinkové rudy	SNŠ, Japonsko
Bauxitové rudy	Bulharsko, Maďarsko, SNŠ
Stopové vzácne prvky a drahé kovy	Kanada, USA, SNŠ, Bulharsko, Japonsko, ČSFR a ďalšie krajiny
Odpad z úpravní a hút.	Kanada, Rumunsko, Poľsko, JAR, SNŠ

SÚČASNÁ GEOTERMIKA A JEJ PERSPEKTÍVY

Eduard Dobra
Stavoprojekt Košice

Termín geotermia pochádza z gréckeho slova „geo", čo značí Zem, a „therma", čo znamená teplo. Geotermika sa teda zaoberá teplom Zeme.

Geotermálna energia sa využívala ešte pred uhlím a ropou, ale vo svetovom meradle nikdy nebude patriť medzi najdôležitejšie zdroje, hoci v niektorých prípadoch môže byť veľmi významná. Napr. v Kalifornii v USA geotermálna energia stačí elektrickou energiou zásobovať San Francisco, v Taliansku železničnú sieť a na Islande horúca voda z podzemia vykuruje viac ako 70 % všetkých obydlí.

Ako vidno, horúce pramene sú geotermálnym prejavom na našej planéte. Na otázku, aký prameň možno pokladať za termálny, doteraz niet presnej odpovede. Všeobecne sa prijíma, že hranicou je 20 °C. Ale aj prameň, ktorý v zime nezamŕza, napr. v severnej časti polárneho kruhu, možno považovať za termálny.

Väčšina horúcich prameňov je meteorického pôvodu (voda zo zrážok sa pri svojej ceste infiltruje do podzemia a tam sa ohrieva).

Horúce pramene sa vyskytujú v dvoch typoch regiónov. Ide o:

a) sopečné regióny, do ktorých voda infiltruje, rýchlo sa ohrieva a výsledkom je zvýšený geotermický gradient, a o

b) regióny s normálnym geotermickým gradientom, v ktorých infiltrovaná voda v útrobách Zeme pod vplyvom okolitých hornín zvyšuje svoju teplotu a potom po zlomových systémoch vystupuje na povrch.

Chemické zloženie termálnych prameňov je veľmi pestré a závisí od zloženia hornín, s ktorými voda prichádza do styku. Voda najčastejšie obsahuje Na, K, Ca, ale výnimkou nie je ani As. Niektoré prvky rozpustené vo vode ju môžu sfarbovať, napr. síra dobiela, dozelena i dočierna. Termálna voda môže obsahovať aj rozpustné plyny a tie môžu pri jej výstupe na povrch unikať.

CO_2 a H_2S zapáchajú po uvarených vajíčkach. Mnohé termálne pramene pri ceste na povrch vedú k zrodu nových minerálov, ktoré sú v petrifikovanej forme v nejednom prípade turistickou atrakciou.

Na vysvetlenie pôvodu geotermálnej energie sa hodí rádioaktívny rozpad, zvlášť uránia a tória, ktoré sa môžu zúčastňovať na vzniku tepla.

Na našej planéte sa teplo vyjadruje geotermickým gradientom. Priemerná teplota spravidla rastie o 3 °C na každých 100 m. To znamená, že keď vrt prenikne do hĺbky 200 m od povrchu, tepelná hodnota dosiahne 6 °C. Vo vulkanických oblastiach a zónach hraničiacich s litosférickými doskami však geotermický gradient môže na 100 m dosiahnuť až 100 °C.

Najrozšírenejším zdrojom geotermálnej energie sú sopky, z ktorých sa na povrch dostáva pevný, tekutý a plynný materiál vysokej teploty. Ich činnosť sa na zemskom povrchu prejavuje vo forme fumarol, solfatár, bahenných sopiek a gejzírov. Najväčšia koncentrácia gejzírov na svete je v Yellowstonskom parku v USA (okolo 200 gejzírov). Ďalšie gejzíry sú na Kamčatke, v Japonsku, Číne, Indonézii, Chile, Mexiku a na Aljaške.

U nás je známy gejzír s vodou teplou 15 - 18 °C v Herľanoch pri Košiciach. Navŕtali ho v rokoch 1870 - 1875. Prvé erupcie dosahovali výšku 50 m, dnes je to iba 15 m a erupcia trvá iba 25 minút.

Naši predkovia dávno prišli na to, že geotermálna energia môže mať v ich živote významnú úlohu. Prvé umelé systémy vykurovania boli známe už za rímskeho impéria. Boli založené na dômyselnej cirkulácii horúcej vody v podlahe budov, teplého vzduchu a pary v stenách domov.

Prírodzené termy sa na terapeutické a relaxačné ciele využívali už 2000 rokov pred Kristom, najmä v Japonsku, Číne a v Peru. Veľmi vynaliezaví vo využívaní teriem boli Rimania, Gréci a Etruskovia. Na Islande ich využívali senátori, ba v teplom kúpeli neváhali ani rokovať. Veľmi dôležité miesto vo využívaní teriem má Nový Zéland, Taliansko, Japonsko, Nemecko, Francúzsko a rad ďalších krajín. Napr. v Japonsku kúpele Beppu ročne využíva 12 miliónov pacientov.

Dnes sú známe a využívajú sa dva typy geotermálnych ložísk. Prvým typom sú hypertermálne ložiská so suchými a vlhkými ťažobnými poľami so zvýšeným geotermálnym gradientom. Takéto ložiská musia mať dostatočný tlak, ich geotermálny rezervoár musí mať nepriepustný strop a zabezpečené obnovovanie zdrojov zrážkovou vodou. Sú to zdroje vysokej energie s teplotou vyššou ako 100 °C. Ide o geotermálne polia s parou situované v nestabilných zónach na styku litosferických dosiek. Medzi najznámejšie lokality tohto druhu patrí „ohnivá zóna" v Pacifiku (Japonsko, Filipíny, Indonézia, Nový Zéland, Kalifornia, západné pobrežie Mexika, centrálna časť Ameriky a celá Južná Amerika), ďalej africký rift Džibúti, Etiópia, Keňa, oblúk Antíl, Turecko, Grécko, Taliansko a Island.

Druhý typ ložísk sa vyskytuje v pokojných zónach reprezentovaných sedimentárnymi panvami s normálnym gradientom alebo s málo zvýšenou priemernou hodotou 3 °C na 100 m. Sú to zdroje nízkej energie s teplotou nižšou ako 100 °C. Medzi najznámejšie patrí panva Mississippi - Missouri, Amazonská nížina, Rio de Plata v Amerike, v Austrálii Artézska panva, v Európe Parížska panva, Panónska nížina (Maďarsko, Slovensko) atď.

Vyhľadávať a hodnotiť geotermálne ložiská je kompetenciou geológov, geofyzikov, geochemikov a vrtných pracovníkov. V geotermike sa používajú v podstate rovnaké vrtné súpravy ako pri prieskume ropy. Hĺbka vrtov sa pohybuje v priemere od 500 - 2000 m. Najbežnejšou metódou je vŕtanie „rotary". Pri vŕtaní sa vykonávajú rozličné merania parametrov rezervoára, tlaku, teploty, chemizmu, výdatnosti atď.

Exploatácia elektrickej energie

Myšlienku vyrobiť elektrickú energiu z pary geotermálneho poľa vyslovil princ Conti Larderello na začiatku tohto storočia. Geotermálne pole Larderello je typom so suchou parou a nachádza sa v dedinke Larderello v Toskánsku v Taliansku. Elektrická energia sa tu začala vyrábať roku 1904, keď zásobovala päť 100 W žiaroviek. Bol to nesmelý začiatok, ale roku 1913 už elektráreň vyrábala 250 MW, o 30 rokov neskôr 140 000 KW a dnes je to viac ako 450 000 KW.

Prvý vrt na výrobu elektrickej energie na Novom Zélande do hĺbky 500 m vyvŕtali roku 1950 na lokalite Wairakei. Teplota rezervoára dosahovala 230 °C a elektrická energia sa začala vyrábať roku 1958. Výkon bol 69 MW. Elektráreň zvýšila výrobu až na 173 MW, ale neskôr ju pre pokles normálneho tlaku po 25 rokoch exploatácie znížila na 160 MW. Wairakei poskytuje 5 % elektrickej energie z celkovej spotreby krajiny. Zo 130 vrtov tam bolo 64 produktívnych.

U nás je vypracovaná štúdia na využitie geotermálneho poľa s teplotou 115 - 165 °C na výrobu elektrickej energie s kapacitou 211 817 MWh/rok v Košickej kotline. Vrtné práce zatiaľ čakajú na realizáciu.

Vykurovanie bytov

Mnohé krajiny sveta v súčasnosti využívajú geotermálnu enegiu na vykurovanie bytov, škôl, nemocníc atď. V hlavnom meste Islandu Reykjavíku je viac ako 80 % takto vykurovaných obydlí.

Ak je termálna voda príliš slaná, exploatuje sa pomocou dubletu. Táto metóda zahŕňa dva vrty: jeden je produkčný, a druhý reinjektážny po vyťažení tepla. Túto techniku prvýkrát aplikovali roku 1969 v Melune vo Francúzsku. Jej podstatou je, že sa rovnaký objem odobratej vody vracia späť do podzemia. Na premenu tepla sa používajú výmenníky. Pri exploatácii je veľmi dôležité poznať rýchlosť vytvárania studenej zóny. V Parížskej panve dosahuje 6 mm/hod. Pri dvoch vrtoch vo vzdialenosti 100 - 1200 m sa voda nebude ochladzovať viac ako 20 rokov. Za daného stavu sa teplota znižuje o cca 2 °C za 5 rokov. Optimálna životnosť dubletu je 20 rokov. Treba dbať na to, aby neboli kalorické straty medzi geotermálnymi vrtmi a vykurovanými bytmi. Na Islande pri špeciálnej tepelnej izolácii je vnútorná strata tepla na vzdialenosť niekoľko desiatok km 1 °C. Vo Francúzsku sa prostredníctvom viac ako 50 operácií vykuruje viac ako 230 000 bytových jednotiek.

V Slovenskej republike sa výstavba geotermálnej stanice plánuje v Galante na báze dvoch vrtov s teplotou cca 70 °C a s výdatnosťou 50 l/s^{-1} na vykurovanie1300 bytov, nemocnice a ďalších sociálnych zariadení.

Iné formy využívania geotermálnej energie

Geotermálnu energiu využíva mnohorako poľnohospodárstvo, a to najmä na Islande a v Maďarsku. Ide predovšetkým o pestovanie zeleniny a ovocia. Vhodná teplota pre šalát je 15 °C, pre rajčiaky 20 °C a pre uhorky 28 °C. Veľa ovocia a zeleniny sa takto pestuje v Číne (melóny) a v Japonsku (tropické ovocie). Aj mnohé zariadenia na pestovanie šampiňónov využívajú takýto druh energie. V Taliansku sa tak pestujú napr. orchidey.

Na Slovensku sa na báze využívania geotermálnej energie pestuje napr. skorá zelenina v skleníkoch (Podhájska, Vrbov).

Veľký záujem o využitie geotermickej energie je pri chove rýb, kôrovcov a vodných rias

Pstruhy sú spokojné s teplotou 14 - 16 °C, kapry a pleskáče s 20 - 26 °C a úhory s 24 °C. Známa kreveta (Artemia Salina) potrebuje na rýchly rast 28 °C. V Číne sa zvyšuje chov kaprov a tilalpií (odolná ryba, ktorej chov je jednoduchý). Japonci zavádzajú chov krokodílov a aligátorov v termálnych prameňoch teplých 30 °C. Aj na chov niektorých druhov vodného vtáctva treba teplú vodu.

Na Slovensku je pri termálnom kúpalisku vo Vrbovom veľká liaheň rýb. Chová sa tu nový druh nílskej ryby, ktorá rýchlo zvyšuje svoju hmotnosť.

Najevidentnejšie a najznámejšie je využívanie geotermiky v kúpeľnom liečiteľstve, a to najmä v Nemecku, Taliansku, Japonsku, USA, Francúzsku, Maďarsku a, prirodzene, aj na Slovensku. Termálne pramene sa využívajú aj na rekreáciu.

Mnohé krajiny využívajú geotermálnu energiu na sušenie. Napr. na Novom Zélande tak sušia datelinu, drevo, v Brazílii kávu, na Islande diatomity, v USA dehydrátujú cibuľu a pasterizujú mlieko.

Geotermálna energia sa dá využiť aj na výrobu chladu. Prvý raz to využili na Novom Zélande roku 1966 v hoteli Rotouri. Vďaka termálnej vode s teplotou 143 °C sa produkuje chladná voda s teplotou cca 6 °C na klimatizáciu hotela. Takýto postup umožňuje získať nízku teplotu až -40 °C. Okrem klimatizácie môže byť výroba chladu zaujímavá aj z hľadiska konzervácie potravín.

Ekonómia

Dôležitý je kladný vplyv využívania geotermálnych zdrojov na životné prostredie. Znižovaním spotreby tradičného paliva na vykurovanie (uhlie, plyn, nafta) sa znižuje atmosférické znečistenie týmito polutantmi, ako aj ich spotreba v urbanistických aglomeráciách a na ich periférii. Vďaka využitiu poznatkov geotermiky Francúzsko ušetrí 200 000 t ropy ročne. Ale na ekonomicky prospešnú geotermickú operáciu treba mať dostatočný počet bytov. Je to spravidla 2000 bytov na jednu funkčnú operáciu. Skúsenosti z vyspelých štátov sveta ukazujú, že geotermálne zdroje pre malý počet spotrebiteľov nie sú zaujímavé. Mnohí tento fakt nerešpektujú. Navyše je nevyhnutné poznamenať, že geotermálne zdroje energie sú iba alternatívne, doplnkové.

Perspektívy geotermiky

Možno predpokladať, že do konca tohto storočia nenastane vo využívaní geotermálnych zdrojov podstatný pokrok. Vo vzdialenejšej budúcnosti geotermické zdroje zvýšia svoju účasť na výrobe elektrickej energie a na vykurovaní obytiek. Systematický prieskum zrejme objaví nové geotermálne polia s parou. Využijú sa aj niektoré nové typy podzemnej vody a zvýši sa využívanie podzemnej vody pomocou tepelných čerpadiel.

Zaujímavá je perspektíva uskladňovania energie v podzemí, čo umožní jej racionálnejšie využitie v čase zvýšenej spotreby.

V štádiu experimentu sú procesy využitia tepla zo suchých hornín (hot dry rocks; Los Alamos v USA, Cournouailles v Anglicku a Soultz Forets v Alsasku). Veľké nádeje sa vkladajú do exploatácie suchých hornín z geotlakových zón s tlakom niekoľko tisíc atmosfér (zóna v Mexickom zálive).

Za súčasného stavu techniky si ťažko predstaviť exploatáciu tepla priamo z magmy, ale 21. stor. sa pravdepodobne pokúsi vyriešiť aj tento problém.

Prečo by sa nemohlo uvažovať o geotermálnych zdrojoch iných planét. Snímky kozmickej sondy Voyager z Marsu a z niektorých satelitov Jupitera a Saturna vzbudzujú nádeje. Keď sa v priebehu niekoľkých storočí budú tieto hviezdy kolonizovať, bude potrebná obrovská energia. Ktovie, či naši potomkovia nebudú pracovať s termínom planetotermika.

Stav geotermiky na Slovensku

Doterajšie poznatky zaraďujú Slovensko medzi regióny s nadpriemernými termálnymi zdrojmi. Najmä západná polovica Slovenska je pomerne dobre preskúmaná. V rokoch 1971 - 1990 sa vyhĺbilo 69 geotermálnych vrtov, ktoré overili 900 l/s^{-1} vody s teplotou od 20 - 92 °C. V ostatnom čase sa v Liptove zistili geotermálne zdroje s výdatnosťou 20 - 41 l/s^{-1} a s teplotou od 43 °C do 60 °C a na Orave s výdatnosťou od 25 - 120 l/s^{-1} a s teplotou 28 - 56 °C. Všetky tieto zdroje sú v sedimentárnych panvách a sú zdrojmi nízkej energie, t. j. sú s teplotou do 100 °C. Výnimkou je východné Slovensko, kde sú geotermálne zdroje vysokej energie s teplotou vyššou ako 100 °C.

Hoci teoretické poznatky o geotermických zdrojoch Slovenska sú na medzinárodnej úrovni, technicko-technologická úroveň využívania geotermálnej energie za vyspelými štátmi sveta výrazne zaostáva. Tento nedostatok by mala preklenúť aktivita niektorých akciových spoločností, spoločenských organizácií a vedeckých ustanovizní na Slovensku so zahraničnými špecializovanými organizáciami z Francúzska (BRGM), Islandu (Virkir-Orkint) a Izraela (Ormat) zameraná na využívanie slovenských geotermálnych zdrojov na vykurovanie, v poľnohospodárstve, na výrobu elektrickej energie a v iných oblastiach národného hospodárstva.

Je nevyhnutné si uvedomiť, že geotermálne zdroje Slovenska nebude možno na svetovej úrovni využiť bez aktívnej finančnej účasti štátu.

Literatúra

Coudert, J. M. & Jaudin, F. 1989: La Géothermie du geyser au radiateur. *BRGM Orléans.*

Využitie geotermálnej energie. *Zbor. prednáš. (Herľany 13. - 15. 10. 1992).*

Jozef Vozár
GÚDŠ Bratislava

Čestmír Tomek
KAPPA Brno

Predbežné výsledky hlbinného seizmického profilu G-1 v Spišsko-gemerskom rudohorí

Roku 1992 sa realizoval seizmický profil G-1 vo východnej časti Spišsko-gemerského rudohoria na trase Janík (obec pri slovensko-maďarskej hranici) - Hačava - Smolnícka Huta - Slovinky - Krompachy v dĺžke vyše 50 km. Práce na základe výberového konania urobil Geocomplex, a.s., Uranpres, š.p., a ELGI Budapešť podľa projektu Geodynamický vývoj a hlbinná stavba Západných Karpát, riadeného v Geologickom ústave D. Štúra. Vlastné seizmické meranie vykonal ELGI Budapešť 144-kanálovou telemetrickou aparatúrou MDS-16. V tom čase (august 1992) išlo o prvé telemetrické meranie na území ČSFR vôbec. Technické parametre merania boli: počet kanálov 144, vzdialenosť bodov 50 m, počet geofonov v grupe 16, dĺžka grupy 50 m, čas registrácie 20 s., celková dĺžka roztiahnutia 7200 m, počet vrtov 218 po 200 m s možnými priestrelmi, hĺbka vrtov v Turnianskej kotline 25 - 30 m, v horskej časti 13 - 18 m, nominálne prekrytie 12 - 18 m. Hodnotenie a supervíziu seizmických prác vykonala konzultačná firma KAPPA, s.r.o., Brno.

Prvé výsledky na základe správy ELGI z decembra 1992 ukázali veľmi sľubné technické poznatky o celej dĺžke profilu. Následné podrobné spracovanie profilu potvrdilo vynikajúcu kvalitu seizmických dát. V prvej etape išlo o štadartné spracovanie, v druhej sa použila špeciálna metóda na farebné verzie časových rezov - Hilbertova transformácia. Celkove sa vytvorili tri hĺbkové verzie profilov: do 6 s., do 12 s. a do 20 s.

Výsledky spracovania do časových rezov vrátane migrácií ukazujú mimoriadnu reflektivitu celej kôry po dĺžke profilu. Navyše ako unikátny výsledok sa vďaka vhodne zvolenej dĺžke registrácie zistila aj reflektivita plášťa. Ide o druhú zachytenú reflektivitu plášťa v orogénnej zóne v celosvetovom meradle. Hranica diskontinuity MOHO sa zachytila v južnej časti profilu na čase 10 s., t.j. cca 30 - 32 km, v severnej časti profilu je hranica kôra-plášť prerušená z kôry klesajúcimi reflexmi od S na J.

Vo vrchnej časti kôry je z geologického hľadiska prvoradým výsledkom zistenie transparetných a amplitúdovo málo výrazných zón, ktoré vysvetľujeme ako intrúzie granitoidu do alpínskych štruktúr. Pod touto zónou interpretujeme výrazný reflex ako násun gemerika en bloc na južné veporikum. V celej kôre dominujú na J upadajúce reflexy, ktoré odrážajú štýl alpínskej stavby. V predpokladanom styku rakoveckej a gelnickej skupiny v severnej časti profilu možno interpretovať na S upadajúce reflexy ako zvyšky variskej stavby. V gemerickej časti profilu možno rozlíšiť tektonický styk štóskeho súvrstvia a gelnickej skupiny s úklonom na J. Z južnej časti profilu sa dá geologicky dobre interpretovať postavenie meliatskej skupiny a príkrovových jednotiek (silický a turniansky príkrov), čo nepochybne prispeje k poznaniu kimerského orogénu.

Pod gemerikom a južným veporikom je rozsiahla kôrová a plášťová sutúra upadajúca 30 - 40° na J. Interpretujeme ju ako pozostatok kontinentálnej vrchnokriedovej kolízie, do ktorej patrí severné veporikum, tatrikum a veľmi pravdepodobne aj penninikum.

Pokračovanie profilu na S do Braniska, označené ako G-1/2, sa realizovalo roku 1993 s nadviazaním na staršie hlbinné profily s pokračovaním do bradlového a flyšového pásma (Lipany - Bardejov). Tým sa skompletizuje druhý transkarpatský hlbinný seizmický profil na Slovensku.

Nasledujúci
Geovestník
vyjde
koncom októbra
uzávierka bude
15. 9. 1993

SADZBU a TLAČ
časopisov, kníh, katalógov,
prospektov, vyhlášok,
smerníc a pod.,
včítane
redakčnej a jazykovej
úpravy zabezpečí k Vašej
plnej spokojnosti
MINERALIA
SLOVACA

časopis
MINERALIA SLOVACA
s prílohou
Geovestník
si objednajte
na adrese:
Mineralia slovaca
Werferova 1, 040 11 Košice
tel. 095-437 846, fax. 095-437 865

Geológia - ťažisko univerzitného vzdelávania ?

Univerzita napĺňa pravý zmysel svojho názvu, iba ak je skutočné prepojenie medzi jej stavebnými jednotkami, fakultami a katedrami. Každá disciplína definuje svoju vlastnú úlohu ako exploatáciu jej predmetu na rozšírenie poznatkov a ich využitie.

Ale úlohou najvyššej vzdelávacej inštitúcie nie je iba jednoduchý prenos informácií alebo praktická príprava na zamestnanie. Poznatky z jednotlivých odborov by mali byť len prostriedkami na dosiahnutie hlavného cieľa, ktorým je rozvinutie myslenia študenta.

Ako to dosiahnuť? Iste nepomôže iba napĺňanie rozumu vedomosťami, a to či už pre potrebu alebo pre záujem. Schopnosti sa zvyšujú učením sa poznávať, hodnotiť a angažovať sa v najrôznejších oblastiach a spôsoboch vedenia. Myseľ skutočne vzdelaného človeka je schopná prispôsobovať sa novým podmienkam a opätovne formulovať problémy vychádzajúce z rozličných koncepcií.

Na tomto mieste sa núka otázka: Ak má univerzita len jediný hlavný cieľ, potrebuje viac ako len jedno oddelenie? Argumentovať by sa dalo rozlične. Podstata tejto potreby nespočíva ani tak v rozdielnom predmete záujmu ako v odlišnej rétorike a spôsoboch poznávania. Otázka a odpoveď pokladaná za platnú alebo zaujímavú je značne odlišná v matematike, etnografii alebo v histórii. Navyše sama špecifickosť oddelení umožňuje univerzite plniť jej proklamovaný cieľ: zo zdanlivo nesúvisiacich úlomkov skladať harmonický celok.

Problém realizovať vytýčený cieľ zostáva otvorený, hoci jedno z riešení sa ponúka. Mnohé americké a západoeurópske univerzity predpisujú študentom prednášky od typicky humanitných cez sociálne až po fyzikálne a biologické. A práve v takomto systéme by svoje nezastupiteľné miesto mala nachádzať geológia. Ona v sebe totiž spája väčšiu pestrosť spôsobov poznávania ako ktorákoľvek iná tradičná disciplína.

Geológia je sčasti historická veda, ktorá zo stôp v horninách usudzuje o vývoji života, o klíme v uplynulých obdobiach alebo o ustavične sa meniacej vzájomnej pozícii kontinentov. Výsledky zvyčajne nie sú absolútne a posudzujú sa podľa hodnovernosti a zhody s viac alebo menej prijímanými argumentmi. A že geológia pri argumentácii využíva najrozmanitejšie uhly pohľadu, je zrejmé. Štúdium magnetického poľa Zeme napríklad okrem iného vyžaduje dôkazy rozličných teorémov (poučiek, rovníc, viet), riešenie nelineárnych magnetohydrodynamických rovníc, určovanie vlastností materiálov pri vysokom tlaku metódami modernej fyziky a chémie. Aj moderná paleontológia zužitkúva množstvo poznatkov a metód zoológie, anatómie, evolučnej biológie a ekológie.

Ak je teda cieľom univerzity rozvíjať myslenie študenta, geológia sa bohatstvom metód a spôsobov diškurzu na takýto účel hodí priam perfektne. Vzhľadom na to, že táto široká škála prístupov má spoločný objekt, možno štúdiom geológie preklenúť aj častý nepriaznivý efekt širokého študijného plánu mnohých univerzít, z ktorého si študenti okrem zmätku neraz odnášajú dojem, že jeho disciplíny sú oddelené intelektuálne kultúry, ktoré si nemajú vôbec nič alebo iba málo navzájom čo povedať.

Ťažko nájsť lepší príklad na ukážku, ako sú rôzne spôsoby diškurzu napriek veľmi odlišným prístupom a zdrojom významných vedeckých zistení uznávaných vo všetkých zúčastnených sférach.

Prednosťou geológie je intelektuálny pluralizmus, ale to vôbec neznamená, že by sa geológia mala stať jediným oddelením univerzity. Je totiž ešte príliš veľa sveta mimo Zeme, ktorý stojí za to objavovať.

Spracované podľa článku F. Richter: Geology and the University, Geotimes 9/91

mg

Nové zdroje vody pre smädnú Zem

Zem je domovom piatich miliárd ľudí, ale z celej svojej rozlohy poskytuje ľuďom zhruba len jednu tretinu. A ešte aj na nej jedna pätina obyvateľov trpí nedostatkom toho najzákladnejšieho - vody. Problémy sa pritom netýkajú len rozvojových krajín, ale sú podobné v niektorých oblastiach u nás, v Európe, na juhozápade USA i v severnej Afrike.

V miestach s nedostatkom povrchovej vody, zrážok a riečnych tokov je nevyhnutné siahnuť po zásobách v podzemí. Ale k tomu sa často pristupuje v chvate a bez dostatočných informácií. Výsledkom bývajú nepriaznivé efekty pretrvávajúce nerovnako dlhý čas: prečerpanie vodných zdrojov s následným poklesom tlaku a rastom nákladov na odber alebo aj salinizácia príliš zavlažovaných suchých území.

Salinizácia do značnej miery súvisí aj s prevažujúcim zdrojom podzemnej vody v aridných oblastiach. Pri vyhľadávaní aj odbere vody sa doteraz väčšinou využívali konvenčné metódy v horizontálne uložených zvodnených vrstvách. Salinita pri takomto type zvyčajne dosahuje vysoké hodnoty, a to najmä pre malú rýchlosť pohybu kvapaliny, ktorá poskytuje dostatočný čas na vylúhovanie prítomných solí.

Preto sa začínajú využívať nové zdroje. Jedna z koncepcií sa zameriava najmä na tektonicky porušené zóny, ktoré môžu obsahovať veľké množstvo podzemnej vody v prevažne vertikálnych priestoroch. Charakterizujú ich najmä nasledujúce vlastnosti.

1. Odvodňujú rozsiahle územia a mnohé sa tiahnu desiatky aj stovky kilometrov a privádzajú vodu z hôr do vzdialených suchých oblastí.

2. Niektoré môžu spájať viaceré horizontálne uložené zvodnené vrstvy, a tak zvyšovať množstvo akumulovanej vody.

3. Voda, ktorú obsahujú, je zvyčajne menej mineralizovaná (vďaka väčšej rýchlosti toku).

4. Voda má často artézsky tlak.

5. Voda spravidla nie je zasiahnutá bežnými vrtnými technikami, lebo je vo veľkej hĺbke - kilometer i viac.

Keďže tieto kolektory kontroluje regionálna tektonika, koncepcia ich vyhľadávania úzko súvisí s lokalizáciou hlavných zlomov. Tie sú na moderných geologických mapách a fotografiách z družíc pomerne zreteľné, čiže prvý krok pri oceňovaní zásoby podzemnej vody istého regiónu spočíva v identifikácii a štúdiu štruktúr získaných geologickým mapovaním v kombinácii s diaľkovým prieskumom Zeme. Takto získaná mapa sa potom (napr. v aridných oblastiach) porovnáva s drenážnou mapou ukazujúcou polohu súčasných vadí a vadí formovaných počas humídnejších období geologickej minulosti. Kombinácia mnohých vadí a hlavných zlomov indikuje veľký potenciál podzemnej vody. Križovatka viacerých zlomov môže pritom zvýšiť priepustnosť aj kapacitu kolektora. Navyše smer a sklon rozhrania porušených jednotiek naznačuje i smer podpovrchového toku.

Všetky tieto základné charakteristiky geomorfologických útvarov možno interpretovať z dát získaných družicami na obežnej dráhe. Platí to najmä o stereoskopických snímkach produkovaných francúzskym digitálnym zobrazovacím systémom SPOT a veľkoformátovou kamerou raketoplánu. Ale aj bežné snímkovanie satelitu Landsat môže slúžiť ako podklad na ďalší prieskum.

Veľmi dôležité je detailne poznať celkovú kapacitu pri odbere vo veľkom množstve z plytko uložených zdrojov. Platí to najmä v semiaridných oblastiach, kde v mnohých príbrežných oblastiach (Egypt, Lýbia, Izrael, Mexiko) už pri prílišnom odbere nastala kontaminácia morskou vodou.

V regiónoch s výraznou fluktuáciou zrážok by sa mal v budúcnosti vo väčšej miere uplatniť tzv. konjunktívny spôsob. Jeho princíp spočíva vo využívaní vody zo zrážok počas vlhkejších období, pričom sa zvyšuje hladina podzemnej vody využívanej v suchých obdobiach, a tak sa predchádza vyčerpaniu v čase potreby. Na druhej strane prirodzená podzemná zásobáreň má oproti povrchovej nielen ekonomické prednosti, ale napríklad aj v minimalizácii odparu.

Celkove sa ukazuje možnosť, ale aj nevyhnutnosť využívať technické informácie a vedecké metódy na ekonomický rozvoj aridných oblastí Zeme.

Spracované podľa článku F. El-Baz a M. T. El-Ashry: Ground water for a thirsty Earth, Geotimes 6/92

mg

Podnikateľská aktivita geologickoprieskumných spoločností v Kanade

Časopis The Nothern Miner, vydávaný v Toronte, prináša zaujímavé informácie o prebiehajúcich a pripravovaných projektoch na vyhľadávanie zlata a polymetálov. Konštatuje, že napriek nízkej úrovni kovov polymetalických rúd a tomu, že sa cena zlata nedostala nad úroveň 330 USD za uncu, prieskumná aktivita v Kanade aj napriek rastúcemu regulačnému vplyvu ekológie roku 1993 stúpa. Stimulom pre investície do prieskumu a ťažby rúd je predpokladaný a overený vysoký obsah kovov v rude.

Spoločnosť Benoit and Verneuil Tw p.s. Quebec koncentruje investície na tieto dva sľubné projekty na vyhľadávanie zlata v Quebecu:

1. MINNOVA Au. Tu sa v súčasnosti hodnotia vrtné práce. Predbežne zhodnotená zásoba rudy 3,3 mil. t obsahuje 2,4 g/t Au, z toho 0,5 mil. t má obsah 4,9 g/t Au. Zrudnenie je v silicifikovanom a pyritizovanom tufe. Predpokladá sa, že v území je značná akumulácia Au-rúd.

2. FREEWEST Au. Projekt overuje strižnú zónu. Šošovky Au - rúd sú sledovateľné v dĺžke cca 1 km pozdĺž tejto zóny. Štruktúru Toussaint Zone vypĺňa kremeňovo-sericitovo-ankeritová žilovina s obsahom 9 g/t Au pri celkovej mocnosti štruktúry 6 - 7 m. V súčasnosti sa pripravuje výpočet zásoby na základe vrtného prieskumu.

Spoločnosť LACMINERALS pred niekoľkými rokmi vyhľadávala zlato v oblasti Redmountain v Britskej Kolumbii. Prvé výsledky zverejnila po prehodnotení stratégie prieskumu, keď získala pozitívne výsledky. Vyhĺbilo sa 11 vrtov v celkovej metráži 4500 m, čím sa zásoba zdvojnásobila, čiže súčasný stav je 2,8 mil. t rudy s obsahom 11,5 g/t Au. Schválený je nový, rozsiahlejší projekt s 13 500 m vrtov na overenie Au-mineralizácie v novej zóne, tzv. MARC ZONE.

Spoločnosť San Andreas Resources vrtným prieskumom overila bohatú Zn-mineralizáciu v oblasti Prairie Creek, kde sa roku 1983 začala ťažba striebra. Vyhľadávanie bolo zamerané na žilný typ mineralizácie. Vrty overili rudu s obsahom 11,75 % Zn, 10,8 % Pb a 165 g/t Au. V súčasnosti realizované vrty overili pod žilami mineralizáciu typu Mississipi Valley, ktorú reprezentujú polohy sulfidických masívnych rúd so sfaleritom, pyritom, galenitom, kremeňom a dolomitom. Ide o významnú akumuláciu polymetalických rúd, v mierne sklonenej štruktúrnej zóne.

sk

Nesprávne zaobchádzanie s pôdou

Ľudský vplyv na ekológiu suchých oblastí trvá už najmenej dvetisíc rokov. Dôležitú úlohu zohral populačný tlak, ale najväčšiu stopu na krajine bezpochyby zanechalo neuvážené hospodárenie a bezohľadná exploatácia prírodných zdrojov.

Aridné pásmo zaberá až 40 % súše. Podľa pomeru zrážok a potenciálnej evapotranspirácie mapa, ktorú vydalo UNESCO rozlišuje štyri podtriedy:

1. Hyperaridná klíma, typická pre Saharu bez vegetácie alebo s úzkym pásom okolo vodných tokov.

2. Aridné klimatické pásmo využívané iba ako pastviny.

3. Semiaridná zóna s poľnohospodárstvom, ktorého rizikovosť vyplýva z nepravidelnosti zrážok.

4. Subhumídna zóna s častejšími zrážkami a intenzívnejším poľnohospodárstvom.

Zavlažované územia možno nájsť vo všetkých spomenutých oblastiach.

Prvým krokom k najničivejšej degradácii - k pôdnej erózii - je odstránenie vegetačného pokryvu. Pomerne dávny, ale názorný je príklad sprašových oblastí Číny. S prírastkom populácie v prvých storočiach zjednocovania ríše sa lesy na rozsiahlych plošinách v okolí Xianu prakticky vyrúbali, čo urýchlilo eróziu do takej miery, že celý región dnes brázdi hustá sieť hlbokých a strmých roklín.

Ďalšie rozširovanie plochy na pestovanie úžitkových plodín nielenže zvýšilo koncentráciu dobytka na zostávajúcich pastvinách, ale už v minulom storočí bolo hlavným dôvodom prudkého zvýšenia vodnej a veternej erózie. Napriek varovnému stavu nemožno situáciu posudzovať bez prihliadnutia na ekonomické otázky rozvojových krajín danej oblasti. Je ťažké zaoberať sa blahobytom budúcich generácií, ak sa musí čeliť hladu dnes.

Vyspelé krajiny stoja zoči - voči iným problémom: znečisteniu pôdy ťažkými kovmi, priemyselnými chemikáliami a organickými pesticídmi. Aj keď znečistenie nemá extenzívny charakter, má vážne lokálne dôsledky na ľudské zdravie. Významná je problematika kyslých dažďov, najmä v humídnych oblastiach. Je zaujímavé, že v aridnom pásme by ich účinok na pôdu bol vo všeobecnosti pozitívny. (Kalifornia má ešte jeden pomerne špecifický problém. Terénne vozidlá a motorky rekreantov zanechávajú v púšti také výrazné stopy, že federálna vláda uvažuje o obmedzení vstupu na isté územia).

Odhadnúť druh a rozsah degradovanej pôdy kontinentov pri absencii dát nie je ľahké. Expert Spojených národov H. F. Drenge konštatoval, že na zostavenie správy o degradácii pôdy musel okrem niekoľkých máp a pár experimentálnych dát využiť aj postrehy z pozorovania rozličných ľudí, ba i anekdoty. Čísla, ktoré sú výsledkom jeho práce, sú alarmujúce. Utešovať sa nemožno ani faktom, že mnohé spomedzi najviac nehostinných miest sú súčasným alebo perspektívnym zdrojom ropy alebo surovín. Všeobecne síce platí, že pastviny a zavlažované územia si v kvalite udržiavajú status quo, avšak bežná poľnohospodárska pôda sa degraduje čoraz viac, a to najmä vďaka populačnému tlaku na expanziu aj do okrajových, menej vhodných priestorov.

Princípy kontroly, ochrany a sanácie pôdy sú dobre známe. Teraz ide skôr o to, ako nájsť vhodné ekonomické prostriedky, ktoré by prinútili vládne inštitúcie myslieť a konať z hľadiska širšieho časového horizontu, lebo kontrola erózie sa v krátkom období nijako zvlášť nevypláca - tvrdí sa na záver v článku uverejnenom v časopise Geotimes/92 A platí to aj pre nás !

mg

Marshallov plán pre ekológiu je okamžite potrebný. Jeho potreba pre oblasť východnej Európy, vyjadrená slovami rakúskej ministerky životného prostredia Marie Rauchovej-Kallatovej, je spätá s návrhom finančného príspevku vo výške 24 miliárd USD počas 6 rokov. Predpokladá sa, že táto suma bude tvoriť 5 % kapitálových investícií pre strednú a východnú Európu. Prostriedky sa v prvej fáze použijú na rekonštrukciu priemyselných zariadení poškodzujúcich zdravie v kritických oblastiach. Druhá fáza má viesť k vytvoreniu národných fondov v menách východoeurópskych štátov a ich úlohou bude rozšíriť možnosti pôžičiek priemyselným podnikom na nákup ekologických a iných progresívnych technologických zariadení zo Západu. Keďže v prípade pôžičiek sa počíta s návratnosťou prostriedkov, predpokladá sa nepretržité fungovanie týchto fondov.

Emisie CO_2 v Českej republike, ktoré od „nežnej revolúcie" roku 1989 výrazne poklesli, sa pravdepodobne nikdy nevrátia na pôvodnú úroveň. Taká je predpoveď Inštitútu všeobecných energetických výskumov Českej akadémie vied v Prahe. Bývalé Československo roku 1988 spotrebovalo takmer dvojnásobne viac energie na jednotku hrubého národného produktu ako USA. Inštitút skúmal tri scenáre možného vývoja znečisťovania ovzdušia a i v najhoršom prípade sa predpokladá, že emisie CO_2 roku 2020 budú o 13% nižšie ako roku 1990. Ak sa bude používať iné palivo ako uhlie, emisie by mali poklesnúť o ďalších 12 %. Tieto údaje sa prezentovali na nedávnom stretnutí Medzinárodnej agentúry pre energiu v Oxforde. Emisie v Čechách roku 1991 predstavovali len 83,5 % maximálnej hodnoty z roku 1985. Množstvo emisií mierne klesalo už pred revolúciou.

Päťročný program francúzskej environmentálnej agentúry Agence de l'Environnement et de la Maitrise de l'Energie (ADEME) je zameraný prednostne na nové technológie odstraňovania už existujúceho znečistenia (480 mil. frankov), dopravu (450 mil. frankov), obnoviteľnú energiu (450 mil. frankov), skládky odpadu (280 mil. frankov) a biomasu (125 mil. frankov). ADEME žiada súčasný rozpočet zdvojnásobiť a predpokladá päťročný program za 2,5 miliardy frankov (470 mil. US).

Likvidácia polychlórových bifenilov pomocou biologických prostriedkov namiesto ich spopolňovania je náplňou nového výskumného grantu, ktorý financuje Komisia Európskeho spoločenstva. 1,5 milióna USD trojročného grantu rozdelili medzi štyri výskumné ústavy. Bergiská univerzita (Wuppertal, Nemecko) a Wageninská poľnohospodárska univerzita (Holandsko) študujú rozpad polychlórových bifenilov požitím aeróbnych baktérií. Kentská univerzita (Anglicko) a Flámska technická univerzita (Belgicko) orientujú výskum na vytvorenie vhodného bioreaktora na ich likvidáciu.

Ochranu budov pred infiltráciou radónu si kladie za jeden zo svojich cieľov Agentúra pre životné prostredie v USA. Začiatkom apríla navrhla budovateľom domov dobrovoľné smernice na inštaláciu zariadení a systémov na ochranu domov proti radónovej infiltrácii. Agentúra navrhuje štátnym a lokálnym inštitúciám zaradiť povinnosť ochrany proti radónu do pravidiel pre výstavbu domov a nabáda záujemcov o kúpu domov vyžadovať od ich predajcov skúšku na radónovú infiltráciu. Cena klasického radónového testu je 15 - 20 USD a zamedzenia vnikania radónu v prípade pozitívneho testu dosahuje 3000 USD. Náklady sa dajú znížiť na 500 - 1000 USD, ak sa vhodné opatrenia urobia už pri výstavbe domu. Agentúra odhaduje, že v celonárodnom meradle bývanie v domoch s radónovou infiltráciou spôsobuje 7000 - 30 000 prípadov ochorenia na rakovinu pľúc. Radónová infiltrácia sa ako príčina tohto ochorenia zaraďuje na druhé miesto, teda hneď za fajčenie.

Olejové škvrny a znečistenie pôdy a vodných tokoch možno odstrániť použitím lecitínov, ktoré sú produktmi rastlinného oleja. Tento poznatok Hebrejskej univerzity v Izraeli využíva schopnosť lecitínu rozptýleného vo vode prekrývať ropné produkty unimolekulárnym filmom. Ten zabraňuje ich rozšíreniu a rozkladá ich na ľahko odstrániteľné lepkavé kvapôčky plávajúce po hladine. Technológia umožňuje aj ľahší prístup kyslíka do znečistenej vody, a tým vytvára predpoklady na uchovanie podmorského života. Výskum preukázal aj mikrobiálnu biodegradáciu niektorých typov ropných produktov. Technológia je použiteľná v sladkej aj v slanej vode.

Nová metóda mapovania a monitoringu podzemných znečisťovateľov použitím vrtnej techniky, primárne používanej na vyhľadávanie uránového zrudnenia, sa pripravuje na použitie na sklonku roka 1993. Pracovníci Los Alamos National Laboratory v USA plánujú spúšťať do vrtov miniatúrny urýchľovač častíc vyžarujúci do okolitých komplexov neutróny vysokej energie. Pod ich vplyvom bude okolitý materiál vyžarovať gama žiarenie, ktoré sa bude zaznamenávať a analyzovať na povrchu. Výsledky analýz môžu preukázať prítomnosť kovov, organických a ďalších znečisťovateľov.

Nový systém skúšania profesionálnych pracovníkov z oblasti ochrany životného prostredia zaviedú v októbri 1993 v USA. National Council of Examiners for Engineering and Surveying (NCEES) rozdelil skúšku do štyroch základných a štyroch voliteľných oblastí. Jej ťažiskom bude plánovanie, výskum, vývoj a stratégia ochrany životného prostredia, monitoring vodných systémov, odpadovej vody, pevného a nebezpečného odpadu, kvality ovzdušia, ako aj otázky zdravia a bezpečnosti.

Jadrovej energetike v USA predpovedajú čiernu budúcnosť. Roku 1992 sa v 109 jadrových elektrárňach vyprodukovalo 20 % elektrickej energie USA. Toto percento sa asi zachová aj niekoľko najbližších rokov, ale známe sú plány Clintonovej administratívy obmedzovať finančné prostriedky na ďalší výskum a vývoj jadrovej energetiky. Ich hlavnou príčinou je klesajúca spotreba elektrickej energie v priemysle. Prognózy jej spotreby v USA na rok 2000 vypracované roku 1970 sa už teraz ukazujú veľmi zveličené. V minulosti sa význam jadrovej energetiky videl najmä v znižovaní produkcie CO_2 a globálnych klimatických zmien. Za ostatných 15 rokov tieto argumenty zásluhou ekologicky neškodných foriem výroby energie stratili aktuálnosť (uplatnenie nachádzajú obnoviteľné zdroje energie, resp. sa pri výrobe elektrického prúdu využíva spaľovanie plynu). Nezanedbateľné je aj ekonomické hľadisko. Návratnosť investícií na výstavbu v súčasnosti zaručujú len jadrové elektrárne s minimálnym inštalovaným výkonom 1 GW. Potreba takýchto výkonov v USA už nie je. Za jednu zo schodných ciest sa pokladá vývoj moderných ľahkých vodných reaktorov s kapitálovými nákladmi pod 1300 USD na 1 kW inštalovaného výkonu, podobných, aké už úspešne uviedli do prevádzky v Japonsku. Výstavba reaktora v Japonsku trvala 53 mesiacov, čo je 38 % času potrebného na konštrukciu takéhoto zariadenia v USA. Ale z ekonomického hľadiska nie je ani táto možnosť výhodná.

Medzinárodné geologické korelačné programy (IGCP) pod hlavičkou UNESCO a IUGS oslávili roku 1992 dvad-

siate výročie. V tomto období pracovné skupiny v 22 štátoch sveta riešili 59 IGCP projektov. Z 27 podaných návrhov nových projektov sa akceptovalo a započalo iba 10. Hlavnou prekážkou pri prijímaní nových projektov sú finančné prostriedky. Roku 1991 spojené fondy UNESCO a IUGS zaručovali príspevky na každý IGCP projekt vo výške 6000 USD ročne. Počíta sa s priemernou životnosťou projektov 5 až 6 rokov a v súčasnosti sa skúmajú aj ďalšie možnosti financovania. Z vedeckého hľadiska sa projekty IGCP usilujú zachytiť všetky nové trendy geovedných disciplín. Preferujú sa projekty s väčším zastúpením geofyziky, ako aj geológie vzťahujúcej sa na podmorský výskum a otázky životného prostredia. Okrem základného geologického výskumu nové projekty IGCP kladú dôraz na prakticky využiteľné výsledky, čím sa chce vyhovieť najmä požiadavkám predovšetkým rozvojových krajín.

Olovom k hlúposti. Už relatívne nízka koncentrácia olova v prostredí môže mať nepriaznivý vplyv na inteligenciu. Tento záver vyplynul zo štúdia detí, žijúcich neďaleko úpravne olovenej rudy v austrálskom Port Pirie. Okolo 33 % ich malo v krvi viac ako 25 mg Pb/dl, pričom sa už 10 mg/dl všeobecne pokladá za nebezpečné. Vedci zistili, že sedemročné deti s 10 - 30 mg/dl olova v krvi dosiahli v IQ teste v priemere o 5 % horšie výsledky ako deti s nižšou hladinou. Najvážnejšie následky sa prejavujú vo veku od 15 mesiacov do štyroch rokov, avšak aj veľa starších detí vystavených pôsobeniu olova má starosti s ukončením strednej školy.

Yellowstonské požiare indikujú teplé obdobia. Geologické dôkazy z Yellowstonského národného parku prezrádzajú, že obdobia veľkých požiarov koincidovali s hlavnými trendmi zvyšovania teploty v uplynulých desiatich tisícoch rokov. Podľa Stephena Wellsa, geológa z Kalifornskej univerzity v Riverside, „klimatické zmeny predikované ako výsledok globálneho otepľovania by mohli mať rovnaký efekt". Požiar roku 1988, ktorý spálil takmer 1 milión akrov z rozlohy parku, zvýšil podiel sedimentácie. Sedimenty sú bohaté na uhlík a ľahko datovateľné rádiokarbónovou analýzou. Pri skúmaní sedimentárneho záznamu výskumníci zistili, že „stredoveké teplé obdobie" (900 - 1300 n.l.) súviselo s množstvom spálených úlomkov, kým v „malej dobe ľadovej" (1300 - 1900 n.l.) bola iba malá sedimentácia. Predpokladá sa, že teplé obdobia sprevádza sucho a spôsobuje požiare.

Vulkanické erupcie proti globálnemu trendu. Pri panelovej diskusii sa vedci zhodli v tom, že výbuch sopky Mount Pinalubo na Filipínach roku 1991 skutočne prerušil proces globálneho otepľovania. Vulkán vyvrhol do ovzdušia milióny ton sírneho aerosólu, ten odrážal slnečné žiarenie späť do vesmíru, podľa očakávania mal znížiť priemernú svetovú teplotu o 1,5 °F a urobiť rok 1992 najchladnejším od roku 1958. V skutočnosti teplota poklesla iba o 1 °F, a to najmä pre silnú aktivitu teplého pacifického oceánskeho prúdu El Niňo. Ale podľa náhľadu H. Wilsonovej z NASA síra a sprievodný popol už začínajú padať späť na zemský povrch, a preto možno predpokladať, že ak sa globálny teplotný trend v minulosti správal progresívne, bude sa tak správať aj v budúcnosti.

Americký benzín a grónsky sneh. Koncetrácia olova v paleonskom snehu Grónska od prechodu na bezolovnatý benzín v 70-ych rokoch prudko poklesla. C. F. Boutron z francúzskeho Glaciologického a geofyzikálneho laboratória však tvrdí, že to súvisí najmä s americkým palivom. Pomer izotopov olova v európskom a americkom benzíne sa totiž odlišuje, a práve množstvo olova zo Spojených štátov v Grónsku najviac pokleslo.

Sahara vyživuje amazonský prales. Tvrdením „Svet je malý" možno komentovať mnohé údaje zo štúdia vzájomnej súvislosti vzdialených častí zemského ekosytému. Napr. amazonský dažďový prales sa pokladal za hlavný faktor pri tvorbe globálnych klimatických a poveternostných znakov, ale nedávno tím vedcov z Virgínskej univerzity a Univerzity v New Hampshire prišiel na to, že veľká časť tohto pralesa je odkázaná na výživné látky obsiahnuté v pôdnom prachu zaneseným tam tisícky míľ cez Atlantik až zo Sahary.

Prenos púšťneho prachu nesúceho fosfáty a ďalšie stopové prvky dôležité pre vegetáciu amazonskej oblasti je základným dôkazom o previazanosti prírodných systémov Zeme. Vedci spočítali, že až 12 miliónov t prachu každoročne pohlcujú veľké amazonské búrky. „Tento búrkový systém, trvajúci niekoľko dní a zasahujúci ďaleko do Atlantika, funguje ako obrovský vysávač," hovorí Michael Garstang.

Fakt, že na živiny chudobnú pôdu Amazonskej nížiny musia obohacovať prvky pochádzajúce z iného regiónu, je známy už dávnejšie, ale to, že by hlavným dodávateľom mohla byť Sahara, vyplynulo zo súčasného zmenšenia rozlohy pralesa aj púšte počas veľkého klimatického obdobia na konci poslednej doby ľadovej, pred 10 - 14 tisíc rokmi. Sahara bola navyše „podozrivá" aj pre dávnejšie známy transport jej materiálu na veľkú vzdialenosť (až do severnej Európy či do karibskej oblasti).

Je zaujímavé, že družicové snímky spojenie Sahara - Amazonka neodhalili. Po analýze dát dospeli vedci k záveru, že stopy saharského prachu dosahujú pobrežie Južnej Ameriky počas vlhkého tropického ročného obdobia. Pred satelitmi ich skrýva oblačnosť a v dažďovom pralese sa ukladajú, keď búrka koinciduje s prachovým stĺpom.

Pri výskume sa zaevidovalo viac ako 20 búrkových systémov v jednom roku, pričom každý z nich „priniesol" až 465 000 t pôdneho prachu. Z ročného množstva materiálu pripadá na 1 aker asi pol kg fosfátu, čo sa pokladá za množstvo nevyhnutné na prežitie dažďového pralesa.

Zemetrasné tsunami. Výskum pod vedením Douglasa Wiensa z Washingtonskej univerzity môže viesť k odhaleniu podstaty vĺn tsunami, ktoré niekedy sprevádzajú zemetrasenia. Wiens predpokladá, že relatívne malé zemetrasenia, produkujúce seizmické morské vlny sú charaktristické dĺžkou otrasov, zvyčajne dve minúty alebo aj viac. Z toho vychodí, že ničivé vlny súvisia skôr s dĺžkou ako so silou zemetrasenia.

Geofyzici študovali záznamy z celého sveta a veria, že tsunami sú výsledkom samého seizmického procesu, nie následných podmorských zosuvov. Navyše mnohé z dát poukazujú na nepriamu úmernosť medzi dĺžkou trvania a hĺbkou ohniska.

Fosílie odhaľujú nové biologické fakty. Analýza obsahu vnútorností mastodonta nájdeného v južnom Ohiu zistila živé 11 tisíc rokov staré baktérie. Daniel C. Fisher z Univerzity v Michigane prežitie baktérií vysvetľuje podmienkami, v ktorých sa živočích nachádzal. Už roku 1989 Fischer v južnom Michigane objavil prvé dôkazy o tom, že prehistorickí lovci Severnej Ameriky uchovávali mäso zabitých zvierat spustením na dno jazera. Ohijský mastodont sa našiel v močaristom prostredí, ktoré kedysi mohlo byť jazierkom alebo rybníkom.

Aj keď sa všeobecne verilo, že sa mastodonty živili prevažne vetvičkami ihličnanov, žalúdok nájdeného tvora obsahoval bohatú vegetáciu - od močiarnej trávy, listov a machu cez semená ostrice až po lekno. Tieto zistenia spochybňujú teóriu, že ústup smrekového lesa smerom na sever spôsobil vyhynutie týchto cicavcov.

Horúca suchá skala. Indiánsky názov novoobjaveného ložis-

ka? Nie, ale jeden z perspektívnych spôsobov využitia geotermálnej energie, ktorý intenzívne testuje Národné laboratórium v Los Alamos, USA.

Systém „horúcej suchej skaly" (hot dry rock - HDR) využíva prirodzene sa vyskytujúcu podpovrchovú zásobu zemského tepla. Pumpy obstarávajú cirkuláciu vody cez horúcu horninu s normálnou vlhkosťou na prívod tepla na povrch. Dnes už 20 rokov stará technológia je uzavretým enviromentálne neškodným systémom, neemitujúcim nijaké skleníkové plyny alebo iné škodliviny. Podľa výskumníkov z Los Alamos sa energetický potenciál viažuci sa na HDR iba v Spojených štátoch rovná 3 biliónom barelov ropy, teda 200-tisícnásobku energie spotrebovanej v USA ročne.

Náklady na HDR závisia najmä od hĺbky vŕtaných studní. Na vytvorenie podzemného rezervoára treba vyhĺbiť studne a napumpovať vodu do prirodzeného systému otvorených puklín v hornine. Ďalším vrtom sa zohriata voda čerpá. Dve studne vo Fenton Hill, kde sa projekt testuje, siahajú do hĺbky dve a štvrť míle a teplota prostredia tam dosahuje 240 °C. Tektonicky porušená hornina tejto lokality môže pojať až 20 miliónov m^3 vody, ale v súčasnosti sa využíva len jej malá časť.
Vo Fenton Hill už roku 1976 testovali počas 30 dní chod celého systému a dosiahli sľubný výsledok, energetickú produkciu asi 10 MW.

Súčasné dlhodobé skúšky, financované vládou Spojených štátov, sa zameriavajú najmä na minimalizáciu úniku recirkulovanej vody a na overenie stability tepelnej produkcie prostredia.
„Množstvo energie obsiahnuté v horninách prevyšuje 30-násobok spoločného potenciálu všetkých známych zdrojov uhlia, ropy, zemného plynu," dodáva na záver David Duchane, manažér projektu z Los Alamos.

Vymieranie v dôsledku erupcií. Vedci z kalifornského Berkeley prinášajú dôkazy o tesnej súvislosti medzi najväčšou živočíšnou extinkciou v histórii Zeme a extenzívnou vulkanickou aktivitou na Sibíri. Aj keď sú tieto javy dobre známe, Paul R. Renne a Asish R. Basu ponúkajú dôkazy o tom, že obidva prebehli v tom istom čase. Ich experimenty ukazujú, že sa sopečná činnosť začala asi pred 248,3 a skončila sa pred 247,5 miliónmi rokov. Vedci veria, že až 95 % všetkých živočíšnych druhov zmizlo z povrchu Zeme na hranici permu a triasu pred 250 miliónmi rokov. Vymrela viac ako polovica všetkých morských druhov a väčšina cicavcom podobných plazov.

V geologickom chápaní trvala táto erupcia extrémne krátky čas, "hovorí Renne. „Možno to bolo iba 200 tisíc rokov."
Bazaltové príkrovy tzv. sibírskych trapov sú veľmi podobné lávovým zloženinám Dekanskej plošiny v Indii či provincie Karoo v južnej Afrike. Vedci sa domnievajú, že majú pôvod v zemskom plášti. Vystupujú pravdepodobne až z hĺbky 3000 km a hromadia sa v rezervoári pod spodnou hranicou kôry. Pôsobením tlaku sa kôra poruší a láva značnou rýchlosťou vyteká.

Sibírske bazalty ležia na V od Uralu a sú jedným z najväčších sopečných výlevov, aké svet videl. Na povrch sa dostalo asi 16 milióna km^3 lávy. Miesto je v súčasnosti plošinou pokrývajúcou 337 000 km^2.

Uránové modely pre nukleárny odpad. Podľa G. Garvena z Univerzity Johnsa Hopkinsa v Baltimore možno štúdiom uránových rúd starších ako milión rokov a ležiacich hlboko pod zemským povrchom predvídať, čo sa stane s odpadom z jadrových elektrární v podzemných úložiskách.
Verí, že prirodzene sa vyskytujúce rádioaktívne rudy môžu byť vhodné na testovanie, lebo na ne pôsobia sily prostredia veľmi dlhý čas. Garven dúfa, že sa mu štúdiom, ako sa urán rozpúšťal v podzemnej vode a opätovne vyzrážal, podarí kvantitatívne určiť, ako sa bude rádioaktívny odpad správať o tisíce rokov neskôr.
Zemetrasenia, vulkanická aktivita, pomalý, ale ustavičný pohyb horninovým prostredím môže podmienky pod povrchom drasticky zmeniť. Aj keď sa nedá presne vedieť, ako bude miesto uloženia v budúcnosti postihnuté, Garven verí, že počítačové modely zostavené podľa dát z Kanady a Austrálie môžu určiť, čo sa môže stať, aký najhorší scenár možno očakávať a ako zhodnotiť riziko.

Doterajšie geochemické dáta naznačujú, že sa rudné ložiská tvorili, v priebehu 100 - 500 tisíc rokov v horúcej slanej vode (150 - 200 °C). Najviac uránových ložísk je v pieskovci a ruda v ňom migruje priemerne 1 m za rok. Garven priznáva, že jeho model neeliminuje neistotu okolo konkrétnych ložísk. „Dôležité je však vedieť, či tento materiál migruje meter alebo stovky metrov za 100, 1000 alebo 10 000 rokov," vysvetľuje a dodáva: „Niektorí inžinieri si myslia, že to je inžiniersky projekt. Tvrdia, že môžu odpad uzavrieť na večné časy. My však zo štúdia geologického záznamu vieme, že nijaká hornina nie je absolútne nepriepustná, " dodáva Garven.

Zarábate rovnako zle ? Nedávno publikovaná správa Americkej komisie profesionálnych vedcov a technikov (ACPST) ukazuje, že hoci sa príjmy vedcov a technikov od roku 1989 mierne zvýšili, inflácia stúpla minimálne rovnako a v mnohých prípadoch rast príjmov vyvážili zvýšené nároky zamestnávateľov.

Zo správy pre zaujímavosť a na porovnanie vyberáme niekoľko bodov:

1. Najvyššie nástupné platy v Amerike ako zvyčajne majú inžinierske profesie, pričom pri ropných inžinieroch nastalo zvýšenie o 11 % (na 39 000 ročne). Straty miesta (a peňazí) sa naopak obávajú absolventi leteckej a kozmickej techniky, a to najmä vďaka obmedzeniam v rozpočte vlády, ale aj celosvetovej recesii.
2. Spomedzi všetkých sfér sa najvyššie nástupné platy ponúkajú v priemysle.
3. Učiť alebo byť zamestnancom štátu nie je najlepšia perspektíva. Pozitívny trend vykazovali miesta vo výskumnom a vývojovom manažmente firiem.
4. Ženy s doktorským titulom boli v priemere finančne ocenené o 25 % horšie ako muži. Podobný pomer je i medzi „bielymi" a „farebnými" doktormi.
5. Výhodné je byť vedcom a získať americké občianstvo. Podľa štatistiky takíto vedci zarábajú viac ako ich rodení americkí kolegovia, ale kým sa občianstvo získa, možno závidieť domácim vedcom.
6. Starší zarábajú viac ako mladí, ale pri poklese výkonnosti klesajú aj príjmy.
7. Aj na univerzitách zarábajú najviac profesori technických odborov, ale z dlhodobého hľadiska príjmy klesajú, lebo fakulty už nedržia krok s infláciou.

Ako príklad uvádzame platy (v tisícoch USD) v AAPG v roku 1990 a to pre bakalárov, magistrov a doktorov (v tomto poradí uvádzame priemerné platy) pri odpracovaných rokoch:

0 - 2	36,7	42,1	46,3
3 - 5	41,5	45,4	59,9
6 - 9	51,3	52,9	67,2
10 - 19	70,1	72,3	81,1
> 20	91,8	94,0	85,0

Vývoj priemerných platov (v tis. USD) v uvedenej spoločnosti podľa porovnania v rokoch 1984, 1987 a 1990 je podľa odpracovaných rokov nasledujúci:

0 - 2	27,3	35,7	41,9
3 - 5	38,6	38,8	45,1
6 - 9	50,8	48,7	53,6
10 - 19	67,9	67,0	71,0
> 20	84,8	79,7	92,5

Prirpavili: M.Grecula a Z. Németh z časopisov Geotimes, ES+T, SEG - Newsletter, EMR - Research Newsletter.

Prírodovedecká fakulta Univerzity Komenského

Katedra podzemných vôd

Vedeckovýskumná práca katedry je zameraná na prieskum a výskum podzemných vôd a na výskum procesov ovplyvňujúcich vznik, prúdenie a odtok podzemných vôd. Katedra rozvíjala metódy modelovania, prognózovania a sledovania kvantitatívnych vlastností podzemných vôd. Pracovisko riešilo úlohy pre potreby vodného hospodárstva, racionálne využívanie a ochranu obyčajnej, minerálnej a termálnej vody.

Pedagogickí pracovníci: prof. RNDr. L. Melioris, DrSc., doc. RNDr. V. Böhm, CSc., doc. RNDr. L. Škvarka, CSc. †, Ing. K. Hyánková, CSc., RNDr. M. Fendeková, RNDr. F. Čech; *Vedecký pracovník:* RNDr. P. Némethy, CSc.; *Odborní pracovníci:* Ing. D. Gulišová, RNDr. A. Cibuľka, RNDr. A. Trnovec, RNDr. E. Zoňová, RNDr. V. Zváč, RNDr. Z. Ženišová; *Technickí pracovníci:* E. Glesková, J. Melicherčíková, A. Purašová, M. Plošcicová, M. Šramelová; *Ostatní pracovníci:* M. Richterová

Na dlhodobom pobyte v zahraničí bol A. Cibuľka (Dánsko, Lyngby, Technical University of Denmark; 15. 9. 1991 - 15. 7. 1992)

Roku 1992 katedra organizovala konferenciu na tému Problémy pohronského skupinového vodovodu (5. 5. 1992, B. Bystrica);

Výskumná činnosť

Pracovníci katedry riešia nasledujúce projekty:

1. Optimálne využívanie a riadenie komplexného systému podzemná voda - prírodné prostredie - spoločnosť (Inštitucionálny projekt G16; zodp. riešiteľ: doc. RNDr. L. Škvarka, CSc. †)

Bola zostavená hydrogeologická mapa záujmového územia, t. j. Zvolenskej kotliny v M 1:50 000.

V oblasti Zvolenskej kotliny sa komplexne zhodnotila kvalita povrchových a podzemných vôd a podrobne sa analyzovali všetky faktory, ktoré ju ovplyvňujú.

Textovú časť dopĺňajú tabuľky so základnými údajmi o zdrojoch znečistenia ovzdušia, povrchových a podzemných vôd a súhrnné tabuľky chemického zloženia vody. Na grafických prílohách sú vyznačené dokumentované body, základné údaje o pôdnom pokryve, výskyty minerálnej vody, zdroje znečistenia a obsah niektorých znečisťujúcich zložiek. Znečisťujúce zložky sú znázornené na monoprvkových mapách, a to stav roku 1975 a súčasný stav. Osobitná pozornosť sa venovala znečisteniu terénu a podzemnej vody ropou v oblasti Sliač - Vlkanová.

Okrem komplexného zhodnotenia stavu kvality hydrosféry prínosom sú výsledky štúdia vývoja znečistenia vody a nové informácie o kvalite prítokov Hrona, z ktorých mnohé veľmi ovplyvňuje komunálny a poľnohospodársky odpad.

Interakcia vody s horninami sa študovala v konkrétnych prírodných podmienkach, v prostredí karbonátov mezozoika (povodie Bystrického potoka a Starohorského potoka) a silikátov neovulkanitov (povodie Neresnice). Z územia sa zostavila hydrogeologická mapa doplnená o grafy chemického zloženia podzemnej vody a jej akosti.

Na základe 37 000 hydrochemických údajov sa zhodnotilo chemické zloženie vody z karbonátov a silikátov a jeho odlišnosti ako výsledok procesov interakcie vody s horninami. Podrobne sa študovali aj všetky vplyvy pôsobiace na kvalitu podzemnej vody.

Za najvýznamnejšie považujeme výsledky hodnotenia krátkodobých a dlhodobých zmien vybraných ukazovateľov kvality a výsledky trendovej analýzy. Tie budú podkladom na riadené využívanie zásoby podzemnej vody a návrh jej ochrany.

Vplyv acidifikácie prostredia na procesy interakcie je spracovaný na teoretickej úrovni. Z finančných dôvodov sa táto problematika bude v ďalšom období študovať v laboratórnych podmienkach.

Pri štúdiu pohybu preplynených minerálnych vôd vo vývervových oblastiach Západných Karpát sa dosiahli nasledujúce výsledky: Na zistenie nových informácií na interpretáciu pohybu minerálnej vody vo vývervových oblastiach minerálnych vôd na lokalite Rojkov, Bešeňová, Železné, Liptovský Ján, Račkova dolina, Mýto pod Ďumbierom, Bardejov sa použili geoelektrické metódy spontánnej polarizácie a modifikácia metódy nabitého telesa. Výsledky sa využívajú a budú využívať na vhodné technické zachytenie zdrojov, na určenie podmienok ochrany, ako aj na určenie optimálneho odberového množstva.

2. Distribúcia toxických kovov v antropogénnej zóne v oblasti Štiavnických vrchov a ich sekundárne prejavy v ekosystéme (grant;zodp. riešiteľ doc. RNDr. L. Škvarka, CSc. †)

Zoznam absolventov a ich diplomových prác v šk. r. 1992-1993 (meno študenta, názov dipl. práce, meno ved. dipl. práce):

Ivan Brutenič: Mapa kvalitatívnych vlastností podzemných vôd na území Bratislavy-Petržalky pre potreby výstavby (RNDr. Z. Bačová)
Jana Kalinčíková:Hydrogeológia mezozoika severnej časti Hornej Nitry (Ing. E. Kullman, DrSc.)
Andrea Malatínska: Minerálne vody podtatranskej oblasti (prof. RNDr. L. Melioris, DrSc.)
Daniel Marcin: Hydrogeologické pomery Bardejovských kúpeľov (prof. RNDr. L. Melioris, DrSc.)
Pavol Obora: Hydrogeologické pomery povodia Harmaneckého potoka(doc. RNDr. V. Böhm, CSc.)
Vladimíra Páltiková: Význam mikrobiologických a biologických ukazovateľov v hydrogeologickej praxi (RNDr. V. Onderíková, CSc.)
Denisa Považanová: Kvalitatívne vlastnosti vôd aluviálnych náplavov Torysy v oblasti Brezovice (Ing. K. Hyánková, CSc.)

Katedra inžinierskej geológie

Pedagogická činnosť

Na katedre inžinierskej geológie skončilo v školskom roku 1992/1993 štúdium 7 poslucháčov.

Zoznam absolventov a ich diplomových prác (meno študenta, názov dipl. práce, meno ved. dipl. práce):

Stanislav Hric: Sanačné metódy stability svahov (doc. Ing. M. Matys, CSc.)
Iveta Liberdová: Inžinierskogeologická rajonizácia seizmickej intenzity údolia Váhu medzi Strečnom a Žilinou (doc. RNDr. R. Ondrášik, DrSc.)
Eduard Mašlár: Charakteristika horninového prostredia hydraulickými parametrami určenými z výsledkov vodných tlakových skúšok (RNDr. P. Harušťák)

Ingrid Mašlárová: Hodnotenie vlastností kryštalických hornín z lokality PVE Ipeľ laboratórnymi metódami (RNDr. A. Hyánková, CSc.)
Pavol Sabela: Zhodnotenie kvality horninového masívu projektovanej PVE Ipeľ (doc. RNDr. P. Wagner, CSc.)
Miroslav Turčan: Vhodnosť geologického prostredia v okolí Malaciek na ukladanie tuhého komunálneho odpadu (doc. RNDr. M. Hrašna, CSc.)
Branislav Viselka: Inžinierskogeologické príčiny porušenia podzákladia Spišského hradu. (RNDr. J. Vlčko, CSc.)

V rámci *postgraduálneho štúdia* sa na katedre riešia tieto výskumné témy:
RNDr. Renáta Adamcová: Hodnotenie geologického prostredia na situovanie ekologickorizikových stavieb.
RNDr. Ľubica Iglárová: Matematické modelovanie vysokohorských deformácií.
Ing. Jana Chabroňová: Analýza plášťového trenia pilót v rôznych typoch zemín.
RNDr. Ivana Kondrková: Poruchy zemného telesa dopravných stavieb a ich geologického podložia.
Ing. Richard Míka: Hodnotenia geologického prostredia na sanáciu a rekonštrukciu objektov.
RNDr. Milan Sabol: Využitie podzemných priestorov na uskladňovanie odpadu.
Ing. Zoltán Spišák: Zákonitosti vývoja svahových deformácií neovulkanitov východného Slovenska.
Mgr. Štefan Szabo: Analýza vplyvu hydrogeologických pomerov na fyzický stav a stabilitu horninového masívu.
RNDr. Vlasta Jánová: Vplyv vlastností zemín na vývoj zosunov
Nguen Duy Son: Zlepšovanie únosnosti zemín (výber metód vhodných pre inžinierskogeologické a hydrogeologické pomery Vietnamu).

Okrem toho sa v rámci *ašpirantského štúdia* ďalej riešia nasledujúce témy (budú skončené v rokoch 1993 - 1994):
RNDr. Miloš Kováčik: Inžinierskogeologické podmienky využitia flyšových vrchov SZ Slovenska.
RNDr. Mária Kováčiková: Inžinierskogeologické podmienky skládkovania odpadu.
RNDr. Mikuláš Krippel: Vplyv fyzikálnych a mechanických vlastností hornín na stabilitu svahov.
RNDr. Jaromír Plch: Hlboké stavebné jamy vo veľmi priepustnom horninovom prostredí.

Výskumná činnosť

V rámci inštitucionálneho výskumu organizovaného na fakulte rieši katedra úlohu *Hodnotenie geologického prostredia na racionálne využívanie územia* (zodp. riešiteľ doc. RNDr. R. Ondrášik, DrSc.; RNDr. J. Vlčko, CSc.).

V rámci výskumu organizovaného Grantovou agentúrou pre vedu sa na katedre riešia tri grantové projekty:
1. Inžinierskogeologická typizácia a monitorovanie skalných zárezov - prostriedok prognózy ich stability (zodp. riešiteľ RNDr. Rudolf Holzer, CSc.).
2. Inžinierskogeologická optimalizácia situovania ekologicky rizikových stavieb (zodp. riešiteľ doc. RNDr. Miroslav Hrašna, CSc.).
3. Kvantitatívna charakteristika poruchových zón v horninovom prostredí (zodp. riešiteľ doc. RNDr. Peter Wagner, CSc.).

9. a 10. septembra 1993 organizuje katedra v spolupráci so SAIG medzinárodnú konferenciu o zosunoch (7th ICFL 93). Konferencia sa koná na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave a okrem domácich účastníkov sa na nej zúčastní cca 40 odborníkov z celého sveta.

Drobnosti - úsmevné aj poučné

● Geologické spoločenstvo ako každá iná viacmenej uzavretá spoločnosť si utvára špecifický spôsob vyjadrovania. Možno nás na vete „Pieskovce v tejto oblasti sú často červené" ani nič nezarazí. Veľmi logická by však bola otázka: „Prosím vás a kedy nie sú ?"

● Dosť neadekvátne je aj končiť recenziu paleontologickej publikácie slovami: „Tak táto práca pokrýva celý karbón." Karbón je totiž vo väčšine prípadov pokrytý permom (horninami permu).

● Geológovia si uvedomujú naliehavú potrebu správne a presne sa vyjadrovať. Dôkazom je iste aj starostlivý tón, ktorý zaznel z kanadského Journal of Earth Sciences: „Deformácia a metamorfizmus môžu modifikovať názov nomenklatúrneho systému Medzinárodnej únie geologických vied (IUGS) ...". Istý čitateľ na to reagoval upozornením adresovaným Únii, že najlepší spôsob ako ochrániť ich systém pred metamorfózou je držať ho v pevnej nádobe s kontrolovanou teplotou.

● Veda niekedy dokáže neuveriteľné veci. Určite nás o tom presvedčí aj reklama amerického vydavateľstva Prentice Hall na knihu, ktorú mnohí strašne dlho očakávali. Text sa začína takto: „Dvaja významní experti Vám ukážu, ako zostaviť presné podpovrchové interpretácie aj v oblastiach, kde údaje sú minimálne alebo úplne chýbajú ... ."

● Čo však poviete na titulok práce publikovanej nedávno v Geological survey of Canada: „Relokácia zemetrasení v Labradorskom mori a južnom Labradore." Myslím, že je to dôkaz schopnosti ľudského génia, ktorý sa nezastaví pred ničím. Nabudúce by sa napríklad Kanaďania mohli zamerať na premiestnenie zlomu San Andreas.

● Ohúriť svet sa iste podarilo paleontológom Pekinského prírodopisného múzea, keď sa po ich 6-mesačnej usilovnej rekonštrukcii objavil agilný tvor veľkosti vrabca, ktorý skákal v korunách stromov a chytal hmyz. Správa, samozrejme, nezostala v kapitalistickom svete bez ozveny. Charles Dimmick ju označil za najfascinujúcejšiu rekonštrukciu v histórii: „Fosílny nález nielen lieta, ale aj žerie !"

● Nerobte si z vlastných vyjadrení príliš ťažkú hlavu. Keď ich sformulujete absolútne jasne a presne, určite sa objaví veľmi zlomyselný tlačiarenský geoškriatok, ktorý vás vráti k pokore a uznávaniu vlastnej nedokonalosti. Tak sa vám napríklad stane, že budete referovať o „filtri čerpadla upchatom sentimentom ... ."

mg

COST a Slovensko

Inštitúcia Európska spolupráca vo vedeckom a technickom výskume (COST je akronym francúzskeho názvu) bola založená v novembri 1971. Ministri výskumu z 19 štátov Európy - z toho 12 zo štátov ES - prijali všeobecnú rezolúciu, v ktorej sa okrem iného píše, že

- sústavne rastúce prostriedky požadované na výskum musia tak účinne, ako je to len možné, využívať obmedzené ľudské a kapitálové zdroje, ktoré je každý štát schopný na takúto aktivitu venovať;
- mnohé vedecké, technické a rozvojové projekty celkom prirodzene prekračujú hranice štátov, a preto je nevyhnutné vykonávať ich v rámci medzinárodnej spolupráce.

Ministri potvrdili vôľu kooperovať pri konkrétnych projektoch vedeckého a technického výskumu a využívať na to najpružnejší spôsob spolupráce, najmä koordináciu činnosti vlastných výskumných agentúr. COST sa zrodil už v období našej „normalizácie" a, prirodzene, bez účasti krajín tzv. socialistického spoločenstva.

V úvode publikácie COST Cooperation (Brusel 1992) generálny riaditeľ pre vedu, výskum a rozvoj Komisie Európskych spoločenstiev (KES) P. Fasella píše: „Počas dvadsiatich rokov svojej existencie COST demonštroval schopnosť adaptovať sa na stále meniaci sa vedecký kontext v Európe."

Na konferencii vo Viedni 21. novembra 1991, ktorá sa konala pri príležitosti dvadsiateho výročia vzniku COST, prijali ministri výskumu rezolúciu o rozšírení počtu členských štátov z 19 na 23. Členom COST sa stalo aj bývalé Česko-Slovensko. Potom 18. júna 1992 prijali za členov Slovinsko a Chorvátsko (Juhoslávia zostala naďalej členom). Pre Slovensko je významný 1. apríl 1993, lebo vtedy Slovenskú republiku spolu s Českou republikou prijali za samostatného člena. Tak počet členských štátov COST stúpol na 26.

Ustanovenie COST roku 1971 položilo základy vedeckej a technickej spolupráce na európskej úrovni. COST má špeciálny vzťah k ES, ale nie je jeho súčasťou. V skutočnosti nijaká zmluva o zriadení COST nejestvuje a inštitúcia nemá ani právnu subjektivitu. Tzv. Committee of Senior Officials (CSO), ktorý je zodpovedný za všeobecnú administráciu COST, bol zriadený výmenou listov medzi ministrami výskumu.

Štyri princípy kooperácie COST

Hlavnou črtou projektov (akcií) COST je pružnosť ich vykonávania založená na štyroch základných princípoch:

1. Návrh na akciu môže podať každý členský štát COST a ES.
2. Účasť v akciách je dobrovoľná, čiže sa na nich zúčastňujú len štáty, ktoré majú o istý výskum záujem.
3. Projekty financujú účastnícke krajiny.
4. Kooperácia má formu tzv. concerted action, čiže ide o koordináciu národných výskumných programov. Prácu organizuje Výkonný výbor (Management Committee).

Dôležité je, že každý účastnícky štát financuje len časť projektu, za ktorú je individuálne zodpovedný, ale prístup má ku všetkým výsledkom výskumu.

Každý členský štát COST sa môže zúčastňovať na akcii po podpísaní dokumentu nazvaného Memorandum of Understanding (MOU).

V súčasnosti je v rámci COST 14 výskumných oblastí, medzi nimi je napr. oceánografia, životné prostredie, meteorológia, stavebné inžinierstvo a chémia.

Slovenská odborná i laická verejnosť vie o mnohých medzinárodných programoch, napr. Phare, Eureka, Tempus a i., ale málokto vie o tom, že sa účasť v akciách COST pokladá za najlepší spôsob, ako sa dostať do európskej vedeckej výskumnej siete.

Štruktúra COST

Ústredným orgánom COST je Committee of Seniors Officials (CSO). Skladá sa zo zástupcov všetkých členských krajín a je okrem iného zodpovedný za správu fondov COST a zriaďovanie špecializovaných výborov alebo pracovných skupín (napr. skupín pre nové projekty). Jeden člen CSO z každej členskej krajiny účinkuje ako národný koordinátor (CNC) projektov COST. Funguje ako spojka medzi vedcami a inštitúciami svojej krajiny a sekretariátom COST. Aby národný koordinátor mohol svoje povinnosti vykonávať účinne, musí mať podrobné vedomosti o výskume vo vlastnej krajine a udržiavať pravidelný kontakt s národnými delegátmi a expertmi zúčastňujúcimi sa v projektoch COST.

Špecifickou povinnosťou národného koordinátora je napr.

- predkladať CSO prostredníctvom sekretariátu COST návrhy v prípade, že v krajine nie je vytvorený technický výbor z vedcov a inštitúcií;
- posielať informácie o COST vedeckým ústavom a organizáciám, ktoré by o ne mohli mať záujem.

Technický výbor (Technical Committee) je zodpovedný za istý sektor a podlieha CSO. V súčasnosti sú zo 14 výskumných odborov takéto výbory vo ôsmich.

Výkonný výbor (Management Committee) sa zriaďuje pre každý projekt COST patriaci do kategórie B, čiže medzi projekty, ktoré nie sú v programe ES. Skladá sa z národných delegátov a je zodpovedný za splnenie projektu a vypracovanie predbežných správ a záverečnej správy.

Prvé prihlášky do projektov COST z krajín strednej a východnej Európy sú z roku 1988 a 1989.

M. Šindler

Akcia COST 65

Hydrogeologické aspekty ochrany podzemnej vody v krasových oblastiach

Táto akcia, patriaca do kategórie životné prostredie, bola do výskumu COST navrhnutá v roku 1990 - 1991. Pri jej zrode boli chorvátski hydrogeológovia a aj preto predsedom MC akcie COST 65 je dr. Božidar Biondič z Inštitutu za geologiška istraživanja Záhreb a jej sídlom sekretariátu je Záhreb. Dnes sa na výskume v rámci tejto akcie zúčastňuje 14 európskych krajín vrátane Slovenska.

COST 65 je projekt mimoriadneho významu ako z hľadiska zastúpenia krajín, tak aj z aspektu skúmanej problematiky. Očakáva sa, že navrhnutý program prispeje k lepšiemu poznaniu vplyvu hydrogeologických podmienok na vodné hospodárstvo a urbanistické plánovanie v krasových oblastiach Európy,

t. j. veľkej časti tohto kontinentu. Spolupráca európskych odborníkov v rámci projektu by mala viesť k zlepšeniu a určitej štandardizácii prístupov a prieskumnej techniky pre riešenie problému. Ochrana zásob pitnej vody predstavuje extrémne významný problém vo všetkých európskych štátoch. Je preto potrebné zvýšiť úroveň poznania a zjednotiť úsilie na jeho vyriešenie.

Pre slovenskú hydrogeológiu sú okrem vyššie uvedeného nemenej významné aj dve ďalšie skutočnosti:

- Ide o prvú účasť slovenských geologických organizácií vo výskume COST,
- COST 65 je absolútne prvý projekt tejto inštitúcie, v ktorom je zastúpené Slovensko.

Tu sa treba trochu pozastaviť. Napriek tomu, že dvere COST sú pre slovenské organizácie formálne otvorené už temer dva roky, informácie o tom sú minimálne, ba skôr žiadne. K účasti troch slovenských zástupcov v akcii COST 65 (GÚDŠ, IGHP, INGEO) bohužiaľ neprispeli informácie z domácich zdrojov (keďže ide o rok 1992, týka sa to informačných zdrojov ako česko-slovenských, tak aj slovenských). Pomohla k tomu účasť autora tohto príspevku na 4. zasadnutí Management Committee akcie COST 65 v Írskej republike v júni 1992 a tomu predchádzajúcim rokovaniam na Britskej geologickej službe (BGS) v Keyworth.

KES publikovala v apríli materiál pod názvom „Cooperation in Science and Technology with Central and Eastern European Conntries". Súčasťou informácií v časti E boli aj podmienky na pripojenie sa k jestvujúcim projektom COST. V tom čase sa na väčšinu českých a slovenských organizácií dostala informácia o tzv. programe COPERNICUS, ktorý mal údajne financovať Európsky parlament. Ukázalo sa nakoniec, že išlo o vedomú, či nevedomú dezinformáciu, ktorá mohla mať negatívny dopad na serióznych záujemcov o vyššie uvedenú kooperáciu. Termín na príjem prihlášok v Bruseli bol totiž 7. 8. 1992 a k jeho splneniu bolo potrebné dodržať viaceré dôležité formality. V prípade našej prihlášky o pripojenie sa k akcii COST 65 sme všetky formality splnili a nakoniec aj úspešne obstáli v konkurencii uchádzačov z viacerých krajín.

Na záver chcem zdôrazniť nesmierny význam jedného z účelov projektu: výmena skúseností a prezentácia výsledkov prác každej zúčastnenej krajiny. Deje sa to napríklad na pracovných stretnutiach a exkurziách spojených so zasadaním MC, ako bolo aj to v máji t.r. vo Švajčiarsku a Nemecku a nasledujúce bude v septembri 1993 v španielskej Granade. Je veľmi pravdepodobné, že v jeseni 1994 budú spoločným organizátorom takéhoto stretnutia Slovensko a Rakúsko.

Prípadné informácie pre záujemcov o práce na projekte COST Vám poskytne: Slovenská asociácia hydrogeológov (SAH), dr. Vladimír Hanzel, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava; tel.: (07) 3705 111.

KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ? • KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ? • KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ?

Academic Press/Harcourt Brace Jovanovich, 6277, Sea Harbor Drive, Orlando, Fla. 32821, USA
American Association of Petroleum Geologists, Box 79, Tulsa, Okla. 74101-0979, USA
American Geological Institute, 4220 King St., Alexandria, Va. 22302-1507, USA
American Geophysical Union, 2000 Florida Ave. N. W., Washington, D. C. 20009, USA
Australian Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics, Publication Sales, GPO Box 378, Canberra, ACT 2601, Australia
Blackwell Scientific Publications, 3 Cambridge Center, Cambridge, Mass. 02142, USA
Cambridge University Press, 40 W. 20th St., New York, 10011, USA
Český geologický ústav, Malostranské nám. 19, 118 21 Praha, ČR
Economic Geology Publications Co., University, of Texas, Box 637, El Paso, 79968-0637, USA
Editions du Bureau de Recherche et Géologiques Minières, B. P. 6009, 45060 Orleans Cedex 2, France
Elsevier Science Publishers, Box 882, Madison Square Station, New York, 10159, USA
Geological Society Publishing House, Unit 7, Brassmill Enterprise Centre, Brassmill Lane, Bath BA1 3JN Avon, United Kingdom
Geological Survey of Canada, 601 Booth St., Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canada
Geological Society of America, Box 9140, Boulder, Colo. 80301, USA
Geological Society of London, Burlington House, Picadilly, London, W1V OJU, U.K.
Geological Survey of Iran, Box 13185, Tehran
Geological Association of Canada, Dept. of Earth Sciences, Memorial University of Newfoundland, St. John's Newfoundland A1B 3X5,Can.
Geofond, Bukureštská 4, 811 04 Bratislava
Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava
Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 842 26 Bratislava
Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, Postfach 154, 1031 Wien, Austria
Harvard University Press, 79 Garden St., Cambridge, Mass. 02138, USA
Hungarian Academy of Sciences, Alkotmány u. 21, 1054 Budapest, Hungary
Japan Geological Survey, 1-1-3 Yatabe-machi, Tsukuba-gun, Ibaraki-ken 305, Japan
John Wiley & Sons, 1 Wiley Drive, Somerset, N. J. 08875-1272, USA
Macmillan Publishing Co., 866 Third Ave., New York, 10022 , USA
Mineralia slovaca, Werferova 1, 040 11 Košice
Mineralogical Society of America, Suite 330, 1130 17th St. N. W., Washington, D. C. 20036,USA
Mineralogical Association of Canada, Cityview 78087, Nepean, Ontario, K2G 5W2, Canada
Ministry of Geology USSR Bolshaya Gruzinskaya 4, 123242 Moskva D-242, Russia
National Academy Press, 2101 Constitution Ave. N. W., Washington, D. C. 20418, USA
Panstwowy Instytut Geologiczny, Rakowiecką 4, 00-975 Warszawa, Poland
Pergamon Press Inc., Maxwell House, Fairview Park, Elmsford, N. Y. 10523, USA
Prírodovedecká fakulta UK, knižnica, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava
Smithsonian Institution Press, 470 L´Enfant Plaza, Suite 7100, Washington, D. C. 20560, USA
Society for Sedimentary Geology, Box 4756, Tulsa, Okla. 74159-0756, USA
Springer-Verlag, 44 Hartz Way, Secaucus, N. J. 07096-2491, USA
U. S. Bureau of Mines, Box 18070, Building 148, Pittsburgh, Pa. 15236
U. S. Department of the Interior, Minerals Management Service, Offshore Technical Publications, 381 Elden St., Herndon, Va. 22070, USA
U. S. Geological Survey, Map Distribution, Box 25286, Denver, 80225, USA
U. S. Government Printing Press, Superintendent of Documents, Washington, D. C. 20402, USA
Verlag Heinz Heise, Box 61 04 07, D-3000, Hannover 61, Germany
VNIIzarubezhgeologia Dimitrov st., 7. 109180 Moskva, Russia
W. H. Freeman and Co., 37th Floor, 41 Madison Ave., New York, 10010, USA
Yale University Press, 92A Yale Station, New Haven, Conn. 06520, USA

KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ? • KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ? • KDE OBJEDNAŤ GEOMÉDIÁ ?

Seminár odbornej skupiny štruktúrnej geológie

(11. marca 1993, pobočka SGS Bratislava)

R. KVĚT: Teoretické a metodologické poznatky o Zemi

První informace o zárodečném stavu budování teorie o planetárních ekvidistančních poruchových (PEP) systémech jsem přednesl na stejné půde 6. 5. 1971 (Květ, 1971). Po 22 letech shrnuje současná přednáška završení teoretických poznatků, které jsem postupně opíral nejen o geologické údaje, ale i různá data věd o Zemi vůbec, stejně jako o nové metodologické poznatky počínaje teorií vědy Poppera (1976, 1988), přes synenergetiku Hakena (1973), fraktály Mandelbrota (1982), matematické modely (Chakimov, 1986) i pradávných jednoduchých matematických odvození Platona (1919). Přehled dosažených zjištění - většinou modelů jsem v jisté fázi rozpracovanosti publikoval dříve (Květ, 1990a, 1992a). Nyní je v relativní úplnosti uvádím v následujících sedmi bodech:

1. Hierarchický trojrozměrný model (synergetický podle pojetí Mesarovice, 1973) se týká rupturologického pojetí vývoje zemské kůry. Model se nazývá PEP systémy. Spočívá v odvození trojice dvojných (na sebe kolmých směrů) zrcadlově symetrických poruchových linií. Ty vznikají opakovaně v intervalu galaktického roku jako geometricky identické sítě (základních směrů 90° - 0°, 54° - 324°, 306° - 36°), které jsou asymetricky vůči sobě pootočené. Jsou závislé - svou genesí - na globálních (celoplanetárních) pochodech probíhajících hluboko vnitru Země (Květ, 1992). Dosud bylo odvozeno 7 sítí od nejmladší alpinské, přes hercynskou, kaledonskou, kadomskou, moldanubickou, přikamskou po nejstarší elsonskou (Květ, 1990b). Tento model umožnil blokovokerné rozčlenění zemské kůry na území Československa (Květ, 1990c).

2. Hierarchický model čtyřrozměrný (opět synergetický podle Mesarovice) se týká rozčlenění časového vývoje Země. Od periody galaktického roku jsou odvozeny intervaly jednotlivých geotektonických etap (cyklů) v délce trvání 220 milionů let, včetně intervalů v nich vzniklých PEP systémů (Květ, 1985). Ale nejen to, došlo i k hierarchickému rozlišení jednotlivých geotektonických etap podle míry uplatnění příslušných PEP systémů v zemské kůře. Model závislý též na matematickém vzorci 2^n vedl k odvození periodické geologické časové tabulky (Květ, 1991a).

3. Čtyřrozměrný model fází (hierarchických co do délky trvání) opět závislý na vzorci 2^n se týká i časového členění jednotlivých geotektonických etap. To se projevuje opakovanými typickými geologickými pochody, které probíhají vždy v přesně vymezených vyšších či nižších (delších či kratších) fázích v jisté časové posloupnosti. Týká se např. iniciálního či finálního vulkanismu, metamorfních pochodů, riftingu, vzniku rudních ložisek ap. (Květ, 1987, 1992c). Spolu s předchozím modelem vedoucím k odvození periodické časové tabulky bylo možno lépe poznat i nejmladší neotektonickou etapu (Květ, 1992d).

4. Rozpoznání hierarchie kosmických vlivů vedlo k objasnění příčin exogenních a endogenních pochodů. Systém sluneční soustavy řídí svými vlivy exogenní pochody a nadsystém mléčné dráhy řídí endogenní pochody (Květ, 1990b).

5. Geografický model krajiny lze odvodit od poznatků morfotektoniky: vede k poznání o základní roli hydrografické sítě přímo závislé na predispozicích poruchových sítí, které vedou i k vzniku rozdílného charakteru údolních sítí (Květ, 1993, 1988). Hydrografická síť vytváří kostru krajiny. Páteří krajiny jsou pak jen části hydrografické sítě, totiž dolní toky s širokými nivami (Květ, 1991b). Odtud lze již odvodit závislost sociosféry i v historickém vývoji na páteři krajiny (Květ a Řehák, 1990).

6. Rozlišení hydrografických sítí jednotlivých povodí je možno objektivně učinit za pomoci metody fraktálů zřejmě proto, že predispozice morfotektoniky se v různých územích odlišují (Druckmüller a Květ, v tisku).

7. Závislosti sociosféry na páteři a kostře krajiny tedy v prvním přiblížení na hydrografické síti resp. na rozvodnicích (Květ a Řehák, v tisku) lze dále jestě demonstrovat na průběhu predispozic prehistorických stezek. Jejich průběh je totiž z valné většiny dán tvary reliéfu: rovinnými úseky podél toků řek a nejbližšími relativně přístupnými sledy či průsmyky při překonávání vyšších bariér rozvodnic v oblasti horních toků řek. Vznik větších koncentrací obyvatel v sídlech v pravěku typu osad, později ve středověku měst, je predisponován obvykle křižovatkou stezek, resp. při brodech na větších tocích (Řehák a Květ,v tisku, Květ a Řehák, v tisku b, Květ v tisku).

Uvedený přehled svědčí o jednom. Současná věda spěje od jednotlivostí a úzkých specialisací skrze obecné metodologické poznání k širšímu pohledu v oborech příbuzných i dosti si již vzdálených. Soudím, že propojenost mezi vědami o Zemi je vlastně zcela přirozená. Závisí v prvé řadě na rupturologických poznatcích, od nichž se odvíjí řada pochodů ve svých důsledcích překračujících geologické i fyzickogeografické děje. Proto pohled i z hlediska filozofického (Květ a Šmajs, 1993) - v době ekologických, ekonomických a politických přeměn - se ukazuje jako spojující všechny tyto někdy těžko pochopitelné děje.

Literatúra

Druckmüller, M. & Květ, R. (v tisku): Mají metody fraktální geometrie budoucnost i v geografii ? (Fraktální charakteristika hydrografické sítě v České republice). *Sbor. Čs. geogr. Společ. (Praha).*

Haken, H. (Ed.) 1973: Synergetics (Cooperative phenomena in Multicomponent Systems). *In: B. G. Teubner: Proceedings of the Symposium on Synergetics 1972. Stuttgart.*

Chakimov, E. M. 1986: Modelirovanije ijerarchičeskich sistem. *Izd. Kazan'skogo universiteta.*

Květ, R. 1971: Puklinové zóny v Československu. *Mineralia slov., 11, 262 - 263.*

Květ, R. 1985: A new concept of the geological time table. *Z. geol. Wiss (Berlin), 13, 2, 149 - 157.*

Květ, R. 1987: Geotektonické etapy a jejich role ve vývoji a tvářnosti Země na příkladech z Československa. *Geol. Práce, Spr. 87, 95 - 111.*

Květ, R. 1988: Údolí a říční terasy z morfotektonického pohledu. *Zpr. Geogr. Úst. ČSAV, 25, 3, 33 - 52.*

Květ, R. 1990a: Hierarchical Structures and Periodicity in Geology and Geography. *GeoJournal (Dordrecht, Boston, London), 22, 4, 387 - 390.*

Květ, R. 1990b: New determined regularities in the ruptures of the earth's crust and in the evolution of the earth. *Studia geogr., Brno, 95.*

Květ, R. 1990c: Rupture Systems and the division of Czechoslovakia into blocks and subblocks. *Přírodověd. Práce Úst. Čs. Akad. Věd (Brno), nova Ser., XXIV, 1.*

Květ, R. 1991a: Complete Periodical Geological Time Table. *GeoJournal (Dordrecht, Boston, London), 24, 4, 417 - 420.*

Květ, R. 1991b: Fyzickogeografická syntéza jihomoravského kraje (Aplikace synergetiky v geografii). *Ramát. a Přír., 16, 1, 47 - 48.*

Květ, R. 1992a: Synergetika ve vědách o Zemi. *In: Zborník z celoštátnej konferencie Synergetika '92. Ústav experimen. fyziky SAV Košice, 126 - 133.*

Květ, R. 1992b: Objevilo se potvrzení fixistického modelu PEP systémů? *Mineralia slov., 24, 319 - 321.*

Květ, R. 1992c: The dependence of Animal Evolution on Geotectonic Stages and the 2^n Model. *GeoJournal (Dordrecht, Boston, London), 27, 4, 379 - 382.*

Květ, R. 1992d: A new view on Neotectonics. *GeoJournal (Dordrecht, Boston, London), 26, 4, 413 - 415.*

Květ, R. 1993: Valleys and river benches from the viewpoint of morphotectonics. *GeoJournal (Dordrecht, Boston, London) (in press).*

Květ, R. 1993: Stezky brněnského údělu. *In: Brno v minulosti a dnes (v tisku).*
Květ, R. & Řehák, S. 1990: Souhrnné geografické hodnocení území Jihomoravského kraje. *Zpr. Geogr. Úst. ČSAV, 27, 4, 5 - 38.*
Květ, R. & Řehák, S. 1993: Hranice brněnského údělu. *In: Brno v minulosti a dnes (v tisku).*
Květ, R. & Řehák, S. 1993b: Prehistorické stezky a jejich geografická podmíněnost (na příkladu Československa). *Sbor. České geogr. společ. (v tisku).*
Květ, R. & Šmajs, J. 1993: Problém periodicity v evoluci přírody. *Universitas (Brno), 1.*
Mandelbrot, B. B. 1982: The fractal geometry of nature. *San Francisco, W. H. Freedman and comp.*
Mesarovic, M. D. 1973: Theory of hierarchical structures. *In: Haken, H. (Ed.): Proceedings of the Symposium on Synergetics 1972. Stuttgart, 255 - 262.*
Popper, K. 1976: Unended quest. *Glasgow, Fontana, Collins (český překlad, 1988:* Věcné hledání, *Edice Prameny).*
Platon: Timaios. Překlad F. Novotný (1919), *Praha, J. Laichter.*
Řehák, S. & Květ, R. 1993: Eine neue Stellungnahme zum Gross - Germanien des Ptolemäus. *Mitt. Österr. geogr. Gesell. Wien (v tisku).*

D. HOVORKA: Telesá metaultramafitov v kryštaliniku tatroveporika; geodynamická pozícia

Podľa typu prekurzora a následne aj rozličného geochemického obrazu možno ultramafické telesá v predkarbónskych metamorfitoch centrálid Západných Karpát rozdeliť do dvoch základných skupín:

1. Telesá metaultramafitov (najčastejšie antigoritických serpentinitov, ale aj rozmanitých typov metamorfitov z antigoritu, mastenca, Mg-chloritu, monoklinického amfibolu a i.) v tatrickom a severoveporickom kryštaliniku tvoria súčasť leptynitovo-amfibolitového (LACWECA) komplexu (Hovorka et al., 1992; Hovorka a Méres, 1993).

Telesá (šošovky) metaultramafitov v LACWECA môžu predstavovať:

a) produkty frakčnej kryštalizácie a gravitačnej diferenciácie samého magmatického prekurzora LACWECA alebo

b) tektonické inplanáty inkorporované do LACWECA v spodnej kontinentálnej kôre (oblasť Moho ?) a vynesené spolu s LACWECA do vrchnej úrovne kontinentálnej kôry.

Podľa petrologických a geochemických údajov je alternatíva b) pravdepodobnejšia.

2. Telesá metaultramafitov v kohútskom kryštaliniku (vo svoroch tejto jednotky) majú identické geochemické znaky ako telesá v karbóne v styčnej zóne veporika a gemerika, ale súčasne aj v triase meliatika Vnútorných Západných Karpát. Keďže opakovanie identických geodynamických podmienok a následných tektonických procesov v staršom paleozoiku (svorová sekvencia), v karbóne a vrchnom triase meliatika je málo pravdepodobné, otázka jednoaktového umiestnenia telies metaultramafitov v týchto stratigraficky odlišných sekvenciách je pravdepodobná (mezozoická udalosť ?).

Š. MÉRES a D. HOVORKA: Alpínska metamorfóza v Západných Karpatoch: fakty a dohady

V Západných Karpatoch sa v ostatných rokoch venuje zvýšená pozornosť aj alpínskej tektonike a metamorfnej rekryštalizácii, ktoré sa študujú v rozličných geologických jednotkách. Pritom viacerí autori zverejnili výsledky terénneho aj laboratórneho výskumu komplexov rôznej tektonickej pozície (komplexy externíd, centralíd a interníd Západných Karpát) a variabilnej stratigrafickej príslušnosti.

Zistenia možno zhrnúť do nasledujúcich základných konštatácií:

- Alpínska metamorfná rekryštalizácia sa v horninových komplexoch rozličných jednotiek I. radu uplatnila výrazne nerovnomerne.

- V centralidách (tatroveporikum) sú účinky metamorfnej rekryštalizácie výrazne nerovnako intenzívne. V komplexoch predkarbónskeho fundamentu je metamorfná rekryštalizácia v tatrických jadrových vrchoch lokalizovaná na tektonické zóny (plochy násunov, šmykové plochy); v najjužnejších veporických zónach dosiahla metamorfná rekryštalizácia alpínskeho veku podmienky granátovo-kyanitovej izogrády. Permanentným problémom akceptovania týchto viacnásobných zistení je, že alpínsky rekryštalizované horniny (napr. granitoidy) si v mnohých prípadoch zachovávajú masívnu (neusmernenú) stavbu.

- Mladopaleozoické a mezozoické komplexy centrálnej zóny (tvoriace v období alpínskeho orogénu komplexy „vrchnej stavby") boli alpínsky anchimetamorfované, resp. rekryštalizované v podmienkach neprevyšujúcich podmienky chloritovej izogrády. Naproti tomu najmä sekvencie vrchného triasu meliatika vnútornej zóny (a je pravdepodobné, že aj niektoré staropaleozoické komplexy interníd) Západných Karpát sa rekryštalizovali pri strednom/vysokom tlaku (glaukofanické bridlice meliatika a i.).

Z uvedeného vychodí, že akékoľvek zistenie z konkrétneho horninového telesa konkrétnej geologickej pozície a stratigrafického zaradenia nemožno pokladať za platné pre oblasť celých Západných Karpát (čo v minulosti mnohí autori robili).

5. medzinárodná konferencia o informáciách v geovedách **GEOINFO V** 20. - 24. jún 1994, Praha, Česká republika

Spoločná medzinárodná vedeckotechnická akcia Geoscience Information Society (USA), Geofondu Českej republiky, NIS ČR - stredisko Geofond, Geofondu Slovenskej republiky, Českého geologického ústavu a i.

Tematické okruhy programovej náplne:

A. Informačné systémy - databáza a integrácia dát pre úlohy geológie životného prostredia
B. Nové informačné technológie a geograficky orientované informačné systémy (GIS)
C. Metódy, služby a techniky v geologických knižniciach a mapových zbierkach
D. Vedomostné databázy a expertné systémy v geologických odboroch
E. Cena a hodnota geoinformácií, súčasné trendy a prechovede
F. Informačné systémy a zdroje pre globálnu politiku ochrany a rozvoja prírodných zdrojov

Oficiálnym rokovacím jazykom konferencie je angličtina.

Organizačný výbor prijíma prihlášky a abstrakty prednášok, príspevkov alebo panelových diskusií, ktoré sa dajú tematicky zaradiť do niektorého z uvedených okruhov, do 15. 9. 1993. Abstrakty musia byť v čistopise v rozsahu jednej strany (min. 200, max 360 slov) bez schém, obrázkov, tabuliek a pokiaľ možno na výstupe z laserovej tlačiarne.

Konferenčný poplatok pre účastníkov z Českej republiky a Slovenskej republiky bude cca 1800,-Kč (zahŕňa bežné konferenčné služby, zborník, abstraktov, zborník prednášok a ďalšie materiály, réžiu akcie).

Podrobnejšie informácie vrátane prvého cirkuláru s prihláškou možno dostať osobne alebo poštou na základe písomnej, telefonickej, faxovej požiadavky na sekretariáte organizačného výboru.

GEOFOND ČR, Sekretariát GEOINFO V, RNDr. J. Hruška, CSc./p.g. A. Lhotská, Kostelní 26, 170 21 PRAHA 7, telefón (02)3793465/kl.150 a 461, FAX (02)370647

1993

19. - 26. Sept.
Budapešť, Maďarsko
8th meeting of the Association of European Geological Societies (Evolution of intramontane basins on the example of the Pannonian basin)
- MAEGS-8 Org. COM.; Hungarian Geological Society, H-1027 Budapest, Fő U. 68.1.102. Hungary. Tel. 36-1-251-0999. Fax 36-1-251-0703.

21. - 23. Sept.
Oxford, Veľká Británia
ISAG 93 - 2nd International Symposium on Andean Geodynamics.
- P. Soler, ISAG 93, ORSTOM, CS1, 213, rue Lafayette, 75480 Paris Cedex 10, France. Fax (33) 1 48 03 08 29.

25. Sept. - 1. Okt.
Canberra, Austrália
International Association of volcanology and chemistry of the Earth's interior, Meeting.
- IAVCEI ACTS, G. P. O. Box 2200, Canberra Act 2601, Australia. Tel. 61/6/257-3299. Fax 61/6/257-3256.

27. - 29. Sept.
Kielce, Poľsko
Global boundary Events. IGCP 293 Geochemical Marker Events in the Phanerozoic.
- Barbara Studencka, Muzeum Ziemi PAN, Al. Na Skarpie 20/26 00-488 Varsovie, Pologne. Tel. 48/22 26 73 91. Fax + 48/22 297 497 ou H. J. Geldsetzer, Geological Survey of Canada 3303-33 rd St. NW Calgary, Alberta T2L 2A7, Canada. Tel. + 1/403 29 27 155. Fax + 1/403 29 25 377.

27. Sept. - 1. Okt.
Stará Lesná, Slovensko
Pre - Alpine Events in the Western Carpathians Realm.
- PAEWCR conference, Dr. J. Spišiak, geol. Inst. Slovak Acad. Sc., Severná 5, 974 01 Banská Bystrica, Slovakia. Tel. 42/88/52936.

28. Sept. - 1. Okt.
Barcelona, Španielsko
Environmental pollution.
- ICEP conference office, ICTR Secretariat, 11-12 Pall Mall, London SW1Y 5LU, G.-B. Fax + 44 71 976 1587. Telex 92 53 12 REICO

29. Sept. - 2. Okt.
Zahreb, Chorvátsko
International Symposium on Underground Works in karst.
- Z. Sever, Elektroprojekt, Prof. brigada 37, 41000 Zagreb, Croatia. Tel. (38) 41/625-545. Telex 22179. Fax (38) 41/530-504.

1. Okt.
Shiraz, Irán
Water ressources in karst with special emphasis on arid and semi-arid zones. Intern. symposium and field seminar.
- A. Afrasiabian, P. O. Box 15875, 3584 Teheran, Iran. Telex 213672 NIRO IR.

2. - 3. Okt.
Sydney, Australia
The xenolith window into the lower crust. IGCP 304: Lower crustal Processes.
- Bas Hensen, Dpt of applied geology, Univ. of New South Wales, P. O. Box 1. Kinsington, NSW 2033 Australia. Tel. 61 2 662 19 23. Fax 02/662 1923.

4. - 8. Okt.
Reykjavik, Island
Arctic airborne contaminants and the ecology. International meeting.
- Debra Steward Technical Resources, 3202 Tower Oaks Blvd, Rockville, Md. 20852, U. S. A. Tel. 301/770-3153. Fax 301/468-2245.

7. - 9. Okt.
Aachen, Nemecko
Sédimentologie: réservoir géologique.
- A. Muller, Allg. u. Hist. géologie RWTH Aachen, D-5100 Aachen, Wüllnerstr. 2. Germany. Tel. 0241 80.5726. Fax 49 241 80 5738 ou R. Littke Forschungszentrum, Jülich/ICGH, D-5170 Jüllich, Postfach 1913, Allemagne. Tel. 0 2461 61 40 87. Fax 49 2491 812484.

9. - 13. Okt.
Norman, Okla, U. S. A.
The Society for organic petrology. 10th annual meeting.
- Brian Cardott, Oklahoma Geological Survey, 100 E, Boyd str. Rm N-131, Norman, OK 73 019 - 0628 U. S. A. Tel. 405/325 3035. Fax 405/325 7069.

10. - 15. Okt.
Praha, Česká republika
Intern. Association for mathematical geology.
- J. C. Davis, Kansas Geological Survey, Univ. of Kansas, Lawrence, KS 66 047 U. S. A. Tel. 913/864 3955. Fax 913/864 5317.

17. - 20. Okt.
La Hays, Pays-Bas
American Association of Petroleum Geologist, international meeting.
- AAPG, P. O. Box 979, Tulsa, OK 741 01-0979 U. S. A. Tel. (1) (918) 584-2555.

18. - 23. Okt.
Klein Köris, Nemecko
New developments in geothermal measurements in boreholes.
- E. Hurtig, GFZ Postdam, Telegrafenberg A45, O-1561 Postdam. ORTH. Tel. 49 331 310 347. Fax 49 331 310 610.

25. - 28. Okt.
Boston, U. S. A.
Geological Society of America, annual meeting.
- Vanessa George, GSA, Box 9140, Boulder, Colo, 80301, U. S. A. Tel. 303/447-20-20.

5. - 21. Nov.
Guanajuato, Mexiko
Circum Pacific and Circum Atlantic terrane. International Meeting .
- Fernando Ortega Gutiérrez Instituto de Geologia, Universidad nacional autoroma de mexico. Ciudad Universitaria, Mexico. D. F. 04510, Mexico. Tel. 52 (5) 548-0772. Fax 52 (5) 550-6644.

7. - 9. Nov.
Estes Park, Colorado, U. S. A.
24th annual Underwater Mining Institute.
- Ms Karynne Chong Morgan, UMI conference coord., 811 Olomehani street, Honolulu, HI 96 813, 5513, U. S. A. Tel. 808/522 - 5611. Fax 808/522. - 5618.

9. - 13. Nov.
Sant Petersburg, Rusko
Mineral resources of Russia.
- A. P. Karpinsky, All-Russia Geological Institute, Minerals, P. O. Box 215, 199 004 Sant-Petersburg. Russia. Fax 812/355 79 52. Telex 61 40 26 SPRST SU.

8. - 11. Nov.
Bangkok, Thajsko
Environmentally Sound Water Resources Utilization.
- Tawatchai Tingsanchali, Div. Water Res. Eng. Division Water Resources Engineering, Asian Institute of Technology. Bangkok, 10501 Thailande. Tel. 516-0110 ou -0130. Fax 66.2.5162126. Telex 84276 AIT TH.

15. - 30. Nov.
Santiago, Čile
IGCP Project 294 thematic meeting Low temperature metamorphism: processes, products and economic significance.
- M. Vergara, Universidad de Chile, Departmento de Geologia y Geofisica, Casilla 13518, Correo 21, Santiago, Chile. Fax. 56 2 89 630 50.

19. - 20. Nov.
Garchy, Francúzsko
Géophysique appliquée aux problèmes de l'environnement. Réunion SGF-UFG.
- J.-M. Quenardel, UFG, 77, rue Claude-Bernard, 75005 Paris. France. Tel. 33/69 41 67 53 ou M. Diament (Orsay), IPG, tel. (1) 44 27 24 18.

26. - 25. Nov.
Acquafredda di Maratea, Taliansko
Natural waters and water technology.
- J. Hendekovic, European Science Foundation, 1, quai Lezay-Marnésia, 67080 Strasbourg Cedex, France. Tel. 33/88 76 71 35. Fax 33/88 36 69 87. Telex 890 440.

1. - 4. Dec.
Jakarta, Indonézia
5th intern. mining and minerals recovery conference and exhibition.
- Matthew Meredith, Overseas Exhibition Service Ltd., 11 Manchester Square, London W1M 5AB, G.-B.

5. - 8. Dec.
Rím, Taliansko
International Congress: Metropolitan areas and rivers.
- Organizing Secretariat Metropolitan areas and Rivers, Studio Ega, s. r. l., Viale Tiziano, 19 00 196 Rome. Italy. Tel. 06/322 1806. Fax 06/322 2006.

7. - 8. Dec.
Paríž, Francúzsko
Géologie et géophysique marine.
- G. Boillot, Lab. géodynamique sous-marine. B. P. 48. F 06230 Villefranche-sur-Mer, France. Tel. 93 76 37 40. Fax. 93 76 37 66.

15. Dec.
Paríž, Francúzsko
Géologie de la France.
- J. Chantraine, BRGM, 10, rue Henri-Picherit, 44071 Nantes Cedex. Tel. 33/40 37 15 15. Fax 33/40 74 82 12.

1994

Január
New Delhi, India
XIII International Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering.
- S. K. Gulhati, 13rd ICSMFE, India Geotechnical Society, c/o Civil Engineering Department. Indian Institute of Technology, New Delhi, 110016, Inde.

1. - 3. Feb.
Brighton, Veľká Británia
Groundwater: draught, pollution and management.
- H. R. Wallingford, Howberry Park, Wallingford, Oxon, OX10 8BA. G.-B. Tel. + 44 491 35 381. Fax + 44 491 26 709.

7. - 10. Feb.
Madrid, Španielsko
Análisis y evoluciucion de la contaminacion de las aguas subter raneas. Congreso nacional.
- Congreso, Dpt. de Geologia, Univ. de Alcala, Fac. de Ciencias, Campus universitario, 28 871 Acalá de Henarez, Madrid, Spain. Tel. 91/885 49 04. Fax 91/885 49 53.

7. - 12. Feb.
Hamilton, Nový Zéland
International Inter-INQUA Field Conference and Workshop on Tephrochronology, Loess and Paleopedology.
- D. J. Lowe, Department of Earth Sciences, University of Waikato, Private Bag 3105, Hamilton, New Zélande. Fax + 64 (7) 856-0115. Tel. + 64 (7) 856-2889.

8. - 9. Feb.
Orléans, Francúzsko
Géothermie 94 en Europe: de la recherche à l'exploitation. Symposium international.
- BRGM-MRG, Fl. Jaudin, B. P. 6009, F 45060 Orléans Cedex 02. France. Tel. 33/38 64 31 61. Fax 33/38 64 39 80.

18. - 23. Feb.
San Francisco, U. S. A.
American Association for the advancement of Science, ann. mtg.
- AAAS 1333 H St. N. W. Washington D. C. 20005, U. S. A.

10. - 11. Marec
Turín, Taliansko
IV Geoengineering intern. Congress: soil and groundwater protection.
- IV convegno di geoingeneria, Associazione Mineraria Subalpina, c/o Politecnico di Torino, Corso Duca degli Abruzzi, 24. 10 129 Turin, Italie.

11. - 15. Apríl
Zurich, Švajčiarsko
IAHR symposium on transport and reactive processes in aquifers.
- Th. Dracos or F. Stauffer, Institut of Hydromechanics and water resources management (IHW), ETH-Hönggerberg. CH 8093 Zurich. Suisse. Tel. 01 377 30 66. Fax 01 371 22 83.

1. Jún
Praha, Česká republika
GEOINFO V: 5th intern. Conference on Geoscience information.
- J. Hruška, Geofond, GEOINFO V Kostelní 26. 170 21 Praha 7. Tel. 00422 379 341. Fax 00422 370 647.

3. - 6. Máj
Marseille, Francúzsko
Récifs et plates-formes carbonatées miocènes de Méditerranée.
- J.-P. Saint Martin ou J.-J. Cornée, univ. de Provence, Centre de sédimentologie-paléontologie, URA CNRS 1208, case 67, place Victor-Hugo, 13331 Marseille Cedex, Francia. Tel. 33/91 10 63 26. Fax 33/91 64 99 64.

22. - 28. Máj
Morgantown, Virginia, U. S. A.
IAGMAG 94, 8th intern. conference on computer methods and advances in geomechanics.
- J. Siriwardane, IACMAG 94, College of Engineering, 637 Engineering Building, West Virginia University, Morgantown, WV 26 506 U. S. A. Tel. + 304 293 3031 ext. 620. Fax + 304 293 5024.

23. Máj - 2. Jún
Belehrad, Juhoslávia
General and applied karst hydrogeology. Intern. symposium and field seminar.
- Z. Stevanovic, PUTNIK, Head Office, D. Jovanovica 1, P. O. Box 126, Belgrade, Yougoslavie. Tel. 332 591 et 338 653. Fax 011/344 505. Telex 11 324.

5. - 11. Jún
Berkeley, U. S. A.
Geochronology, cosmochronology and isotope geology (ICOG - 8).
- Garniss H Curtis, Institute of Human Origins-Geochronology Center, 2453 Ridge Road, Berkeley, CA 94709. Tel. 415/845.4003. Fax 415/845-9453.

6. - 10. jún
Viedeň, Rakúsko
European Association of Exploration Geophysicists: 56th annual Meeting.
- Evert Van der Gaag, European Association of Exploration Geophysicists, Utrechtseweg 62, NL-3704 HE Zeist, Pays-Bas. Tel. (03404) 56 997. Fax (03404) 56 997. Fax (03404) 62640.

13. - 16. Jún
Helsinki, Fínsko
Future groundwater resources at risk. Intern. conf.
- Jouko Severi, FGR 94, P. O. Box 250, 00101 Helsinki, Finlandia. Tel. + 358 0 40 28 258. Fax + 358 0 40 28 345.

16. - 20. Júl
Angers, Francúzsko
12. colloque africain de micropaléontologie.
- J.-P. Debenay, lab. géologie, 2, bld Lavoisier, 49045 Angers Cedex. France. Tel. 33/41 73 53 82. Fax 33/41 73 53 52.

11. - 15. Júl
Cambridge, Veľká Británia
Hydromet 94.
- The Institution of Mining and Metallurgy, 44 Portland Places, Londres, W1N 4BR, G.-B. Tel. 071 580 3802. Fax 071 436 5388.

25. - 29. Júl
Postdam, Nemecko
11th intern. conf. on basement tectonics.
- O. Oncken, Geo Forschungs Zentrum Potsdam, Telegrafenberg A26, D. O. 1561 Potsdam. Tel. (049-331) 310 306. Fax (049-331) 310 601. Telex 361 148 GFZD.

August
Recife, Brazília
IAS 94.
- 14th International Sedimentological Congress, Caixa Postal 7801, Cidade Universitária, 50739 Recife PE Brasil. Tel. (081) 271 8240.

21. - 24. August
Kuala Lumpur, Malaisia
AAPG, international meeting.
- AAPG, Box 979, Tulsa Okla 74 101, U. S. A. Tel. 918/584 2555. Fax 918/584 0469.

5. - 9. Sept.
Lisabon, Portugalsko
7th International Congress of the IAEG.
- Organizing committee, Sociedade Portuguesa de Geotecnia (SPG) c/o LNEC, Avenida do Brasil, 101, 1799 Lisbon, Portugal. Tel. 351.1.84.7 3822. Fax 351.1.8417330.

12. - 14. Sept.
Toulouse, Francúzsko
1. Congres francais de Stratigraphie, CFS'94 In No.46.
- J. Rey ou B. Peybernes, Laboratoire de Géologie sédimentaire et paléontologie, Université Paul-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde, 31062 Toulouse Cedex, France. Tel. (33) 61 53 02 35. Fax (33) 62 26 71 40.

12. - 15. Sept.
Krakov, Poľsko
3rd intern. symposium on environmental geochemistry.
- Edeltranda Helios Rybicka, Fac. of Geology, Geophysics and Environmental Protection, University of Mining and Metallurgy, Al Mickiewicza 30, 30-059 Krakow, Poland. Tel. 48/12-33 62 80. Fax 48/12-33 29 36.

12. - 16. Sept.
Ankara, Turkey
International volcanological congress.
- Ayla Tankut, Organizing Secretary, International volcanological Congress. Dépt. of Geological Engineering, Middle East Technical University, 06531 Ankara, Turkey. Tel. 90 (4) 210 10 00, ext. 2682-2679. Fax 90 (4) 286 86 28. Telex 42 791 odtk tr.

26. - 29. Sept.
Tunis, Tunisko
Tunisie'94. Excursion annuelle du groupe francais du Trias.
- B. Peybernes, GFT, lab. Géologie sédimentaire et paléontologie, URA (CNRS) 1405, univ. P.-Sabatier, 39, allées Jules-Guesde. 31062 Toulouse Cedex. France. Tel. 33/61 53 02 35 poste 350. Fax 33/62 26 71 40.

18. - 20. Okt.
Istanbul, Turecko
Third intern. symposium on mine planning and equipment selection.
- Conference secret., Mining Eng. Dpt, Middle East Technical University (ODTÜ), 06 531, Ankara, Turkey. Tel. 90/4223 7100 ext. 2654. Fax 90/4286 8630.

1995

29. Máj - 2. Jún
Glasgow, Veľká Británia
European Association of Exploration Geophysicists: 57th annual Meeting.
- Evert Van der Gaag, European Association of Exploration Geophysicists, Utrechtseweg 62, NL-3704 HE Zeist, Pays-Bas. Tel. (03404) 56997. Fax (03404) 62640.

4. - 10. Jún
Edmonton, Canada
XXVI Congress of IAH. Solutions 95. Managing the effects of man's activities on groundwater.
- Solutions 95, 10769-99 Street, Edmonton, Alberta, Canada T 5H 4A6. Tel. + 403 4245281. Fax + 403 4245806.

28. Aug. - 2. Sept.
Krakov, Poľsko
XIII. intern. congress on Carboniferous-Permian.
- XIII ICCP, Sonia Dybova-Jachowicz, Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Górnośląski, 1 Królowej Jadwigi, 41-200 Sosnowiec, Poland. Tel. 48 32/66 20 36 (38). Fax 48 32/66 55 22.

31. Aug.
Berlín, Nemecko
INQUA.
- E. Derbyshire, RHBNC, London University, Egham, Surrey TW20 OEX, G.-B. Fax 44/273-748919.

1. Sept.
Sudbury, Ontario, Kanada
Brachiopodes actuels et fossiles.
- M. Gaspard et B. Courtinat, Université Claude-Bernard Lyon I, Centre des Sciences de la Terre, 27-43, boulevard du 11-nov., F-69622 Villeurbanne Cedex, France. Tel. 72 44 83 98 et 72 44 85 72. Fax 72 44 84 36.

Pozvánka

Geotermika 1994 v Európe

Órleans 8. - 9. február 1994

Združený ústav geotermálneho výskumu (Leinstitut Mixte de Recherches Géothermiques) pod záštitou Ademe, BRGM a CCE DG 12 usporiada symnpózium o využívaní geotermálnych zdrojov v Európe.

Hlavné témy:
- Ťažba a využívanie geotermálnych zdrojov v Európe
- Korózia, jej vznik a prevencia
- Problémy reinjektáže
- Vývoj a bilancia skúseností z geotermiky v Európe

Rokovací jazyk: francúzština, angličtina
Vložné: 1100 FF

Informácie:
BRGM-IMGR, Fl. Jaudin B. P. 6009
F-45060 Orléans Cedex 02, France
Tel. 33/38643161 Fax. 33/38643980

GEORADAR Rový prieskum

nová geofyzikálna metóda na podpovrchovú detekciu

Georadar na podpovrchový radarový prieskum (PRP) je ideálny prístroj na riešenie úloh environmentálnej ochrany, prieskum geologických štruktúr a na inžinierske účely. Všetky práce sa realizujú nedeštruktívne, rýchlo, jednoducho, presne a cenovo efektívne.

Princíp metódy spočíva v tom, že sa z povrchu vysielajú vysokofrekvenčné elektromagnetické impulzy vysielacou anténou a druhá, prijímacia anténa odrazené signály registruje. Odrazy prichádzajúce späť od geologických inhomogenít, t. j. vrstiev, geologických štruktúr a ďalších objektov pod povrchom, možno skúmať v časových/hĺbkových rezoch radarového profilovania.

Prístrojová technika je charakteristická nízkou hmotnosťou, modulárnym vybavením, batériovými zdrojmi, digitálnymi operáciami plne kontrolovanými počítačom, vysokou prevádzkovou a rozlišovacou schopnosťou, vysokým pomerom signál verzus šum, počítačovým zberom terénnych dát, predspracovaním dát priamo v teréne, možnosťou zobraziť rez v reálnom čase na obrazovke, resp. tlačiarňou.

Hĺbkový dosah závisí od nominálnej frekvencie vysielaného elektromagnetického signálu a od vlnového útlmu v pôde. Prispôsobením hardveru vytýčenej úlohe (výber aparatúry a antény) sa hĺbkový dosah môže pohybovať od niekoľko cm (napr. zisťovanie nehomogenít v stenách, resp. podlahách budov) až po 5 m (pri hydrogeologických či ekologických problémoch). Vlnový útlm závisí od vodivosti pôdy a dielektrických vlastností skúmaného prostredia.

pulseEKKO 1000

Charakteristika prístroja

- prístroj je vyvinutý špeciálne pre aplikácie, kde sa vyžaduje vysoká rozlišovacia schopnosť
- umožňuje použiť 3 rôzne antény (225 MHz, 450 MHz, 900 MHz) a v závislosti na tom regulovať detailnosť rozlíšenia a hĺbkový dosah cca od 5 cm do 6 m
- indikuje nehomogenity na základe ich odlišných elektrických vlastností

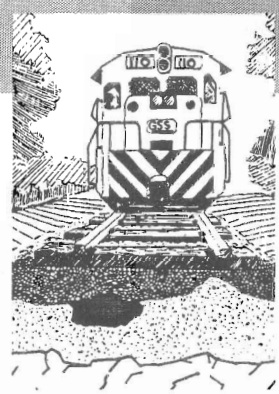
Použitie

- indikácia kovových a nekovových potrubí
- kontrola homogenity vrstiev vozoviek, letištných plôch, podláh ap.
- detekcia dutín pod rozličnými druhmi krytiny
- mapovanie kontaminovaných oblastí cudzorodými látkami
- detekcia podpovrchových kontajnerov
- plytká stratifikácia hornín
- určovanie geometrických parametrov zosuvov
- archeologický prieskum

Geocomplex, a.s., Geologická 21, 822 07 Bratislava

Zisťovanie podpovrchových geologických podmienok
Tradičné metódy mapovania a detekovania podpovrchového horninového zloženia sú drahé a časovo náročné. Geologický prieskum vyžaduje presné a detailné informácie.
PRP mapuje a detekuje skryté balvany, hranice vrstiev, vodnú hladinu, zloženie pôdy, zlomy a dutiny rýchlo, jednoducho a presne.

Lokalizovanie rizikového odpadu
Zisťovanie a mapovanie skrytého rizikového odpadu môžu byť časovo náročné a nebezpečné. Deštruktívne techniky môžu skomplikovať už aj tak vážnu situáciu.
PRP bezpečne detekuje kontaminované oblasti, nádoby s odpadom, staré odkopy a pod.



Zisťovanie poškodenia železničného zvrška
Georadarom možno rýchlo a efektívne stanoviť mocnosť vrchnej a spodnej štrkovej, ako aj základovej vrstvy. Súčasne možno detekovať miesta vymyté vodou, znečistenie a inhomogenity v oblasti železničného zvrška.

Detekovanie dutín
Diaľnice, tunely, letiská, bane a budovy treba pravidelne kontrolovať pri výstavbe, ako aj pri prevádzkovaní.
PRP možno tieto úlohy vyriešiť nedeštruktívne, rýchlo, čo šetrí čas aj peniaze.

Vyhľadávanie skrytých potrubí
PRP lokalizuje kovové a nekovové potrubia. Je schopný presne zaznamenať hĺbku a miesto potrubí, káblov, rúrok a ďalších umelých či prírodných objektov.