MINERALIA SLOVACA

20 1988 6

MINERALIA SLOVACA

Vol. 20
1988
No 6
481—576

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

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

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

REDAKČNÁ RADA — EDITORIAL BOARD

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

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

OBSAH CONTENTS

Vladimir Aleksandrovič Kovalenker, Stanislav Jeleň, Aleksander Dmitrijevič Genkin, Rudolf Ďuďa, Sofija Mojsejevna Sandomirskaja, Vladimir Sergejevič Malov, Peter Kotuľák

Rudné minerály produktívnych asociácií ložiska Zlatá Baňa, zvláštnosti chemizmu

Metallic minerals of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia); specialities of chemical composition **481**

Rudolf Ondrášik

Vzťah geodynamických javov k neotektonickým štruktúram v centrálnych Západných Karpatoch

Relation between geodynamic phenomena and neotectonic structures in the Central West Carpathians **499**

Augustin Šutora, Lubomír Pospíšil, Dušan Obernauer

Je možné šuranský zlom interpretovať jako horizontální posun?

Is it possible to interpret the Šurany fault (Western Slovakia) as representing a strike-slip one? **507**

Oto Orlický

Určovanie Curieho teplôt a magnetického fázového stavu Fe a Fe-Ti minerálov z meraní teplotných zmien ich magnetickej susceptibility

The determination of Curie temperatures and magnetic phase state of the Fe and Fe-Ti minerals on the base of the change of their magnetic susceptibility with the temperature **519**

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

Mineralia slov.
20 *(1988), 6, 481—498*

Metallic minerals of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia); specialities of chemical composition

VLADIMIR ALEKSANDROVIČ KOVALENKER*, STANISLAV JELEŇ**, ALEKSANDER DMITRIJEVIČ GENKIN*, RUDOLF ĎUĎA***, SOFIJA MOJSEJEVNA SANDOMIRSKAJA****, VLADIMIR SERGEJEVIČ MALOV*, PETER KOTULÁK***

* Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохими (ИГЕМ) АН СССР, Москва, СССР.
** Geologický ústav CGÚ SAV, Horná 17, 974 01 Banská Bystrica, ČSSR
*** Geologický prieskum, š. p., geologická oblasť, Garbanova 1, 040 11 Košice, ČSSR
**** Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт (ЦНИГРИ) Мингео СССР, Москва, СССР

Received 23. 11. 1987

Рудные минералы продуктивных ассоциаций месторождения Злата Баня (Восточная Словакия); особенности химизма

В работе впервые охарактеризован химизм рудных минералов содержащих золото и серебро на месторождении Злата Баня. Между изучаемыми минералами встречаются самородное золото, минералы группы тетраэдрита сульфаантимониды свинца, меди-свинца, серебра-меди, серебра-олова и др., которые раньше на месторождении Злата Баня и также во всей Словакии не были известны (миаргирит, андорит, рамдогрит, физелиит, овигеэлит, фрайслебенит, робинсонит и др.). Определены были также минералы $AgCuSb_2S_4$, $Pb_7Sb_6S_{167}Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ и Fe_5SbS_{11}, которые до сих пор в природных условиях не были известны.

Metallic minerals of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit (Eastern Slovakia); specialities of chemical composition

For the first time the chemical composition of metallic minerals, bearers of Au and Ag on the Zlatá Baňa deposit, has been detaily characterized in the submitted article. Native gold, minerals of tetrahedrite group, sulphoantimonides of Pb, Cu — Pb, Ag — Cu, Ag — Pb and other minerals, which were not known, neither on the Zlatá Baňa deposit nor in Slovakia (miargyrite, andorite, ramdohrite, fizelyite, owyheeite, freieslebenite, robinsonite etc.) are present among investigated mineral assemblages. Mineral phases of $AgCuSb_2S_4$, $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ and Fe_5SbS_{11}, which were not known under natural conditions, have been ascertained, too.

For the first time the chemical composition of basic metallic minerals forming productive gold and silver assemblages on the Zlatá Baňa deposit, has been detaily characterized. Native gold, minerals of tetrahedrite group, sulphoantimonides of Pb, Cu — Pb, Ag — Cu, Ag — Pb (many of them were not known on the deposits of Slovakia: andorite, ramdohrite, fizelyite, owyheeite, freieslebenite, robinsonite, plumosite and others) are present among investigated minerals. The chemical composition of $AgCuSb_2S_4$, $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$, Fe_5SbS_{11} compounds, which were not known under natural conditions before, has been preliminary investigated, too. The character of mineral composition of ores from the Zlatá Baňa deposit tends more towards the gold- polymetallic deposits of the East Carpathians (volcanic areas of Romania) than towards the deposits of the West Carpathians (the deposits of Middle Slovakian neovolcanites).

The Zlatá Baňa deposit is situated in the northern part of the Slanské vrchy Mts., 13 km east by south of Prešov, in the central volcanic zone of the Zlatá Baňa complex stratovolcano, acting during Lower Sarmatian — Lower Pannonian.

This andesite stratovolcano, which is built by various types of andesites and their pyroclastics, lies directly on the older rhyolite volcano, acting during Eggenburgian — Badenian.

The central volcanic zone, which is built by the andesite complex, is areally hydrothermally altered and cross-cut by the complicated intrusive complex of dykes, necks and stocks of diorite porphyries.

Ore structures have mainly the north-south strike, dipping steeply (75°—90°) towards the east and west respectively.

Morphostructural type of ore mineralization gradually changes in the horizontal and vertical course of the ore structures in dependence on the rheologic properties of rocks. It varies from the vein-stockwork type, which is developed mainly in the andesite complex, through the brecciated type, which is developed mainly on the contacts of the andesite complex with bodies of diorite porphyries, to the stockwork-disseminated type, which is characteristic for the rhyolite complex.

Types of ore mineralization on the deposit are the following: copper-molybdenum, gold-polymetallic, copper-lead-zinc, antimony, mercury and precious opal.

The Zlatá Baňa polymetallic deposit is of the greatest importance among the objects of the ore field. On the basis of series of features, its ore mineralization could be classified with gold-polymetallic formation, which is widespread in the Carpathians (Naumenko, Gontcharuk, Koptyukh, 1986).

Ores of the Zlatá Baňa deposit are characterized by very complicated composition. More than 30 minerals have been identified by Ďuďa and others here. These minerals belong to native elements, simple and complex sulphides, sulphosalts and tellurides (Ďuďa et al., 1981).

Investigated samples of ores, mainly of vein-stockwork type, have been taken from the upper parts of the deposit, from the Gemerka and Mária adits respectively. Samples No. 1, 2, 3, 4, 5, 6, 11 were taken on the Gemerka adit horizon (the P-6 crosscut, mine face, 105 m); sample No. 9 was taken from the SM-1 gate, 29 m; sample No. 10 from the store-room of explosives, the Gemerka adit, 35 m; sample No. 12 from the Sl-3 heading, mine face, 8 m, the Gemerka adit; sample No. 13 from the Sl-2 heading, mine face, 60 m, the Gemerka adit; samples No. 7 and 8 were taken from the Mária adit, 35 and 80 m from the adit collar respectively.

Mineral composition of ores from the zones with rich ore mineralization ("columns of ores"), uncovered 35 m from the Mária adit collar and 105 m from the P-6 cross-cut collar of the Gemerka adit, has appeared very variable.

Minerals of tetrahedrite group and various sulphoantimonides of Cu, Cu — Pb, Pb — Ag — Cu and Ag — Pb, play an important role in the above zones, along with widespread pyrite, sphalerite, chalcopyrite, arsenopyrite and marcasite. These minerals are of less importance in ores from other parts of the deposit. Native gold and silver occur only in the zones with rich mineralization.

Minerographic investigations and observations of mutual relations of metallic minerals witness for the origin of native gold and silver, minerals of tetrahedrite group and sulphoantimonides in the final stage of the formation of ore mineralization, after deposition of main mass of pyrite, sphalerite, galena and chalcopyrite, which are the principal minerals of polymetallic ore mineralization. Because minerals of gold and silver play an important role in the composition of relative late assemblages, these are defined, in agreement with ideas of Petrovskaya (1973), as productive ones.

Investigations, made by wide utilization of X-ray spectroscopy, enabled to identify boulangerite, miargyrite, Cu miargyrite, plumosite, robinsonite, andorite, ramdohrite, diaphorite, freieslebenite, owyheeite, berthierite, and a number of others, maybe new mineral phases, for the present without the name: ($AgCuSb_2S_4$, $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$, Fe_5SbS_{11}), and investigate the chemical composition of native gold, minerals of tetrahedrite group, bournonite, luzonite, sphalerite and arsenopyrite.

Basic productive assemblages will be discussed in the submitted article and specialities of chemical composition of minerals, which form them, will be characterized.

Native gold

The increased content of gold in ores of the Zlatá Baňa deposit was known long ago, but its mineral forms have not been investigated. Native gold has been ascertained in ore bodies uncovered in both adits.

Very small inclusions of native gold are rarely present in sphalerite (Fig. 1a) in samples of polymetallic ores taken on the Gemerka adit horizon, in the area of the P-6 cross-cut (105 m). Ore mineralization is represented by minerals of early assemblages — by sphalerite, pyrite, galena and chalcopyrite. Bournonite, low and high Ag tetrahedrite, freibergite, boulangerite, plumosite and mineral $Pb_7Sb_6S_{16}$ are present in smaller quantities.

Native gold is more abundant in ores from the part of the ore body enriched by utility components, which is uncovered on the horizon of the Mária adit, 35 m from the adit collar. Accumulations of native gold occur here along with thin, ramifying veinlets of dolomite, which cut aggregates of older sphalerite, galena and pyrite. Elongated, xenomorphic inclusions of gold are present either in galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite or on boundaries of these minerals (Fig. 1b, c, d). High Ag tetrahedrite, bournonite, boulangerite and other sulphoantimonides often occur along with native gold (Fig. 1d).

The analysis of 5 grains of native gold from the Mária adit has shown a remarkable constancy of their composition: Au — 81.50—82.64 wght. %; Ag — 17.37—18.86 wgt. %; Small quantities of Cu (0.04—0.08 wgt. %) and Hg (0.05—0.1 wgt. %) have been determined, too.

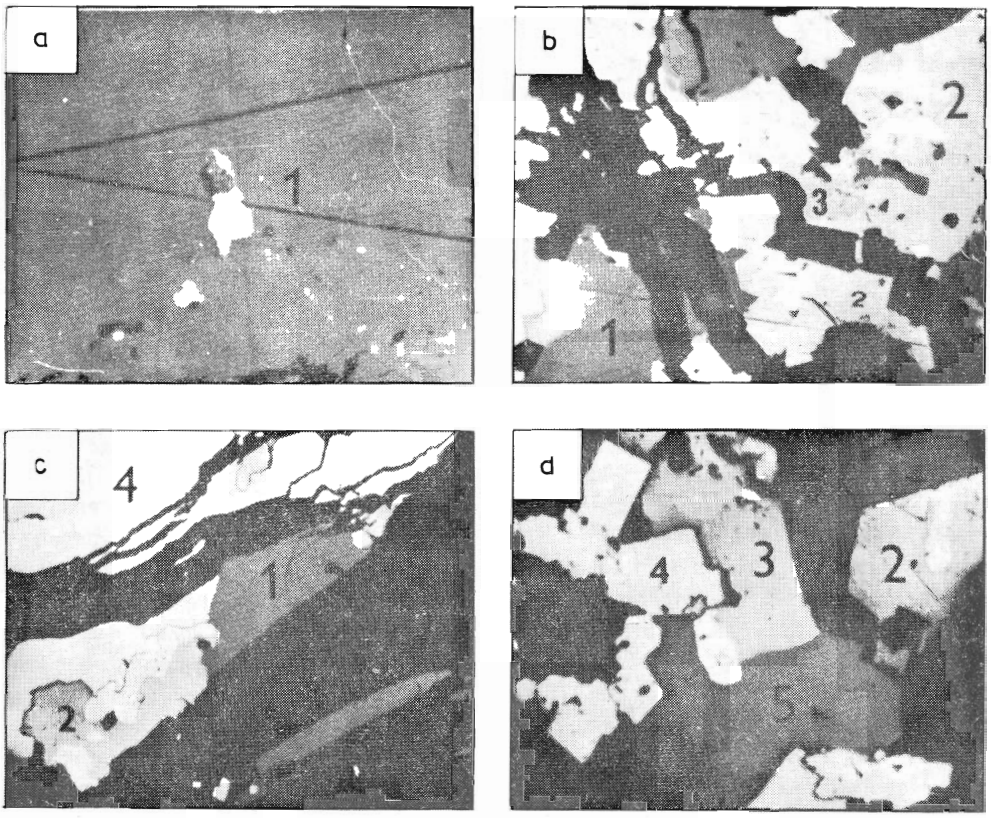


Fig. 1. Morphology of native gold segregations (white). a — in sphalerite (1), magn. x500; b — between sphalerite (1), galena (2) and chalcopyrite (3) near dolomite veinlet (black), magn. x200; c — on boundary of galena (2) and pyrite (4), black — dolomite, dark grey (1) — sphalerite, magn. x200; d — between sphalerite (1), galena (2), chalcopyrite (3), pyrite (4) and high Ag tetrahedrite (5), magn. x320.

Minerals of tetrahedrite group

Tennantite, low and high Ag tetrahedrite and freibergite have been determined among minerals of tetrahedrite group on the basis of their chemical composition.

Tennantite, usually closely associating with luzonite, has been ascertained in 29 m of the SM-1 gate, and in the store-room of explosives and in 80 m of the Mária adit. Most often it forms thin veinlets in older chalcopyrite (Fig. 2a) or it grows, along with luzonite, on chalcopyrite.

Low Ag tetrahedrite occurs almost everywhere, most often in association with chalcopyrite, they both fill either spaces between grains of pyrite or they form filling of cracks and irregular segregations in sphalerite (Fig. 1b).

High Ag tetrahedrite and freibergite occur mainly in richer parts of ore bodies. They form, along with native silver, thin veinlets in chalcopyrite (Fig. 2c), rounded segregations, or along with chalcopyrite they form veinlets in bournonite (Fig. 2d, e), they grows on tennantite and chalcopyrite (Fig. 2f).

Observed relations of minerals of the

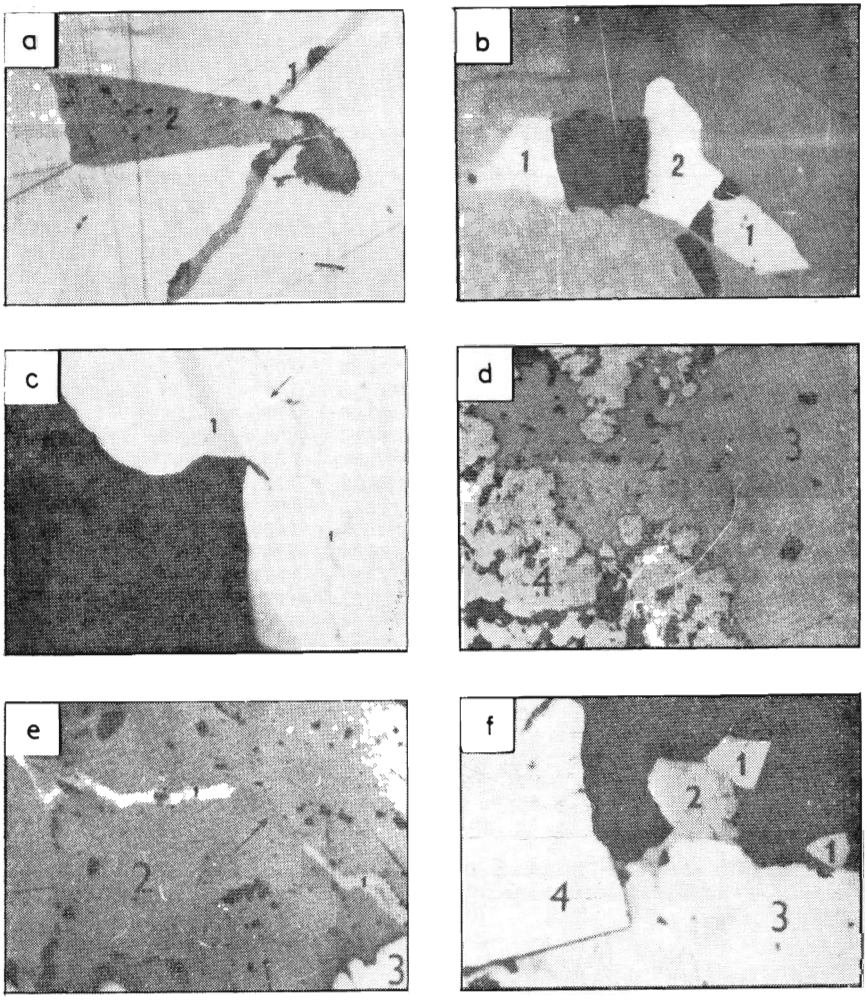


Fig. 2. Relations of minerals of tetrahedrite group with sulphides. a — veinlet of tennantite (1) and luzonite (2) in early chalcopyrite, magn. x500; b — intergrowth of low Ag and high Zn tetrahedrite (1) with chalcopyrite (2) in sphalerite, magn. x200; c — veinlets of high Ag tetrahedrite (1) with native silver (white, with arrow) in chalcopyrite, magn. 500; d — inclusion of freibergite (1) in bournonite (2) on boundary of galena (3) and pyrite (4), magn. x200; e — veinlet of high Ag tetrahedrite (shown with arrow) and chalcopyrite (1) in bournonite (2), pyrite (3), magn. x320; f — crystals of high Ag tetrahedrite (1) growth on tennantite (2) and chalcopyrite (3), pyrite — 4, magn. x200.

tetrahedrite group with sulphides enable to suppose that tennantite is the earliest mineral of this group and high Ag tetrahedrite and freibergite are the latest ones.

Chemical composition of minerals of the tetrahedrite group has been studied on 27 separated samples, which represent ore mineralization (including rich parts) on both horizons. It follows, from the results of analyses summarized in Tab. 1 that

TAB. 1

Chemical composition (wgt. %) of tennantite and minerals of tetrahedrite-freibergite series from the Zlatá Baňa deposit

No. of analyse	No. of sample	Cu	Ag	Fe	Zn	Sb	As	S	Sum
1	9— 2a	44.53	0.93	6.99	0.20	0.00	19.28	28.79	100.72
2	9— 4	43.61	0.71	4.77	2.88	0.00	20.01	28.81	100.79
3	2— 2	37.67	0.43	0.38	7.78	28.84	0.49	25.43	101.05
4	2— 1b	37.27	0.81	0.29	7.57	27.94	2.10	25.17	101.15
5	6— 2	37.14	1.46	0.50	7.42	28.77	0.41	25.15	100.85
6	2— 1a	37.20	2.09	0.31	7.89	26.14	1.57	25.29	100.59
7	6— 3a	36.37	2.71	0.90	7.10	29.18	0.00	25.16	101.42
8	2— 3	36.46	3.18	0.37	7.53	28.86	0.00	25.05	101.45
9	10— 7	34.36	7.39	3.30	4.45	27.12	0.72	23.96	101.30
10	10— 6	34.40	8.21	2.63	4.73	26.65	0.00	24.08	101.70
11	6— 3	26.25	17.44	3.24	3.65	27.16	0.39	23.76	101.89
12	9— 5	25.93	17.98	6.22	0.17	27.88	0.00	23.37	101.55
13	8—24b	22.55	19.36	4.43	2.86	26.22	0.32	22.92	98.70
14	9— 3	23.79	19.57	5.29	1.76	27.61	0.00	23.78	101.80
15	8—28	23.00	19.64	4.20	2.59	25.58	0.40	22.70	98.11
16	8—27	22.70	19.74	4.43	2.53	26.80	0.26	23.00	99.46
17	8— 7	23.77	19.92	4.40	2.35	27.85	0.57	23.40	102.26
18	8—26	22.57	20.37	4.24	2.38	25.09	0.92	22.63	98.20
19	8—16	23.00	20.83	3.67	3.26	26.00	0.55	23.00	100.31
20	8—19b	21.58	20.85	4.12	2.26	26.43	0.20	22.64	98.08
21	8—33	21.76	21.48	4.00	2.28	26.88	0.12	22.68	99.21
22	8—18	21.75	21.48	3.97	2.88	26.55	0.12	22.80	99.55
23	8—17	21.84	21.61	4.35	2.37	26.00	0.28	22.72	99.17
24	10—11	22.92	21.70	4.26	2.52	27.46	0.21	22.50	101.87
25	8—19a	21.87	22.25	4.70	1.61	21.06	3.36	23.00	97.85
26	10—10	22.61	22.56	4.91	2.43	27.17	0.60	22.45	102.70
27	2—10	21.68	22.67	4.11	2.26	26.83	0.00	22.85	100.40

1—2 — tennantite, 3—27 — minerals of tetrahedrite-freibergite series, 13, 15, 16, 18—23 and 25 — analyses performed by Sandomirskaya, the others by Malov.

contents of all elements, which entered into the composition of minerals of the tetrahedrite group, undergo variations.

Tennantite (analyse No. 1 and 2) is characterized by the low content of silver (below 1 wgt. %), by prevailing content of iron over that of zinc and by the lack of antimony, i. e. it corresponds, according to its composition, to rare variety of tennantite — lauranite — $Cu_{10}Fe_2As_4S_{13}$.

Two groups have been defined among minerals of tetrahedrite-freibergite series according to their chemical composition in ores of the Zlatá Baňa deposit. Tetrahedrite with low Ag content (0.43—3.19 wgt. %, analyses No. 3—8), in which iron strongly prevails over antimony and arsenic, belongs to the first group. This mineral can be considered as a variety of tetrahedrite containing silver — sieger-landite $Cu_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$. Tetrahedrites characterized by the average (7—8 wgt. %) and high (17—22 wgt. %) content of silver (analyses No. 9—27) and freibergites (over 22 wgt. % of Ag) belong to the second group. Iron prevails over zinc in all these minerals and the content of antimony is the same, on the whole, as in low Ag tetrahedrites.

Variations of Ag relations (Ag/Ag + Cu),

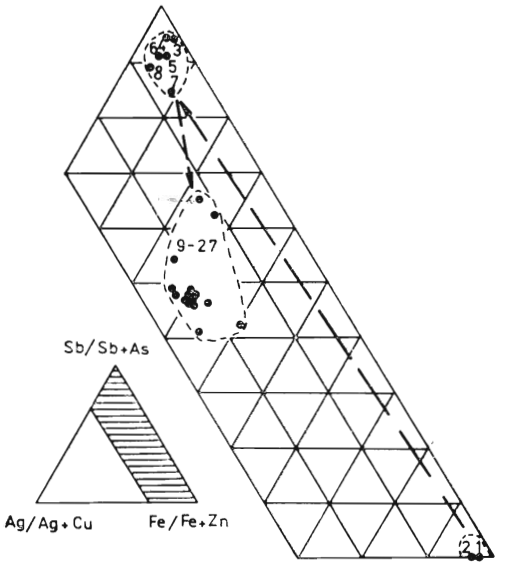


Fig. 3. Diagram of variations of Ag/Ag + Cu, Fe/Fe + Zn and Sb/Sb + As ratios in minerals of tetrahedrite group of the upper parts of the Zlatá Baňa deposit. The arrow shows supposed succession of crystallization of minerals. Numerals — numbers of analyses from Tab. 1.

Fe relations (Fe/Fe + Zn) and Sb relations (Sb/Sb + As) in minerals of the tetrahedrite group can be seen in diagram (Fig. 3). The arrow in this diagram shows supposed evolution of the chemical composition of minerals of the above group: the content of antimony increases, while the content of iron decreases from the earliest to the latest generations respectively, the content of silver increases paralelly with it. Described law is, on the whole, a typomorphic one for minerals of the tetrahedrite group of gold — silver — polymetallic ores of volcanic arcs (Kovalenker, Bortnikov, 1985).

Minerals of miargyrite — $AgCuSb_2S_4$ series

Miargyrite, which is a common mineral for some types of gold and silver ore mineralization in volcanic arcs, is very rare on the deposits of Slovakia. Miargyrite and mineral $AgCuSb_2S_4$, similar in composition to miargyrite, have been discovered in parts of ore bodies enriched by chalcopyrite, in store room for explosives on the Gemerka adit horizon and 35 m from the Mária adit collar.

Segregation of miargyrite and mineral $AgCuSb_2S_4$ are present, as a rule, in chalcopyrite, or they are present in pyrite — chalcopyrite aggregates (Fig. 4). Crystal intergrowths of miargyrite containing Cu (up tu 3 wgt. %) with $AgCuSb_2S_4$ mineral have been observed in a great number of cases (Fig. 4c—e), however, they more often occur in form of single grains of these minerals. Segregations of high Ag tetrahedrite, owyheeite, and other minerals are often present near accumulations of miargyrite and $AgCuSb_2S_4$ mineral phase (Fig. 4a), while crystal intergrowths have been observed only between $AgCuSb_2S_4$ mineral phase and high Ag tetrahedrite. The high content of copper, which is complementary to silver (Tab. 2, Fig. 5), is a specific characteristic of the composition of miargyrite from the Zlatá Baňa deposit. According to the latest handbooks (Minerals of precious metals: Handbook, 1986), the concentration of copper in miargyrite does not reach 1 wgt. %. Practically continual changes of Ag/Cu ratio up to Ag:Cu = 1 : 1.36 have been observed in this mineral from the Zlatá Baňa deposit (Fig. 5).

A remarkable part of analyses is concentrated around the point, in which the Ag/Cu ratio is 1 : 1 (analyses No. 14—24), i. e. it corresponds to the composition of $AgCuSb_2S_4$ mineral phase. The probability of discovery of continuous succession between miargyrite and chalcostibite is small, because the above minerals are not isostructural (Cc, a = 12.86; b = 4.41; c = 13.22; β = 98°38′; Z = 8 for miargyrite; Pnma, a = 6.14; b = 3.91;

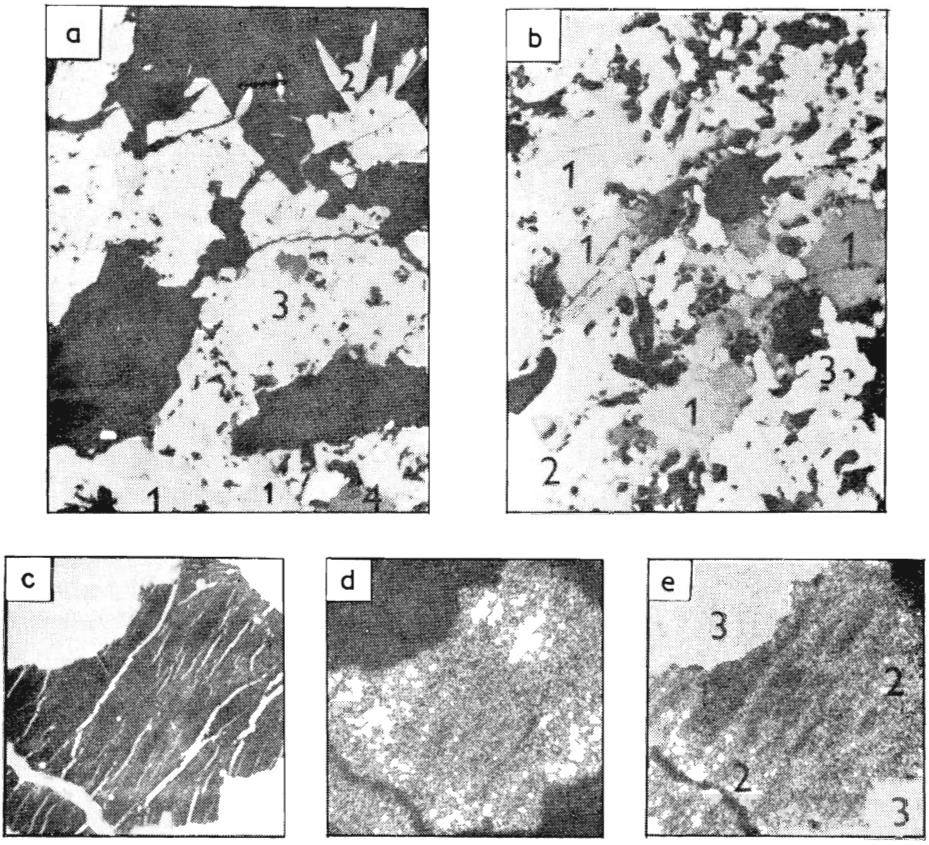


Fig. 4. Miargyrite and $AgCuSb_2S_4$ mineral phase. a — relations of miargyrite (1) and owyheeite (2) with chalcopyrite (3) with inclusions of sphalerite (4), magn. x200; a group of grains of $AgCuSb_2S_4$ mineral phase (1) in chalcopyrite (2) and pyrite (3), magn. x200; c—e — relicts of miargyrite (1) in $AgCuSb_2S_4$ mineral phase (2) in chalcopyrite (3), magn. x800; c — picture in absorbed electrons; d — Ag; e — Cu.

c = 14.53; Z = 4 for chalcostibite). Preliminary data has shown that X-ray diffraction patterns of miargyrite and $AgCuSb_2S_4$ mineral phase are close. It enables to look at these minerals as terminal members of isomorphous series. Miscibility between $AgCuSb_2S_4$ mineral phase and chalcostibite is probably limited.

Sulphoantimonides

Manifestations of antimony mineralization were known in the Zlatá Baňa ore field a long ago. Bournonite, boulangerite and berthierite have been described from the Zlatá Baňa polymetallic deposit. Antimonite, boulangerite and jamesonite have been described from the Zlatá Baňa antimony deposit. The presence of Ag sulphoantimonides was supposed here (Ďuďa et al., 1981).

We have identified sulphoantimonides in samples from the Gemerka adit (samples No. 1, 3, 6, 10, 11) and from the Mária adit (sample No. 8). Thanks to detailed

TAB. 2

Chemical composition (wgt. %) of minerals of miargyrite $AgCuSb_2S_4$ mineral phase series

No. of analyse	No. of sample	Ag	Cu	Sb	As	S	Sum
1	8—31a	35.92	0.50	40.20	0.63	21.86	99.11
2	10—21	34.32	1.39	40.32	1.16	21.60	98.79
3	8—90a	32.04	2.80	42.27	0.00	22.42	99.53
4	8—82a	32.09	3.02	41.89	0.00	22.04	99.04
5	8—85a	31.74	3.52	42.17	0.00	22.08	99.51
6	10—22	31.18	3.57	41.61	0.49	22.14	98.99
7	8—90c	30.76	3.61	41.08	1.18	22.59	99.22
8	8—93a	30.00	4.68	41.75	0.49	22.12	99.04
9	8—80	27.68	6.15	42.45	0.44	22.53	99.25
10	10—24a	26.80	6.18	43.36	0.20	22.27	98.81
11	8—89	26.75	6.83	42.90	0.71	22.91	100.10
12	10—23	23.71	8.47	43.26	0.76	23.71	99.29
13	8—88	22.42	9.58	43.54	0.22	23.00	98.76
14	8—90b	21.38	10.80	43.55	0.82	23.60	100.15
15	8—85b	21.20	10.87	43.61	0.71	23.60	99.99
16	8—81	20.17	11.10	44.63	0.58	23.21	99.69
17	8—82b	20.39	11.35	43.43	1.00	23.71	99.88
18	8—15	20.44	11.40	44.00	0.54	23.60	99.98
19	8—78	20.23	11.62	44.07	0.59	23.12	99.63
20	8—77	19.84	11.72	43.95	0.51	23.59	99.61
21	8—31b	18.87	11.90	43.31	0.48	23.22	97.78
22	8—29	18.12	12.20	42.93	0.70	23.18	97.13
23	8—79	19.61	12.36	43.05	0.67	23.59	99.28
24	8—93b	19.21	12.67	43.76	1.21	23.48	100.34
25	8—84	17.68	12.94	44.51	0.61	24.29	100.03
26	8—30	16.44	13.45	44.07	0.14	23.40	97.50
27	8—87	17.35	13.94	43.67	0.62	23.69	99.27

Analyses performed by Sandomirskaya.

study of chemical composition of sulphoantimonides by electron microprobe analyzer, we have identified bournonite, boulangerite, minerals close related to semseyite, plumosite, robinsonite, mineral phases of transitive composition ($Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$) and also owyheeite, diaforite, freieslebenite, andorite, fizelyite. Besides, chemical composition of antimonite, berthierite, mineral phase similar to pyrite, which composition is close to Fe_5SbS_{11}, has been studied. These minerals have been discovered in single sample (No. 12) from the Sl-3 heading of the Gemerka adit.

Sulphoantimonides, as a rule, are closely intergrown (Fig. 6). They are usually present in carbonate veinlets on boundaries of grains of older galena, chalcopyrite and pyrite, they grow, corrode and replace them. Most often the accumulations of sulphoantimonides occur along with galena. According to the observed relations, bournonite is the oldest mineral among sulphoantimonides.

Results of study of chemical composition of Pb sulphoantimonides are given in Tab. 3 and they are also depicted on diagram (Fig. 7). These data have shown that the composition of studied minerals coincides with the area between falkmanite $Pb_3Sb_2S_6$ and tintinaite $Pb_5Sb_8S_{17}$.

Boulangerite and other needle sulpho-

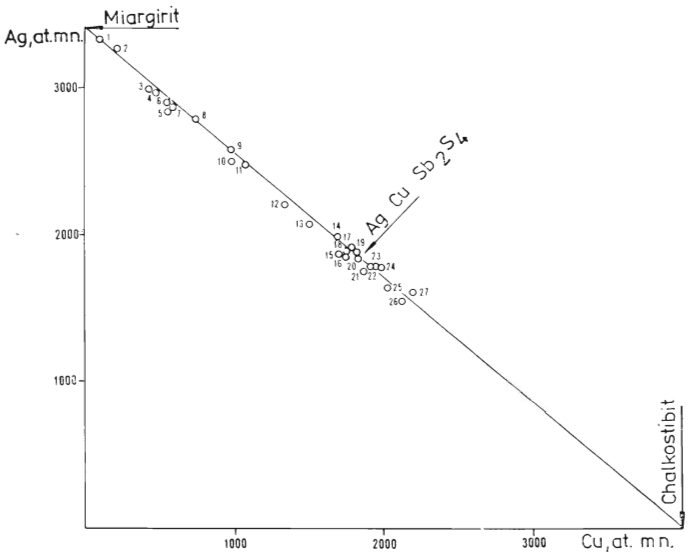


Fig. 5. Diagram of dependence between the contents of Ag and Cu (in at. wgt.) in minerals of miargyrite — $AgCuSb_2S_4$ mineral phase series. Numerals — numbers of analyses from Tab. 2.

antimonides of Pb are minerals with variable composition. A large number of minerals belongs to this group, among them such relatively abundant as boulangerite, zinckenite, jamesonite, but, on the other hand, such rare as plumosite, robinsonite, falkmanite and even those, which are known from rare occurences, discovered only in the last years: launayite, dadsonite, playfairite and other minerals (Mozgova, 1985).

Minerals belonging to the solid solution of boulangerite (Fig. 7) have been distinctly defined among studied sulphoantimonides of Pb on the basis of their chemical composition. The composition of studied grains of boulangerite coincides with the area of natural boulangerite (Mozgova, 1985). Pb:Sb ratio ranges in them from 1.24—1.26 (analyses No. 1, 2) to 1.20 (analyse No. 6), i. e. towards decreasing PbS content.

A group of analyses (No. 9—19) is situated between the area of boulangerites and semseyite, which forms a quasi-continuous series. Only some of them (No. 11, 19) draw near composition of semseyite, while most of them can be expressed by formula of $Pb_7Sb_6S_{16}$ (Tab. 3, Fig. 7). The above minerals, as a rule, occur in close intergrowths with boulangerite and other sulphoantimonides, which does not enable to gain their reliable X-ray characteristics. The lack of these data complicates the identification of mineral phase with composition $Pb_7Sb_6S_{16}$. It can be classified conditionally with the group of semseyite. Its formula can be expressed, according to the idea of Mozgova (1985) as $Pb_{3+2n}Sb_8S_{15+2n}$ (n above 2.75).

Two groups of analyses are situated between composition of semseyite and plumosite (Fig. 7). The first of them (No. 20—25)draws near the formula of $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, the second draws near composition of plumosite $Pb_2Sb_2S_5$.

Sulphoantimonides of Pb, in which $PbS:Sb_2S_3$ ratio is shifted towards antimony, are present in ores of the Zlatá Baňa deposit in form of compounds, which composition draws near the formula $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ (analyses No. 29—30) and robinsonite (analyses No. 31—32). Robinsonite usually forms tiny (10—15 μm) vermi-

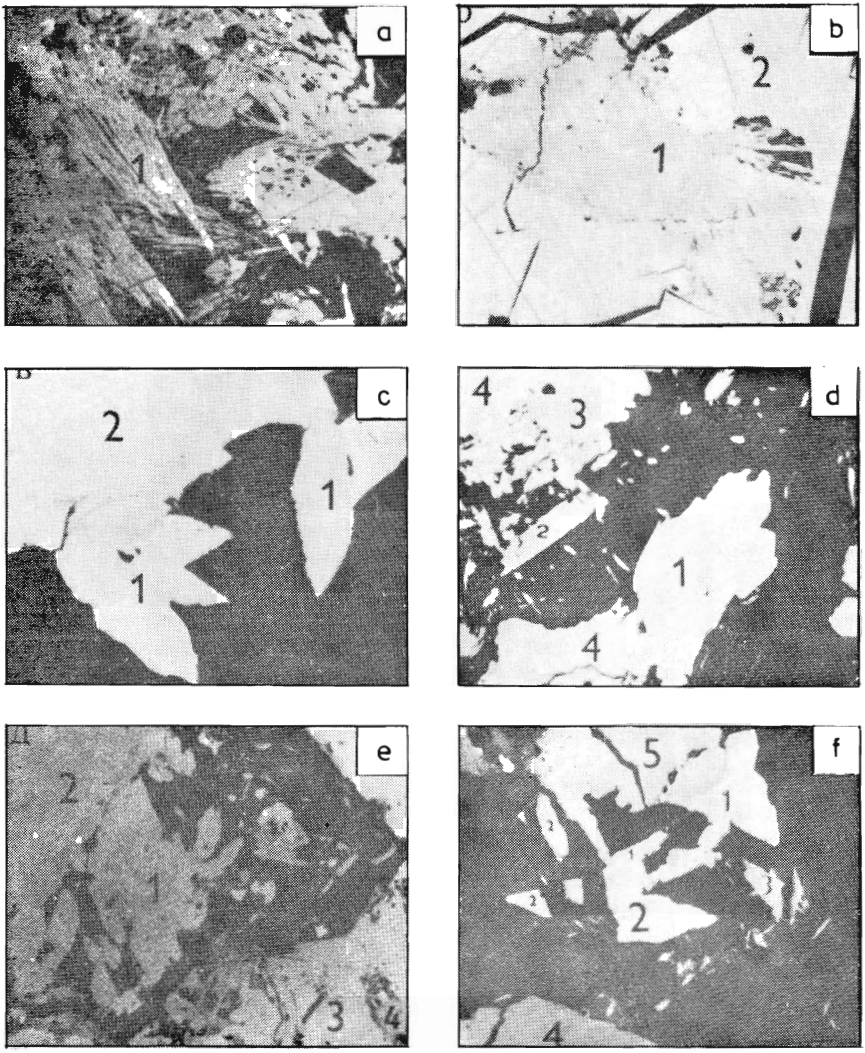


Fig. 6. Sulphoantimonides of Pb, Cu — Pb, Ag — Pb. a — boulangerite (1) in carbonate (black), magn. x200; b — boulangerite (1) in galena (2), cut by veinlets of dolomite (black), magn. x200; c — plumosite (1) growths on bournonite (2), magn. x200; d — $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$ mineral phase (1), $Pb_7Sb_6S_{16}$ mineral phase (2), bournonite (3), and galena (4) in dolomite (black), magn. x200; e — fine mixture of freieslebenite, diaphorite and mineral similar to semseyite — $Pb_7Sb_6S_{16}$ (1) in galena (2) and chalcopyrite (3) with inclusions of miargyrite (4), magn. x200; f — plumosite (1), diaphorite (2) and ramdohrite (3) in carbonate (dark grey), sphalerite (4) and bournonite (5), magn. x200.

cular inclusions in some grains of mineral, which is similar to plumosite (analyses No. 26—28). These intergrowths remind textures of disintegration of solid solution.

Textural investigation of most studied sulphoantimonides of Pb did not manage because of very small sizes of their segregations and close intergrowths. So it is

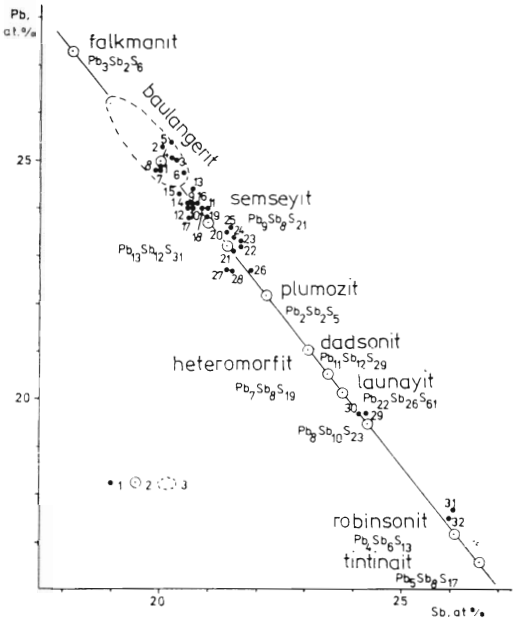


Fig. 7. Diagram of dependence of the contents of Pb and Sb (in at. %) in sulphoantimonides of lead from the Zlatá Baňa deposit. 1 — numbers of analyses from Tab. 3, 2 — theoretical composition of minerals, 3 — the area of composition of natural boulangerite (according to Mozgova, 1985).

premature to make any conclusion on mineral individuality of mineral phases $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ only on the basis of their chemical composition.

Another group of antimony compounds, represented by sulphoantimonides of Pb and Cu, Pb and Ag, forming usually close intergrowths with sulphoantimonides of Pb (Fig. 6e, f) is present in ores of the Zlatá Baňa deposit.

Arsenic has not been determined in bournonite from the Zlatá Baňa deposit (Tab. 4) contrary to some gold-polymetallic deposites of the Romanian Carpathians, where members of seligmanite-bournonite series are predominantly developed. Formula of this basic mineral of sulphoantimonide mineralization of the Zlatá Baňa deposit is close to formula of $CuPbSbS_3$.

A number of mineral phases can be defined among sulphoantimonides of lead and silver on the basis of their chemical composition (Tab. 4), their composition corresponds to the composition of well-known minerals (Fig. 8). Analyses No. 16—17 recalculate very well to formula $AgPb_2Sb_3S_7$, which corresponds to ramdohrite, described by Bondarev et al. (1971), but they differ from formulae of this mineral, which were suggested by Ahlfeld (1930) and by Hellner (1958). The composition of one grain of mineral similar to ramdohrite (analyse No. 18) is closer to the composition of fizeleyite (Fig. 8). The question is open, because X-ray spectroscopy has not managed up to now.

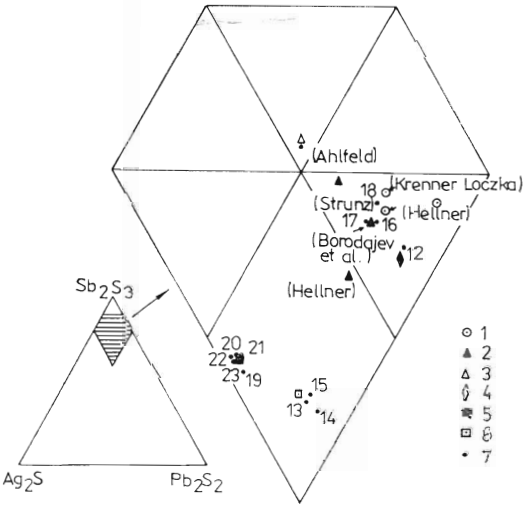


Fig. 8. Part of Ag_2S-Pb_2S_2-Sb_2S_3 diagram. The relation of real compositions of sulphoantimonides of Ag from the Zlatá Baňa deposit and theoretical compositions (according to literature) of some minerals of Ag-Pb-Sb-S system. 1 — fizelyite, 2 — ramdohrite, 3 — andorite, 4 — owyheeite, 5 — ramdohrite, 6 — freieslebenite, 7 — X-ray spectroscopic analyses of Ag sulphoantimonides from the Zlatá Baňa deposit. Numerals — numbers of analyses from Tab. 4.

TAB. 3

Chemical composition (wgt. %) of Pb sulphoantimonides

No. of analyse	No. of sample	Pb	Sb	S	Sum	Formula
1	1—1—1	54.90	25.94	18.79	99.13	$Pb_{4.98}Sb_{4.00}S_{11.02}$
2	8—27b—1	54.94	25.58	18.35	98.87	$Pb_{5.06}Sb_{4.01}S_{10.93}$
3	8—27b—2	54.74	26.19	18.51	99.44	$Pb_{5.00}Sb_{4.07}S_{10.93}$
4	8—27c	54.50	25.87	18.39	18.76	$Pb_{5.01}Sb_{4.05}S_{10.94}$
5	8—31	54.59	25.54	18.07	98.20	$Pb_{5.08}Sb_{4.05}S_{10.87}$
6	8—28a	55.12	26.82	18.81	100.75	$Pb_{4.95}Sb_{4.10}S_{10.95}$
7	8—13—5	55.71	26.31	19.05	101.07	$Pb_{4.98}Sb_{4.00}S_{11.02}$
8	8—13—6	55.66	26.26	19.22	101.14	$Pb_{4.96}Sb_{3.98}S_{11.06}$
9	1—1—4	54.45	27.35	19.14	100.94	$Pb_{7.03}Sb_{6.00}S_{15.97}$
10	1—1—7	54.29	27.59	19.43	101.31	$Pb_{6.95}Sb_{6.09}S_{16.05}$
11	1—1—2	53.71	27.62	18.97	100.29	$Pb_{6.97}Sb_{6.10}S_{15.93}$
12	1—1—3	54.91	27.15	19.27	101.32	$Pb_{6.96}Sb_{5.96}S_{16.08}$
13	8—95a	53.77	26.83	18.76	99.36	$Pb_{7.07}Sb_{6.60}S_{15.93}$
14	8—97	53.70	26.99	19.07	99.76	$Pb_{6.99}Sb_{5.98}S_{16.03}$
15	10—49a	53.19	26.32	18.74	98.43	$Pb_{7.04}Sb_{5.93}S_{16.03}$
16	10—55b	53.56	27.12	18.90	99.78	$Pb_{7.00}Sb_{6.03}S_{15.97}$
17	10—52g	53.30	27.09	19.23	99.62	$Pb_{6.91}Sb_{5.98}S_{16.11}$
18	10—58a	52.63	21.83	18.80	98.26	$Pb_{6.95}Sb_{6.02}S_{16.03}$
19	8—101b	53.37	27.59	19.15	100.11	$Pb_{6.91}Sb_{6.08}S_{16.01}$
20	8—13—2	52.87	28.24	19.20	100.31	$Pb_{13.15}Sb_{11.96}S_{30.89}$
21	8—13—3	52.33	28.62	19.39	100.34	$Pb_{12.95}Sb_{12.05}S_{31.00}$
22	8—13—9	52.26	28.05	19.36	99.67	$Pb_{13.00}Sb_{11.88}S_{31.12}$
23	8—28b	52.13	27.88	19.18	99.19	$Pb_{13.06}Sb_{11.89}S_{31.05}$
24	8—26a	52.94	28.33	19.33	100.60	$Pb_{13.11}Sb_{11.94}S_{30.95}$
25	1—1—6	53.56	28.67	19.24	101.48	$Pb_{13.22}Sb_{12.05}S_{30.73}$
26	8—29	51.08	28.93	19.31	99.32	$Pb_{2.04}Sb_{1.97}S_{4.99}$
27	8—20	51.59	28.59	19.64	99.82	$Pb_{2.04}Sb_{1.93}S_{5.03}$
28	8—19a	51.43	28.67	19.56	99.66	$Pb_{2.04}Sb_{1.94}S_{5.02}$
29	8—13—4	46.56	33.68	20.48	100.72	$Pb_{8.08}Sb_{9.95}S_{22.97}$
30	8—13—11	46.60	33.62	20.56	100.78	$Pb_{8.07}Sb_{9.91}S_{23.02}$
31	8—13—7	41.65	37.39	21.08	100.12	$Pb_{3.97}Sb_{6.05}S_{12.97}$
32	8—13—8	42.93	37.05	20.90	100.98	$Pb_{4.10}Sb_{6.01}S_{12.89}$
33	8—13—10	41.98	36.74	20.98	99.70	$Pb_{4.02}Sb_{5.99}S_{12.99}$

Analyses 1—8 — boulangerite, 9—19 — $Pb_7Sb_6S_{16}$ mineral phase similar to semseyite, 20—25 — $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$ mineral phase, 26—28 — "plumosite", 29—30 $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ mineral phase, 31—33 — robinsonite. Analyses 1, 9—12 and 25 performed by Malov, the others by Sandomirskaya.

Low content of copper in the above minerals from the Zlatá Baňa deposit is remarkable from specialities of their chemical composition (Tab. 4).

The composition of other sulphoantimonides recalculates well to formulae of owyheeite (analyse No. 12), freieslebenite (analyses No. 13—15), diaphorite (analyses No. 19—23) and andorite (analyse No. 24) (see Tab. 4, Fig. 8). The presence of the above minerals in ores of the Zlatá Baňa deposit is undoubted.

Sulphoantimonides entering into the composition of productive assemblages form several constant parageneses: freieslebenite + owyheeite; diaphorite + freieslebenite + $Pb_7Sb_6S_{16}$; diaphorite + ramdohrite + $Pb_7Sb_6S_{16}$; diaphorite + plumosite + ramdohrite; diaphorite + ramdohrite + andorite. The investigation

TAB. 4

Chemical composition (wgt. %) of Cu — Pb and Ag — Pb sulphoantimonides

No. of analyse	No. of sample	Ag	Cu	Pb	Sb	S	Sum	Formula
1	3—3—9	0.09	13.17	43.32	25.73	19.39	101.70	$Cu_{1.01}Pb_{1.02}Sb_{1.03}S_{2.94}$
2	3—3—8	0.16	12.88	42.40	24.71	20.79	100.74	$Cu_{0.97}Pb_{0.98}Sb_{0.96}S_{3.99}$
3	3—2—11	0.14	12.08	42.41	25.74	19.59	100.18	$Cu_{0.94}Pb_{1.01}Sb_{1.04}S_{3.01}$
4	8a—4	0.00	12.96	43.77	25.38	19.15	101.26	$Cu_{1.00}Pb_{1.04}Sb_{1.02}S_{2.93}$
5	6—1	0.00	13.07	42.80	25.39	19.34	100.60	$Cu_{1.01}Pb_{1.01}Sb_{1.02}S_{2.96}$
6	8—20b	0.11	13.00	41.64	25.15	19.87	99.77	$Cu_{1.00}Pb_{0.98}Sb_{1.00}S_{3.02}$
7	8—52c	0.00	12.61	41.89	24.44	20.02	98.96	$Cu_{0.97}Pb_{0.99}Sb_{0.98}S_{3.06}$
8	8—61	0.00	12.47	42.76	23.63	19.60	98.46	$Cu_{0.48}Pb_{1.02}Sb_{0.98}S_{3.00}$
9	8—60	0.00	12.85	42.45	23.95	19.38	98.63	$Cu_{1.00}Pb_{1.02}Sb_{0.98}S_{3.00}$
10	8—95b	0.00	12.64	42.74	24.70	19.51	99.59	$Cu_{0.98}Pb_{1.02}Sb_{1.00}S_{3.00}$
11	8—98b	0.00	12.62	45.10	22.50	19.16	99.38	$Cu_{0.99}Pb_{1.09}Sb_{0.93}S_{2.99}$
12	8—101c	6.42	1.10	41.80	30.00	19.61	98.93	$(Ag_{1.47}Cu_{0.43})_{1.90}Pb_{4.97}Sb_{5.07}S_{15.06}$
13	8—101a	19.30	0.00	40.80	22.64	18.14	100.88	$Ag_{0.99}Pb_{1.03}Sb_{1.00}S_{2.99}$
14	8—98c	18.81	0.19	41.19	21.42	17.49	99.10	$(Ag_{0.95}Cu_{0.02})_{0.97}Pb_{1.09}Sb_{0.96}S_{2.98}$
15	8—52a	18.79	0.17	39.74	22.43	17.87	99.00	$(Ag_{0.94}Cu_{0.02})_{0.96}Pb_{1.04}Sb_{0.99}S_{3.01}$
16	10—49b	8.10	0.87	37.40	32.90	20.15	99.42	$(Ag_{0.83}Cu_{0.15})_{0.98}Pb_{2.01}Sb_{3.01}S_{7.00}$
17	8—55a	7.25	1.36	37.62	33.25	20.70	100.68	$(Ag_{0.78}Cu_{0.23})_{1.01}Pb_{1.98}Sb_{2.98}S_{7.93}$
18	9—19c	8.26	0.15	38.05	33.30	20.02	99.78	$(Ag_{0.86}Cu_{0.03})_{0.89}Pb_{2.05}Sb_{3.06}S_{7.00}$
19	8—98a	23.01	0.32	30.84	26.17	18.22	98.63	$(Ag_{2.06}Cu_{0.07})_{3.03}Pb_{2.95}Sb_{2.99}S_{7.92}$
20	8—52b	23.00	0.35	30.25	26.66	18.72	98.98	$(Ag_{2.92}Cu_{0.08})_{3.00}Pb_{2.06}Sb_{3.06}S_{8.00}$
21	8—58b	23.56	0.00	30.41	26.18	18.92	99.07	$Ag_{2.99}Pb_{2.01}Sb_{2.94}S_{8.06}$
22	8—49c	23.10	0.26	29.85	26.68	18.50	98.39	$(Ag_{2.96}Cu_{0.05})_{3.01}Pb_{1.99}Sb_{3.03}S_{7.97}$
23	8—19b	24.04	0.16	30.51	27.14	18.72	100.57	$(Ag_{3.02}Cu_{0.04})_{3.06}Pb_{2.00}Sb_{3.02}S_{7.92}$
24	10—48	10.26	1.26	24.00	41.50	22.20	99.22	$(Ag_{0.83}Cu_{0.17})_{1.00}Pb_{1.00}Sb_{2.97}S_{6.03}$

Analyses 1—11 — bournonite, 12 — owyheeite, 13—15 — freieslebenite, 16—18 — ramdohrite, 19—23 — diaphorite, 24 — andorite. Analyses 1—5 — performed by Malov, the others by Sandomirskaya.

TAB. 5

Chemical composition (wgt. %) of berthierite and Fe_5SbS_{11} mineral phase

No. of anal.	No. of sample	Fe	Co	Sb	As	S	Sum	Formula
1	12—5	12.80	0.00	55.86	0.11	29.05	97.82	$Fe_{1.00}(Sb_{2.01}As_{0.01})_{2.02}S_{3.98}$
2	12—5a	12.98	0.04	55.53	0.32	29.15	98.02	$Fe_{1.02}(Sb_{1.99}As_{0.02})_{2.01}S_{3.97}$
3	12—5b	12.68	0.04	55.46	0.33	29.11	97.62	$Fe_{1.00}(Sb_{2.00}As_{0.02})_{2.02}S_{3.98}$
4	12—4	12.69	0.45	56.07	0.38	29.80	99.39	$(Fe_{0.99}Co_{0.03})_{1.02}(Sb_{1.99}As_{0.02})_{2.01}S_{3.97}$
5	12—7	12.53	0.07	55.60	0.32	29.60	98.12	$Fe_{0.98}(Sb_{1.99}As_{0.002})_{2.01}S_{4.01}$
6	12—7a	12.51	0.06	56.26	0.29	29.72	98.84	$Fe_{0.97}(Sb_{2.00}As_{0.02})_{2.02}S_{4.01}$
7	12—1a	37.34	0.06	11.76	0.56	48.31	98.03	$(Fe_{4.98}Co_{0.01})_{4.99}(S_{11.23}Sb_{0.72}As_{0.05})_{12.01}$
8	12—1b	37.15	0.03	12.54	0.69	48.29	98.70	$Fe_{4.95}(S_{11.21}Sb_{0.77}As_{0.07})_{12.05}$
9	12—1c	37.84	0.07	12.64	0.49	48.48	99.52	$(Fe_{5.09}Co_{0.01})_{5.01}(S_{11.27}Sb_{0.77}As_{0.05})_{11.99}$

Analyses 1—6 — berthierite, 7—9 — $Fe_5(S, Sb)_{12}$ mineral phase. Analyses performed by Sandomirskaya.

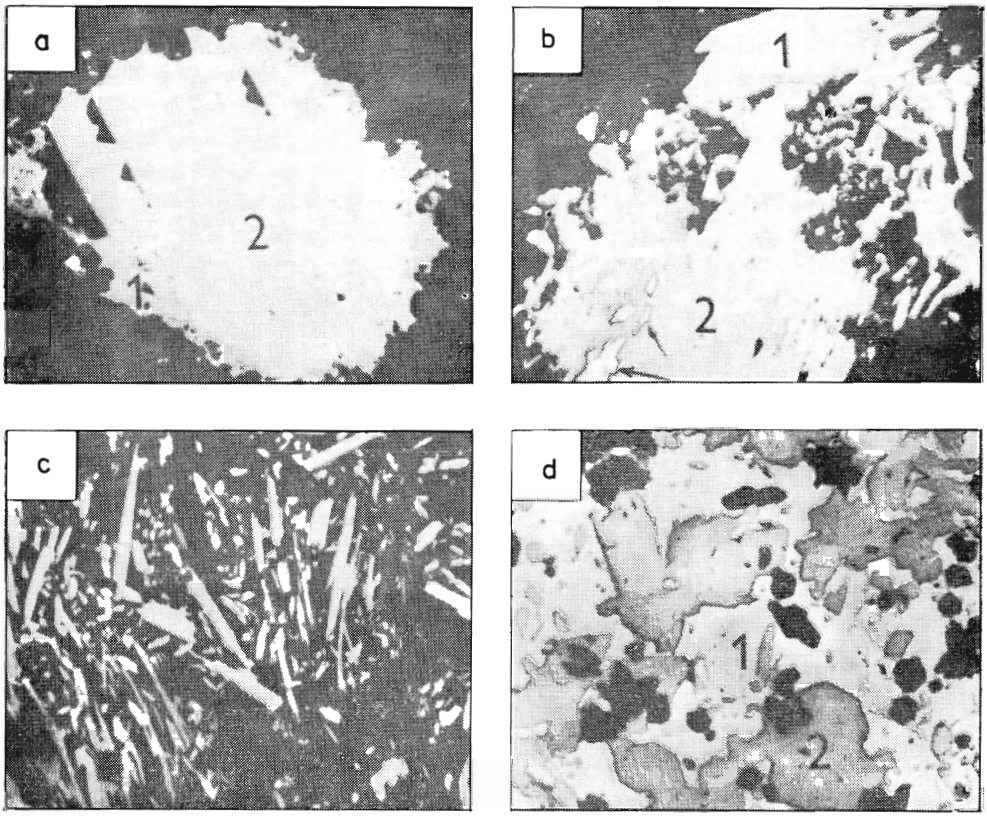


Fig. 9. Minerals of antimonite-berthierite assemblage. a — growth of antimonite (1) on galena (2), magn. x200; b — lamellar segregations of berthierite (1), skirt aggregates of antimonite grains (2), in which small segregations of Fe_5SbS_{11} mineral phase are present (shown by arrows), magn. x200; c — accumulations of lamellar grains of berthierite in carbonate, magn. x200; d — intergrowths of Fe_5SbS_{11} mineral phase (1) with antimonite (2), magn. x200.

of mutual relations of the above minerals has shown that these parageneses are very close to each other, both by the time of their origin and by the general composition of minerals, which form them. Their origin was controlled, above all, by local changes of activities of silver, lead and antimony, which were responsible for crystallization of individual sulphoantimonides.

The assemblage of antimony minerals will be concisely studied, in which antimonite, berthierite and mineral phase Fe_5SbS_{11} were identified (Fig. 9). Direct relations between the above minerals and minerals of productive assemblages have not been observed. At the same time the cases of growth of antimonite on galena do not contradict the ideas about relatively late origin of mineralization with antimonite. This origin was not earlier, in the limited case, than that of productive assemblages.

The composition of berthierite and mineral phase Fe_5SbS_{11}, which is similar to pyrite, and which often occurs intergrown

with antimonite (Fig. 9), is given in Tab. 5. Analyses of berthierite recalculate well to crystallochemical formula of this mineral. The presence of small quantities of arsenic and traces of cobalt in its composition deserves attention.

The high content of antimony is characteristic for mineral, which is concurrent, according its reflectance and hardness, with pyrite, but it manifests a weak anisotropy at crossed nicols. Its composition is well recalculated to formula $Fe_5(S, Sb, As)_{12}$ or $Fe_5(Sb, As)_{11}$. X-ray diffraction patterns of the above mineral include several supplementary lines in comparison with powder X-ray diffraction patterns of pyrite.

Conclusion

Performed research has enabled to gain new data about the composition of productive assemblages of the Zlatá Baňa deposit, about specialities of the chemical composition of minerals forming these assemblages. For the first time such minerals as native gold, miargyrite, plumosite, robinsonite, owyheeite, freieslebenite, andorite, ramdohrite, diaphorite have been determined and studied in ores of this deposit. First data about the existence of compounds $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$, Fe_5SbS_{11} under natural conditions have been gained.

The above data has shown that the Zlatá Baňa deposit differs by the composition of productive mineral assemblages of its upper parts from the silver-polymetallic Banská Štiavnica deposit represented by acanthite, polybasite, pearceite, pyrargyrite, stephanite, freibergite and electrum.

At the same time productive mineralization of the Zlatá Baňa deposit has got a great number of common features with gold-silver mineralization of the Baia Mare district deposits in Romania. Miargyrite, andorite, ramdohrite, boulangerite, plumosite, bournonite and other sulphosalts of antimony are characteristic for productive assemblages of these deposits, as well as for the Zlatá Baňa deposit.

Basic correspondence has been observed in the composition of pre-productive assemblages, too. Pyrite, sphalerite and galena are their principal minerals. This all has enabled to look at mineralization of the Zlatá Baňa deposit as belonging to gold-polymetallic formation. Further investigations of metallic minerals of productive assemblages in the whole interval of ore mineralization will enable to throw light upon basic features of zoning of this deposit and to determine its prospects.

References

Ahlfeld, F. 1930: Ramdorit ein neues Mineral aus Bolivien. *Cbl. Miner. Geol. Paleontol., Abt., 160, 365—368.*

Ďuďa, R. et al., 1981: Mineralógia severnej časti Slanských vrchov. *Miner. slov. — Monogr., 2, 99 s.*

Borodajev, Ju. S., Svešnikova, O. E., Mozgova, N. N. 1971: O neodnorodnosti ramdorita. *Dokl. Akad. Nauk SSSR, 199.*

Hellner, E. 1958: A structural scheme for sulfide minerals. *J. Geol., 66, 503—525.*

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

Kovalenker, V. A., Bortnikov, N. S. 1985: Chemical composition and mineral association of sulphosalts in the precious metal deposits from different geological environments. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 36.*

Krenner, J., Loczka, J. 1926: Fizelyit, egy iy magyar erüstere. *Math. term. tud. Ert., 42, 18.*

Spravočnik, 1986: Mineraly blagorodnych mineralov. *Moskva, Nedra, 271 s.*

Mozgova, N. N. 1985: Nestechiometrija i gomologičeskije rjady sulfosolej. *Moskva, Nauka, 264 s.*

Naumenko, V. V., Gončaruk, A. F., Kopfuch, Ju. M. 1986: Vulkanogennoje rudoobrazovanje v Pannonskom sredinnom massive. *Kyjev, Naukova dumka, 347 s.*

Petrovskaja, N. V. 1973: Samorodnoje zoloto. *Moskva, Nauka, 347 s.*

Strunz, H. 1977: Mineralogische Tabelen. *Leipzig, Akad. Verl., 624 s.*

Rudné minerály produktívnych asociácií ložiska Zlatá Baňa, zvláštnosti chemizmu

Z praktického hľadiska je v zlatobanskom rudnom poli najvýznamnejšia polymetalická mineralizácia, ktorú možno radiť k zlato-polymetalickej formácii. Rudné telesá sa priestorovo viažu na dajky dioritových porfyritov strmého sklonu (75—90 °) v smere SSZ—JJV. Zrudnenie tvorí široká asociácia rudných minerálov (Ďuďa et al., 1981). Podrobne sa študovali rudné vzorky žilníkovo-žilného typu zo štôlní Gemerka a Mária. Zrudnenie tu tvorí predovšetkým pyrit, sfalerit, galenit, chalkopyrit, arzenopyrit a markazit. Miestami majú významnú úlohu minerály skupiny tetraedritu, rôzne sulfoantimonidy a zlato. Podľa mineralogického štúdia zlato, striebro, tetraedrity a sulfoantimonidy vznikli v záverečných fázach rudnej mineralizácie, po vzniku hlavnej masy pyritu, sfaleritu, galenitu a chalkopyritu.

Rýdze zlato

Zvýšený obsah zlata v rudách bol známy dávnejšie. Ojedinelé inklúzie zlata sa zistili vo sfalerite (obr. 1a) z polymetalickej rudy v štôlni Gemerka (P-6/105 m) v asociácii s pyritom, galenitom, chalkopyritom, bournonitom, nízko- a vysokostriebronosným tetraedritom, freibergitom, boulangeritom, plumozitom a minerálom $Pb_7Sb_6S_{16}$. Zlato sa oveľa častejšie vyskytuje v štôlni Mária (35 m), viazané na jemné žilky dolomitu, pretínajúce starší sfalerit, galenit a pyrit. Xenomorfné zrnká zlata sú na okrajoch týchto rudných minerálov (obr. 1b, c, d). Zlato často sprevádza vysokostriebronosný tetraedrit (obr. 1d), bournonit, boulangerit a iné sulfoantimonidy. Analyzovalo sa 5 zŕn zlata zo štôlne Mária s obsahmi Au 81,50—82,64 hmot. %, Ag 17,37—18,86 hmot. % a s prímesami Cu (0,04—0,08 hmot. %) a Hg (0,05—0,10 hmot. %).

Tetraedrity

Na základe chemického zloženia sa na ložisku Zlatá Baňa vyskytuje tennantit, nízko- a vysokostriebronosný tetraedrit a freibergit. Tennantit je v asociácii s luzonitom (štôlňa Gemerka, Sm-1/29 m, štôlňa Mária — 80 m). Časté sú jeho jemné žilky v chalkopyrite (obr. 2a) alebo spolu s luzonitom narastá na chalkopyrit. Nízkostriebronosný tetraedrit je najčastejšie v asociácii s chalkopyritom, s ktorým tmelí agregáty pyritových zŕn alebo pretína zrná sfaleritu (obr. 1b).

Vysokostriebronosný tetraedrit a freibergit sa nachádza v nadurených častiach rudných telies. Spolu s rýdzim Ag tvorí drobné žilky v chalkopyrite (obr. 2c) alebo s chalkopyritom žilky v bournonite (obr. 2d, e). Zo zistenej asociácie a mikroskopického charakteru je zrejmé, že z minerálov tetraedritovej skupiny je najstarší tennantit a najmladší vysokostriebronosný tetraedrit a freibergit. Chemické zloženie minerálov tetraedritovej skupiny je v tab. 1.

Tennantity (analýza 1 a 2) majú nízky obsah Ag (pod 1 hmot. %), viac Fe ako Zn a neobsahujú Sb. Zložením zodpovedajú zriedkavej variete tennantitu — lauranitu $Cu_{10}Fe_2As_4S_{13}$. Veľmi rozšírené sú minerály tetraedritovo-freibergitového radu. V prvej skupine (analýza 3—8) sú nízkostriebronosné tetraedrity (obsah Ag od 0,43 do 3,18 hmot. %) s prevahou Zn nad Fe a Sb nad As. Zložením zodpovedajú variete tetraedritu — siegerlanditu $Cu_{10}Zn_2Sb_4S_{13}$. V druhej skupine (analýza 9—27) sú tetraedrity s mierne zvýšeným obsahom Ag (7—8 hmot. %) a vysokým obsahom Ag (17—22 hmot. %) a freibergity (nad 22 hmot. % Ag). Vo všetkých týchto minerálach prevláda Fe nad Zn a Sb nad As. Variáciu striebritosti (Ag/Ag + Cu), železitosti (Fe/Fe + Zn) a antimonnosti (Sb/Sb + As) v minerálach tetraedritovej skupiny zo Zlatej Bane uvádzame v diagrame na obr. 3. Zistené výsledky sú typické pre tetraedrity zlatých a striebornych polymetalických ložísk vulkanických zón (Kovalenker, Bortnikov, 1985).

Minerály radu miargyrit — mineral $AgCuSb_2S_4$

Minerály tohto radu boli zistené v štôlňach Gemerka aj Mária v asociácii s chalkopyritom a pyritom (obr. 4). V okolí vysokostriebronosného tetraedritu a owyheeitu (obr. 4a) je Cu-miargyrit (do 3 hmot. % Cu) často prerastený minerálom $AgCuSb_2S_4$ (obr. 4c—e). Pre miargyrit zo Zlatej Bane je charakteristický vysoký obsah Cu, komplementárny s Ag (tab. 2, obr. 5). Pomer Ag : Cu = 1 : 1,36 (obr. 5) je vyšší, než je doposiaľ v miargyri-

toch známe (obsah Cu do 1 hmot. %). Oba minerály (miargyrit aj minerál $AgCuSb_2S_4$) boli študované aj rtg analýzami. Vzhľadom na to, že sú si röntgenogramami veľmi blízke, možno ich považovať za krajné členy izomorfného radu, pretože medzi miargyritom a chalkostibitom pravdepodobne nejestvuje nepretržitý rad, lebo oba minerály nie sú izoštruktúrne.

Sulfoantimonidy

Boli na ložisku Zlatá Baňa známe už dávnejšie (bournonit, boulangerit, berthierit a jamesonit; Ďuďa et al., 1981). Hlbším štúdiom sulfoantimonidov zo štôlne Gemerka a Mária boli zistené ďalšie minerály, blízke semseyitu, plumozitu, robinsonitu, fázam $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$ a $Pb_8Sb_{10}S_{23}$, ale tiež owyheeitu, diaforitu, freieslebenitu, andoritu a fizélyitu. Zistený bol minerál zloženia Fe_5SbS_{11}, podobný pyritu. Sulfoantimonidy sa spravidla vyskytujú v tesnej asociácii, tesne poprerastané (obr. 6), viazané na karbonátové žilky, miestami aj s galenitom. Chemické zloženie sulfoantimonidov je v tab. 3 a výsledky sú vynesené v diagrame (obr. 7). Chemické zloženie boulangeritu je blízke variáciám prírodného boulangeritu (obr. 7; Mozgova, 1985). Pomer iónov Pb : Sb je od 1,24 do 1,26 (analýza 1 a 2) a do 1,20 (analýza 6), teda do oblasti znižovania obsahu molekuly PbS. Medzi oblasťou boulangeritov a semseyitov je skupina analýz (analýza 9—19) akoby neprerušeného radu. Vzhľadom na to, že minerály sú vzájomne tesne poprerastané, nemožno z nich vyhotoviť rtg analýzy, čo sťažuje bližšiu identifikáciu fázy $Pb_7Sb_6S_{16}$, blízkej skupine semseyitu. Medzi zložením semseyitu a plumozitu sú dve skupiny analýz (obr. 7). Prvá z nich (analýza 20—25) zodpovedá kryštalochemickému vzorcu $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, druhá (analýza 26—28) je blízka zloženiu plumozitu $Pb_2Sb_2S_5$.Sulfoantimonidy Pb, v ktorých pomer $PbS : Sb_2S_3$ je v prospech Sb, predstavujú v zlatobanských rudách zlúčeniny, zloženie ktorých je blízke $Pb_8Sb_{10}S_{23}$ (analýza 29—30) a robinsonitu (analýza 31—32). Robinsonit tvorí drobné (10—15 m) červíkovité vrastlice v minerály blízkom plumozitu, veľmi pripomínajúce štruktúry rozpadu pevných roztokov. Túto identifikáciu sulfoantimonidov Pb zo Zlatej Bane považujeme iba za orientačnú.

Ďalšou skupinou sulfoantimonidov v Zlatej Bani sú sulfoantimonidy Pb — Cu a Pb — Ag, tvoriace obyčajne zrasty so sulfoantimonidmi Pb (obr. 6c, f). V ložisku Zlatá Baňa, na rozdiel od rumunských Karpát, je zo sulfoantimonidov Pb — Cu zistený iba bournonit (tab. 4). Nezistil sa seligmanit a ďalšie prechodné As členy.

Zo sulfoantimonidov Pb — Ag (tab. 4) možno vyčleniť niekoľko fáz, zodpovedajúcich známym minerálom (obr. 8). Analýzy 16—17 zodpovedajú kryštalochemickým vzorcom $AgPb_2Sb_3S_7$ ramdohritu opísanému Borodajevom et al. (1971), ale líšia sa od vzorca ramdohritu opísaného Ahlfeldom (1930) a Hellnerom (1958). Jedna analýza (č. 18) vykázala zloženie blízke fizélyitu (obr. 8). Bez rtg analýz zostáva ich identita nedoriešená. Zloženie iných sulfoantimonidov Pb — Ag je dobre prepočítateľné na kryštalochemický vzorec owyheeitu (analýza 12), freieslebenitu (13—15), diaforitu (19—23) a andoritu (24; tab. 4, obr. 8). Prítomnosť týchto minerálov na ložisku Zlatá Baňa je nepochybná.

Sulfoantimonidy tvoria na ložisku niekoľko stálych parageneticky radov: freieslebenit — owyheeit, diaforit — freieslebenit — $Pb_7Sb_6S_{16}$, diaforit — ramdohrit — minerál $Pb_7Sb_6S_{16}$, diaforit — plumozit — ramdohrit, diaforit — ramdohrit — andorit. Dané paragenetické rady poukazujú na časovú blízkosť ich vzniku.

Pri štúdiu chemického zloženia antimonitu, berthieritu a minerálu Fe_5SbS_{11} (obr. 9) sa nezistil priamy vzťah týchto minerálov k predchádzajúcim asociáciám. Zloženie berthieritu a minerálu Fe_5SbS_{11} je v tab. 5. Minerál Fe_5SbS_{11} je odraznosťou a tvrdosťou zhodný s pyritom, ale je slabo anizotropný a má vysoký obsah Sb.

Záver

V ložisku Zlatá Baňa sme objavili celý rad nových minerálov, ktoré sa doteraz na Slovensku nenašli. Zistili sa nové prírodné zlúčeniny, doteraz inde neznáme — $Pb_7Sb_6S_{16}$, $Pb_{13}Sb_{12}S_{31}$, $Pb_8Sb_{10}S_{23}$, Fe_5SbS_{11}.

Ložisko Zlatá Baňa sa od Ag-polymetalického ložiska Banská Štiavnica výrazne líši asociáciou Ag minerálov, pretože hlavnými nositeľmi Ag v Zlatej Bani sú sulfoantimonidy Pb — Ag (andorit, ramdohrit, diaforit, fizélyit, owyheeit a freieslebenit), kým v Banskej Štiavnici je to stephanit, pyragyrit, polybázit, pearceit, akantit atď. Zlatá Baňa má mnoho spoločných čŕt s Au — Ag mineralizáciou ložísk baia-marského rudného rajónu v Rumunsku.

Mineralia slov.
20 *(1988), 6, 499—505*

Vzťah geodynamických javov k neotektonickým štruktúram v centrálnych Západných Karpatoch

RUDOLF ONDRÁŠIK

Katedra inžinierskej geológie PF UK, Mlynská dolina, 842 15 Bratislava

Doručené 7. 1. 1988

Отношение геодинамических явлений к неотектоническим структурам Центральных Западных Карпат

Куполовидный подъем земной коры в Центральных Западных Карпатах воспроизвело особые гравитационные тектонические структуры с большой вертикальной диференциацией релиефа и с интензивным развитием геодинамических явлений, которые контрастно влияют на инженерно-геологические условия территории.. Новые результаты геофизической разведки литосферы позволили предложить кинематическую модель впадиновых структур и на этой основе переоценить результаты инженерно-геологической разведки в связи с контрастными геодинамическими явлениями и эти обобщить на основании объяснения их отношения к неотектоническим структурам.

Relation between geodynamic phenomena and neotectonic structures in the Central West Carpathians

Vaulting of the Earth's crust in Central West Carpathians induced peculiar gravitational tectonic structures resulting in strong altitude differentiation of the relief and caused intensive development of geodynamic phenomena what pronouncedly influences engineering geological conditions of the territory. Recent results of geophysical investigations of the lithosphere allow to create a kinematic model of basin stucture development and, on this base, to reevaluate the gained knowledge from engineering geological survey of important geodynamic phenomena. Geodynamic phenomena are then generalized on the base of their relations with neotectonic structures.

Názvom neotektonické označujeme také štruktúry, ktoré podmienili základné rysy súčasného reliéfu. Na území Západných Karpát sa k nim priraďujú štruktúry formujúce sa od bádenu až do súčasnosti, t. j. za posledných asi 15 miliónov rokov. Neotektonické štruktúry vyšších úrovní s rozdielnym režimom vertikálnych pohybov sa stali i základom morfoštruktúrneho členenia Západných Karpát a kritériom na vyčlenenie inžinierskogeologických oblastí (Matula, 1965).

Matula poukázal i na vzájomnú spätosť geodynamických javov a celkovú závislosť exogénnych geodynamických javov na neotektonickom vývoji. Kinematika vývo-

ja neotektonických štruktúr však nebola doteraz uspokojivo objasnená.

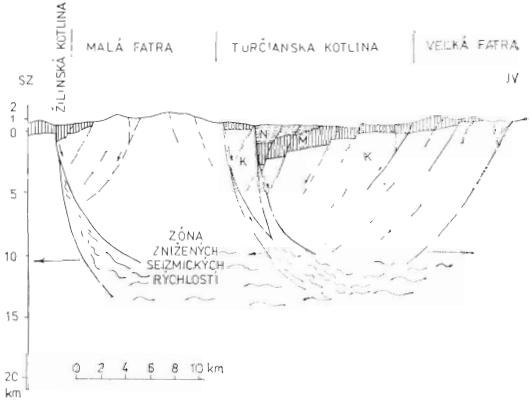
Najnovšie výsledky geofyzikálneho výskumu litosféry na území Západných Karpát (CNCG, 1979; Blížkovský et al., 1986) opodstatňujú predpokladať, že všetky pripovrchové neotektonické štruktúry sú súčasťou rádove vyšších štruktúr zemskej kôry (primárne tektonické štruktúry). Primárne neotektonické štruktúry v centrálnych Západných Karpatoch súvisia s celkovým klenbovým výzdvihom zemskej kôry v panónskej oblasti, ako o tom svedčí priebeh Moho diskontinuity (Beránek, Zounková in CNCG, 1979, s. 105—111), ale tiež s lokálnymi vyklenutiami kôry, ktoré sú dobre pozorovateľné na seizmickom profile litosféry K III cez Západné Karpaty (Beránek, Leško, Mayerová in CNCG, 1979, s. 201—205). Odrážajú sa i v recentných pohyboch povrchu na území Západných Karpát (Kvitkovič, Plančár in CNCG, 1979, s. 193—200).

Klenbový výzdvih vyvoláva v kôre ťahové napätie. Za predpokladu existencie plastickej zóny v zemskej kôre, zodpovedajúcej zóne znížených rýchlosti šírenia seizmických vĺn v hĺbkach 10 až 20 km (Anderson et al., 1983; Nikolajevskij, 1987), sa ťahové napätie prejaví spojitým roztiahnutím a stenčením plastickej zóny. V jej nadloží sa ťahové napätie prejaví krehkým porušením a rozpadom kôry na bloky. Spolupôsobením ťahového napätia a gravitácie dochádza k vzniku zlomov. V pripovrchových častiach kôry, kde je nízke napätie a výrazne prevláda vertikálna zložka napätia nad horizontálnou, sú zlomy strmo uklonené. So vzrastajúcou hĺbkou napätie rastie a vzrastá i podiel horizontálnej zložky napätia. V plastickej zóne sa horizontálna zložka vyrovnáva s vertikálnou. V súvislosti s tým sa s hĺbkou zmierňuje sklon zlomov, vzrastá ich mocnosť a postupne splývajú s plastickou zónou. Pokračujúce rozťahovanie kôry má za následok pohyb po takto vzniknutých listrických zlomoch, ktorý sa prejavuje poklesom blokov v nadloží zlomov, často s ich naklonením proti smeru pohybu, vznikom hrastov a depresií rôzneho tvaru (Stewart, 1971). Takto vzniknuté tektonické štruktúry sú označené ako sekundárne alebo gravitačné.

Na tomto princípe sa dá vysvetliť i vznik kotlinových štruktúr centrálnych Západných Karpát a lokálne depresie v horských oblastiach.

Na základe zhodnotenia údajov o geologických pomeroch (Maheľ, Buday et al., 1985; Ondrášik, 1984, 1985) a najnovších výsledkov geofyzikálneho prieskumu litosféry v profile K III (Mayerová, Novotný, 1986 in Blížkovský et al., 1986, s. 169—173) bolo možné zostaviť kinematický model Turčianskej kotliny (obr. 1), ako najvýraznejšej kotlinovej štruktúry v centrálnych Západných Karpatoch.

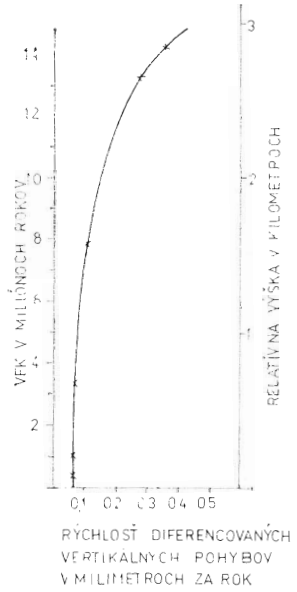
Neotektonická aktivita v centrálnych Západných Karpatoch mala svoj vrchol v neogéne, ale pretrváva i v kvartéri. Na



Obr. 1. Schematický kinematický model vývoja Turčianskej kotliny. K — kryštalinikum, M — mezozoikum, N — mladý neogén.

Fig. 1. Schematic kinematic model of the Turčianska kotlina basin. K — crystalline, M — Mesozoic, N — Late Neogene.

základe analýzy geologických a geomorfologických údajov z viacerých štruktúr priemerná rýchlosť diferencovaných tektonických pohybov pozdĺž zlomov predstavuje rádove tisíciny až desatiny milimetra ročne. Na obr. 2 je príklad analýzy rýchlosti diferencovaných pohybov medzi Malou Fatrou a Turčianskou kotlinou.

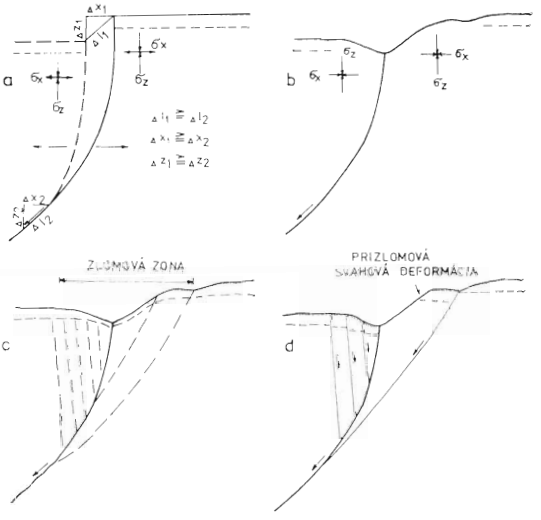


Obr. 2. Graf vývoja diferencovaných tektonických pohybov zostavený na základe porovnania výškových rozdielov geologických a geomorfologických úrovní v pohorí Malá Fatra a v Turčianskej kotline z rovnakého časového obdobia mladšieho neogénu a z kvartéru.

Fig. 2. Plot of differentiating tectonic movements compiled from compared differences in altitudes of geological and geomorphological levels in the Malá Fatra Mts. and the Turčianska kotlina basin for the same time span (Late Neogene to Quaternary).

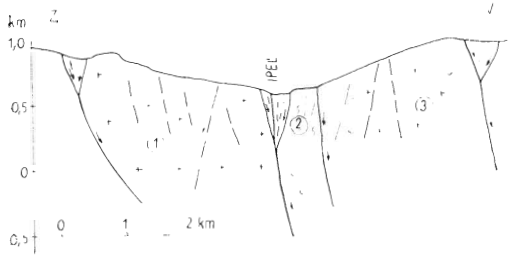
Na diferencované pohyby blokov vrchnej časti zemskej kôry sa viažu i ohniská zemetrasení, ktorých hĺbka v centrálnych Západných Karpatoch zriedka presahuje 10 km (Zátopek in CNCG, 1979, s. 91—104).

V súvislosti s pohybmi po litrických zlomoch vzniká v ich pripovrchovej časti ťahové napätie v horizontálnom smere (obr. 3a). V súčinnosti s pôsobením tiaže dochádza k prizlomovým deformáciám charakteru zbridličnatenia (obr. 3c) alebo čiastkovým zlomom a k prizlomovým svahovým deformáciám (obr. 3d). Počas pohybu sa roztvárajú pukliny a voda, roztoky i s klastikami zatekajú z porušených stien puklín, ako to bolo pozorované napr. v zlomových poruchách granitoidov veporského kryštalinika v údolí Ipľa (Ondrášik et al., 1987). Na oslabených poruchových zónach sa uplatnila i povrchová erózia, ktorá zvýraznila vznikajúce depresie



Obr. 3. Schéma listrického zlomu. a — vzťah horizontálnych (σx) a vertikálnych (σz) napätí počas pohybu o $\Delta 1$, b — napätia v blízkosti listrického zlomu po pohybe, c, d — možné prípady deformácie hornín v okolí pripovrchovej časti listrického zlomu.

Fig. 3. Scheme of a listric fault. a — relation between horizontal (σx) and vertical (σz) stress during motion amounting $\Delta 1$, b — stress distribution near the listric fault after the motion, c, d — possible cases of rock deformation around surface-near part of the fault.



Obr. 4. Schematický profil údolím Ipľa v priestore projektovanej prečerpávacej vodnej elektrárne PVE Ipeľ. 1 — granodiorit, 2 — podrvené a zbridličnatené granodiority muránsko-divínskej regionálnej zlomovej zóny, 3 — blastomylonity a migmatity.

Fig. 4. Schematic profile of the Ipeľ valley in the area of planned pumped storage power plant PVE Ipeľ. 1 — granodiorite, 2 — crushed and foliated granodiorite along the regional Muráň — Divín fault zone, 3 — blastomylonite and migmatite.

(obr. 4). Po hlboko založených zlomových zónach dochádza k výstupu agresívnych roztokov a plynov z hlbokých štruktúr, ktoré sa pri povrchu kontaminujú s vodami vadózneho pôvodu. Prúdiaca voda v zlomových zónach spôsobuje rozklad jemných frakcií a umožňuje vznik ílových minerálov. Ťažko posúdiť, ktoré produkty rozkladu vznikli na mieste a ktoré boli do poruchy vplavené z okolia. Neklamným dôkazom zanášania puklinového priestoru zlomových porúch je prítomnosť organických hlín v niektorých zlomových poruchách v granitoidoch.

Po doznení pohybov sa uvoľnený materiál porúch postupne konsoliduje. Zóny s voľným puklinovým priestorom sa stávajú kolektormi a cestami prúdenia podzemnej vody, zóny s ílovitou výplňou, naopak, vytvárajú bariéry pre puklinové vody.

V niektorých prípadoch vznikajú listrické zlomy s náklonom nadložných poklesávajúcich blokov v ťahových zónach v rámci sedimentárnych komplexov, napr. v podzákladí hrádze Krpeľany (obr. 5) v SV výbežku Turčianskej kotliny.

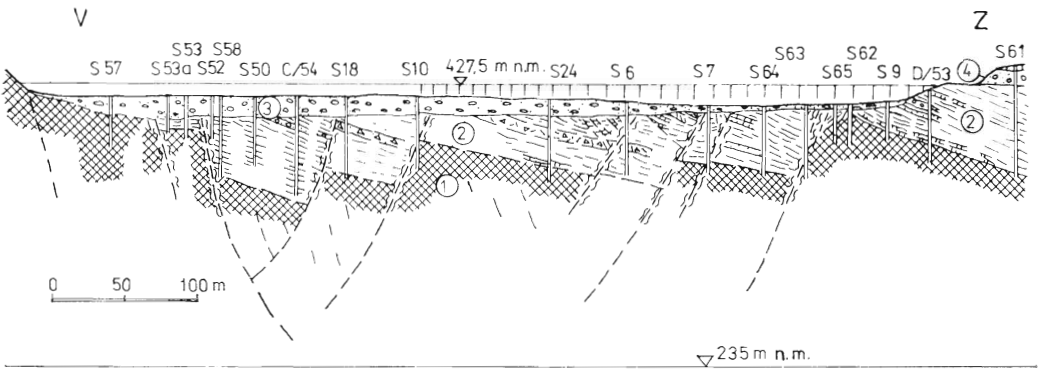
Zlomy predstavujú širokú zónu so zložitou stavbou a s prejavmi parciálnych pohybov. Na ich povrchu ležiace plastické sedimenty sa týmto parciálnym pohybom prispôsobujú vláčne plasticky. Pritom dochádza k ich nakloneniu paralelne s povrchom podložia (obr. 6). V komplexe slieňovcov tu došlo k budináži polôh rigidných pieskovcov a zlepencov.

Na relatívne poklesávajúcich blokoch sa okrem pokryvných útvarov môžu zachovať i mocné elúviá (10 až 20 m, prípadne i viac) a môže dôjsť aj k ich pochovaniu. Na relatívne vystupujúcich blokoch, naopak, eroduje zvetraný povrch a obnažujú sa navetrané alebo nezvetrané horniny.

Na zlomoch oddeľujúcich hrast od depresie dochádza k lomu spádovej krivky tokov a k sedimentácii náplavových kužeľov (obr. 6), ktoré sa spájajú do súvislých podhorských prolúvií viacerých generácií. Zistená mocnosť prolúvií v podhorí Malej Fatry v Turčianskej kotline dosahuje až 34 m (Füssgänger, Jadroň et al., 1975), v doline Ipľa až 35 m (Matejček, 1985).

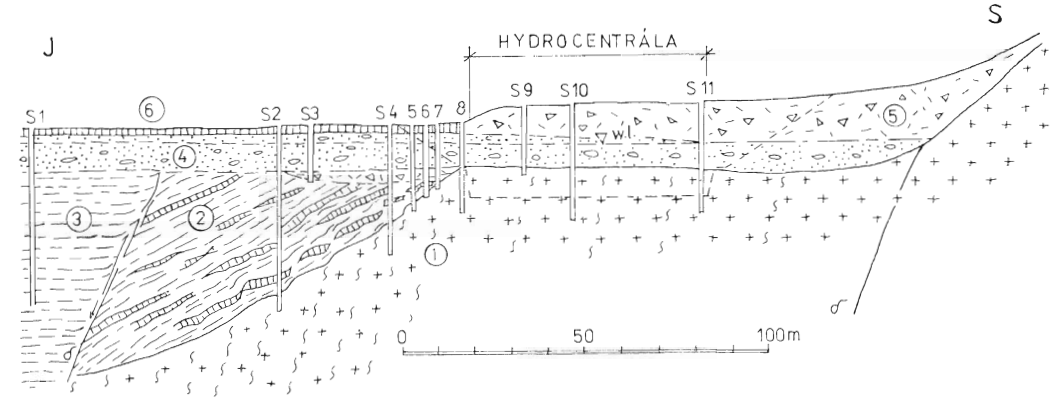
Na svahoch sekundárnych tektonických štruktúr dochádza k rôznym typom rôzne veľkých gravitačných pohybov. Významné miesto zaberá najmä plazivý pohyb uklonených súvrství sedimentov z horských svahov do kotlín po plastických ílovcových a slieňovcových polohách (obr. 7). Tieto rozsiahle gravitačné pohyby horských svahov sprevádzajú najrôznejšie typy povrchových zosunov. Povrchové zosuvné štruktúry slovenských Západných Karpát súborne spracoval Nemčok (1982).

Gravitačný pohyb horninových más vyvoláva v horných častiach elevačných štruktúr ťahové napätie s prejavmi uvoľnenia a v dolných častiach svahov a v priľahlých častiach depresií zvýšenie horizontálneho napätia. Svedčí o tom napr. násun



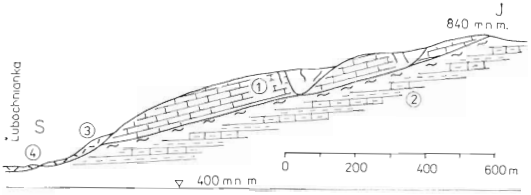
Obr. 5. Geologický profil v osi hrádze krpeľianskej údolnej priehrady v Turčianskej kotline na rieke Váh upravený podľa Zárubu (1964). 1 — dolomity triasu, 2 — flyšové súvrstvie paleogénu, 3 — kvartérne fluviálne sedimenty Váhu.

Fig. 5. Geological section along the dam axis of the Krpeľany valley dam on the Váh river, Turčianska kotlina basin according to Záruba (1964), modified. 1 — dolomite, Triassic, 2 — flysch sequence, Paleogene, 3 — fluvial sediment of the Váh river, Quaternary.



Obr. 6. Geologický profil v osi hydrocentrály Lipovec na derivačnom kanáli Váhu v Turčianskej kotline upravený podľa Pašeka (1959). 1 — granodiority prestúpené čiastkovými zlomami s prejavmi zbridličnatenia a drvenia, 2 — slieňovce s vrstvami pieskovca a zlepenca (báden), 3 — sliene, íly a silty mladšieho neogénu, 4 — kvartérne fluviálne piesčité štrky Váhu, 5 — slabo vytriedené hlinité štrky proluviálnych kužeľov horských bystrín, 6 — povodňové piesčité hliny v údolnej nive Váhu (čiarkovane je vyznačená základová jama hydrocentrály), S 1 až S 11 — vŕtané sondy.

Fig. 6. Geological section along the axis of the Lipovec hydroelectric power station on the Váh river diversion channel, Turčianska kotlina basin according to Pašek (1959), modified. 1 — granodiorite faulted along partial faults, foliated and crushed, 2 — marlstone with sandstone and conglomerate layers, Badenian, 3 — marl, clay and silt, Late Neogene, 4 — fluvial sandy gravel of the Váh river, Quaternary, 5 — poorly sorted loamy gravel in prolluvial cones of mountain streams, 6 — sandy flood gravel in the Váh river alluvial plain (dashed line shows the foundation ditch of the power station), S 1 to S 11 — drill holes.



Obr. 7. Schematický profil plazivou svahovou deformáciou na svahoch Veľkej Fatry južne od Ľubochne. L — vápence a dolomity choč-skej jednotky, ktoré sú v plazivom pohybe po násunovej línii na strednokriedových slieňov-coch, 2 — neokóm krížňanskej jednotky, 3 — svahové hliny v čele plazivej deformácie, 4 — fluviálne štrky údolnej terasy Ľubochnianky.

Fig. 7. Schematic profile of a slope deformation creep along the slopes of the Veľká Fatra Mts. southerly from Ľubochňa. L — limestone and dolomite, Choč unit, occurring in creep movement over a thrust surface on Middle Cretaceous marlstone, 2 — Neocomian, Krížna unit, 3 — slope loam in the front of the creep, 4 — fluvial gravel of the Ľubochňa brook valley terrace.

podložných paleogénnych flyšových komplexov na kvartérny fluviálny štrk v základnej jame údolnej priehrady v Turčianskej kotline (Záruba, 1964). Podobnú povahu má aj deformácia a pohyb hornín do 11 m hlbokého železničného zárezu v paleogénnom flyšovom komplexe v Bánovskej kotline s následným zosunutím svahu počas jeho hĺbenia (Mencl, 1971).

Vznikajúce lokálne depresie v kotlinách a nížinách sú často silne podmáčané a vyskytujú sa i močaristé územia. V poklesávajúcich podmáčaných územiach sa neustále hromadia jemnozrnné sedimenty s organickým materiálom, čo spôsobuje, že v priepustných polohách v ich podloží sa vyskytujú podzemné vody s napätou hladinou. Existencia napätej hladiny veľmi sťažuje odvodnenie týchto území.

V karbonátových komplexoch sú na zlomové zóny viazané výrazné povrchové i podzemné krasové javy. Pozdĺž zlomov dochádza i k prepojeniu karbonátových súvrství oddelených vrstvami nekrasovatejúcich sedimentov, čo bolo príčinou opustenia celého radu ináč vhodných profilov údolných priehrad v mezozoických útvaroch. Na zlomových zónach vznikajú lineárne usporiadané povrchové i podzemné krasové javy i v ináč málo rozpustných silicifikovaných vápencoch a dolomitoch, ako to bolo zistené napr. v podzákladí hornej nádrže prečerpávacej vodnej elektrárne na Čiernom Váhu (Nevický, 1980).

Poznanie uvedených vzťahov medzi inžinierskogeologicky významnými geodynamickými javmi a neotektonickými štruktúrami rôznych úrovní zefektívňuje hodnotenie inžinierskogeologických podmienok výstavby náročných inžinierskych stavieb, ako sú jadrové elektrárne, prečerpávacie vodné elektrárne, tunely a pod. Je nevyhnutné najmä v počiatočných etapách projektovania, ako aj pri plánovaní prieskumných prác pre vyššie etapy projektovania a pri interpretácii výsledkov prieskumu.

Literatúra

Anderson, R. E., Zoback, M. L., Thompson, G. A. 1983: Implication of selected subsurface data on the structural form and evaluation of some basins in the Northern Basin and Range Province, Nevada and Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull., 94, 1055—1072.*

Blížkovský, M. et al. 1986: Geofysikální model litosféry. *[Záverečná správa úlohy OFTR-ČGÚ č. 82—160.] Brno — Praha.*

CNCG (Czechoslovak National Committee for Geodynamics) 1979: Geodynamic investigation in Czechoslovakia. Final Report. *Bratislava, Veda, 281 s.*

Fussgänger, E., Jadroň, D. et al. 1975: Turany — prieskum zosunu. *[Záverečná správa.] Manuskript — IGHP Žilina.*

Maheľ, M., Buday, T. et al. 1968: Regional Geology of Czechoslovakia, part II. The West Carpathians. *Praha, Academia, 723 s.*

Matejček, A. 1985: Výsledky inžinierskogeologického prieskumu na lokalite PVE Ipeľ. *In: Inženýrska geologie a energetická výstavba. Sborník přednášek. Brno, ČSVTS, Dom techniky, 35—43.*

Matula, M. 1965: Regional Geology of Czechoslovak Carpathians. *Bratislava, SAV.*

Mencl, V. 1965: Stability of slopes. *In: Dis-*

cussion Proceed. Internat. Conf. Soil. Mech. Found. Eng., Montreal, 3, 550—551.
Nemčok, A. 1982: Zosuvy v Slovenských Karpatoch. *Bratislava, Veda, 318 s.*
Nevický, V. 1980: Dutiny pod dnom hornej nádrže prečerpávajúcej vodnej elektrárne Čierny Váh. *Miner. slov., 12, 343—350.*
Nikolajevskij, V. N. 1987: Volnovody zemnoj kory. *Priroda, No. 7, 54—60.*
Ondrášik, R. 1984: Neotektonické pohyby a ich význam pre hodnotenie inžinierskogeologických pomerov. *In: Zborník prednášok inžinierskogeologického sympózia. Bratislava, 23—34.*
Ondrášik, R. 1985: Engineering geological aspects of the structural form and neotectonic evolution of some basins in the Western Carpathians. *In: Proceedings reports of the XIII-th Congress of KBGA, part II. Cracow, 446—448.*
Ondrášik, R. 1985: Vplyv neotektonických pohybov na výstavbu vodných diel v Strečnianskom prelome. *Miner. slov., 17, 5, 466—470.*
Ondrášik, R., Hovorka, D., Matejček, A. 1987: Prejavy muránsko-divínskej zóny vo veporskom kryštaliniku v štôlni PVE Ipeľ. *Miner. slov., 19, 29—44.*
Pašek, J. 1959: Engineering geological conditions of the layout of the Sučany-Lipovec Canal. *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd, 69, 4, 3—45.*
Stewart, J. H. 1971: Basin and range structure: A system of horsts and grabens by deep-seated extention. *Geol. Soc. Amer. Bull., 82, 1019—1044.*
Záruba, Q. 1964: Geologische Erfahrungen beim Bau der Wasserkraftanlagen an der Váh (Waag). *Österr. Wasserwirtsch., 16, 11—12, 262—270.*

Relation between geodynamic phenomena and neotectonic structures in the Central West Carpathians

The knowledge of relations between important engineering geological geodynamic phenomena and the neotectonic structures of various levels allows to evaluate engineering geological conditions of constructions for such objects as atomic power stations, pumped storage power plants, tunnels and others already in early stages of construction together with the design of investigation work needed and the evaluation of accomplished engineering geological survey. The solution of such problem needs to explain development kinetics of secondary neotectonic structures. Approaches toward such solution are setting out from the re-evaluation of existing knowledge gained from engineering geological survey and from surficial geological structures (Maheľ, Buday et al., 1968) as well as from results of geophysical investigations of the lithosphere (CNCG, 1979; Blížkovský et al., 1986). Such examples are illustrated on the example of the Turčianska kotlina basin and the upper Ipeľ valley.

For the case of deuteric tectonic structures developing upon primary vaulting of the crust there is an important condition that a plastic zone should exist in the crust corresponding to the low velocity channel in 10—20 km depth (Anderson et al., 1983; Nikolayevskiy, 1987) in which the tensile stress is expressed by plastic expansion. To the contrary, brittle deformation characterizes the crust over this channel where listric faults, normal faulting and tilting of block units described by Stewards (1971) are developing.

This principle is used for the model of kinematic development in the area of the Turčianska kotlina basin (Fig. 1) and the Ipeľ valley (Fig. 4). In favour of such kinematic model speaks also that earthquake centres in Central West Carpathians rarely occur deeper than 10 km.

The velocity of neotectonic movements is illustrated by the plot of Fig. 2. The development of deformation along a listric fault is schematized in Fig. 3. Examples of engineering geological survey upon surficial parts of listric faults in the Turčianska kotlina basin are in Figs. 5 and 6.

Neotectonic structures assembly slope movements which have regionally and by typology been evaluated by Nemčok (1982). Moreover, even gravity movements of entire mountain slopes into the nearby basins are developing as registered in Fig. 7. In the result of gravity movements in upper parts of slopes also looseness phenomena (concentration reducing) are developing whereas in the nearby basinal parts the horizontal stresses are increasing and thrusts are developing as the examples mentioned by Záruba (1964) or even slope deformations in deep cuttings reported by Mencl (1971).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

M. Matula: **Medzinárodné stretnutie inžinierskych geológov v Číne** (Bratislava 2. 2. 1988)

Medzinárodná asociácia inžinierskej geológie, ktorá vznikla v r. 1964, sa stala významnou súčasťou Medzinárodnej únie geologických vied. V súčasnosti združuje 56 národných skupín a do 5000 individuálnych členov zo všetkých kontinentov. Úzko spolupracuje so sesterskými organizáciami — s Medzinárodnou spoločnosťou pre mechaniku zemín a zakladanie stavieb (ISSMFE) i s Medzinárodnou spoločnosťou pre mechaniku hornín (ISRM), s ktorými vytvorila spoločný stály koordinačný výbor so sídlom v Bruseli.

Čínski inžinierski geológovia vstúpili do IAEG len pred 10 rokmi a tohoročné medzinárodné sympózium spojené so zasadaním Rady asociácie bolo ich prvým veľkým — a treba povedať, že aj úspešným — podujatím v rámci plánu IAEG.

Okrem správ generálneho tajomníka a pokladníka bola na zasadaní Rady IAEG 2. a 3. mája 1987 v Pekingu v centre pozornosti príprava sympózia v Aténach (sept. 88) o problémoch ochrany historických pamätníkov a miest a v Tbilisi (okt. 88) o inžinierskej geológii šelfu a kontinentálnych svahov, účasť asociácie inžinierskej geológie na 28. MGK vo Washingtone (júl 1989) a príprava 6. kongresu IAEG v Amsterdame (august 90). Riešil sa vzťah IAEG k ostatným medzinárodným organizáciám. Návrh na vytvorenie jednotnej geotechnickej únie bol odmietnutý, lepšie však budú prepojené príbuzné komisie. Rozhodlo sa o udeľovaní ceny R. Woltersa mladým odborníkom do 40 rokov.

Sympózium prejednávalo problematiku inžinierskogeologického prostredia v hornatých oblastiach. Zo 101 referátov polovicu predniesli autori z Číny, tretinu z Európy a Severnej Ameriky.

Po otváracom ceremoniáli odzneli 3 objednané prednášky; prvá z nich bola z Československa, ktoré si na medzinárodnom fóre v odbore udržuje stále vysokú autoritu. V referátoch k prvej téme „Inžinierskogeologické vyhodnotenie prostredia v hornatých oblastiach" sa prerokovali predovšetkým základné otázky regionálneho inžinierskogeologického výskumu a rajonizácie hornatých území. Popri 11 referátoch z Európy našu pozornosť zaujali viaceré čínske príspevky, ktoré presvedčivo dokumentovali, že tektogenéza a recentné kôrové pohyby majú rozhodujúci vplyv na intenzívny rozvoj takých geologických procesov, ako sú zemetrasenia a veľké gravitačné pohyby horninových más, s nimi spojené záplavy a pod. Hovorilo sa o presadavosti a stabilite čínskych spraší i o problémoch krasových území.

Pri druhej téme „Geologické nebezpečie a jeho prognózovanie" sme sa napr. dozvedeli, že iba nedávno (1976) veľké zemetrasenie v provincii Hebei zapríčinilo smrť 240 tisícov ľudí, v r. 1965 viac ako 200 mil. m^3 horninovej masy skalného zrútenia v Jünane za živa pochovalo obyvateľov niekoľkých dedín. Preto nás zaujali informácie čínskych kolegov o ich prístupoch a skúsenostiach s hodnotením a prognózovaním pomocou rôznych štatisticko-probabilistických výpočtov a modelovania.

V treťom tematickom bloku „Vplyv inžinierskej výstavby na geologické prostredie" sa demonštrovalo najmä veľa „case histories" rozoberajúcich príklady interakcií horninového prostredia s rôznymi stavbami, povrchovými i podzemnými baňami, tunelmi a energetickými dielami.

Zo sympózia vyplynul všeobecne platný záver, že sebapodrobnejšie a zdanlivo exaktné riešenie geotechnických problémov na stavenisku je oveľa menej dôležité ako to, aby sa z viacerých alternatív správne vybralo stavenisko a kvalifikovane sa pritom zhodnotili očakávané interakcie medzi plánovaným dielom a geologickým prostredím. To je však možné len na základe intímneho poznania, ako a v akej miere sú inžinierskogeologické pomery lokality podmienené širšími regionálnymi štruktúrnymi i geodynamickými súvislosťami.

Mineralia slov.
20 *(1988), 6, 507—517*

Je možné šuranský zlom interpretovat jako horizontální posun?

AUGUSTIN ŠUTORA*, LUBOMÍR POSPÍŠIL**, DUŠAN OBERNAUER***

* Geofyzika, š. p., závod Brno, Poděbradova 102, 612 46 Brno
** Geofyzika, š. p., Ječná 29a, 612 46 Brno
*** Geofyzika, š. p., závod Bratislava, Geologická 18, 625 52 Bratislava

Doručené 13. 11. 1987

Возможно-ли Шуранский разлом (Западная Словакия) интерпретировать как горизонтальное передвижение?

Целью работы является указать на возможность интерпретации шуранского разлома как разлома типа „стрике-слип", который с точки зрения интерпретации можно было бы представлять составной частью рабско-вепорского нарушения где исполнял функцию разлома второго порядка. Для дискуссии предлагается модельное решение опирающееся на основные геофизические данные подунайской впадины и её конфронтацию с геологическими данными. При этом авторы исходят из последующего расчленения первоначально ненарушенной вулканической зоны, ее рецентного проявления в магматической зоне и ее отношения к тектонике территории. Авторы имеют ввиду реальность доказательства или опровержения предложенной интерпретации. В данном случае авторы имеют ввиду, что и у всех самых крупных и хорошо известных транскурентных разломов требуются дальнейшее дополнительные геологические и геофизические исследования.

Is it possible to interpret the Šurany fault (Western Slovakia) as representing a strike-slip one?

The paper points at the possibility that the Šurany fault might be interpreted as a strike-slip one which, from the viewpoint of used interpretation, might be part of the Rába — Vepor fault system displaying the function of a 2nd order fault. A model solution is presented for discussion what allows to test the reability of such interpretation setting out from basic geophysical data available from the Danube lowland and its confrontation with geological data.

The solution used by the authors is setting out from the position and subsequent dismembering of an originally continuous volcanic belt indicated by the contemporaneous magnetic field and its relations with tectonics. The authors are aware that the proof, or deny, of the presented interpretation is the case of all and even most extensive and known transcurrent faults. This means the need of further data both geological and geophysical.

Geofyzikální výzkum podunajské pánve byl do 80. let v porovnání s ostatními neogenními pánvemi Západních Karpat velmi omezený. Tato skutečnost byla důsledkem „malé" perspektivnosti z hlediska výskytu ložisek uhlovodíků. Teprve v poslední době poskytují výsledky seizmického průzkumu možnost a podstatné důvody k uplatnění některé nové koncepce týkající se alochtonnosti vnitřních Západních Karpat (Tomek et al., 1986) i v hlubších částech kůry. To nutně vede i k hledání tektonických elementů, které se podstatnou měrou podílely na řízení pohybu hmoty v prostoru Karpat. Z tohoto hlediska nutně musela existovat i významná zlomová pásma s převládající horizontální složkou pohybu. Již v minulosti byly provedeny pokusy o interpretaci transkurentních zlomů (Horváth, Royden, 1982; Janků et al., 1984, aj.). Ne vždy se však podařilo předložit jednoznačné důkazy o existenci těchto zlomů. I přes tento nedostatek, který je typický pro většinu i těch nejznámějších transkurentních zlomů, je důležité hledat prvky, resp. znaky, v blízkosti známých zlomových systémů, které při jisté volnosti dovolují interpretovat zlomy s horizontálním posunem. Z geofyzikálních údajů se jako možný zlom, resp. zlomový systém, s horizontálním posunem jeví šuranský zlomový systém (Gaža, Pěničková, Dvořáková, 1986; Gaža, 1976).

Geofyzikální prozkoumanost

Mezi nejstarší geofyzikální měření na daném území patří regionální gravimetrická měření v roce 1947 (Kolbenheyer, 1948; Běhounek, 1948).

Velký význam pro poznání stavby podunajské pánve měla gravimetrická měření v měřítku 1 : 200 000 (Ibrmajer, 1963), aeromagnetická a aeroradiometrická měření (Mašín, Jelen, 1963), rovněž v měřítku 1 : 200 000.

Od roku 1958 se na území pánve provádí detailní gravimetrický průzkum v měřítku 1 : 25 000 (např. Blížkovský et al., 1965; Szalaiová, v tisku).

Ze seizmických měření uvedeme pouze významnější práce, které se týkají území s výskytem neogenních vulkanických komplexů. V oblasti Šurany — Pozba byl v r. 1959 proveden detailní reflexní seizmický průzkum, kterým byla ověřena kladná tíhová anomálie v prostoru mezi obcemi Veľké Lovce — Pozba a potvrzeno monoklinální stoupání vrstev od Šuran směrem na V (Vašek et al., 1959).

Do tohoto období spadá i interpretace reflexních seizmických měření, zahrnující všechny geologické a geofyzikální práce provedené v podunajské pánvi do r. 1958 (Dlabač, Adam, 1959), stejně jako práce Adama a Zounkové (1962), kteří prokázali existenci výrazné elevace v oblasti Pozby a západně od Plavých Vozokan. Seizmický průzkum v oblasti dubnické deprese byl proveden v r. 1964, a to metodami reflexní, refrakční a RNP. Úkolem bylo sledovat reliéf předneogenního podloží a vnitřní stavbu neogenní sedimentární výplně. Výsledky jsou shrnuty ve zprávě Rozehnala et al. (1965) a Kadlečíka (1966). Na základě výsledků seizmického profilu K-4/64 (Dlabač, 1961) bylo konstatováno, že krystalinikum zjištěné ve vrtu P-3 je pravděpodobně součástí prahu, který odděluje faciální vývoj centrálně karpatského paleogénu od paleogénu v budínském vývoji. Ve střední části dubnické deprese se předpokládá značná mocnost spodnobadenských souvrství, která pravděpodobně směrem na S vykliňují. Na základě komplexní geologické interpretace bylo potvrzeno stoupání neogenních souvrství směrem k V a zpřesněn průběh zlomových pásem systému novozámeckého, šuranského a komárenského (Novák et al., 1966; Holzbauer et al., 1968). Komplexní zhodnocení celé jv. části podunajské pánve

provedli Gaža a Beinhauerová (1973). Ve strukturním schématu, sestrojeném na rozhraní neogénu a podloží a zahrnujícím jv. část zlatomoraveckého zálivu, levickou hrást, dubnickou depresi a oblast vysokých komárenských ker, se uvažují, kromě zlomů karpatského směru, též zlom hurbanovský a hlubinný zlom oddělující blok Západních Karpat od bloku maďarského středohoří.

Nejnovějšího výsledku bylo dosaženo reflexním seizmickým průzkumem realizovaným v r. 1980—1983 (Pěničková et al., 1984; Gaža et al., 1985). Na základě těchto měření bylo sestaveno strukturní schéma na rozhraní báze sarmatu a na rozhraní neogénu a podloží a řešily se tektonické poměry v celé pánvi.

Geologický přehled

Podunajská pánev vznikla v období po spodním badenu (Gaža, 1976; Vass, 1979). V její severozápadní části jsou rozšířeny i sedimenty starších neogénních stupňů: egenburgu, karpatu a také spodního badenu.

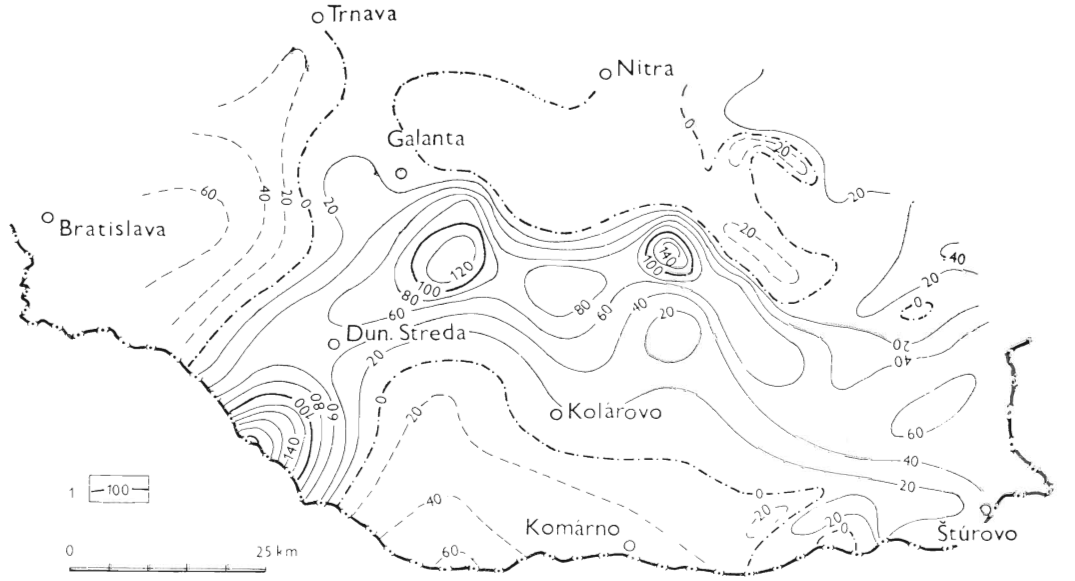
Na základě toho se předpokládají v oblasti podunajské pánve čtyři vývojová období molasových sedimentů: spodnomiocenní, spodnobadenské, střednobadenské až sarmatské a pliocenní. Spodnomiocenní sedimentace probíhala v malých pánvích s osou západových. směru (Seneš, Cicha, 1973; Buday et al., 1965) v s. a jv. části území. Ve spod. badenu poklesla jv. část pánve podél poruchy jdoucí současnou centrální částí pánve, kterou Gaža (1976) považuje za přívodní cestu neogenního vulkanismu. V další fázi vývoje vznikala poruchová pásma sv.-jz. směru. Významné šuranské zlomové pásmo bylo spolu s dalšími vznikajícími zlomovými systémy tohoto směru v mladším období — ve středním, svrchním badenu až sarmatu — protaženo v jz.-sv. směru. Dělící elementy tohoto druhu, které fungovaly až do spod. panonu, rozčlenily celou pánev na dílčí deprese, protáhlé v uvedeném směru. V pliocénu se centrum pánve posunulo k jihu.

Modelové řešení zdrojů geofyzikálních anomálií

Kvalitativní a kvantitativní analýze regionálních i reziduálních tíhových a geomagnetických anomálií je i v této práci věnována zvýšená pozornost, neboť získané poznatky jsou důležitým podkladem pro řešení strukturní a tektonické stavby a magmatických problémů a poskytují údaje o látkovém složení a prostorovém rozložení nehomogenit uvnitř kůry a v prostoru rozšíření jejího „pokryvu" (horninové komplexy různého petrografického typu a geologického stáří).

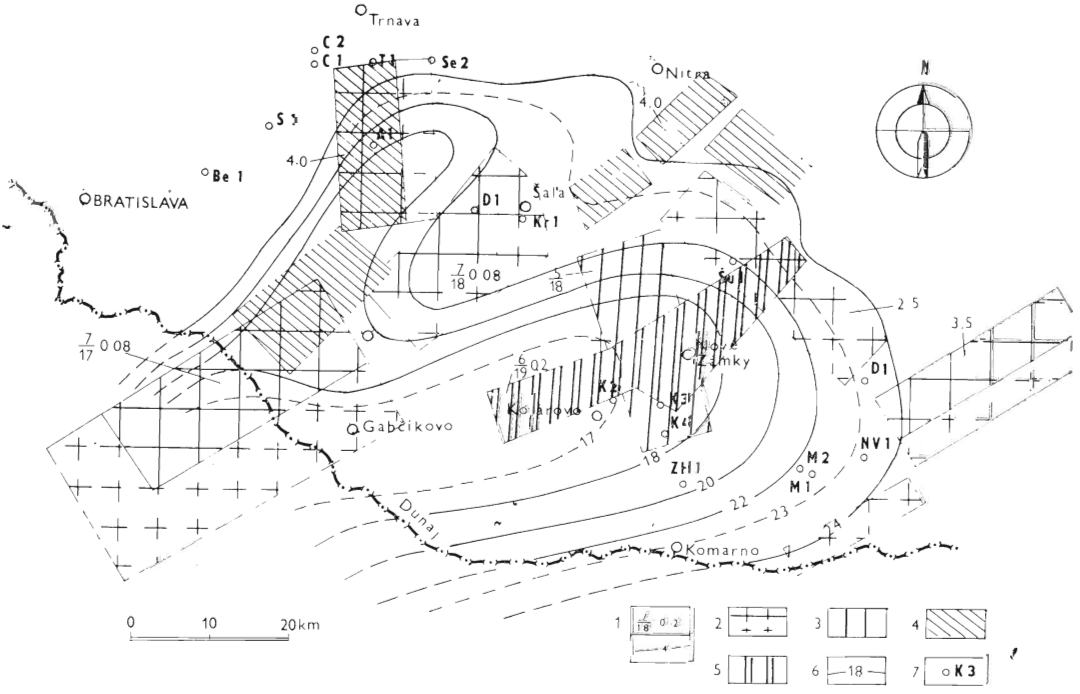
Kvantitativní analýza tíhových dat byla realizována na počítači I-102 F na bázi řešení Talwaniho trojrozměrné úlohy v modifikované verzi (Herrmann, 1985). Při sestavování modelů geomagnetických těles byl využit výpočetní program „Polygon-ZZ" (Švancara, 1985). Z tíhových anomálií byly analyzovány anomálie podle odkryté tíhové mapy na úroveň předterciérního podloží (Šefara et al., 1987), opravené o tíhový účinek vázaný na charakter morfostrukturní diferenciace Mohorovičićova diskontinuitního rozhraní (Vyskočil, Burda, Hübner in Šefara et al., 1987), resp. rozšířené z odkryté tíhové mapy i na oblast rakouské části vídeňské pánve a maďarské části podunajské pánve (Šutora, Bielik in Šefara et al., 1987). K analýze geomagnetických dat bylo použito mapy anomálií delta Z (Man, 1961; obr. 1).

Výsledky analýzy vztahu regionální složky tíhového pole k charakteru hlubinné stavby jsou patrny z obr. 2. Opírají se o poznatky z profilu HSS VI (Beránek, Zátopek, 1981), ze strukturního schématu M. diskontinuitního rozhraní (Mayerová



Obr. 1. Mapa anomálií delta Z odvozena z detailních geomagnetických měření (Man, 1961). 1 — izanomály delta Z (nT).

Fig. 1. Map of ΔZ anomalies (derived from detailed geomagnetic data by Man, 1961). 1 — isoanomaly of ΔZ in nT.



et al., 1985) a z komplexní analýzy geologicko-geofyzikálních podkladů podél seizmického profilu 556/82,83 (Šutora, 1986 in Šefara et al., 1987, obr. II.2).Získané výsledky prokazují přítomnost hornin s hustotou $\Delta\sigma = 0{,}22$ kg . dm^{-3} (t. j. $\sigma = 3{,}15$—3,20 kg . dm^{-3}, v hloubkovém intervalu od —16 km do —24 km až —27 km). Ve smyslu pojetí Šefary et al. (1987), podle něhož je rozhraní mezi spodní a svrchní částí kůry v zájmové oblasti situováno do podloží „nízkorychlostní vrstvy", lze průběh reliéfu hustotně výrazně diferencovaného intrakrustálního tělesa považovat za rozhraní vystupujících hmot plášťového charakteru.

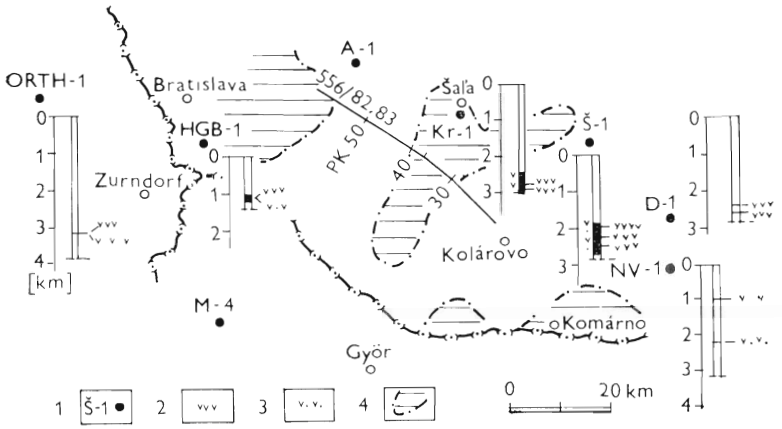
Poznatky z kvalitativní a kvantitativní analýzy reziduálních anomálií odvozených z odkryté tíhové mapy a geomagnetických anomálií (Šutora, 1986 a Filo in Šefara et al., 1987) jsou rovněž zahrnuty do obr. 2. Obecně jde o látkově i hloubkově diferencované horninové komplexy, rozložené od úrovně —17 km výše, které jsou indikovány: a) jak v tíhových, tak geomagnetických, resp. seizmických podkladech, b) pouze v tíhových, nebo geomagnetických, či seizmických podkladech.

Za významnou (z hlediska cílů této práce) lze považovat především přítomnost horninových komplexů, vázaných na anomálie delta Z (obr. 1) nebo záporné tíhové anomálie (jjz. od vrtu Kráľová-1, obr. 3) v prostoru po obvodu vymezeného hlubinného tělesa, resp. po obvodu současné centrální deprese.

Jak dokládají výsledky vrtných prací (obr. 3), jde v případě těles vykazujících vztah pouze k anomáliím delta Z o produkty andezitového vulkanismu, zejména z období vzniku a vývoje centrální části pánve. Jejich nevýrazný projev v tíhových podkladech souvisí s hustotními změnami pohybujícími se od $\sigma = 2{,}55$ do 2,67 kg . . dm^{-3}.

◀ Obr. 2. Prostorové umístění hlubinných těles v čs. části podunajské pánve (Šutora, 1986). 1a — odhad maximální hloubky horního a spodního okraje tělesa (km) a použitá diferenční hustota v kg . dm^{-3}, 1b — odhad max. hloubky horního okraje tělesa, 2 — těleso s výrazným magnetickým projevem a hustotou $\sigma \leq 2{,}67$ kg . dm^{-3} v úrovni od předterciérního podloží výše (andezity a jejich tufy), tělesa a hustotou $\sigma = 2{,}83$—2,85 kg . dm^{-3} v hlubší strukturní úrovni (magnetická tělesa v sedimentární výplni, známá z vrtů a seizmiky, jsou vyznačena v obr. 3 a 4), 3 — těleso s méně výrazným magnetickým projevem o susceptibilitě $\varkappa = 12 . 10^3 — 16 . 10^3$ [SI] a hustotě $\sigma = 2{,}67$ kg . dm^{-3}, 4 — hustotně méně výrazná tělesa s hustotou $\sigma = 2{,}85$—2,90 kg . . dm^{-3}, 5 — hustotně výrazná tělesa (vrcholová část) se $\sigma = 2{,}93$—3,00 kg . dm^{-3}, 6 — izohypsa povrchu hustotně výrazného tělesa 18 km, 7 — vrty.

Fig. 2. Spatial distribution of deep-seated bodies in the Czechoslovak part of the Danube lowland (Šutora, 1986). 1a — presumed maximum depth of the upper and lower boundary of the body (in km) and used differential density in kg . dm^{-3}, 1b — presumed maximum depth of the upper boundary of anomalous body, 2 — body with pronounced magnetic indication and density $\sigma \leq 2.67$ kg . dm^{-3} in higher position than the Pre-Cenozoic basement surface (andesite and tuff), body with densities $\sigma = 2.83$—2.85 kg . dm^{-3} in deeper structural level (magnetic body in sedimentary filling known from drilling and seismic measurement indicated in Figs. 3 and 4), 3 — body of less pronounced magnetic indication of susceptibility $\varkappa = 12.10^{-3}$ to 16.10^3 [SI] and density of $\sigma = 2.67$ kg . dm^{-3}, 4 — body of less pronounced differential density with $\sigma = 2.85$—2.90 kg . dm^{-3}, 5 — body of pronounced differential density (apical part) with $\sigma = 2.93$—3.00 kg . dm^{-3}, 6 — surficial isohypse of pronounced dense body in 18 km, 7 — drilling site.



Obr. 3. Schéma vrtů, které zastihly andezitový vulkanický komplex. HGB — Rusovce, A — Abrahám, Kr — Kráľová, Š — Šurany, D — Dubňany, NV — Nová Vieska.

Fig. 3. Sketch map of drillings reaching the andesite volcanic complex. HGB — Rusovce, A — Abrahám, Kr — Kráľová, Š — Šurany, D — Dubňany, NV — Nová Vieska.

Vztah vulkanismu k šuranskému zlomovému pásmu

Funkce zlomů v prostoru pánve je nedostatečně známa. Vyplývá to z malé prozkoumanosti jak pomoci vrtů, tak seizmického průzkumu. Navíc dosavadní seizmické profily ne vždy umožňovaly zaregistrovat směrově různě orientovaná pásma. Zvláště směry SZ—JV často chybějí v sestavených tektonických schématech. To nás vede k tomu, že v této práci se věnujeme pouze jednomu z nejvýznamnějších zlomových systémů v podunajské pánvi, totiž šuranskému. Je třeba však zdůraznit, že podobné úvahy mohou platit i pro další poruchová pásma sv.-jz. směru, zvláště v jižní části pánve.

Vulkanity byly v podunajské pánvi zjištěny řadou vrtů (souhrnně viz Biela, 1978), např. vrty Kráľová-1 (2 450—2 971 m), Šurany-1 (v nespojitém intervalu od 1 820 do 2 700 m), Pozba-3 (1 200—1 400 m), Dubník-1 (2 400—2 600 m), Nová Vieska-1 (960—2 200 m), Salka-5 (450—750 m) aj. Některé vrty, které byly situovány na základě geofyzikálních výsledků, ještě nebyly dostatečně zhodnoceny a publikovány. Např. hydrogeologický vrt Rusovce (HGB-1, viz Zbořil et al., 1974), který v hloubce 1 027—1 259 m provrtal lávové proudy andezitů. Všechny tyto výsledky potvrdily už dřívější předpoklady a interpretace, vycházející z analýzy mapy magnetických anomálií Podunajské nížiny (Müller, 1957; Mann, 1962; Ibrmajer, Mottlová, 1973). Anomální magnetická zóna (obr. 1), která v oblouku obíhá kolárovskou tíhovou elevací, probíhá přibližně od pohoří Börzsöny v MLR přes Novou Viesku, Šurany, jižně od Šale směrem na Dunajskou Stredu a dále pokračuje na území MLR až po Sombathely (Hasz, Posgay, 1966). Kvalitativní i kvantitativní odhady, resp. modely (obr. 2), vedou k následujícím závěrům:

a) S neogenními vulkanity lze spojovat pouze část anomální magnetické zóny pohořím Börzsöny a Dunajskou Stredou.

b) Část od Dunajské Stredy až po Sombathely má původ ve zdroji, který se nachází v předterciérním podloží. Jako reálné vysvětlení lze přijmout projev metamorfovaných komplexů křídy až jury s ultrabaziky, zjištěných u Kőszegu a v Rakousku, které se dnes přiřazují ke komplexům penninika (Varga, 1976; Wein, 1978; Balla, 1982).

Zatímco projev podložních (penninských) komplexů je výrazný (amplitudy v stovkách nT), ale jejich pokračování směrem od Dunajské Stredy k SV není

známo (snad by mu mohla odpovídat pásma magnetických anomálií v MLR, směřující do Rimavské kotliny a Spišsko-gemerského rudohoří), neogenní vulkanický komplex (spodnobadenského až svrchnobadenského stáří) vyvolává v závislosti na hloubce uložení amplitudy max. do 150 nT. Nižších hodnot dosahují části magnetické zóny mezi Novou Vieskou a šuranským východním zlomovým pásmem a anomálie mezi západním šuranským zlomovým pásmem a mojmírovecký zlomem (poklesnuté kry). Tyto poklesy podloží však nevysvětlují horizontální posunutí jednotlivých částí magnetické anomální zóny.

Domníváme se, že jde o projev spojený s funkcí zlomů typu „strike-slip" (transkurentních zlomů). Tuto hypotézu dále ověřujeme pomocí známých geologických, zvláště však geofyzikálních údajů.

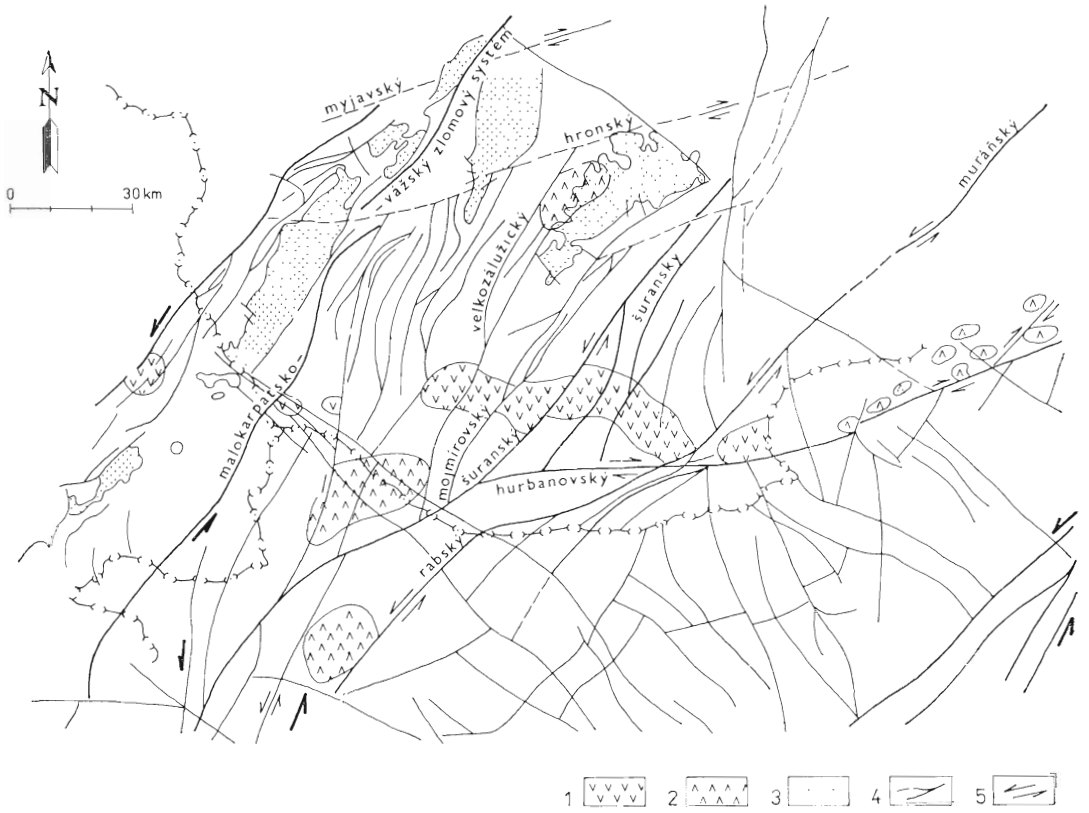
Údaje svědčící pro a proti přijetí hypotézy

Již J. Slávik (1974) předpokládá existenci spojité, tzv. „dunajské vulkanické zóny", která se vytvořila ve spodním badenu na příčné poruše sv.-jv. směru. Tato idea měla opodstatnění v představách o vývoji neogenních pánví, často podmíněném předneogenními hlubinnými elementy, které se potom projevují ve strukturním a tektonickém plánu pánví (Buday, 1963). Pro spodnomiocenní až sarmatské období se jako nejvýznamnější jeví zlomové systémy sz.-jv. směru (Fusán et al., 1971; Buday, 1963; Vass, 1985; Maheľ, 1973). Nejnověji na jejich význam a funkci v okolí Bratislavy upozornil Vaškovský (1986). Zjistil, že předbadensky založený sz.-jv. zlomový systém se stupňovitě projevuje nejen v reliéfu starších předneogenních útvarů, ale i v molasové výplni neogénu a kvartéru, a tvoří poměrně rozsáhlou asymetrickou příkopovou propadlinu. Problém je zjistit rozsah a vztah vulkanické zóny ke zmíněným příčně orientovaným zlomovým systémům, kterých by vzhledem k uspořádání magnetických anomálií muselo být několik, resp. původní hlubinná zóna by byla zastřena v připovrchových částech kůry pozdějšími horizontálními posuny.

Výsledky nově provedených magnetických měření v území mezi Bratislavou a Dunajskou Stredou prokázaly pokračování magnetických anomálií směrem k západu (Szalaiová, ústní sdělení). V okolí Rusovců a Šamorína byly na pozadí regionální záporné magnetické anomálie zjištěny kladné anomálie s relativní amplitudou 30—50 nT. Je třeba upozornit, že v této části se předterciérní podloží už nachází v hloubkách 1 až 3 km. Posun nově zjištěných anomálií vzhledem k ose pásma magnetických anomálií nacházejících se mezi Novou Vieskou a Šaľou však dosahuje více než 20 km. Nelze však vyloučit možnost, že pokračující magnetometrický výzkum prokáže přítomnost magnetických anomálií i mezi Šamorínem a Dunajskou Stredou.

Další přímý důkaz o možnosti pokračování, resp. o existenci vulkanicko-tektonické zóny poskytuje vrt HGB-1, který zachytil spodnobadenský andezitový komplex (Slávik, 1974) s už zmíněným anomálním projevem v magnetickém poli, a dále vrt Orth-1, situovaný už ve vídeňské pánvi (Kapounek, Papp, 1969), který v laarském obzoru (karpat) provrtal v hloubce 3 105—3 138 m andezity a jejich tufy. Tato skutečnost je zvlášť důležitá, a to zejména když uvážíme, že v této části probíhá nejvýznamnější zlomový systém této oblasti alpid — malokarpatsko-považský zlomový systém (Buday et al., 1986), jenž má všechny znaky zlomu typu „strike-slip".

Konkrétní výsledky o rozšíření vulkanického komplexu badenského věku poskytl seizmický profil 556/83 (Gaža et al., 1985), který v území mezi zlomy sládkovi-



Obr. 4. Vztah a pozice šuranského zlomového pásma k ostatním zlomovým systémům v širším okolí podunajské pánve. 1 — vulkanický komplex (karpat — stř. baden), 2 — ohraničení magnetických anomálií, jejichž zdroj je v předterciérním podloží, 3 — povrchové výchozy předterciérního podloží, 4 — zlomy, 5 — předpokládaný horizontální posun.

Fig. 4. Relations and position of the Šurany fault belt with further fault systems in the Danube lowland area. 1 — volcanic complex of Karpatian to Middle Badenian age, 2 — boundary of magnetic anomaly, 3 — surficial outcrop of the Pre-Cenozoic basement, 4 — fault, 5 — presumed horizontal displacement.

čovským na západě a mojmíroveckým na východě poskytuje i údaje o jeho předpokládané mocnosti. Na pokleslé kře mezi zlomy sládkovičovským a veľkozálužským se mocnost vulkanicko-sedimentárního komplexu pohybuje mezi 1 000 až 700 m (od Z k V) a na vyzdvižené kře mezi zlomy veľkozálužským a mojmíroveckým mezi 700 až 300 m.

Mezi „nejednoznačné důkazy" by bylo možno zařadit např. redukci, resp. snížení, badenských sedimentů na východní straně šuranského zlomu v prostoru kolárovské elevace atp.

Podstatná je i ta skutečnost, že jediný kvalitní seizmický profil (556/83), který protíná šuranské zlomové pásmo, nezachytil na západním zlomu typické projevy utlumení reflexů a vznik stromečkových zlomů („flower structure") v sedimentární

výplni, které jsou známy z podobných struktur např. v MLR (Samu, 1985). U východního šuranského, hurbanovského zlomu a u východního okraje Malých Karpat takovéto náznaky existují (Pěničková, ústní sdělení).

Závěr

Přes řadu obtíží a skutečností neumožňujících jednoznačné řešení se autoři na základě pozice a členění vulkanické zóny, jejího projevu v magnetickém poli a vztahu k tektonice území domnívají, že se v prostoru podunajské pánve podařilo zachytit významný tektonický prvek — systém zlomů typu „strike-slip", které mohou mít důležitý význam pro poznání a zpřesnění stavby území této části Karpat, resp. pro vyhledávání nerostných surovin, především uhlovodíků, ale i pro vyhledávání hydrotermálních struktur. Harding et al. (1985) uvádějí tři hlavní typy strukturních pastí, ktoré jsou spojeny se vznikem zlomů s horizontálním posunem; pasti v centrální zóně posunu, ve vrásách vnikajících paralelně ke vyzvednuté kře zlomu, anebo v prostoru bloků mezi zlomy typu „en échelon", které vznikají buď na jedné nebo obou stranách zlomu vyššího řádu.

Druhý a třetí příklad pastí lze pozorovat např. ve východoslovenské pánvi (Mořkovský, Lukášová, 1986); v podunajské pánvi neumožňuje celkové zhodnocení modelu nedostatek vrtů a seizmických profilů v nejhlubších částech pánve. Obrázek č. 4 však zřetelně poukazuje na funkci a význam rábského zlomového systému v nejhlubších částech pánve, kde může fungovat jako významný těsnící element pro severojižní zlomové systémy (typu „en échelon"), které mohou být rovněž transkurentního charakteru. Šuranský zlom by ve smyslu předložené interpretace mohl představovat součást zlomového systému rábsko-veporského, kde by plnil funkci jednoho ze zlomů II. řádu (obr. 4).

Prokázání, resp. zamítnutí, této interpretace bude vyžadovat další doplňující geologické a geofyzikální práce. Nové detailní zhodnocení tíhových dat z území mezi Novou Vieskou a Šurany zřetelně ukazuje sz.-jv. uspořádání a trend vulkanických komplexů v sedimentární výplni, což by potvrzovalo předpoklady o existenci příčné vulkanicko-tektonické zóny tohoto směru, která z výše uvedených důvodů nebyla doposud zachycena v seizmických profilech.

Literatura

Adam, Z., Dlabač, M. 1961: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. *Věst. ÚÚG.*

Balla, Z. 1982: Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous — Cenozoic collision: A new synthesis. *Tectonophysics, 88, 61—102.*

Beránek, B., Zátopek, A. 1981: Earth's Crust Structure in Czechoslovakia and in Central Europe by Methods of Explosion Seismology. *In: Geoph. Syntheses in Czechoslovakia. Bratislava, Veda, 243 s.*

Běhounek, R. 1948: Zpráva o tíhovém výzkumu v oblasti MDN. *Manuskript — archiv ÚÚG Praha.*

Biela, A. 1978: Hlboké vrty v zakrytých oblastiach vnútorných Západných Karpát. *Region. Geol. Západ. Karpát, 10, 224.*

Blížkovský, M., Doležal, J., Hadamovský, F. 1965: Detailní tíhový průzkum v Podunajské nížině. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Buday, T. 1963: Some problems of the origin and development of the Fault structures in the Neogene of Carpathian Basins. *Geol. Práce, Zpr., 28, 113—120.*

Buday, T., Cícha, I., Seneš, J. 1965: Miozän der West Karpaten. *Bratislava, GÚDŠ.*

Buday, T., Pospíšil, L., Šutora, A. 1986: Geologický význam některých rozhraní interpretovaných z družicových snímků na západním Slovensku a vých. Moravě. *Miner. slov., 18, 481—499.*

Dlabač, M., Adam, Z. 1960: Geologická interpretace reflexně seismického měření v MDN, tektonické členění a rozbor struktur. *Manuskript — archiv Geofyzika, n. p., Brno.*

Dlabač, M. 1961: Řešení vzniku a vyhledávání ložisek nafty a plynu v Malé dunajské

nížině. *Manuskript — Geofond Bratislava.*

Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti Západných Karpát. *Zbor. geol. Vied. Západ. Karpaty, 15, 1—173.*

Gaža, B., Beinhauerová, M. 1974: Vyhledávací průzkum v jihovýchodní části podunajské pánve. *[Závěrečná zpráva.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Gaža, B. 1976: Prieskum na ropu a zemný plyn v podunajskej panve. *Geol. Průzk., 12, 356—359.*

Gaža, B., Pěničková, M., Dvořáková, V. et al. 1985: Záv. zpráva vyhledávacího průzkumu na živice v podunajské pánvi v letech 1973—1983. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno, 130 s.*

Haaz, I., Posgay, K. 1966: A magyarországi Foldmágneses hátok áttekisitó térképe. M = 500 000. *ELGI Budapest.*

Harding, T. P., Vierbuchen, R. C., Christie Blick, N. 1985: Structural styles, plate tectonic settings, and hydrocarbon traps of divergent (transtensional) wrench. *In: Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation. Biddle, K. T., Christie-Blick, N. Eds. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists., TULSA, Oklahoma, 51—77.*

Herrmann, H. 1985: Soubor programů užité gravimetrie. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Holzbauer, K., Beinhauerová, M., Paulík, J. 1968: Zpráva o reflexně seismickém průzkumu Podunajské nížiny v r. 1967, oblast dubnické a komjatické deprese. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Ibrmajer, I., Mottlová, L. 1973: Zhodnocení tíhových a magnetických měření v Podunajské nížině. *In: Užitá geofyzika Sv. 1. Praha, ČSAV.*

Ibrmajer, I. 1963: Gravimetrická mapa ČSSR v měřítku 1 : 200 000. *Věst. ÚÚG, 28, 4, 217—226.*

Janků, J., Pospíšil, L., Vass, D. 1984: Príspevok DPZ k poznaniu stavby Západných Karpát (západný úsek). *Miner. slov., 16, 121—137.*

Kadlečík, J. 1966: Pokusné práce metódou RNP. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Kolbenheyr, T. 1948: Zpráva ku gravitačnej mape zpracovanej geofyzikál. odd. SGÚ Bratislava v rámci ZRVP. *Manuskript — archiv SAV Bratislava.*

Mann, O. 1962: Magnetický průzkum v MDN v r. 1961: *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Mašín, J., Jelen, M. 1963: Letecká magnetická a radiometrická mapa ČSSR 1 : 200 000.

Mayerová, M., Nakládalová, Z., Ibrmajer, I., Herrmann, H., Fejfar, M. 1985: Výzkum a prognozní hodnocení nafto a plynonosnosti netradičních oblastí ČSSR. *[Závěrečná zpráva.] Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Mořkovský, M., Lukášová, R. 1986: Problémy tektogeneze jihovýchodní části východoslovenské neogénní pánve. *Miner. slov., 18, 421—433.*

Müller, K. 1958: Regionale Magnetische Untersuchung und tektonischer Bau der Kleinen Donautiefebene. *Geof. Čas., Praha, ČSAV.*

Novák, J., Ciprys, V., Vejrosta, T., Paulík, J. 1966: Reflexně seismický průzkum PN, oblast dubnické deprese. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Pospíšil, L., Szalaiová, V., Zbořil, L. 1972: Geofyzikální průzkum záp. okraja čsl. části podunajské pánvy. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Rozehnal, L., Hrdlička, M., Adam, Z. 1965: Zpráva o seismickém průzkumu v Podunajské nížině v roce 1964. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Samu, L. 1985: A derecskei medence neogen tektonikája szeizmikus szelevények alapján. *Magyar Geofyzika, 198, 5—6.*

Seneš, J., Cicha, I. 1973: Neogén Západných Karpát. Putevoditeľ ekskursii F, X — Kongres Karpato-balkanskoj geologičeskoj associacii. *Bratislava, GÚDŠ, 48 s.*

Slávik, J. 1974: Schéma „dunajskej vulkanickej zóny" (sp. bádenu). *Manuskript — archiv IGHP Žilina.*

Šefara, J. et al. 1987: Štruktúrno-tektonická mapa vnútorných Z. Karpát pre účely prognózovania ložísk — geofyzikálna interpretácia. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Švancara, J. 1985: Sada programů pro řešení přímé a obrácené úlohy gravimetrie a magnetometrie (interní zpráva). *Manuskript — Geofyzika Brno.*

Tomek, Č., Dvořáková, L., Ibrmajer, I., Jiříček, R., Kordab, T. 1987: Crustal profiles of active continental collisional belt. Czechoslovak deep seismic reflection profiling in the West Carpathians. *Geophys. J. R. astr. Soc., 89, 389—398.*

Varga, I. 1976: Paleoalpine geodynamics of the Western Carpathians. *Miner. slov., 10, 5, 395—441.*

Vass, D. 1979: Genesis of Inner-Molasse Basins in West Carpathians in light of leading function of Mantle in Earth's Crust Development. Czechoslovak Geology and Global Tectonics. *In: Proceedings of the Conference, Smolenice, May 19—21, 1976. Bratislava, Veda, 183—197.*

Vass, D. 1981: Alpínske molasy Záp. Karpát. *[Doktorská dizertační práce.] Manuskript — archiv GÚDŠ Bratislava.*

Vašek, O., Eichlerová, V., Adam, Z.

1959: Závěrečná zpráva o reflexně seismickém průzkumu v roce 1959 — II. seismika. *Manuskript — archiv Geofyzika Brno.*

Wein, G. 1978: A Kárpátmedence kialakulásának vázlata. *Általános Földt. Szemle, 11, 5—34.*

Zbořil, L., Pospíšil, L. ,Franko, O., Holéczyová, Z. 1974: Príspevok geofyziky k výskumu termálnych vôd v okolí Bratislavy. *In: Sborník z II. celostátní hydrogeologické konference — Brno. II. díl, 833—844.*

Is it possible to interpret the Šurany fault (Western Slovakia) as representing a strike-slip one?

No considerable attention was paid to the existence of important fault belts along which horizontal displacement components prevail, till to the end of eighties. Only recently data from seismic investigations and results of complex interpretation of knowledge gained by DSS together with further geophysical data (Janků et al., 1984; Buday et al., 1986) opened the possibility and reason to assert some new meaning into the existence of strike-slip faults in the West Carpathians.

From the viewpoint of geophysical knowledge, as the possible site of a fault or a fault system with horizontal displacement component, appears the Šurany fault (or fault system) of SW—NE strike (Gaža, 1976; Gaža et al., 1986). With the aim to prove the interpretation of the latter author as this fault is representing a strike-slip one, new evaluation of magnetic anomalies has been done from the area (Fig. 1) using also all available geophysical data. These concern the relation of magnetic anomalies with volcanic masses of Neogene age originally composing a probably continuous "Danube volcanic belt" generated according to Slávik (1974) during Lower Badenian time over a transversal, NW—SE trending fault.

Analytical results completed by recent geomagnetic knowledge from Bratislava area (Szalaiová, in print) disclose the continuing magnetic anomalies further westward and allow them to assemly, together with data from drillings HGB-1 and ORTH-1 (Figs. 3 and 4), to create the presumed "Danube volcanic belt". This appears real only under the condition of horizontal displacements along NE—SW faults (Fig. 4). Latest manifestation of this deep-seated transversal zone might be represented by a Pliocene to Quarternary assymetric graben in the Danube area (Vaškovský, 1986).

From the point of view of the presented explanation, the Šurany fault might be part of the Rába — Vepor fault system functioning as a 2nd order fault. Representing an important tectonic element, this strike-slip fault might have importance not only for the better knowledge of this part of the West Carpathians but even for the prospection of mineral raws.

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Metódy paleogeografického výskumu a ich aplikácia na vybrané karpatské formácie

Témou seminára konaného 24. marca 1988 v Bratislave boli tri okruhy otázok týkajúce sa paleogeografického výskumu sedimentárnych panví Západných Karpát.

1. Paleoprúdová analýza panví objasňuje zložité vzťahy medzi sedimentáciou a tektonikou. Bazény mobilných zón a tempo ich zapĺňovania závisia od aktivity a rýchlosti zdvihu mobilných okrajov, ktoré často produkujú detrit s katastrofickou drenážou a akumuláciou v priľahlých depresiách. Paleoprúdové techniky umožňujú presne spoznať miesta po obvode bazénu, z ktorých prebiehalo zapĺňovanie, kde ležali zdvíhajúce sa zdroje, kde boli najhlbšie miesta alebo miesta maximálnej akumulácie, a aký bol primárny sklon týchto sedimentárnych náplavov. Ukazuje sa, že význam a sila paleoprúdovej analýzy bazénov narastá, ak ju doplňajú petrologické údaje a najmä údaje o látkovom zložení. Klasická opisná petrografia náhodne odobraných vzoriek sa opúšťa a prechádza sa na štúdium proveniencie, založené na paleoprúdovej mape a cielenom odbere vzoriek. Tak paleoprúdové mapy zaujmú dôležité miesto vedľa štruktúrnych, izopachových a faciálnych máp a stanú sa základným pilierom pri integrovanej sedimentologickej analýze bazénov. Tejto problematiky sa dotýkali príspevky J. Hoka: Paleoprúdová analýza a genéza ortokvarcitov lužnianskeho súvrstvia juhovýchodnej časti Trí-beča, J. Jablonského: Faciálny a paleoprúdový rozbor porubského súvrstvia (alb) a paleogeografické aplikácie v tektonike, M. Kováča, I. Baráthа, J. Marka, J. Tunyiho: Paleogeografia egenburgu juhozápadnej časti ZK a J. Lexu a V. Konečného: Paleogeografické rekonštrukcie starých údolí vo vulkanických terénoch.

2. Výskum petrografie klastických sedimentov ukazuje, že metódy tohto štúdia a klasifikácia hornín sú významné z hľadiska novodobých poznatkov hlavne globálne tektonických úvah. Skutočnosť, že tektogén má hlavný vplyv na petrografické zloženie pieskovcov, je zjavná zo štúdia geosynklinálnych formácií posledných desaťročí. Petrografia je kľúčom k objasneniu proveniencie, nepriamo indikuje reliéf, klímu a dobre odráža vzťah detritu ku kôre a sedimentácie k tektonike. Stopovanie zón subdukcie nás núti opustiť tradičné spôsoby petrografického výskumu klastík, zavádzať a preferovať štúdium látkového zloženia zlepencových klastík, preferovať mineralógiu iba jednotlivých zŕn ultrabázických, bázických hornín a ich metamorfných fácií, porovnať trend zmien v petrografickom zložení nielen jednotlivých faciálnych celkov, ale aj hlavných geosynklinálnych cyklov. Touto problematikou sa zaoberala A. Vozárová (Petrofácie mladopaleozoických pieskovcov Západných Karpát), M. Sýkora (Význam detritických spinelov pre rekonštrukcie zdrojových oblastí mezozoika Karpát), M. Mišík (Materiálové zloženie strihovských zlepencov odvodených z juhomagurskej kordiléry) a R. Mock (Melanžový charakter meliatskej jednotky — paleogeografické dôsledky).

3. Určenie presnej hĺbky sedimentárnych panví v určitých etapách vývoja má význam pre poznanie povahy a prejavov ich podložia, ktoré môže byť zachované (napr. podložie terciérnych panví centrálnych Karpát), ale vo väčšine karpatských panví alpínskeho typu bolo pohltené. Predpokladá sa to o tých panvách, ktorých substrát bol oceánsky a ktorých sedimentárna výplň v dôsledku krustálnej konvergencie leží alochtónne na cudzom podloží. Dôkazy o hĺbke vychádzajú z litotypov (pestré silicity alebo nevápnité pelagity) alebo biofácií (aglutinované foraminifery, rádiolárie, resedimentované plytkomorské organizmy, alodapické vápence v pelagickom prostredí), ktoré sa utvárajú hlboko pod hladinou kompenzácie karbonátov (CCD).

Z toho hľadiska je významné poznať i prostredie utvárania plytkomorských karbonátov triasu, ktoré predstavujú najväčší objem sedimentov v západokarpatskom segmente alpíd. Tejto problematike sa venoval referát R. Marschalka, Z. Stránika, L. Švábenickej: Prostredie vzniku paleocénneho flyšu Magury, bielokarpatská jednotka a referát P. Masaryka: Modely karbonátovej sedimentácie a sedimentárnych prostredí v triase (JZ časť západných Karpát).

Róbert Marschalko

Mineralia slov.
20 *(1988), 6, 519—536*

Určovanie Curieho teplôt a magnetického fázového stavu Fe a Fe-Ti minerálov z meraní teplotných zmien ich magnetickej susceptibility

OTO ORLICKÝ

Geofyzika, š. p., Brno, závod Bratislava, Geologická 18, 825 52 Bratislava

Doručené 7. 12. 1987

Исследование точек Кюри и магнитного фазового состояния железо и железо-титановых минералов по изменению их магнитной восприимчивости с температурой

Измерение точек Кюри, рентгеновая дифракция и спектроскопия Мессбауера были использованы для анализа чистых магнетитов, гематитов, синтетических маггемитов, мартита, ильменитов и сульфидов. форма $\varkappa$-t кривых показала, что изучаемые магнетиты содержат мультидоменовые зёрна. По точкам кюри было обнаружено, что главным магнитным компонентом в пробе из лок. Гелливара, которая была по рентгеновским и мессбауеровским анализам определена как гематит, является магнетитом. Гематиты из локалит Градиште и Эйповице, ильмениты и сульфиды изменяют их магнитное фазовое состояние влиянием температуры и последующего охлаждения. Магнетит является главным продуктом изменения маггемита по точкам кюри в течении его нагревания в вакууме или воздухе.

The determination of Curie temperatures and magnetic phase state of the Fe and Fe-Ti minerals on the base of the change of their magnetic susceptibility with the temperature

Curie temperature measurements, including X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy were applied for the analyses of quasi pure magnetites, hematites, synthetic maghemites, martite, ilmenites and sulphides. Magnetites under study contain multi-domain grains on the base of the shape of their $\varkappa$-t curves. Magnetite is present as a main magnetic component in the sample from Gellivara on the base of T_c, though hematite was only determined by the X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy in this sample. Hematites from Hradište and Ejpovice localities, ilmenites as well as sulphides changed their magnetic-phase state during heating and cooling processess. Magnetite on heating in air as well as in vacuum on the base of $\varkappa$-t curves is supposed to be the main product of alteration of the maghemite.

V ostatnom čase sa vo viacerých prácach poukázalo na výrazný vplyv premien magnetických minerálov v horninách na ich magnetické a paleomagnetické vlastnosti (Orlický, 1986, 1986a, 1986b, 1987). Výsledky prezentované v uvedených prácach boli dosiahnuté štúdiom mineralogickej frakcie prítomnej vo vybraných kvartérnych, neogénnych a vrchnopermských vulkanických horninách. Lenže mineralogické zloženie predstavuje v horninách obvykle široké spektrum tuhých roztokov magnetických minerálov s ďalšími minerálmi, čo prirodzene veľmi sťažuje dosiahnuť vierohodný obraz o nositeľoch magnetizmu v horninách.

Na objektívnejšiu interpretáciu výsledkov meraní magnetických a paleomagnetických vlastností hornín nestačí poznať iba momentálne kvalitatívne zloženie nositeľa magnetizmu, ale treba poznať i jeho magnetický stav a v priaznivých prípadoch i históriu premien, ktoré mohol minerál od obdobia jeho pôvodného vzniku prekonať. Vieme, že hlavnými nositeľmi magnetizmu a paleomagnetizmu v horninách sú Fe a Fe-Ti zlúčeniny. Poznatky nasvedčujú, že tieto zlúčeniny za zmenených teplotných podmienok a zmien obsahu kyslíka alebo iných chemických komponentov v prostredí podliehajú chemickým premenám a zmenám ich magnetického stavu. Z najjednoduchších magnetických oxidov železa sa napr. Fe_3O_4 v oxidačných podmienkach mení najskôr na γ-Fe_2O_3 a potom pri teplotách nad 350 °C na α-Fe_2O_3. V oblastiach s horúcou klímou dochádza k martitizácii, k vzniku pseudomorfóz hematitu po magnetite (Betechtin, 1955), pričom sa výrazne menia jeho pôvodné magnetické vlastnosti ($\varkappa$ a RMP). Hematit napr. vzniká v širokom rozmedzí teplôt. Pri vysokých teplotách taktiež nie je stálym minerálom. V redukčnom prostredí pri vysokej teplote sa stáva vysoko magnetickým — mení sa na magnetit.

V paleomagnetickej praxi sa však väčšinou adekvátne neberú do úvahy možné premeny minerálov pri interpretáciách nameraných výsledkov.

V predkladanom článku prezentujeme výsledky meraní Curieho teplôt (T_c), teplotných zmien magnetického stavu a výsledky analýz Mössbauerovej a rtg spektroskopie niektorých minerálov pochádzajúcich z mineralogických zbierok a troch vzoriek maghemitov synteticky pripravených inými autormi.

Experimentálna časť

Systém na meranie Curieho teplôt, ktorý sme použili, pozostáva:

1. Zo striedavého môstika KLY-2 na meranie magnetickej susceptibility vyrábaného Geofyzikou, š. p., Brno.

2. Z elektrickej piecky, do ktorej sa ukladá ampulka z kremenného skla s meranou vzorkou. Piecka je obklopená chladiacim plášťom, ktorý zabraňuje unikaniu tepla do okolitého prostredia a prehrievaniu meracieho systému. Chladiaci plášť pozostáva z nádoby z kremenného skla, v ktorej prúdi voda. Nútený obeh vody v plášti zabezpečuje ultratermostat.

3. Z termočlánku Pt-PtRh na indikovanie zmeny teploty meranej vzorky. Termočlánok je zabudovaný v priestore elektrickej piecky, kam sa vkladá meraná vzorka.

4. Z elektrického automaticky riadeného príkonového zdroja pripojeného na sieťové napätie. Zdroj privádza prostredníctvom jednofázového transformátora (220 V/24 V) elektrický príkon na nemagnetickú piecku.

5. Z digitálneho voltmetra MT-100 na meranie termoelektrického napätia termočlánku Pt-PtRh.

V súčasnosti je aparatúra prispôsobená na úplne automatizované meranie Cu-

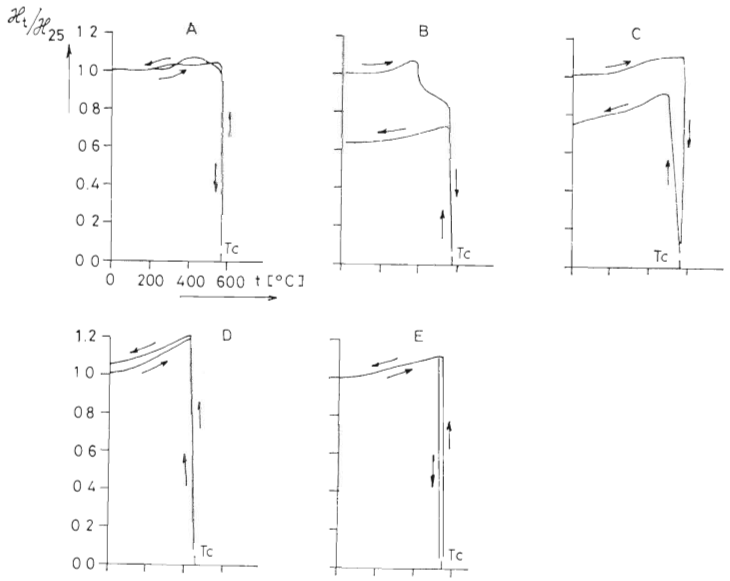
rieových teplôt (T_c) vzoriek. Riadenie celého meracieho procesu, vykreslenie termomagnetickej krivky a vyhodnotenie T_c bude riadiť počítač Geomix, vyrábaný v š. p. Geofyzika Brno.

Meranie T_c je realizované na práškovej vzorke horniny objemu cca 0,25—0,50 cm^3. Vzorka sa vkladá buď do otvorenej ampulky z kremenného skla (merania za prítomnosti vzdušného kyslíka), alebo je zatavená do ampulky z kremenného skla, v ktorej je pred zatavením vytvorené vysoké vákuum (merania za neprítomnosti kyslíka). Vzorky do vakuovanej ampulky z kremenného skla zatavil Bobek — sklársky technik Elektrotechnického ústavu SAV Bratislava.

Predmetná vzorka je v elektrickej nemagnetickej piecke kontinuálne vyhrievaná od laboratórnej teploty do cca 750 °C (vyhriatie do 750 °C trvá cca 75 minút). Priebežne s krokom cca 10—15 °C sa meria zmena magnetickej susceptibility ($\varkappa$) vzorky. Po ukončení vyhrievania sa vzorka plynule ochladzuje a opäť sa meria zmena $\varkappa$ až do laboratórnej teploty. Závislosť zmeny $\varkappa$ od teploty je zobrazená na obr. 1—4.

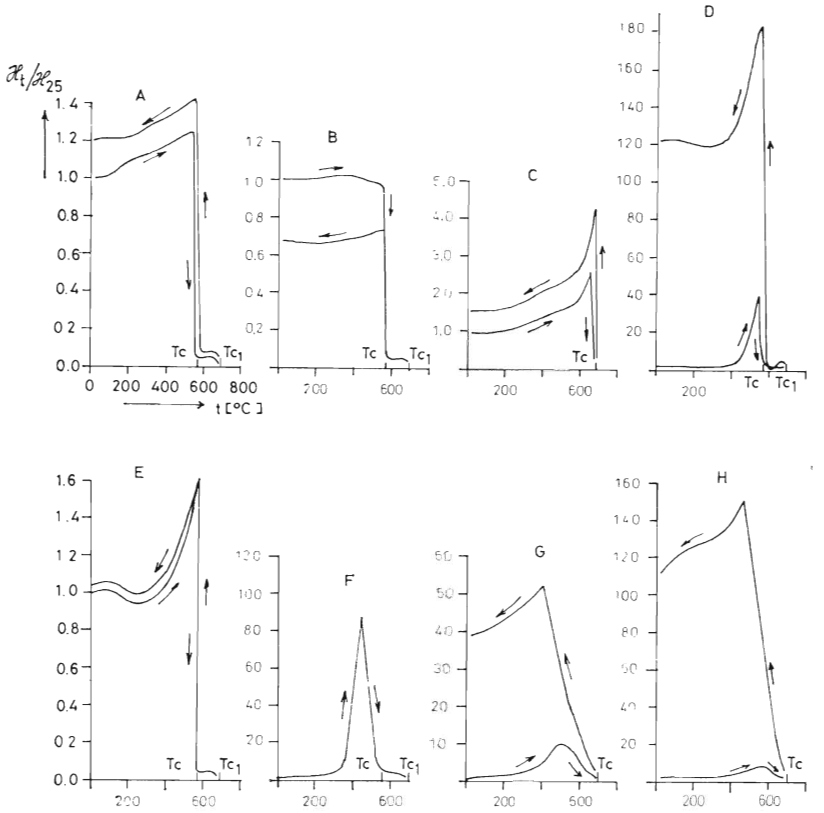
Z obrázkov vidieť, že okrem detegovania T_c minerálu môžeme z termomagnetických kriviek vypozorovať fázové zmeny nositeľov magnetizmu.

Zmenu fázového stavu vybraných minerálov sme sledovali aj metódou postupného vyhrievania a ochladzovania vzorky s krokom 50 až 100 °C (obr. 5). Vzorka sa v nemagnetickej peci zohreje na príslušnú teplotu a po vychladnutí na laboratórnu



Obr. 1. Termomagnetické krivky magnetitu. A — Gellivara, B — Sobotín, C — Přísečnice, D, E — Kokava (A, B, C, D — vzorka meraná na vzduchu, E — vzorka meraná vo vákuu), $\varkappa$ — magnetická susceptibilita, $\varkappa_{25}$ — pri izbovej teplote, $\varkappa_t$ — pri teplote t, T_c — Curieova teplota, —→ vyhrievanie vzorky, ←— chladnutie vzorky.

Fig. 1. Thermomagnetic curves of magnetite. A — Gellivara, B — Sobotín, C — Přísečnice, D, E — Kokava (A, B, C, D — the samples measured in the air, E — the sample measured in the vacuum), $\varkappa$ — magnetic susceptibility, $\varkappa_{25}$ — at room temperature, $\varkappa_t$ — at the temperature t, T_c — Curie temperature, —→ heating of the sample, ←— cooling of the sample.



Obr. 2. Termomagnetické krivky hematitu. A, B — Gellivara, C — Minas Gerais, D, E, H — Hradište u Kadane, F, G — Ejpovice (A, D, E, F — vzorky merané vo vákuu, B, C, G, H — vzorky merané na vzduchu, E — opakované meranie), T_c — Curieova teplota magnetitu, T_{c1} — Curieova teplota hematitu.

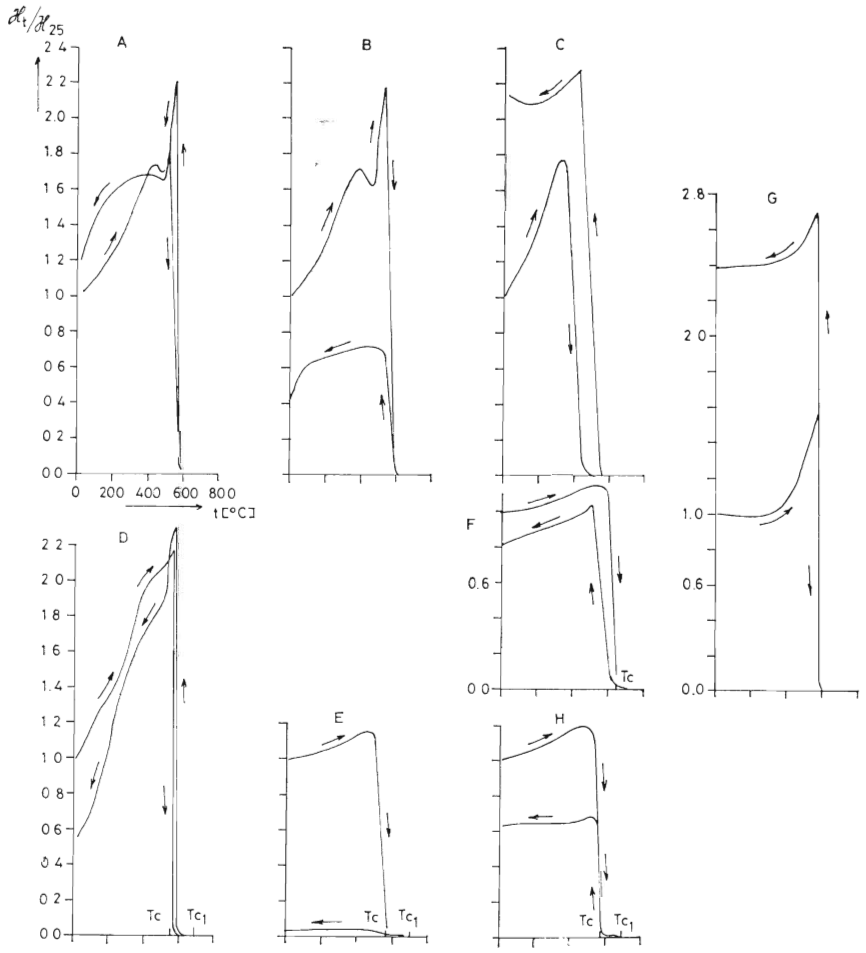
Fig. 2. Thermomagnetic curves of hematite. A, B — Gellivara, C — Minas Gerais, D, E, H — Hradište u Kadane, F, G — Ejpovice (A, D, E, F — the samples measured in the vacuum, B, C, G, H — the samples measured in the air, E — repeated measurements), T_c — Curie temperature of the magnetite, T_{c1} — Curie temperature of the hematite.

teplotu sa zmeria jej $\varkappa$. Okrem práškových vzoriek možno fázové zmeny magnetickej frakcie sledovať aj na pevných vzorkách hornín. (Vo všetkých študovaných mineráloch sa zisťovala merná susceptibilita $\varkappa$ — susceptibilita na 1 gram látky.)

Stručná charakteristika skúmaných minerálov a základné výsledky

Magnetit — Fe_3O_4. Študovali sme vzorky zo štyroch lokalít (obr. 1): Gellivara (Švédsko) $\varkappa = 425\,384 \times 10^{-6}$ [SI], Sobotín $\varkappa = 658\,305 \times 10^{-6}$ [SI], Přísečnice — skarn $\varkappa = 459\,788 \times 10^{-6}$ [SI], Kokava — skarn $\varkappa = 298\,105 \times 10^{-6}$ [SI].

Magnetit lokality Gellivara bol analyzovaný röntgenovou difrakčnou analýzou (Toman, Geologický ústav SAV Bratislava). Vo vzorke Fe_3O_4 je prítomné malé množstvo α-Fe_2O_3 (obr. 6). Vzorky lokalít Sobotín a Přísečnice boli analyzované Mössbauerovou spektroskopiou (Lipka, 1986). Vzorka lokality Sobotín zodpovedá

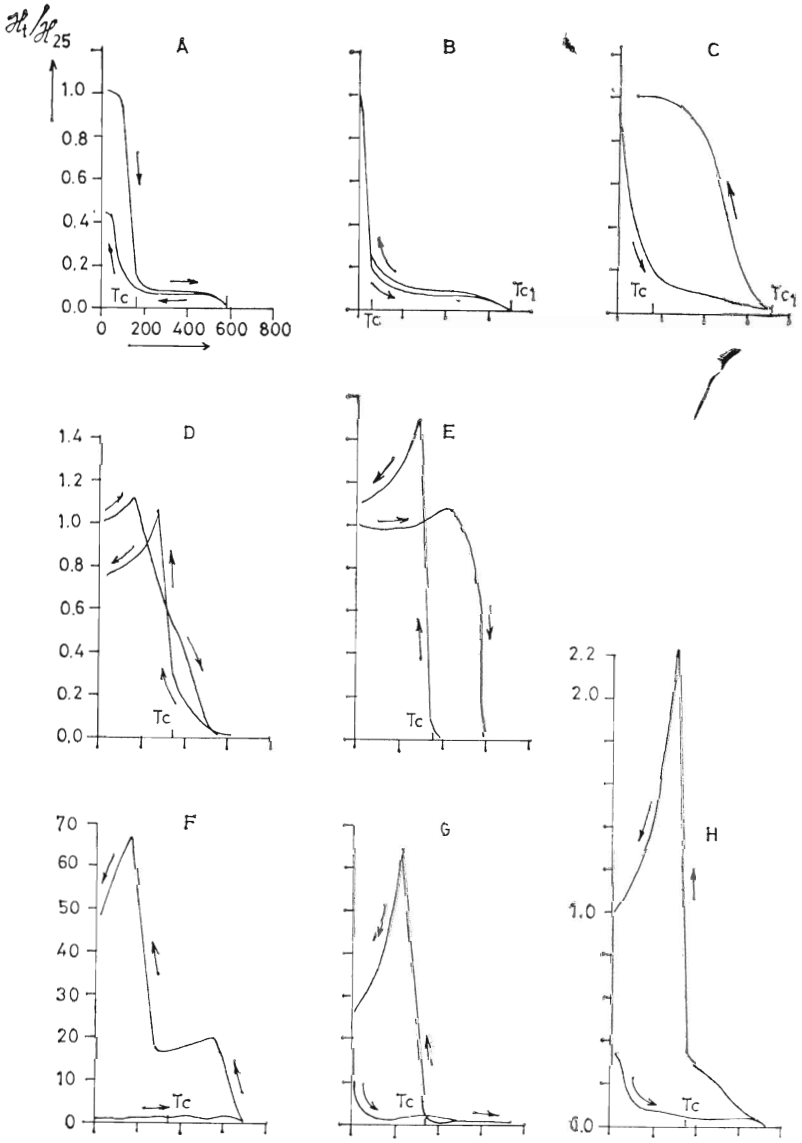


Obr. 3. Termomagnetické krivky syntetického maghemitu a martitu. A, B, C — γ-Fe_2O_3-B; D, G — γ-Fe_2O_3-č. 236 — PŘCHZ; E, H — γ-Fe_2O_3-č. 647—649; F — martit (A, B, E, F, G — vzorky merané na vzduchu, C, D, H — vzorky merané vo vákuu), T_c — Curieova teplota magnetitu, T_{c1} — Curieova teplota hematitu, (A — vyhrievanie iba 30 minút).

Fig. 3. Thermomagnetic curves of synthetic maghemite and martite. A, B, C — γ-Fe_2O_3-B; D, G — γ-Fe_2O_3-no. 236 — PŘCHZ; E, H — γ-Fe_2O_3-no. 647-649; F — martite (A, B, E, F, G — the samples measured in the air, C, D, H — the samples measured in the vacuum), T_c — Curie temperature of the magnetite, T_{c1} — Curie temperature of the hematite (A — heating 30 minutes only).

magnetitu s nízkym stupňom nestechiometrie. Vzorka z lokality Přísečnice zodpovedá takmer stechiometrickému Fe_3O_4 (obr. 7). Paramagnetický dublet v strede spektra s relatívnou plochou 14,6 % môže zodpovedať vysokosubstituovanému feritu, prípadne pyritu.

Z obr. 1 vidieť, že všetky vzorky okrem vzorky z lokality Kokava vykazujú T_c zodpovedajúce magnetitu. Vzorka z lokality



Obr. 4. Termomagnetické krivky ilmenitu a sulfidov. A, B — $FeTiO_3$ Jizerská lúka, C — $FeTiO_3$ vrastený v pegmatite, Dolné Bory, D — pyrotín Staré Ransko, E — pyrotín Zlaté hory, F — pyrotín + sfalerit + chalkopyrit Staré Ransko, G — markazit, H — pyrit + sfalerit (A — vzorka meraná vo vákuu, B, C, D, E, F, G, H — vzorky merané na vzduchu), T_c — Curieova teplota ilmenitu (alebo pyrotínu pre vzorky sulfidov), T_{cf} — Curieova teplota hematitu.

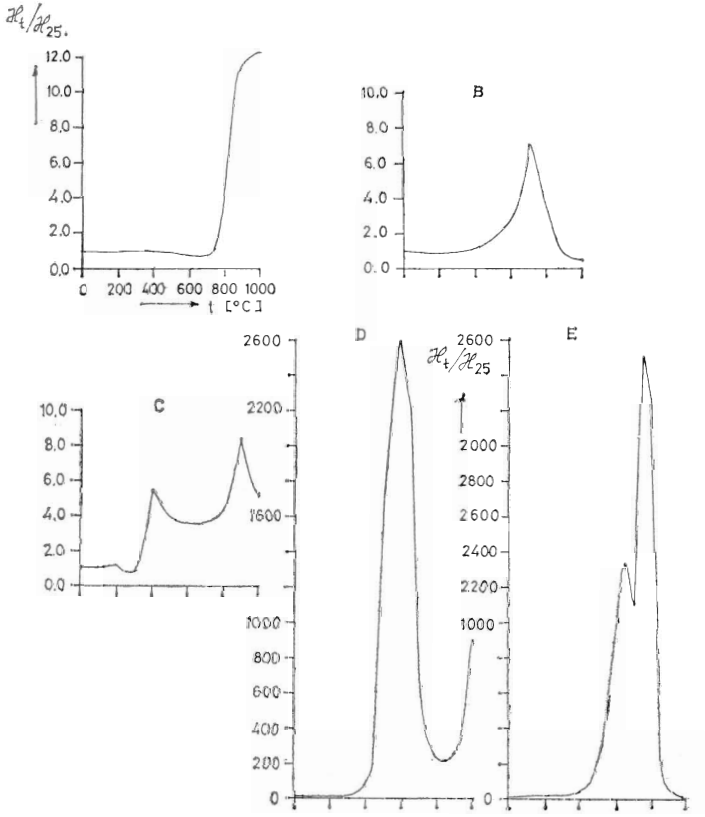
Fig. 4. Thermomagnetic curves of ilmenites and sulphides. A, B — $FeTiO_3$ Jizerská lúka, C — $FeTiO_3$ intergrows in pegmatite, Dolné Bory, D — pyrrhotite Staré Ransko, E — pyrrhotite Zlaté hory Mts., F — pyrrhotite + sphalerite + chalkopyrite Staré Ransko, G — markazite, H — pyrite + sphalerite (A — the sample measured in the vacuum; B, C, D, E, F, G, H — the samples measured in the air), T_c — Curie's temperature of the ilmenite (of pyrrhotite for the samples of sulphides), T_{cf} — Curie temperature of the hematite.

Kokava obsahuje podľa mineralogického opisu okrem magnetitu aj pyrotín a granát. Pyrotín sa na termomagnetickej krivke vzorky neprejavil. Vzorka z lokality Kokava vyhrievaná v prostredí vzdušného kyslíka vykazuje jednu diskrétnu $T_c \approx 450$ °C. Pri vyhrievaní vzorky vo vákuu však vykazuje T_c blízku magnetitu. Pri teplotách 370 až 550 °C vo vzorke z lokality Sobotín klesá $\varkappa$. Tento efekt je pravdepodobne odrazom premeny γ-Fe_2O_3 na hematit. Röntgenová difrakčná analýza magnetitu z lokality Gellivara potvrdila prítomnosť malého množstva α-Fe_2O_3. Na termomagnetickej krivke obr. 1 nie je prítomnosť hematitu detegovaná.

Magnetit vytvára tuhé roztoky s mnohými spinelidmi, ktoré môžu byť ďalej oxidované. Podľa Pečerského et al. (1975) vytvára magnetit tuhé roztoky s hematitom, ktoré sa môžu vyskytovať v podobe homogénnych zŕn. Termomagnetické krivky takýchto tuhých roztokov vykazujú jednu diskrétnu hodnotu T_c medzi 575 až 675 °C.

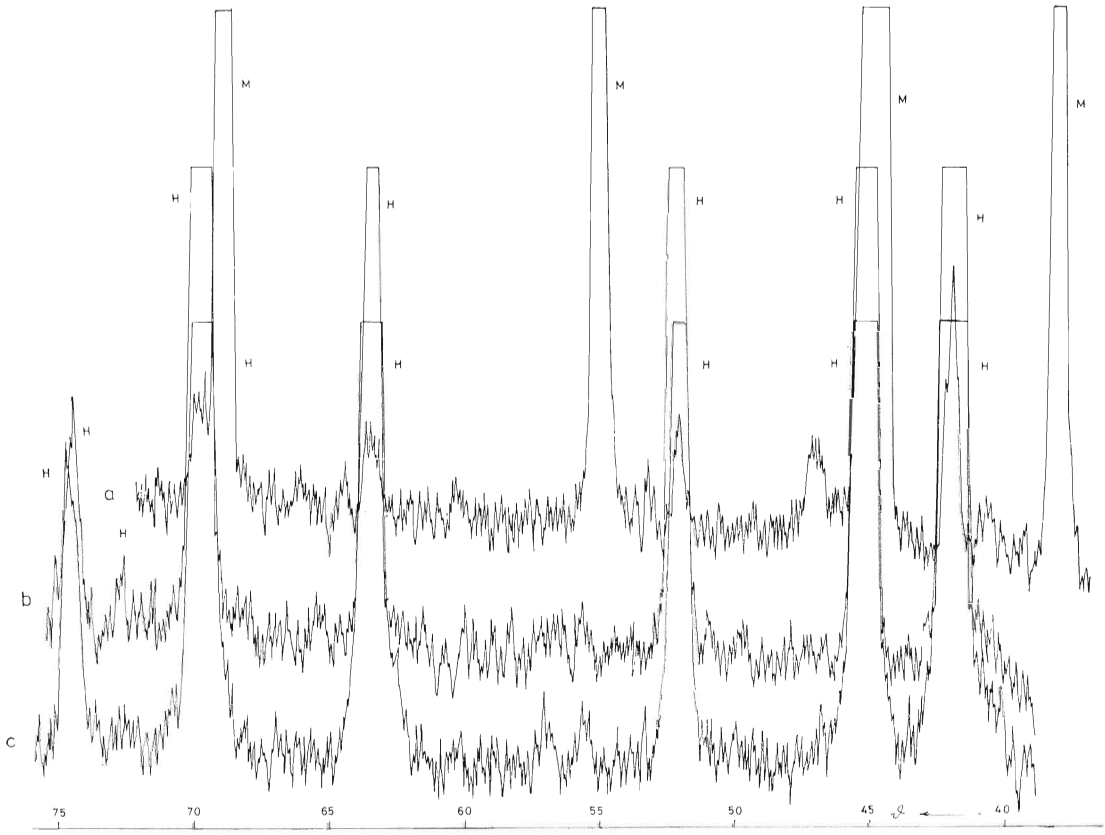
Hematit — α-Fe_2O_3. Skúmali sme vzorky z 5 lokalít (obr. 2): Gellivara (Švédsko) $\varkappa = 73\,585 \times 10^{-6}$ [SI], Minas Gerais (Brazília) $\varkappa = 2\,164 \times 10^{-6}$ [SI], Hradište u Kadane $\varkappa = 475 \times 10^{-6}$ [SI], Ejpovice $\varkappa = 571 \times 10^{-6}$ [SI], Rudňany (spekularit) $\varkappa = 371 \times 10^{-6}$ [SI].

Výsledky rtg difrakčnej analýzy potvrdzujú, že vo vzorke z lokality Gellivara je prítomný iba α-Fe_2O_3 (Toman, písomná informácia). Hematit bez pozorovanej zmeny bol potvrdený aj vo vzorke, ktorá



Obr. 5. Termomagnetické krivky hematitu, ilmenitu, pyritu a markazitu, určenie zmeny magnetickej susceptibility ($\varkappa$) vzorky horniny po postupnom vyhriatí a ochladnutí vzorky minerálu. A — $FeTiO_3$ Ekersund, B — $FeTiO_3$ Tefrov vrch, C — α-Fe_2O_3 (spekularit) Rudňany, D — pyrit, E — markazit (A, B, C — vzorky merané na vzduchu).

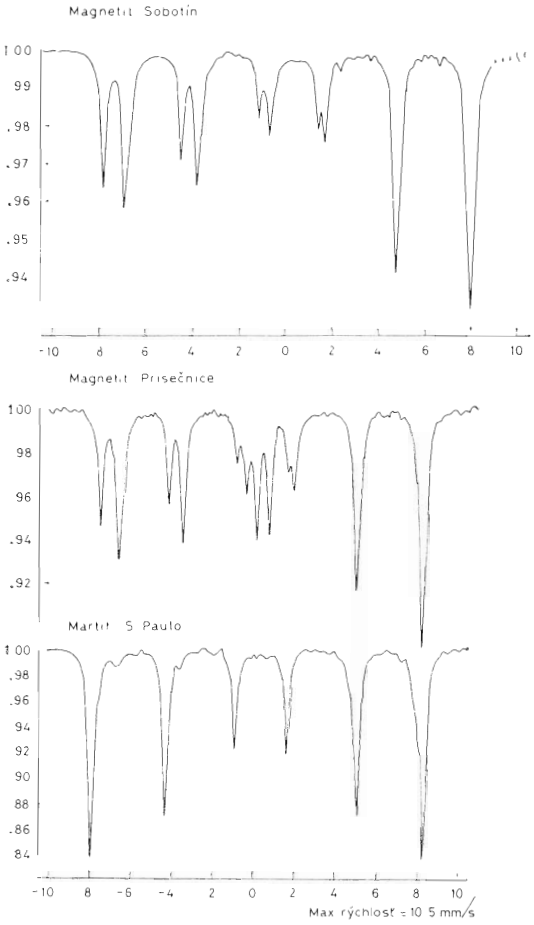
Fig. 5. Thermomagnetic curves of hematite, ilmenites, pyrite and markazite, the determination of magnetic susceptibility ($\varkappa$) change of the samples after their consequent heating and cooling. A — $FeTiO_3$ Ekersund, B — $FeTiO_3$ Tefrov vrch hill, C — α-Fe_2O_3 (specularite) Rudňany, D — pyrite, E — markazite (A, B, C — the samples measured in the air).



Obr. 6. Výsledky rtg difrakčnej analýzy. a — magnetit Gellivara, b — hematit Gellivara, c — hematit Gellivara po teplotnom spracovaní vzorky, M — magnetit, H — hematit.
Fig. 6. The results of X-ray diffraction analysis. a — magnetite Gellivara, b — hematite Gellivara, c — hematite Gellivara after temperature treatment of the sample, M — magnetite, H — hematite.

bola vyhriata na teplotu 750 °C, vychladnutá na laboratórnu teplotu a znovu analyzovaná (obr. 6). Podľa Lipku et al. (1986) je vo vzorke prítomný iba α-Fe_2O_3 (obr. 8). Vzorka z lokality Minas Gerais zodpovedá čistému hematitu (Lipka, písomná informácia), vzorka z lokality Hradište u Kadane obsahuje Fe iba v podobe α-Fe_2O_3 (obr. 9). Vzorky z lokalít Gellivara a Hradište u Kadane boli analyzované aj po ich vyhriatí na 750 °C a vychladnutí na izbovú teplotu. V Mössbauerových spektrách bol dominujúcou zložkou opäť α-Fe_2O_3, avšak okrem hematitu sa vo vzorkách nachádza i magnetit s relatívnym zastúpením 15,4 % (Gellivara; obr. 8) a 17 % (Hradište u Kadane; obr. 9). Výsledky Mössbauerovej analýzy vzorky oolitického hematitu z Ejpovíc (obr. 9) ukazujú, že hematit nie je vo vzorke čistý, že okrem paramagnetických zlúčenín s Fe^{2+} a Fe^{3+} iónmi môže byť v štruktúre hematitu viazaná H_2O (Lipka et al., 1986). Pri vzorke spekularitu sa jedná o čistý α-Fe_2O_3 (obr. 9).

Hematit sa v horninách považuje za se-



Obr. 7. Mössbauerove spektrá vzoriek magnetitu a martitu.

Fig. 7. Mössbauer spectra of the samples of the magnetites and martite.

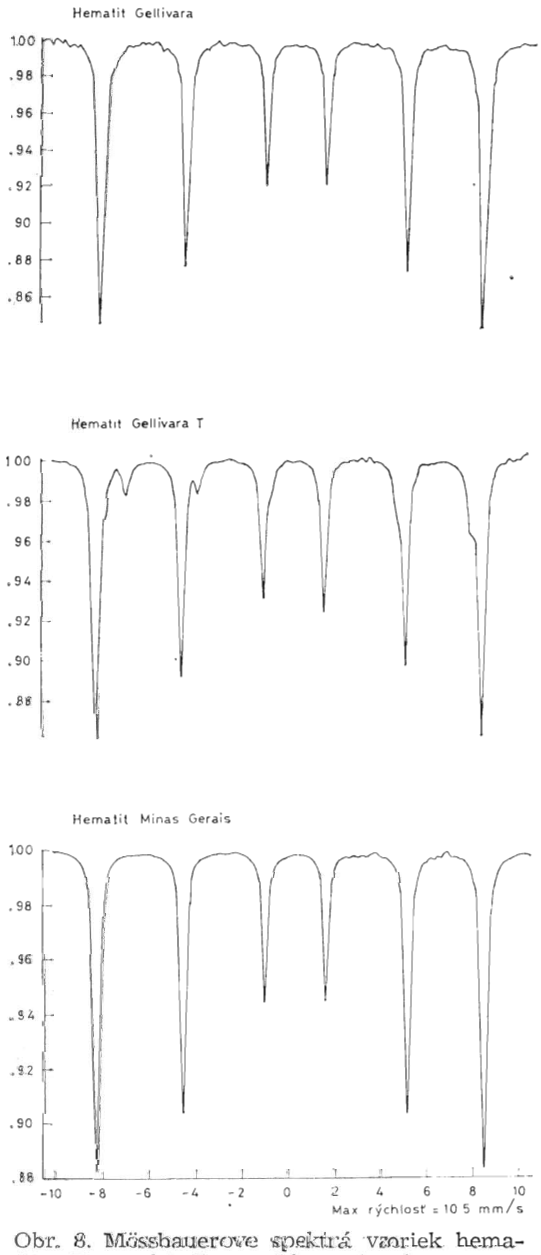
kundárny minerál. Z prehľadu o mernej magnetickej susceptibilite vidieť, že najvyššiu $\varkappa$ má vzorka z lokality Gellivara. Z termomagnetických kriviek vidieť, že minerál vykazuje 2 Curieove teploty — T_c zodpovedajúcu Fe_3O_4 a T_c zodpovedajúcu α-Fe_2O_3, a to pri meraniach vzorky vo vzdušnom kyslíku (obr. 2).

Po vyhriatí vzorky na 750 °C a jej vychladnutí na vzduchu $\varkappa$ poklesne (premena v prospech α-Fe_2O_3), vo vákuu $\varkappa$ vzrastie (premena v prospech Fe_3O_4; obr. 2).

Vzorka z lokality Minas Gerais vykazuje pri jej meraní vo vzdušnom kyslíku iba jednu hodnotu T_c, zodpovedajúcu hematitu, a po vychladnutí vzorky mierny nárast $\varkappa$. Mössbauerove spektrum potvrdzuje, že sa jedná o čistý α-Fe_2O_3.

Hematit lokality Hradište a oolitický hematit lokality Ejpovice vykazujú približne zhodné, nízke hodnoty $\varkappa$. Pri vyhrievaní vzorky vo vzdušnom kyslíku i vo vákuu do teploty 750 °C a po vychladnutí sa v oboch vzorkách výrazne mení magnetický stav (obr. 2). Pri opakovanom meraní vo vákuu si vzorka z lokality Hradište zachovala vlastnosti zodpovedajúce stavu po jej prvom vyhriatí. Po vyhriatí vzorky lokality Hradište vo vákuu do teploty 750 °C sa vo vzorke zistil magnetit s $T_c \approx 580$ °C a hematit s $T_c \approx 680$ °C. Pri vyhrievaní vzoriek z oboch lokalít vo vzdušnom kyslíku je z termomagnetickej krivky možné indikovať iba jednu diskrétnu hodnotu T_c. Taktiež z termomagnetickej krivky v priebehu ochladzovania vzorky nie je možné vyhodnotiť okrem $T_c \approx 680$ °C (hematit) prítomnosť iného magnetického minerálu. Výsledky meraní vo vákuu svedčia v prospech vzniku magnetitu i hematitu. Za prítomnosti kyslíka pri vyhrievaní však nevylučujeme možnosť vzniku tuhého roztoku hematitu a magnetitu. V uvedených vzorkách je evidentný prechod z pôvodne paramagnetického stavu na stav feromagnetický alebo ferimagnetický.

Spekularit z lokality Rudňany je podľa výsledkov Mössbauerovej analýzy čistý α-Fe_2O_3 s prítomnosťou paramagnetickej zložky s Fe^{2+} iónom. Je veľmi slabo magnetický ($\varkappa = 371 \times 10^{-6}$ [SI]). Pri vyhrievaní vzorky v prostredí vzdušného kyslíka a po vychladnutí nastáva zmena jeho magnetického stavu: pri teplote 400 °C má $\varkappa$ hodnotu blízku hodnote α-Fe_2O_3 lokality Minas Gerais, po vyhriatí na 900 °C a vychladnutí nadobúda vzorka 8,5-krát vyš-



Obr. 8. Mössbauerove spektrá vzoriek hematitu. T — výsledky analýz po tepelnom spracovaní vzoriek (vyhriatie vzorky do 750 °C a vychladnutie na izbovú teplotu).

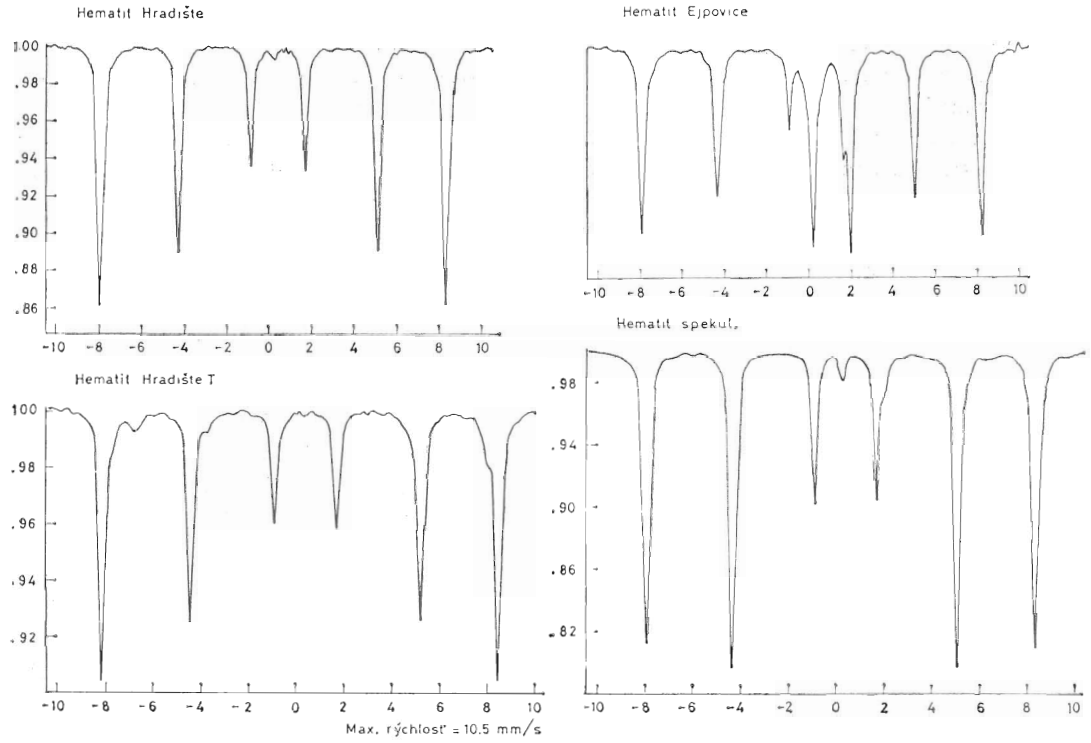
Fig. 8. Mössbauer spectra of the samples of the hematite. T — the results of the analysis after the temperature treatment of the sample (heating up to 750 °C and cooling up to room temperature).

šiu hodnotu $\varkappa$, ako bola pôvodná. Ukazuje sa, že pôvodne paramagnetická zložka s Fe^{2+} iónom sa mení na fero- alebo ferimagnetickú.

Maghemit — α-Fe_2O_3. Mössbauerove analýzy troch synteticky pripravených vzoriek pochádzajúcich z dvoch laboratórií (obr. 3) získané z Katedry jadrovej fyziky a energetiky Elektrotechnickej fakulty SVŠT Bratislava (Lipka, písomná správa) priniesli tieto výsledky: γ-Fe_2O_3-B — kobaltovaný $\varkappa = 288\,594 \times 10^{-6}$ [SI], γ-Fe_2O_3-č. 236 PŘCHZ — kobaltovaný $\varkappa = 266\,816 \times 10^{-6}$ [SI], γ-Fe_2O_3-č. 647-649 — čistý $\varkappa = 470\,769 \times 10^{-6}$ [SI].

Prvé dve uvedené vzorky obsahujú maghemit a cca 35 % kobaltového feritu, ktorý je vytvorený tzv. kobaltovaním na povrchu častíc maghemitu. Mössbauerova analýza vzoriek bola urobená (okrem základného merania) po zmeraní Curieho teplôt (vyhriatie vzoriek do 750 °C a vychladnutie na izbovú teplotu) vo vákuu (obr. 10). Vo vzorke č. 236 PŘCHZ nedošlo takmer k žiadnej fázovej zmene, zato výrazná zmena nastala vo vzorke γ-Fe_2O_3-B, v ktorej sa pozoroval prechod maghemitu na substituovaný magnetit. V strede spektra je paramagnetický dublet zodpovedajúci zlúčenine s Fe^{2+} (obr. 10).

Vzorka γ-Fe_2O_3-č. 647—649 mala pred meraním Curieho teplôt (T_c) $\varkappa = 470\,769 \times 10^{-6}$ [SI], po zmeraní T_c za prístupu vzduchu bola $\varkappa = 8\,620 \times 10^{-6}$ [SI], po zmeraní T_c vzorky vo vákuu bola $\varkappa = 306\,000 \times 10^{-6}$ [SI]. Výsledky analýz pomocou Mössbauerovej spektroskopie ukázali (obr. 10), že po tepelnom spracovaní do 750 °C vo vákuu a vychladnutí na izbovú teplotu bolo vo vzorke 39 % γ-Fe_2O_3 a 61 % Fe_3O_4. Z termomagnetických kriviek na obr. 3 (E a H) vidieť, že k prudkému prechodu z ferimagnetického do paramagnetického stavu (náhly pokles magnetickej susceptibility takmer k nule) dochádza pri teplote okolo 580 °C.



Obr. 9. Mössbauerove spektrá vzoriek hematitu. T — výsledky analýzy po tepelnom spracovaní vzorky.

Fig. 9. Mössbauer spectra of the samples of the hematite. T — the results of the analysis after the temperature treatment of the sample.

Neelova (alebo Curieho) teplota hematitu sa na termomagnetickej krivke neprejavuje, alebo je tento prejav veľmi nevýrazný.

Prudký pokles magnetickej susceptibility takmer k nule nastáva vo vzorke γ-Fe_2O_3-B (obr. 10 A, B) a γ-Fe_2O_3-č. 236 PŘCHZ (obr. 10 D a G) pri teplote cca 580 °C. Výnimkou sú výsledky vzorky γ-Fe_2O_3-B vo vákuu (obr. 10 C), kde sa prudký pokles $\varkappa$ pozoroval cca pri 420 °C, avšak pri chladnutí vzorky k prudkému vzrastu $\varkappa$ dochádza opäť pri teplote okolo 580 °C.

Vo vzorkách γ-Fe_2O_3-B a γ-Fe_2O_3-č. 236 PŘCHZ dochádza k prudkému nárastu $\varkappa$ po tzv. Hopkinsonovu teplotu, vo vzorke γ-Fe_2O_3-č. 647-649 je tento nárast $\varkappa$ veľmi pozvoľný (obr. 3).

Zdá sa, že vyhodnotenie Curieho teplôt maghemitov z prevedených meraní nie je reálne, lebo podľa Staceyho a Banerjeeho (1974) pri teplotách nad 350 °C maghemit konvertuje na hematit. Výsledky analýz však ukazujú, že pri termomagnetických meraniach vzniká vo vákuu z maghemitu prednostne magnetit spolu s podradnejšie sa vyskytujúcim hematitom. Pri vyhrievaní vzorky maghemitu na vzduchu asi prednostne vzniká hematit, paralelne však vzniká magnetit.

Maghemit je silne magnetickým minerálom. Podobne ako magnetit má obrátenú spinelovú štruktúru. Termodynamic-

ky je metastabilný. Podľa Staceyho a Banerjeeho (1974) sa pri teplotách nad 350 °C mení na stabilnejší hematit s romboedrickou štruktúrou.

Maghemit vzniká nízkoteplotnou oxidáciou magnetitu v rozsahu teplôt 150—250 °C. Proces prebieha tak, že Fe^{2+} ióny difundujú na povrch zrna, oxidujú a vznikajú Fe^{3+} ióny. V kryštálovej mriežke vznikajú vakancie. Vzorec pre maghemit (Stacey, Banerjee, 1974) je $Fe^{3+}{}_{8/3}\ \square\ {}_{1/3}O_4$ (kde □ znázorňuje vakancie). Ak je v počiatočnom zrne magnetitu malé množstvo α-Fe_2O_3, prebiehajú dva konkurujúce si procesy. Okrem pomalej premeny magnetitu na maghemit prebieha autokatalytický rast hematitu, ktorý sa v tomto zmiešanom kryštáli stáva dominujúcim. V prípade nahromadených puklín v pôvodnom magnetite sa tvoria zárodky α-Fe_2O_3 tak, že výsledkom oxidácie je zmes magnetitu, maghemitu a hematitu.

Premena maghemitu na hematit je závislá od prítomnosti iných substituentov v mriežke (napr. Mg, Mn, Al). Experimenty nasvedčujú, že prítomnosť substituentov zvyšuje teplotu kryštalografickej premeny a znižuje T_c. Všeobecne sa pozorovalo, že maghemit s prítomnosťou substituentov je oveľa rezistentnejší na premenu ako čistý minerál (Stacey, Banerjee, 1974).

Na základe sledovania zmien maghemitu s teplotou v prostredí plynného hélia, keď $^2/_3$ maghemitu zostávali nezmenené, považuje Aharoni et al. (in Stacey, Banerjee, 1974) maghemit za mechanickú zmes dvoch odlišných zlúčenín (A a B): $A\text{-}Fe_{5/3}\square_{1/3}O_4$; $B\text{-}H_{0,5}Fe_{2,5}O_4$ (hydrogén, ferit).

Podľa Pečerského et al. (1975) pri nahrevoch vo vákuu sa maghemit redukuje na magnetit a nemení sa na hematit.

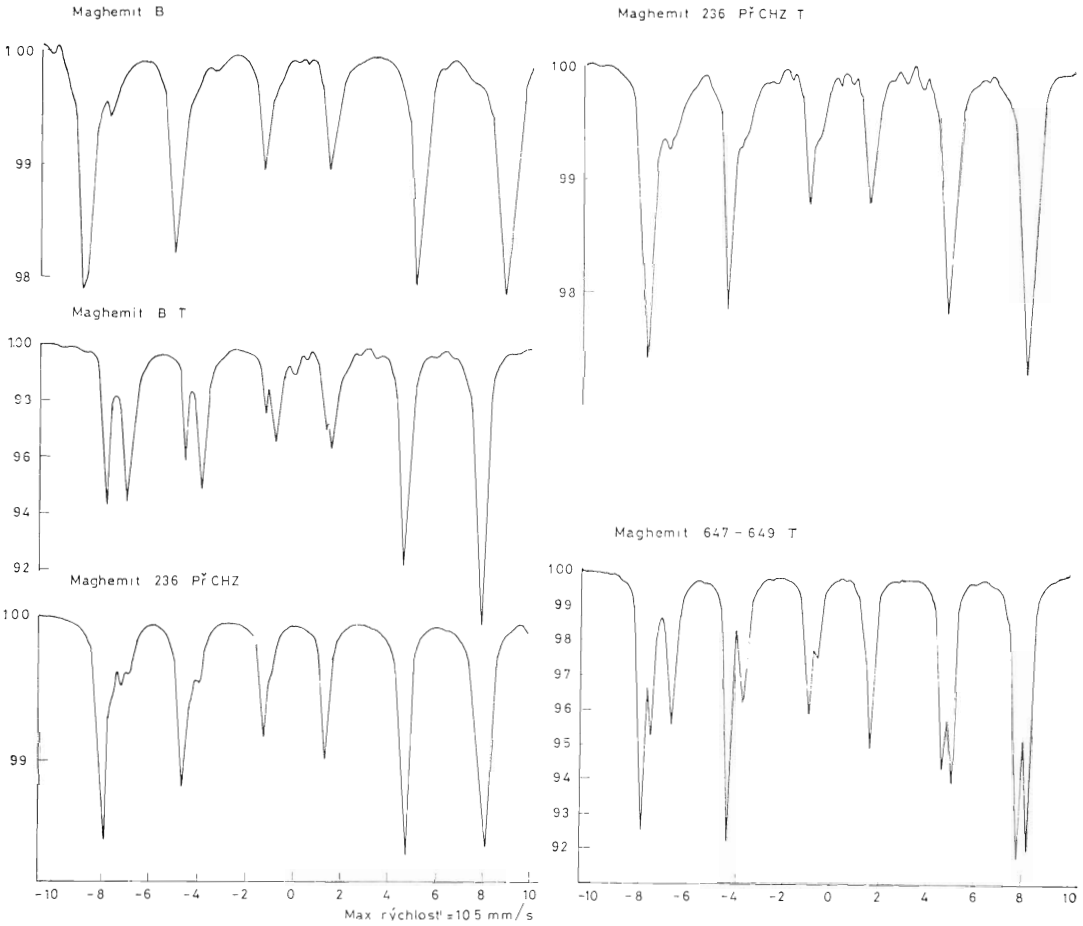
Ďalších autorov (Kushiro, 1960; Banerjee, 1969 in Stacey, Banerjee, 1974) viedli výsledky pokusov k názoru, že prechod maghemitu na hematit má monotropickú povahu, že proces môže prebiehať pri takmer ľubovoľných teplotách i pri izbovej teplote. Početné efekty a nečistoty, ktoré ovplyvňujú prechod maghemitu na hematit, celý problém tak výrazne komplikujú, že sa kvantitatívne nedá objasniť.

Z magnetického a paleomagnetického hľadiska je veľmi dôležitý poznatok, že ak nachádzame prípady koexistencie maghemitu a hematitu v hornine, hematit je dôsledkom oxidácie maghemitu. Horniny, ktoré obsahujú maghemit, majú sekundárne komponenty NRMP chemického pôvodu. Extrapolačné metódy rôznych autorov (Brown, Jonson, 1962; Banerjee, Bartholin, 1970 in Stacey, Banerjee, 1974) poskytujú hodnotu $T_c \approx 750$ °C. Maghemitu sa zložením blížia i niektoré oxidované magnetity.

Martit. Podľa Mössbauerovej analýzy 1 vzorky z lokality Sao Paulo z Brazílie ($\varkappa = 10\,263 \times 10^{-6}$ [SI]; obr. 3) je jej hlavnou zložkou hematit (cca 76,8 %). Vo vzorke je prítomný i magnetit a možno pripustiť i prítomnosť maghemitu (obr. 7; Lipka et al., 1986).

Daná vzorka vykazuje jednu diskrétnu $T_c \approx 660$ °C. Je pravdepodobné, že sa jedná o tuhý roztok magnetitu a hematitu.

Pri martitizácii sa podľa reakcie $4\ Fe_3O_4 + O_2 = 6\ Fe_2O_3$ magnetit mení na hematit. Tento druh premeny možno očakávať v oblastiach s horúcou klímou v povrchovej časti horúcich lávových prúdov vulkanických hornín. Martitizácia magnetitu je lokálne zistená i v hydrotermálnych a metamorfovaných ložiskách. Pri atmosferickom vetraní napr. vulkanických hornín s prítomnosťou titanomagnetitov dochádza k ich odmiešaniu a oxidácii s veľmi pestrým vývojom medziproduktov, pričom môže postupne vznikať magnetit, ilmenit, rutil (alebo anatas) a hematit. Magnetit sa pri vetraní môže ďalej meniť, väčšinou prednostne na maghemit, za priaznivých podmienok i na hematit.

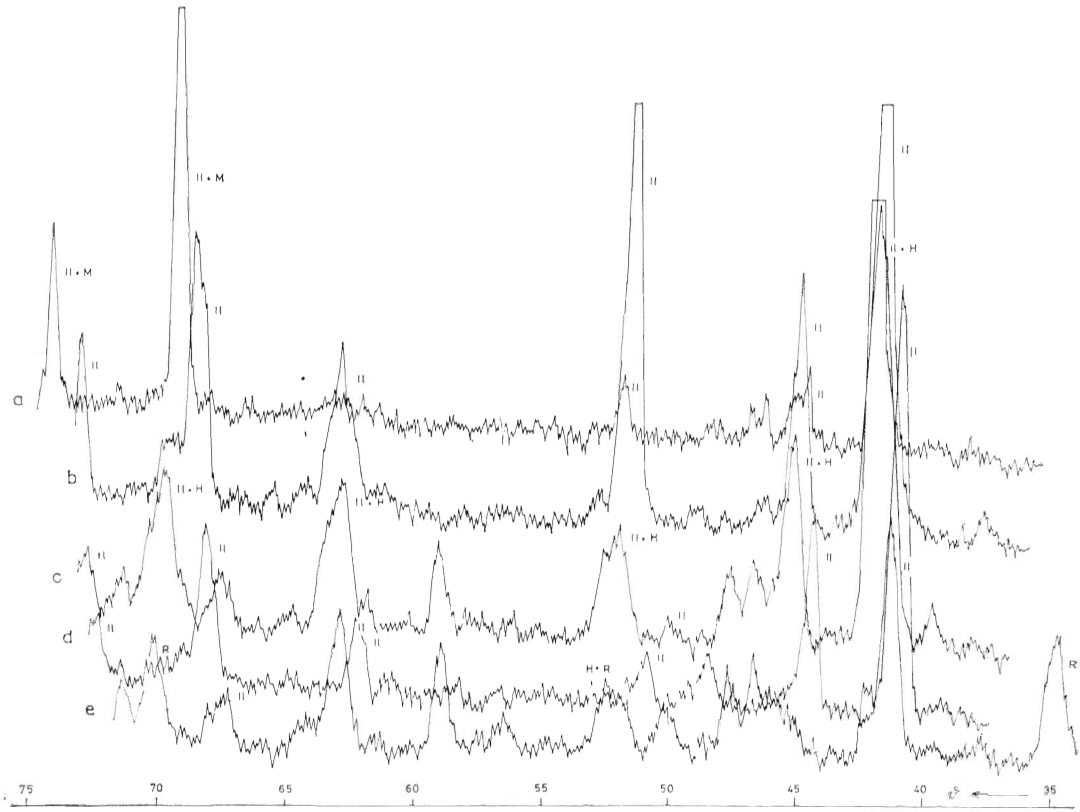


Obr. 10. Mössbauerove spektrá vzoriek syntetického maghemitu. T — výsledky analýzy po tepelnom spracovaní vzorky.

Fig. 10. Mössbauer spectra of the samples of synthetic maghemitu. T — the results of the analysis after the temperature treatment of the sample.

Ilmenit — $FeTiO_3$. Ilmenit z ryžovísk Jizerská lúka vykázal $\varkappa = 277\,395 \times 10^{-6}$ [SI], vrastený v pegmatite (Dolné Bory) $\varkappa = 753 \times 10^{-6}$ [SI], z Ekersundu (Nórsko) $\varkappa = 2\,266 \times 10^{-6}$ [SI], z Tefrovho vrchu $\varkappa = 387 \times 10^{-6}$ [SI] (obr. 4). Vo vzorke ilmenitu z lokality Jizerská lúka je podľa Tomana (písomná informácia) prítomný aj magnetit (obr. 11), podľa Lipku et al. (1986) zase zmes hematitu, maghemitu a substituovaného magnetitu (obr. 12). Mössbauerovo spektrum z lokality Dolné Bory zodpovedá ilmenitu (obr. 12). Vzorky z lokalít Ekersund a Tefrov vrch boli analyzované pred a po tepelnom účinku do teploty 1 000 °C v prostredí vzdušného kyslíka (obr. 11). Z röntgenových difrakčných záznamov vidieť, že v obidvoch vzorkách sa pred tepelným účinkom zistil iba ilmenit. Po vypálení na vzduchu do teploty 1 000 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu je vo vzorkách prítomný aj hematit a rutil (obr. 11).

Termomagnetické krivky študovaných

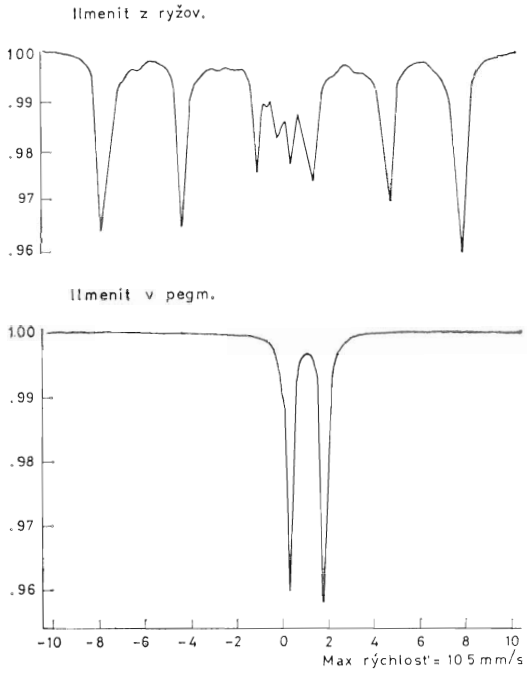


Obr. 11. Výsledky rtg difrakčnej analýzy ilmenitu. a — Jizerská lúka, b — Ekersund, c — Ekersund po vypálení, d — Tefrov vrch, e — Tefrov vrch po vypálení, H — hematit, Il — ilmenit, M — magnetit, R — rutil.

Fig. 11. The results of X-ray diffraction analysis of the ilmenite. a — Jizerská lúka, b — Ekersund, c — Ekersund after heating treatment, d — Tefrov vrch, e — Tefrov vrch after heating treatment, H — hematite; Il — ilmenite, M — magnetite, R — rutile.

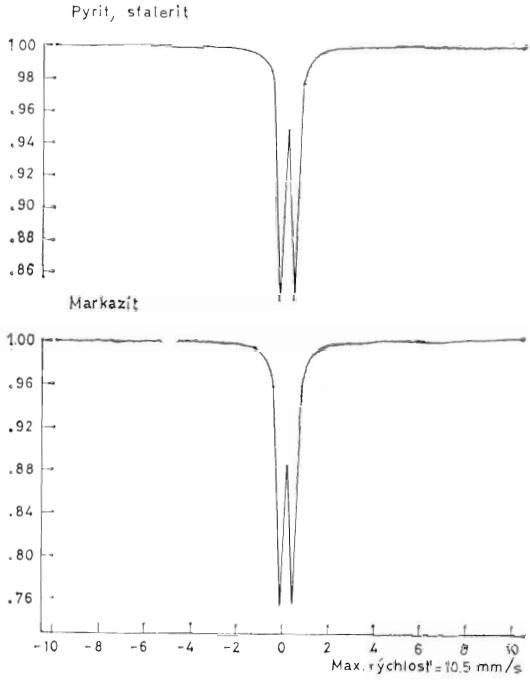
ilmenitov poukazujú na kvalitatívnu odlišnosť jednotlivých vzoriek. Ilmenit z Jizerskej lúky pri meraní vo vákuu i vzdušnom kyslíku vykazuje 2 Curieove teploty. Pri meraní vo vákuu $T_c \approx 160$ °C, $T_{c1} \approx 580$ °C, pri meraní vo vzdušnom kyslíku $T_c \approx 100$ °C, $T_{c1} \approx 690$ °C. Po vyhriatí na 750 °C a ochladzovaní sa vzorka kvalitatívne nemení (obr. 4). Podobný charakter má i termomagnetická krivka lokality Dolné Bory ($T_c \approx 260$ °C, $T_{c1} \approx 690$ °C). Po vyhriatí na 750 °C a ochladzovaní vzniká vo vzorke iba jeden magnetický minerál — — hematit — s $T_c \approx 690$ °C (obr. 4). Z obr. 5 vidieť, že po vyhriatí vzorky $FeTiO_3$ nad 750 °C a jej vychladnutí vznik hematitu výrazne ovplyvní magnetický stav. Podobne dochádza k vzniku hematitu pri vyhriatí $FeTiO_3$ lokality Tefrov vrch na teplotu od 400 do 700 °C. Pri vyšších teplotách pozorovať pokles $\varkappa$.

Ilmenit je pri izbovej teplote paramagnetikum. Spontánna magnetizácia čistého ilmenitu je takmer nulová. Pridávaním he-



Obr. 12. Mössbauerove spektrá vzoriek ilmenitu.

Fig. 12. Mössbauer spectra of the samples of the ilmenite.



Obr. 13. Mössbauerove spektrá vzoriek sulfidov.

Fig. 13. Mössbauer spectra of the samples of the sulphides.

matitu vzniká hematitovo-ilmenitový tuhý roztok a spontánna magnetizácia sa zvyšuje. Pri čistom ilmenite nie je možné očakávať vznik termoremanentnej (TRMP) alebo chemickej (CRMP) remanentnej magnetickej polarizácie. Ak ho však sprevádza na titán chudobný magnetit, pri vyhriatí nad 575 °C a ochladzovaní pod túto teplotu môže za prítomnosti magnetického poľa nadobudnúť TRMP, pri vyhriatí a ochladzovaní pod uvedenou teplotou zase CRMP. Podobne vzniká TRMP v hematitovo-ilmenitových tuhých roztokoch.

Z paleomagnetického hľadiska je veľmi dôležité, že v hematitovo-ilmenitových tuhých roztokoch pri približne rovnocennom zastúpení hematitu a ilmenitu v roztoku vzniká samoreverzná RMP.

Sulfidy. Vzorky z 5 lokalít (obr. 4, 5) vykazujú hodnoty $\varkappa$: pyrotín Staré Ransko 42 270 $\times 10^{-6}$ [SI], pyrotín Zlaté hory 43 448 $\times 10^{-6}$ [SI], pyrotín, sfalerit a chalkopyrit Staré Ransko 33 524 $\times 10^{-6}$ [SI], pyrit a sfalerit 41 $\times 10^{-6}$ [SI], markazit 81 $\times 10^{-6}$ [SI].

Analyzované boli iba vzorky pyritu (so sfaleritom) a markazit. Pyrit a sfalerit zodpovedá zloženiu FeS_2 kubickej kryštalografickej modifikácie, markazit tiež zloženiu FeS_2 romboedrickej kryštalografickej modifikácie (na základe vyhodnotenia Mössbauerových spektier; obr. 13; Lipka et al., 1986).

Veľmi zvláštnou skupinou minerálov z hľadiska premien sú Fe sulfidy. Pred vyhodnotením ich Curieových teplôt si vopred všimnime závislosť magnetickej

susceptibility ($\varkappa$) pôvodne paramagnetických minerálov — pyritu ($\varkappa = 41 \times 10^{-6}$ [SI] a markazitu ($\varkappa = 81 \times 10^{-6}$ [SI]) od teploty (obr. 5). Vidieť, že po vyhriatí vzoriek v prostredí vzdušného kyslíka nad 400 °C (pyrit) a nad 450 °C (markazit) a ich vychladnutí na laboratórnu teplotu zaznamenávame výrazný nárast $\varkappa$ pyritu s maximom pri 560 °C spôsobený postupnou premenou FeS_2 na magnetit (tento typ premeny opísal Orlický a Lexa, 1987). Markazit má maximálnu hodnotu $\varkappa$ pri teplote 750 °C. Z obr. 5 vidieť, že veľkosť $\varkappa$ vychladnutej vzorky je závislá od toho, na akú teplotu bola vzorka vyhriata. Napr. po vyhriatí markazitu na 760 °C a vychladnutí na laboratórnu teplotu získala vzorka extrémne vysokú $\varkappa = 202\,000 \times 10^{-6}$ [SI].

Z obr. 4 vidieť, že počas kontinuálneho vyhrievania vzorky pyritu a markazitu v prostredí vzdušného kyslíka nenarastá $\varkappa$, ale, naopak, postupne klesá. Pri kontinuálnom vyhrievaní vzorky pyrotínu so sfaleritom a chalkopyritom nenastávajú takmer žiadne zmeny $\varkappa$. Netypické termomagnetické krivky sú registrované pri kontinuálnom vyhrievaní v prostredí vzdušného kyslíka vzoriek pyrotínu z lokalít Staré Ransko a Zlaté hory. Curieove teploty vymedzené termomagnetickou krivkou nezodpovedajú pyrotínu, ale sú blízke magnetitu. Termomagnetické krivky vymedzujúce T_c pyrotínu sú zistené až po vyhriatí vzoriek do 750 °C a spätnom chladnutí vzorky (obr. 4). Termomagnetické krivky pri chladnutí vzorky podobne vymedzili T_c zodpovedajúcu pyrotínu i pri vzorke ďalšieho pyrotínu, pyritu a markazitu. Je pravdepodobné, že pri vyhriatí študovaných sulfidov FeS a FeS_2 do teploty 750 °C (vyhrievanie trvá cca 50 minút) a ich vychladnutí vzniká v nich prednostne pyrotín. Pri vyhrievaní vzorky pyrotínu cca 5 °C/min. však termomagnetická krivka už počas vyhrievania vymedzuje Curieho teplotu cca 320 °C (zodpovedajúcu pyrotínu) podobne ako pri chladnutí vzorky. Vo vzorkách pyrotínu so sfaleritom a chalkopyritom a pyritu so sfaleritom je Curieovými teplotami indikovaná i prítomnosť hematitu (okrem pyrotínu pri ochladzovaní vzoriek od teploty 750 °C).

V prírode nachádzame obyčajne sulfidy s pozvoľným narastaním koncentrácie vakancií. Ak sulfid vzniká ochladzovaním horniny, pri cca 300 °C nastávajú súčasne dva procesy. Pri prvom dochádza k degradácii usporiadania, vznikajú prechodné fázy $Fe_{1-x}\square_xS$, ktoré sú charakterizované výsledným magnetickým momentom v pôvodne antiferomagnetickom mineráli. Pri druhom paralelnom procese sú rôzne chemické fázy homogenizované tak, že vzniká výsledná chemická zlúčenina s určitou koncentráciou vakancií. Za niektorých podmienok môže dochádzať k samoreverzii RMP (Stacey, Banerjee, 1974).

Záver

V článku sú prezentované výsledky merania Curieových teplôt a zmien magnetického stavu Fe oxidov, ilmenitov a Fe sírnikov.

Výsledky štúdia poukázali, že niektoré hematity (z lokalít Hradište u Kadane a Ejpovíc), ilmenity lokality Dolné Bory, Ekersund, Tefrov vrch, sulfidy (pyrit a markazit) pri ich vyhriatí za opísaných podmienok a vychladnutí na laboratórnu teplotu prechádzajú z pôvodne paramagnetického na fero-alebo ferimagnetický stav.

Ďalej sme poukázali na premeny maghemitov a na zmeny magnetického stavu hematitov (z lokalít Hradište u Kadane a Ejpovice), ilmenitov a sulfidov (FeS_2) vplyvom tepelného účinku v prostredí vzdušného kyslíka i vo vákuu.

Výsledky sú získané štúdiom izolovaných minerálov. Ak však zvažujeme, že

v horninách je väčšina zo študovaných minerálov bežným nositeľom magnetizmu a paleomagnetizmu a že minerály spolu s horninami sa v priebehu ich vzniku i počas ďalšieho pretrvávania až doteraz nachádzajú vo veľmi variabilných podmienkach podmieňujúcich ich premeny, výsledné magnetické a paleomagnetické charakteristiky sú odrazom premien minerálov a zmien ich magnetického stavu.

Literatúra

Betechtin, A. G. 1955: Mineralógia. *Bratislava, SNTL.*

Lipka, J. et al. 1986: Mössbauerova spektroskopia vulkanických hornín, IV. etapa. *Manuskript — Katedra jadrovej fyziky a techniky EF SVŠT Bratislava.*

Orlický, O. 1986: Paleomagnetizmus intravulkanických až subvulkanických intruzívnych hornín z oblasti stredného Slovenska. *Miner. slov., 18, 35—50.*

Orlický, O. 1986a: Paleomagnetizmus a petromagnetické vlastnosti intruzívnych hornín z oblasti Slanských vrchov. *Miner. slov., 18, 349—360.*

Orlický, O. 1986b: Paleomagnetism of selected Plio-Quaternary volcanic rocks of Methana peninsula and small volcanic centers in NW Aegean Arc in Greece. *Zbor. geol. Vied., 20, 82—102.*

Orlický, O. 1987: Magnetické a paleomagnetické vlastnosti ako dôsledok premien minerálov v horninách. *Miner. slov., 19, 45—59.*

Orlický, O., Lexa, J. 1987: Štúdium magnetických a paleomagnetických vlastností premenených hornín vrtu LX-15 z oblasti Kremnických vrchov. *Miner. slov., 19, 339—351.*

Pečerskij, D., Bagin, V. J., Brodskaja, S. U., Šaronova, Z. V. 1975: Magnetizmus i uslovija obrazovanija izveržennych gornych porod. *Moskva, Nauka.*

Stacey, F. D., Banerjee, S. K. 1974: The physical principles of rocks magnetism. *Amsterdam — London — New York, Elsevier.*

Soffel, H. C., Deutsch, E. R., Appel, E., Eisenach, P., Petersen, N. 1982: The domain structure of synthetic stochiometric TM 10-TM 75 and Al-, Mg-, Mn- and V-doped TM 62 titanomagnetites. *Physics Earth Planet. Interiors, 30, 336—346.*

The determination of Curie temperatures and magnetic phase state of the Fe and Fe-Ti minerals on the base of the change of their magnetic susceptibility with the temperature

In recent years much effort in paleomagnetism has been directed towards the detection of the carriers of the magnetism in the rocks. There has not been available a simple method for the detection of magnetic minerals in our laboratory up to the present.

We constructed an accessory (apparatus) combined to the KLY-2 kappa bridge (produced by the Geophysical Institute Brno) which has been employed for the determination of the Curie temperatures (T_c) of magnetic minerals. Several results concerning the detection of magnetic minerals of volcanic rocks were published by Orlický in last years (1986a, 1986b, 1987, 1987a). There were recognised some experimental difficulty due to the fact that the carriers of the magnetism represent very large spectrum of heterophase solid solutions in natural rock samples. Hence it seems reasonable to study quasi pure magnetic minerals coming from mineralogical collections. The Fe and Fe-Ti minerals (magnetites, hematites, maghemites, martite, ilmenites and sulphides) were studied. The mineralogical composition of these material were tested by X-ray diffraction and Mössbauer spectroscopy (Figs. 6—13) as well as by magnetic measurements. Schematic curves of magnetic susceptibility ($\varkappa$) versus temperature are shown in figs. 1—5. We can see that there are various shapes of $\varkappa$-t curves on the figs. 1—5.

There are conspicuous differences between the shapes of $\varkappa$-t curves of single-domain (SD) and multi-domain (MD) grains according to Soffel et al. (1982). While in true titanomagnetites of MD magnetic grains should be approximately constant over rather extended positive temperature interval (except a characteristic low-temperature peak close to the isotropic point of MD magnetite), SD magnetic grains exhibit a pronounced variation of

$\varkappa$ with temperature.

An conspicuous variation of $\varkappa$ with temperature can be affected also by the presence of the impurities (cation-substitutes) and vacancies in the crystalline lattice. Chemical formula for the maghemite (γ-Fe_2O_3) is $Fe^{3+}{}_{8/3}\square_{1/3}O_4$. The most iron — deficient sulphide is pyrrhotite, which may be represented by $Fe_{0.875}\square_{0.125}S$ ($\square$ = cation vacancy).

All samples of the magnetites (Fig. 1), the magnetite which is present in the hematite from the loc. Gellivara (Fig. 2) and the martite from Sao Paulo (Fig. 3) have exhibited a multi-domain behaviour in view of the above mentioned considerations.

The conspicuous variation of $\varkappa$ with temperature of other hematites, maghemites and pyrrhotites is still a matter of dispute. The typical increase of $\varkappa$ with temperature of synthetic maghemites (Fig. 3) is characteristic for SD grains behaviour. But there is not clear which portion of the influence is created by a substitutes (the grains of γ-Fe_2O_3-B and γ-Fe_2O_3 — No 236 PŘCHZ are covered by the cobalt on their surface), vacancies in the crystalline lattice, or if it is a matter only of single-domain structure.

The results of the analyses of the samples from Hradište locality can serve as an example of conspicuous change of magnetic phase state (Fig. 2). This sample is hematite, according to Mössbauer analyses (Fig. 8). Original specific magnetic susceptibility ($\varkappa$) is very low ($\varkappa = 475\times10^{-6}$ (SI)). But after heating to 700 °C and cooling to room temperature $\varkappa = 61\,000\times10^{-6}$ SI $\varkappa$-t curves show that there is an increasing of the $\varkappa$ within 400—530 °C, and abrupt decreasing of the $\varkappa$ within 530—575 °C during heating in air, or in vacuum. An alteration of material to magnetite occurs within 400 to 530 °C temperature interval. Abrupt decreasing of $\varkappa$ (530—575 °C) corresponds to blocking temperature and T_c of the magnetite. Other part of the $\varkappa$-t curve up to cca 680 °C corresponds to present hematite in the sample.

We can see a peculiar shape of $\varkappa$-t curve and very sharp peak of $\varkappa$ on the curve during cooling, as well as on the curves $\varkappa$-t during repeated measurements of the same sample (Fig. 2). Conspicuous peak of $\varkappa$ about 550 °C should be corresponds to the Hopkinson efect.

Similar changes of magnetic-phase-state has been detected for oolitic hematite from Ejpovice (Fig. 2), for ilmenites (Figs. 4, 5 except of ilmenite from Jizerská lúka locality), as well as for sulphides (Figs. 4, 5).

Maghemite is thermomagnetically metastable mineral. It converts to the more stable rhomboedral hematite structure on heating to temperature above 350 °C in air, or to the magnetite on heating up to 600 °C in vacuum.

The $\varkappa$-t curves show that as well as in vacuum (Fig. 3) magnetite on heating in air, is supposed to be the main product of maghemite alteration.

Peculiar behaviour of $\varkappa$-t curves show pyrrhotites and FeS_2 sulphides during their heating (Figs. 4, 5). Pyrrhotite is mostly pronounced only during cooling of the sulphide. (But the T_c of the sample corresponds to the pyrrhotite — $T_c \approx 320$ °C also during heating, if the time of heating is about 5 °C/min.) The following explanation can be accepted: it is usual in nature to find quenched sulphide with a gradation of vacancy concentration. When annealed at temperatures of the order of 300 °C, two processess occur simultaneously. First, the disordered vacancies in the intermediate $Fe_{1-x}\square_xS$ phases approach ordered arrangement, producing a net ferrimagnetic moment in previously antiferomagnetic materials. Second, the different chemical phases are homogenized to produce a single chemical composition with a common vacancy concentration (Stacey, Banerjee, 1974).

Mineralia slov.
20 *(1988), 6, 537—549*

Diapirizmus ako prejav tektonickej selekcie v rudnianskom rudnom poli

MARIÁN JANČURA

Železorudné bane, n. p., Spišská Nová Ves, závod Rudňany, 053 23 Rudňany

Doručené 27. 11. 1987

Диапиризм как проявление тектонической селекции в руднянском рудном поясе, Восточная Словакия

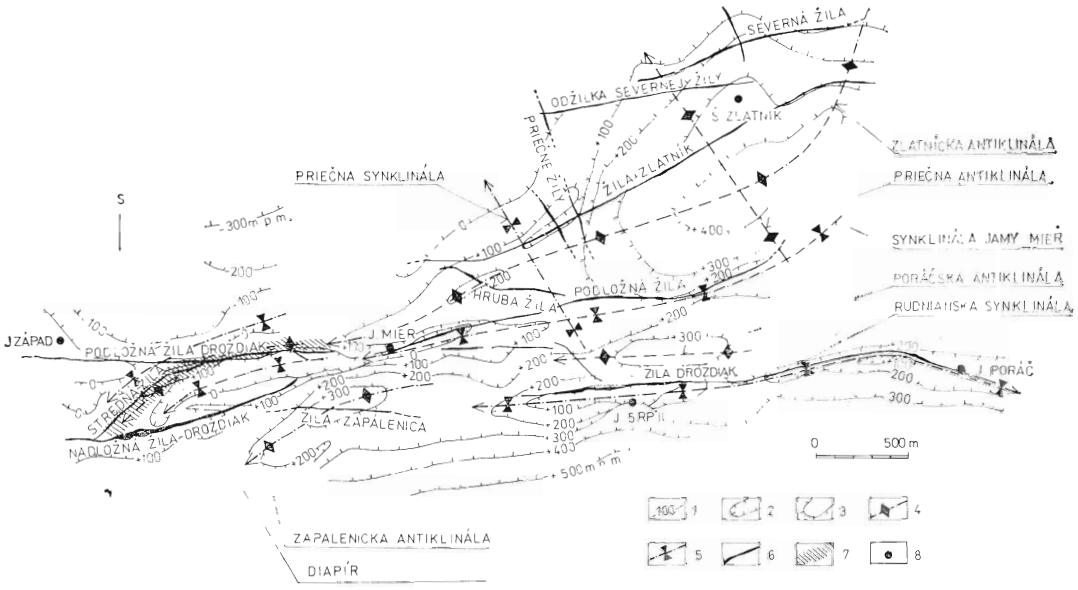
В западной части руднянского рудного пояса существуют геологические системы, возникающие тектонической селекцией различно деформационно реагирующих пород. Эти диапировые деформации выклинивающего гнейсово-амфиболитового комплекса и от него отделённая тектоническая меланж вторично локализированная в младших породах златницкой свиты добшинской группы верхнего карбона. Эти геологические явления вяжутся в новые морфологическо- генетические типы минерализованных структур: перидиапировые и перибудинажные жилы.

Diapirism as phenomenon of tectonic selection in the Rudňany Ore Field, Eastern Slovakia

Geological forms in the western part of the Rudňany Ore Field point to their generation by tectonic selection of rocks differently reacting to deformations. These tectonic forms originated by diapiric deformation of the wedging-out margin of the gneiss-amphibolite complex whereas a tectonic mélange separated from this complex and secondarily emplaced into younger rock sequence of the Zlatník Formation (Dobšiná Group, Upper Carboniferous). The described geological phenomena carry new morphological and genetic types of mineralized structures: that of diapiric and peri-boudinage veins.

Výskyt blokov cudzorodých hornín v stratigraficky vyššie ležiacom mladšom horninovom prostredí patrí medzi geologické javy, ktoré doposiaľ unikali pozornosti. Jednotlivé izolované bloky zlepencov odkryté banskými prácami v rôznych výškových úrovniach sa interpretovali ako tektonické brekcie alebo sa podľa dnes už prekonanej koncepcie o existencii dvoch zlepencových horizontov vo vrchnokarbónskom súvrství (Hovorka et al., 1979; Ondrejkovič, 1979; Faith in Cambel et al., 1985) zaraďovali k tzv. intraformačným karbónskym zlepencom. O diapírových javoch v jadre zlatníckej antiklinály a o zakliňovaní až podsúvaní karbónskych hornín pod staropaleozoické sa zmieňuje Rozložník et al. (1981) a Rozložník, Sasvári in Cambel et al. (1985).

Detailný prieskum v rámci ťažobného



Obr. 1. Reliéfna mapa podložia bazálnych zlepencov vrchného karbónu s vyznačením megaštruktúrnych jednotiek a ich vzťahu k lokalizácii žíl. 1 — izolínie nadmorských (podmorských) výšok podložia zlepencov, 2 — depresie, 3 — elevácie, 4 — osi antiklinál, 5 — osi synklinál, 6 — sideritovo-barytovo-sulfidické žily, 7 — oblasť opisovaných diapírových javov, 8 — šachty.

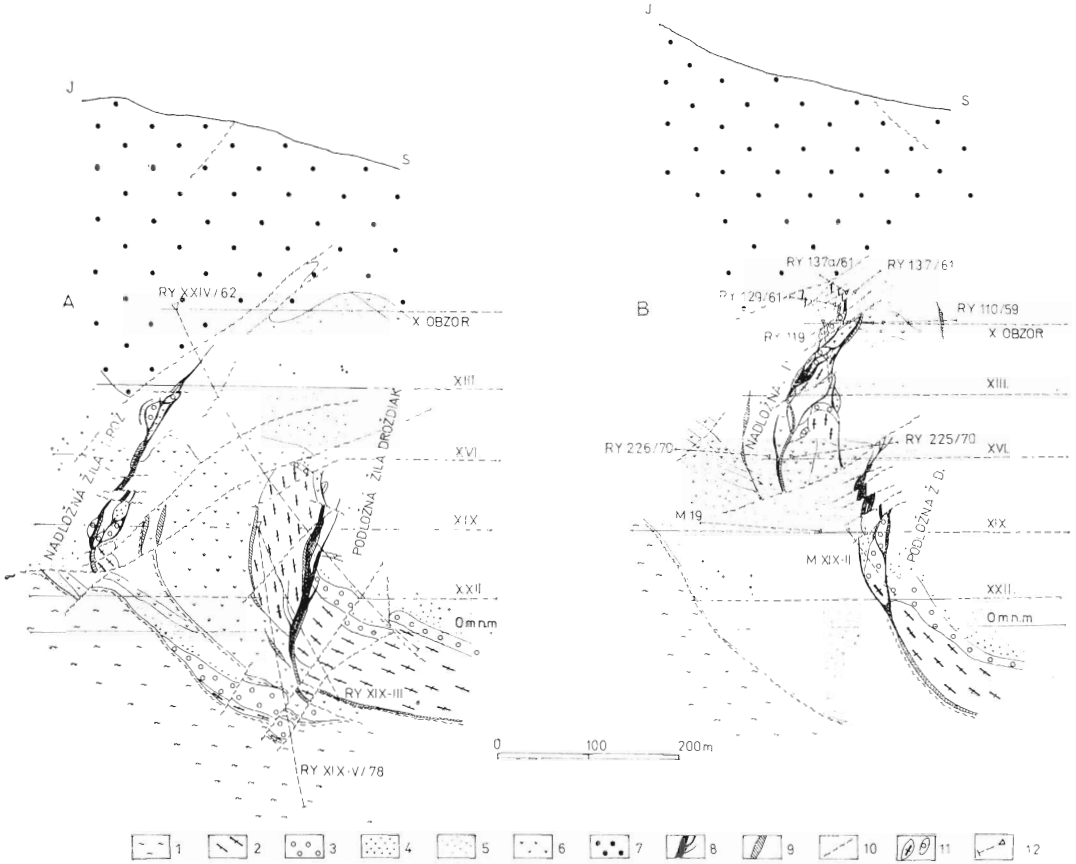
Fig. 1. Surface map of the Upper Carboniferous basal conglomerate bottom with indication of megastructural units and their relation to vein localization. 1 — isoline of altitude (a. s. l. or b. s. l.) of the conglomerate bottom, 2 — depression, 3 — elevation, 4 — anticline axis, 5 — syncline axis, 6 — siderite-baryte-sulphide vein, 7 — area of described diapiric structures, 8 — adit.

medziobzorového záverečného prieskumu umožnil podrobnejšie zdokumentovať cudzorodé telesá na žile Droždiak v oblasti medzi šachtami Mier a Západ. Pri razení 22. obzoru sa v tejto oblasti odhalil výskyt diapírovej deformácie okraja telesa rúl a amfibolitov. Ozrejmil sa tiež súvis medzi výskytom týchto javov a lokalizáciou žilných telies. Rudné žily pritom vytvárajú nové, dosiaľ neznáme morfogenetické typy: peridiapírové a peribudinážne žily značných mocností (Nadložnú a Podložnú žilu Droždiak a Strednú žilu).

Javy tektonickej selekcie

Termín tektonická selekcia zaviedol Cloos (1936) pre procesy, pri ktorých sa tektonicky (deformačne) rôzne reagujúce horniny, pôvodne ležiace vedľa seba či na sebe, oddeľujú a ocitajú v tektonicky oddelených oblastiach druhotného výskytu. Tento názov navrhujeme aplikovať aj pre javy v rudnianskom rudnom poli zodpovedajúce citovanej definícii.

V našom prípade pod termínom tektonická selekcia rozumieme výskyt horninových blokov, ktoré sa v dôsledku tektonických pochodov ocitli v prostredí mladších, stratigraficky pôvodne oproti ním v nadloží ležiacich horninových súvrství. Horninovú náplň týchto blokov tvoria: a) horniny tzv. rulovo-amfibolitového komplexu zaraďovaného k rakoveckej (Rozložník et al., 1981), novšie ku klátovskej skupine (Spišiak et al.,



Obr. 2. Geologické profily západnou časťou rudnianskeho rudného poľa: A — profil F — F' (lokalizáciu p. na obr. 3 a 4), B — profil L — L'. 1 — chloriticko-sericitické fylity rakoveckej skupiny, 2 — horniny rulovo-amfibolitového komplexu (rakovecká skupina? — klátovská skupina?), 3 — bazálne konglomeráty, 4 — pieskovce (rudnianske súvrstvie), 5 — grafitické fylity, 6 — bázické pyroklastiká (5—6 — zlatnícke súvrstvie, 3—6 — dobšinská skupina, vrchný karbón), 7 — konglomeráty, pieskovce krompašskej skupiny, perm, 8 — sideritovo-barytovo-sulfidické žily, 9 — listvenity, 10 — zlomy, 11 — budiny — tektonická melanž, 12 — vrty.

Fig. 2. Geological profiles accross the western part of the Rudňany Ore Field. A — profile F — F' (localization in Figs. 3 and 4), B — profile L — L', 1 — chlorite-sericite phyllite of the Rakovec Group, 2 — gneiss-amphibolite complex (Rakovec Group? — Klátov Group?), 3 — basal conglomerate, 4 — sandstone (3—4 — Rudňany Formation), 5 — graphite phylite, 6 — basic pyroclastics (5—6 — Zlatník Formation, 3—6 — Dobšiná Group), 7 — conglomerate, sandstone, Krompachy Group, 8 — siderite-baryte-sulphide vein, 9 — listvenite, 10 — fault, 11 — boudine, tectonic mélange, 12 — drilling.

1985), b) bazálne konglomeráty tzv. rudnianskeho súvrstvia dobšinskej skupiny, t. j. vrchného karbónu (Bajaník et al., 1981), c) pieskovce a piesčité bridlice patriace k vrchným sekvenciám rudnianskeho súvrstvia, d) pravdepodobne aj bázické pyroklastiká rakoveckej skupiny, e) telesá ultrabázických, neskôr hydroter-

Obr. 3. Priestorová distribúcia tektonickej melanže (priemet do zvislej roviny) a jej vzťah k Nadložnej žile Droždiak a k severnejšie ležiacemu diapírovo vztýčenému okraju rulovo-amfibolitového telesa. 1—5 vysvetlivky ako na obr. 2, 6 — hranica vývoja Nadložnej žily Droždiak, 7 — priemet vrcholovej línie diapíru s vyznačením jej horizontálnych vzdialeností od na J ležiacej zóny budín, 8 — mladá dislokačná tektonika, 9 — lokalizácia S—J orientovaných profilov.

Fig. 3. Spatial distribution of the tectonic mélange (projection into the vertical plane) and its relation with the overlying Droždiak vein and northerly erected diapiric margin of the gneiss-amphibolite body. 1—5 — explanations as in Fig. 2, 6 — boundary of the overlying Droždiak vein, 7 — projection of the apex line of the diapir with indications of horizontal distance from the southerly boudine zone, 8 — subsequent fault, 9 — site of N—S profiles.

málnymi roztokmi alterovaných hornín — listvenitov (Ivan in Cambel, 1985).

Uvedené typy hornín sa podieľajú na tvorbe dvoch geologických útvarov:

1. okraja vykliňujúceho telesa rulového komplexu s reliktmi na ňom ležiaceho súvrstvia bazálnych zlepencov vztýčeného z pôvodne temer horizontálnej polohy do vertikálnej a prerážajúceho svoje plastické nadložie v podobe diapíru;

2. zóny tektonicky vyvlečených blokov — budín s vyššie spomínanou horninovou náplňou „utopených" uprostred plastických epimetamorfovaných sedimentárnych hornín (grafitických fylitov) zlatníckeho súvrstvia dobšinskej skupiny (obr. 2 a 3).

Oba typy tvoria horniny výrazne rigidnejšie ako prostredie ich sekundárneho výskytu. Oba útvary v centrálnej časti územia sa navzájom vzdiaľujú, kým smerom na východ i západ sa naopak približujú a konvergujú (obr. 4).

Do diapíru zdeformovaný okraj rulovo-amfibolitového telesa leží severnejšie a je spojený s materskou „doskou" komplexu. Najvýraznejšie je vztýčený v oblasti medzi profilmi E — E' a H — H' (obr. 3 a 4), kde svojím južným okrajom susedí s pomerne strmo vztýčeným (podľa sklonu plôch vrstvovej bridličnatosti) blokom bázických pyroklastík (Korpeľ, 1986).

Diapír má mierne oblúkovitý tvar, keď smerom na západ nadobúda oproti centrálnemu smeru JZ—SV skôr smer JJZ—SSV a na východe sa stáča do smeru ZZJ—VVS.

Okrem pararúl a amfibolitov ho tvoria aj zvyšky bazálnych zlepencov karbónu a listvenity v podobe šošovkovitých telies viazané na jeho podložie a južný okraj.

Náznaky diapírového prerážania nadložia môžeme pozorovať aj na východ od šachty Mier pozdĺž štruktúry tzv. Podložnej žily (Rozložník, Sasvári in Cambel, 1985). Nedostatočná preskúmanosť tejto štruktúry medzi 13. a 14. obzorom znemožňuje ich detailnejší opis.

Telesá druhého útvaru, tvoreného izolovanými budinami rigidných hornín, majú rôznu veľkosť (rádovo dm až stovky m) a rôzny tvar. Tektonickými pochodmi boli zväčša sformované do pretiahnutých šošoviek, prípadne do nepravidelných oválnych alebo doskovitých telies (obr. 4) porušených mladšou dislokačnou tektonikou.

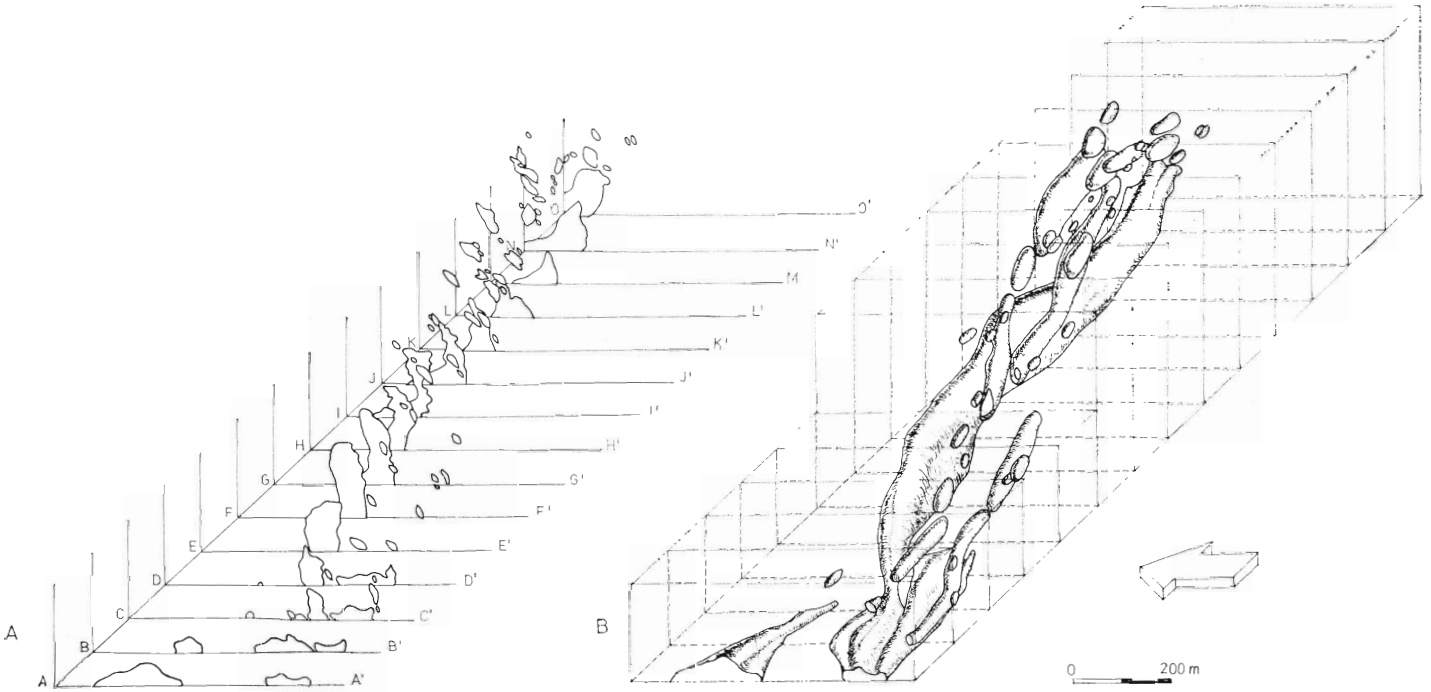
Z nich najlepšie pozorovateľné sú zlepencové telesá. Základnými znakmi ich horninovej výplne sú:

1. polymiktnosť obliakového materiálu s prevahou rulových obliakov nad obliakmi bázických pyroklastík, kremeňa, prípadne iných typov hornín;

2. dobrá opracovanosť väčšiny obliakov dm až cm rozmerov s prevahou strednozrnných (3—7 cm).

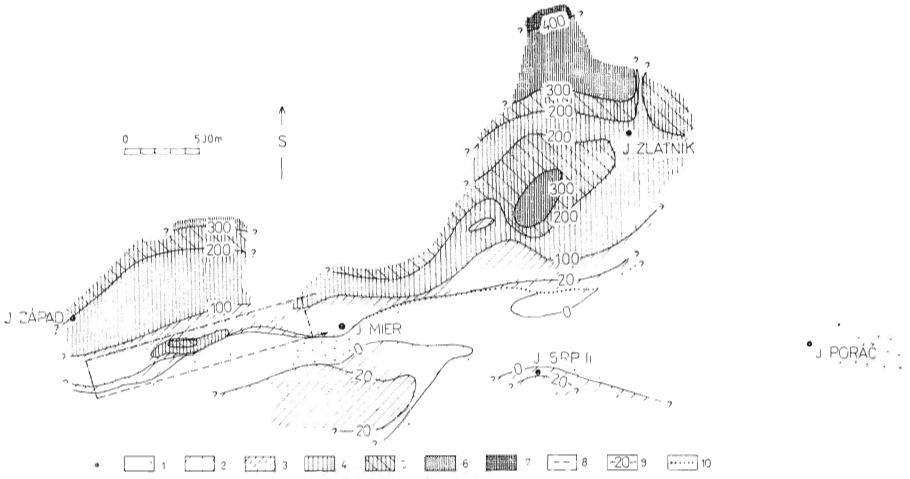
Uvedená charakteristika vylučuje zámenu zlepencov za tektonické brekcie. Rovnako zámena za permské zlepence je nepravdepodobná.

V prejavovaní tektonickej selekcie v Rudňanoch sa odrážajú špecifické podmienky geologického vývoja územia. Dôležitú úlohu tu zohralo nerovnomerné erozívne narezanie hornín rulovo-amfibolitového komplexu. Bazálne vrchnokarbónske zlepence a nasledujúce sekvencie dobšinskej skupiny sa usadzovali na nepravidelne zerodovaný povrch rulového telesa, prípadne v miestach, kde došlo k úplnému oderodovaniu telesa metamorfitov, priamo na podložné, vo fácii zelených bridlíc metamorfované vulkanicko-sedimentárne horniny rakoveckej skupiny. Oblasť bez výskytu rúl je v dnešnej podobe reprezentovaná úzkym pásmom tiahnúcim sa pozdĺž celého rudného poľa (obr. 5). Severnejšie od neho je rulové teleso v mohutnom vývoji, južnejšie sa dajú interpretovať už len relatívne tenké doskovité



Obr. 4. Blokový diagram priestorovej pozície diapíru a tektonickej melanže: A — rekonštrukcia výskytu javov tektonickej selekcie pomocou S—J orientovaných profilov (nad XXII. obzorom), B — idealizovaný blokový diagram diapíru a tektonickej melanže.

Fig. 4. Block-diagram showing spatial orientation of the diapir and tectonic mélange. A — reconstruction of tectonic selection sites with the aid of N—S profiles (above the 22nd mining level), B — idealized block-diagram of the diapir and tectonic mélange.



Obr. 5. Mapa izopách rulovo-amfibolitového telesa (RAK). 1 — oblasť bez výskytu RAK, 2 — mocnosť 0 — 20 m, 3 — mocnosť 20—100 m, 4 — mocnosť 100—200 m, 5 — mocnosť 200—300 m, 6 — mocnosť 300—400 m, 7 — mocnosť nad 400 m, 8 — oblasť výskytu diapírových javov, 9 — izolínie mocností — izopachy, 10 — línia tzv. Podložnej žily s výskytom listvenitov.

Fig. 5. Map of isopachytes of the gneiss-amphibolite body. 1 — area without the body, thickness of the body: 2 — 0 to 20 m, 3 — 20 to 100 m, 4 — 100 to 200 m, 5 — 200 to 300 m, 6 — 300 to 400 m, 7 — over 400 m, 8 — area of diapiric events, 9 — isopachyte, 10 — the line of so called Underlying vein with listvenite occurrences.

relikty metamorfitov s málo preskúmaným priestorovým rozšírením. Práve v spomínanej úzkej, na východ sa rozširujúcej zóne smeru SZ—JV sú lokalizované výrazné Rozložníkom a Sasvárim (1985) definované megavrásové útvary: synklinála jamy Mier, rudnianska synklinála, ako aj poráčska antiklinála. Rovnako práve na túto zónu je priestorovo viazaný mohutný žilný systém žily Droždiak. Pozoruhodná je aj zhoda medzi jej priebehom a orientáciou rozhraní zlepencových fácií bindtiansko-rudnianskych zlepencov, rovnobežných s príbrežnou líniou smeru SV—JZ (Vozárová, 1973).

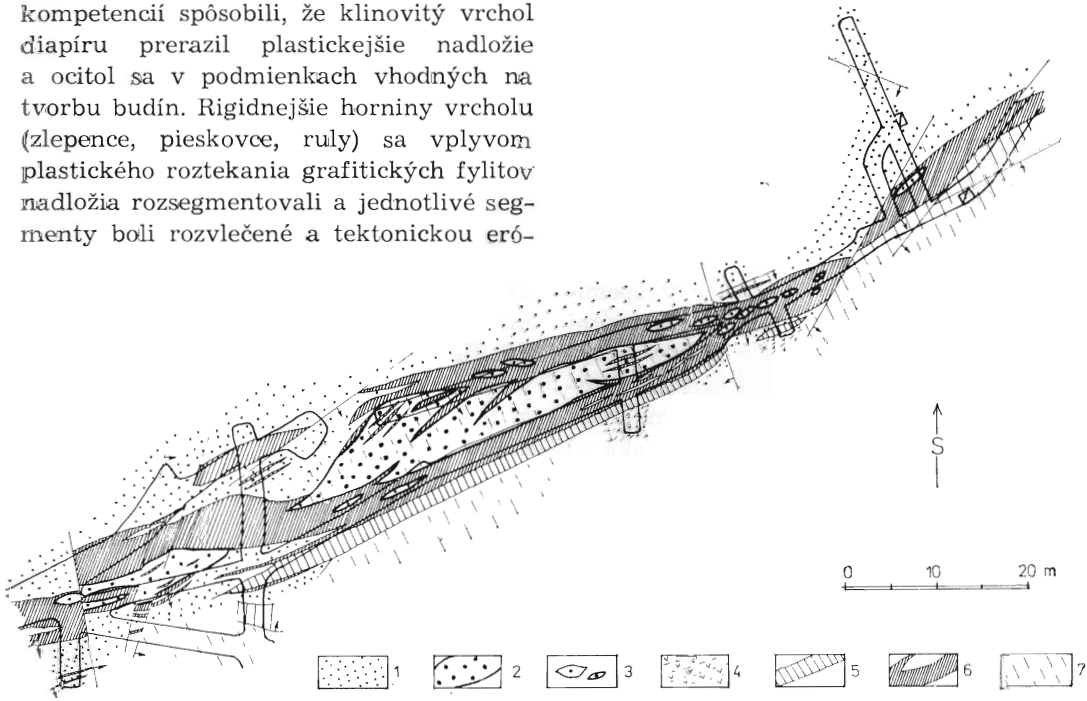
Pred nástupom alpínskeho orogénu uvedená zóna predstavovala oblasť relatívne menej kompetentných hornín ako severnejšia oblasť. Pri známom enormnom priečnom skrátení gemerika musela byť jej šírka oveľa väčšia ako v súčasnosti. Mnohonásobne sa opakujúce deformačné deje spôsobili intenzívne vrásovo-zlomové deformácie koncentrované na rozhraniach mechanicky a reologicky kontrastných hornín (hlavne na línii južného vykliňovania rulového telesa). Medzi jamami Mier a Západ došlo okrem toho k vytlačeniu bloku bázických pyroklastík z podložných horninových súvrství rakoveckej skupiny. Kolíziou rigidných telies rúl a pyroklastík sa horizontálny pohyb rulového telesa zmenil na temer vertikálny.

Vznikajúci diapír nadvihol nadložné súvrstvia, pričom vznikla antiklinála so strmo uklonenými ramenami. Na ne vplývali sily na vnútornej strane ramena orientované temer vertikálne nahor, na vonkajšej strane orientované nadol, ktoré mali takú intenzitu, že ramená nadobudli tvar strmej flexúry. Vznikajúce strihové napätie spôsobilo vytváranie strihových puklín, pričom ich sklon závisel od uhla strihu (pri 45° rovnobežné s flexúrou, pri

menšom uhle diagonálne, t. j. úklonné voči flexúre; Belousov, 1985). Tieto drobnejšie pukliny, resp. vznikajúce drobnejšie zlomy sa v procese ďalšieho vývinu (Belousov, l. c.) predlžujú, pričom koncentrácia napätia na ich koncoch spôsobuje ich približovanie a spájanie do jediného, strmo ukloneného zlomu s vlnitou plochou. Ďalším účinkom napäťového poľa vznikali šošovkovité dutiny vhodné na akumuláciu minerálnych látok. Na flexúrach sa vytvárali kulisovité ťahové pukliny s oveľa plytším sklonom ako strihové, tiež neskôr mineralizované hydrotermálnymi roztokmi.

Pokračujúce stesňovanie a rozdielnosť kompetencií spôsobili, že klinovitý vrchol diapíru prerazil plastickejšie nadložie a ocitol sa v podmienkach vhodných na tvorbu budín. Rigidnejšie horniny vrcholu (zlepence, pieskovce, ruly) sa vplyvom plastického roztekania grafitických fylitov nadložia rozsegmentovali a jednotlivé segmenty boli rozvlečené a tektonickou eróziou opracované na útvary zaoblených, zväčša pozdĺžne pretiahnutých šošovkovitých tvarov. Drobné fragmenty rigidných hornín nachádzame umiestnené v tzv. tlakových tieňoch za budinami, t. j. v miestach nahrádzania materiálu plastického okolia materiálom budín, neskôr vyhojených sideritovým zrudnením (obr. 6).

Telesá cudzorodých hornín majú vcelku charakter tektonickej melanže endemických, zložením a veľkosťou nesúrodých fragmentov rigidných hornín uprostred duktilnejšieho materiálu. Oproti diapírovému okraju rulovo-amfibolitového telesa sú v superpozícii.



Obr. 6. Výskyt drobnejších fragmentov pieskovcov v tlakových tieňoch budín mineralizovaných sideritom. 1 — grafitické fylity, 2 — pieskovce, 3 — drobné pieskovcové budiny, 4 — bázické pyroklastiká, 5 — listvenity, 6 — sideritovo-kremeňovo-sulfidická žila, 7 — hydrotermálne alterované horniny.

Fig. 6. Occurrences of smaller sandstone fragments in pressure shadows of boudines mineralized by siderite. 1 — graphite phyllite, 2 — sandstone, 3 — small sandstone body, 4 — basic pyroclastics, 5 — listvenite, 6 — siderite-quartz-sulphide vein, 7 — hydrothermally altered rock.

Metalogenetický význam javov tektonickej selekcie

Javy tektonickej selekcie sú významné i z hľadiska vplyvu na vznik významných rudolokalizujúcich štruktúr v rudnianskom rudnom poli. Mobilné podložie a okraje telesa rúl patria medzi tektonicky značne exponované miesta, vhodné na vznik štruktúr ľahko prístupných rudonosným hydrotermálnym roztokom.

Priestorová a zrejme i genetická spätosť medzi veľkými žilnými štruktúrami na západ od šachty Mier (Nadložnou a Podložnou žilou Droždiak a Strednou žilou) a produktami tektonickej selekcie si vynucuje nové chápanie týchto mineralizovaných štruktúr z hľadiska morfologicko-genetického začlenenia.

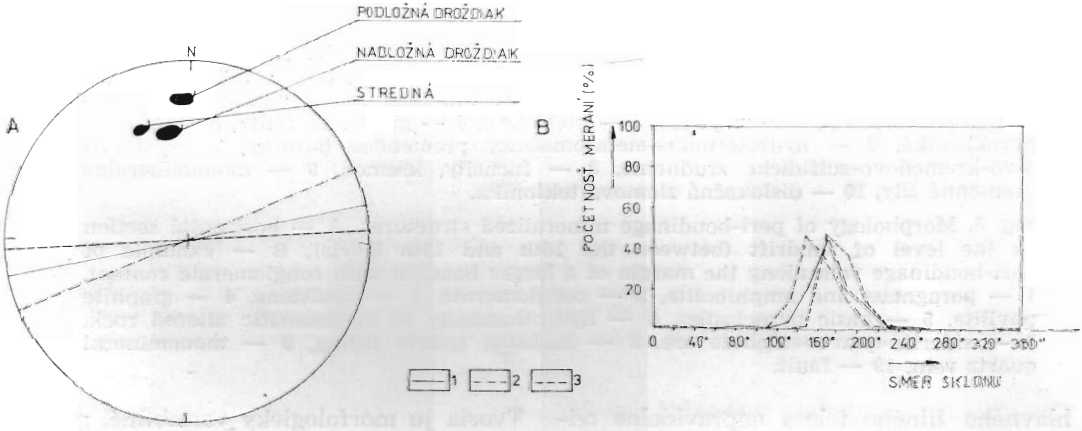
Oproti doteraz stanoveným typom — mineralizovaným rozsadlinám geneticky viazaným na priečnu klenbu (Konečný, 1969) či prešmykom (Pecho, Popreňák, 1962; Rozložník et al., 1981; Rozložník, Sasvári in Cambel, 1985) — môžeme mineralizované štruktúry v západnej časti rudnianskeho poľa označiť za:

1. peridiapírové mineralizované štruktúry (Podložná žila Droždiak, Stredná žila);

2. peribudinážne mineralizované štruktúry (Nadložná žila Droždiak).

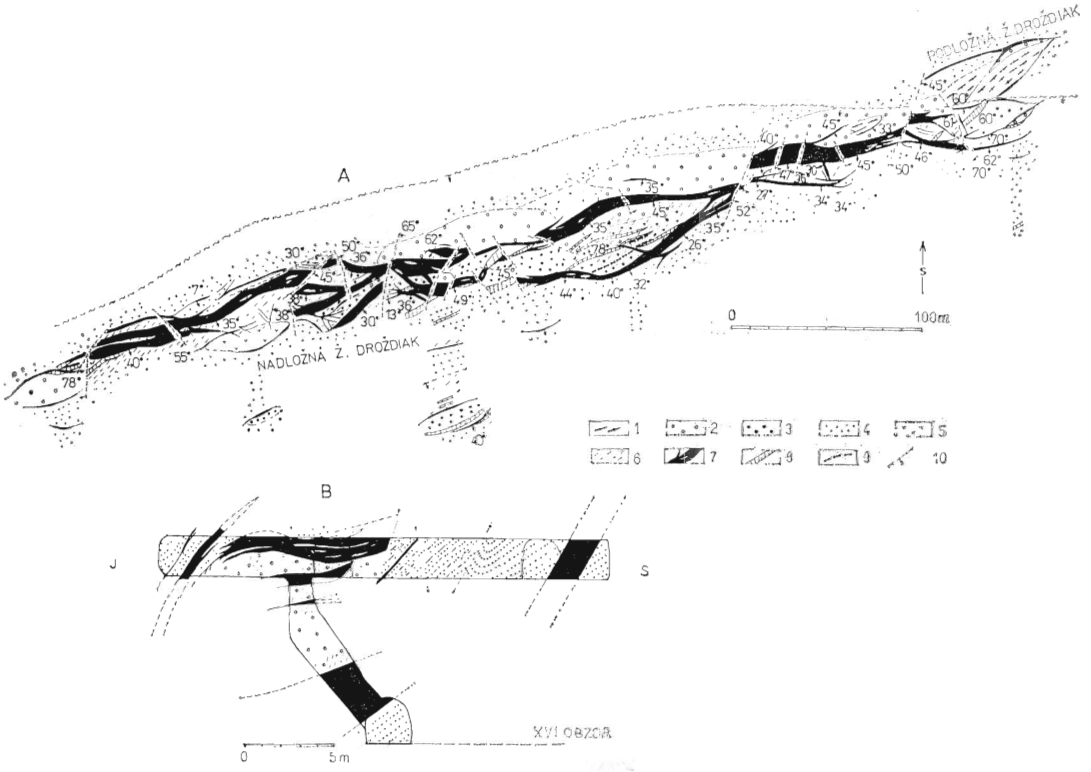
Oba geneticko-morfologické typy predstavujú mineralizované rozhrania diametrálne odlišných horninových prostredí: rigidných metamorfitov, resp. zlepencov i pieskovcov a duktilných grafitických fylitov. Odlišné fyzikálno-mechanické vlastnosti oboch prostredí sa prejavujú ako dôležité lokálne faktory rozmiestnenia ložísk.

Peridiapírové štruktúry majú relatívne jednoduchšiu morfológiu s tendenciou vytvárať šošovkovité tvary. Bývajú viazané na okraj diapíru, prípadne ho pretínajú v mieste jeho prechodu do rulového telesa s plytším sklonom na sever (obr. 2). Od



Obr. 7. Tektonogramy priebehu nadložných a podložných plôch peribudinážnych a peridiapírových mineralizačných štruktúr. 1 — Nadložná žila Droždiak, 2 — Stredná žila, 3 — Podložná žila Droždiak, A — maximá pólov veľkých mineralizovaných štruktúr a ich generálne smery, B — sumárny histogram smerov sklonov žíl.

Fig. 7. Tectonograms of hanging wall and footwall surfaces in peri-boudinage and peri-diapiric mineralized structures. 1 — overlying Droždiak vein, 2 — Central vein, 3 — underlying Droždiak vein, A — maxima of poles of large mineralized structures and their general strike, B — summarized frequency distribution of dip orientation.



Obr. 8. Morfológia peribudinážnych mineralizovaných štruktúr. A — horizontálny rez v úrovni tzv. medziobzoru (medzi XVI. a XIII. obzorom), B — príklad peribudinážnej žily na okraji väčšej budiny so zlepencovou horninovou náplňou. 1 — paraguly a amfibolity, 2 — zlepence, 3 — pieskovce, 4 — grafitické fylity, 5 — bázické pyroklastiká, 6 — hydrotermálnometasomaticky premenené horniny, 7 — sideritovo-kremeňovo-sulfidické zrudnenie, 8 — fuchsity, kremeň, 9 — monominerálne kremenné žily, 10 — dislokačná zlomová tektonika.

Fig. 8. Morphology of peri-boudinage mineralized structures. A — horizontal section in the level of subdrift (between the 16th and 13th levels), B — example of peri-boudinage vein along the margin of a larger boudine with conglomerate content, 1 — paragneiss and amphibolite, 2 — conglomerate, 3 — sandstone, 4 — graphite phyllite, 5 — basic pyroclastics, 6 — hydrothermally to metasomatic altered rock, 7 — siderite-quartz-sulphide ore, 8 — fuchsite, quartz filling, 9 — monomineral quartz vein, 10 — fault.

hlavného žilného telesa nepravidelne odbiehajú drobnejšie mineralizované strižno-ťahové pukliny. Hlavné žilné teleso charakterizuje generálny smer JZZ—SVV a sklon 68° na juh (obr. 7). Stredná žila má oveľa diagonálnejší smer (JZ—SV) a plytší sklon.

Omnoho zložitejšie tvary charakterizujú peribudinážnu Nadložnú žilu Droždiak. Tvoria ju morfologicky variabilné, navzájom poprepájané telesá rôznej mocnosti, smerov a sklonov s prevládajúcimi miskovitými a šošovkovitými tvarmi kopírujúcimi zaoblené povrchy cudzorodých telies a flexúrnych ohybov (obr. 2 a 8). K peribudinážnym štruktúram sa pripájajú početné drobnejšie strižné a ťahové mineralizované pukliny vzperené od hlavných

telies, ako aj mineralizované klivážové plochy viacerých systémov a lokálne i plochy vrstvovej bridličnatosti. Zriedka možno pozorovať aj S—J orientované priečne žily, dosiaľ opisované len z oblasti Zlatníckej a Severnej žily. Mocnosť jednotlivých typov mineralizovaných štruktúr je rôzna: ekonomicky významné sú hlavne mineralizované okraje cudzorodých budín (metrové mocnosti), kým zvyšné štruktúry dosahujú hrúbku cm či dm rádu. Celkove je Nadložná žila tvarovo komplikované („žilníkové") teleso s diagonálnym generálnym smerom JZZ—SVV a plytkým sklonom 50° na juh.

Mineralogicko-paragenetická charakteristika žilnej výplne sa nelíši od iných žilných štruktúr v Rudňanoch (Ondrejkovič, 1979). Okrem najstaršej, diskusie vyvolávajúcej asociácie produktov hydrotermálnej metasomatózy serpentinizovaných ultrabazitov (Ivan, 1985), resp. kremeňovo-fuchsitovej asociácie (Bernard, 1955), ktorá obsadzuje strmé štruktúry (častokrát nezávisle od iných asociácií), je to: 1. sideritovo-barytová, 2. kremeňovo-sulfidická s výrazným zastúpením tetraedritu a chalkopyritu, 3. zriedkavá ankeritovo-kalcitovo-kremeňovo-sulfidická, 4. mladá rumelková minerálna asociácia. Lokálne sa vyskytujú na sever uklonené, pomerne mohutné, temer monominerálne kremeňové žily, zreteľne staršie, pretínané sideritovo-barytovou asociáciou.

Peribudinážne a peridiapírové štruktúry považujeme za pravé žilné štruktúry (Jančura, 1987) pretínajúce vrstvovú bridličnatosť aj kliváž. Hlavné žilné telesá sú sprevádzané medzivrstvovými, medziklivážovými a puklinovými žilami oveľa menších mocností.

Záver

1. V rudnianskom rudnom poli existujú geologické útvary, ktoré vznikli tektonickou selekciou vplyvom rôznej deformačnej reakcie rigidných a duktilných hornín rôzneho vekového zaradenia. Tektonické pochody vrásovo-zlomového charakteru spôsobili:

a) diapírové vztyčovanie sekundárne (eróziou) redukovaného okraja tzv. rulovo-amfibolitového komplexu do mladšieho vrchnokarbónskeho nadložia;

b) vyvlečenie rôzne veľkých budín — trosiek starších horninových typov: pararúl, amfibolitov i zlepencových či pieskovcových sekvencií dobšinskej skupiny (vrchného karbónu) do duktilných grafitických fylitov mladšieho zlatníckeho súvrstvia dobšinskej skupiny;

c) zakliňovanie hornín dobšinskej skupiny na redukovanom okraji rulovo-amfibolitového telesa do fylitov rakoveckej skupiny, prípadne až ich podvliekanie pod rulové teleso;

d) vyvlečenie ultrabázických hornín, pôvodne viazaných na podložie rulového telesa, do vrchnokarbónskych duktilných hornín a ich neskoršiu listvenitizáciu (Ivan in Cambel, 1985).

2. Útvary, ktoré vznikli tektonickou selekciou, majú veľký metalogenetický význam. Väzbu významných rudných žíl na zakliňovanie mladšieho paleozoika do rakoveckej skupiny konštatuje už Rozložník et al. (1981). Okraje diapíru, ako aj tektonicky exponovaná zóna vyvlečených budín boli mimoriadne vhodnými štruktúrami na vznik rudolokalizačných priestorov vzhľadom na značné rozdiely v kompetencii hornín. Žilné štruktúry, ktoré sa na ne viažu, považujeme za nové morfologicko-genetické typy: peridiapírové a peribudinážne mineralizované štruktúry (Nadložná a Podložná žila Droždiak, Stredná žila).

3. Uvedené mineralizované štruktúry majú priestorovo-symetrický vzťah k mladšej etape alpínskeho vrásnenia, charakteristickej vznikom vrásových útvarov

s JZ—SV orientovanou hlavnou štruktúrnou osou (Rozložník, Sasvári in Cambel, 1985; obr. 1 a 7). Tento vzťah je menej výrazný na Podložnej žile Droždiak.

4. Prejavy tektonickej selekcie sa zdajú byť dôležitým lokálnym faktorom lokalizácie významných žíl, pričom sa tu uplatnil predovšetkým kontrast reologických vlastností hornín pri vzniku predisponovaných predrudných štruktúr. Existencia týchto prejavov môže v Rudňanoch slúžiť ako dôležité vyhľadávacie kritérium pri usmerňovaní geologickoprieskumných prác.

Literatúra

Bajaník, Š., Vozárová, A., Reichwalder, P. 1981: Litostratigrafická klasifikácia rakoveckej skupiny a mladšieho paleozoika v Spišsko-gemerskom rudohorí. *Geol. Práce, Spr., 75, 27—56.*

Belousov, V. V. 1985: Osnovy strukturnoj geologii. *Izdateľstvo Nedra, 174—177.*

Bernard, J. H. 1955: K sukcesii minerálů rudní žily Droždiak v Rudňanech. *Věst. Ústř. Úst. geol., XXX, 237—239.*

Cambel, B., Jarkovský, J. et al. 1985: Rudnianske rudné pole — geochemicko-metalogenetická charakteristika. *Bratislava, Veda.*

Cloos, H. 1936: Einführung in die Geologie. Ein Lehrbuch der inneren Dynamik. *Berlin, Bornträger.*

Hovorka, D., Mihalov, J., Ondrejkovič, K. 1979: Metamorfity amfibolitovej fácie v oblasti Rudnian. *Miner. slov., 11, 481—504.*

Jančura, M. 1987: Genetické typy mineralizovaných štruktúr v rudnianskom rudnom poli. *In: Zborník referátov 7. banickej vedecko-technickej konferencie. Košice, ČSVTS, 84—92.*

Korpeľ, P. 1986: Štruktúrno-ložisková analýza západnej časti žily Droždiak na XIX. obzore v Rudňanoch. *[Diplomová práca.] Manuskript — KGM BF VŠT Košice.*

Konečný, S. 1969: Štruktúrno-metalogenetický výskum v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. *[Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.*

Ondrejkovič, K. 1979: Záverečná správa a výpočet zásob — Rudňany, Mier VP + PP. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Pecho, J., Popreňák, J. 1962: Geologicko-tektonická stavba okolia Rudnian a jej vzťah k rudným výskytom. *Geol. Práce, Zoš., 61.*

Rozložník, L., Sasvári, T., Zacharov, M., Fulin, M., Radzo, V. 1981: Analýza tektonického postavenia mineralizovaných štruktúr na XVI. horizonte v revíri Zlatník — Rudňany. *Manuskript — archív GP Spišská Nová Ves.*

Spišiak, J., Hovorka, D., Ivan, P. 1985: Klátovská skupina — reprezentant metamorfitov amfibolitovej skupiny paleozoika vnútorných Západných Karpát. *Geol. Práce, Spr., 82, 205—220.*

Vozárová, A. 1973: Valúnová analýza mladopaleozoických zlepencov Spišsko-gemerského rudohoria. *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 18, 7—91.*

Diapirism as phenomenon of tectonic selection in the Rudňany Ore Field, Eastern Slovakia

In the result of tectonic deformations (folding and faulting), the marginal part of an eroded body of the gneiss-amphibolite complex (Early Paleozoic) underwent diapiric erection into the overlying Upper Carboniferous sequence (Fig. 5). The rigid apex of this diapir, composed beside gneiss also of basal conglomerate and sandstone of Upper Carboniferous age, underwent boudinage and dragging in the result of plastic flow within Carboniferous phyllite environment. The process resulted in a zone of compositionally and by size inhomogenous mélange of gneiss, conglomerate and sandstone fragments (boudines) displaying features of tectonic mélange which is superponed over the diapir (Figs. 2, 3 and 4). The tectonic selection involved also phenomena of wedging in and dragging beneath of the Upper Carboniferous rocks under the southern margin of the gneiss body (Rozložník et al., 1981).

The indicated forms generated by tectonic selection and bear also considerable metallogenetic meaning. Margins of the diapir and of boudines represent contrasting boundaries of rock units displaying different rheologic

properties. Hence such margins are appropriate for the generation of tectonic structures carrying later mineralization. Evidently clear spatial and genetic relations between the tectonic selection and epigenetic vein localization requires new interpretation of some mineralized structures in the area which occur around the diapiric structure, named peridiapiric veins (the underlying Droždiak vein and the Central vein). These are dyke vein structures cutting stratification, bedding foliation and even cleavage of rocks. Morphological variety is characteristic feature (lense-like or dish-shaped veins; Figs. 6 and 8) where the vein attains metric thickness Together with the veins also minute mineralized structures bound to foliation, cleavage systems and fissures do occur along the indicated structures. The mineralogical and paragenetic character of the vein filling does not differ from other siderite-baryte ores of the Rudňany Ore Field.

The indicated mineralized structures are in spatial and symmetrological relation with the younger stage of Alpine folding for which the generation of SW—NE oriented main structural axis is characteristic (Figs. 1 and 7).

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Seminár Geologicko-geofyzikálne rezy Západných Karpát

Seminár usporiadala 10. 3. 1988 odborná skupina geofyziky Slovenskej geologickej spoločnosti SAV v Bratislave. Zúčastnilo sa ho 84 odborných pracovníkov.

V úvodnej prednáške L. Pospíšil a J. Mikuška najskôr zo širšieho hľadiska komentovali hlavné geofyzikálne anomálie v Západných Karpatoch a ilustrovali možnosti štúdia geologických fenoménov v čase s využitím širokej palety geologických a geofyzikálnych dát na ploche. Na základe takýchto štúdií potom vznikajú iniciálne geofyzikálne modely pozdĺž transkarpatských profilov, ktoré postupnými úpravami dospejú do formy hlbinných geofyzikálnych rezov. Na príklade dvoch profilov vedúcich naprieč Západnými Karpatmi cez vrt Lipany-1, resp. Ptrukša-2 a Zboj-1 autori poukázali, že vrchná stavba (do hĺbky cca 20 km) stačí na výklad tiažových anomálií. Autori sa tiež venovali niektorým metodickým otázkam modelovania.

Na dvoch hlbinných geofyzikálno-geologických rezoch prechádzajúcich cez centrálnu časť ZK autori D. Obernauer a M. Kurkin poukázali na pozíciu a rozsah granitov rozdielneho typu vo svetle nových geofyzikálnych poznatkov. Reflexné seizmické profily naprieč ZK, ako aj zjednotenie geofyzikálnych dát z celého územia ZK umožňujú prehodnocovať súčasné názory nielen na väčšinu hlavných geofyzikálnych anomálií, ale tiež využívať tieto údaje na riešenie štruktúrnych a tektonických problémov litosféry. Zrekapitulovali vývoj názorov na pôvod a pozíciu centrálneho karpatského tiažového minima a objasňovali pozíciu a rozsah granitov rozdielneho typu, čo môže mať značný význam, pretože rozsiahle geologické a geofyzikálne výskumy umožnili vyčleniť v oblasti tatrika a veporika zóny lokálnych tiažových miním, ktoré sa javia ako najperspektívnejšie oblasti pre ďalší výskum rudných ložísk.

V nasledujúcej prednáške autori M. Bielik, M. Burda, O. Fusán, M. Hübner, D. Majcin a V. Vyskočil prezentovali hustotný a geotermický rez pozdĺž profilu KP-III, ktorý prechádza SJ smerom približne od Zakopaného k Šalgótarjánu a prechádza všetkými základnými jednotkami Západných Karpát. Na profile sú aplikované a zobrazené súčasné geologické a geofyzikálne poznatky. Jeho interpretácia zohľadňuje celkovú stavbu zemskej kôry. V závere prednášky autori analyzovali dosiahnuté výsledky vyplývajúce z ďalších nimi zostrojených interpretačných profilov prechádzajúcich naprieč Západnými Karpatmi.

Autori D. Majcin, A. Biela, M. Škorvánek a O. Fusán analyzovali geologicko-hustotný model pozdĺž profilu KP-V. Metódou postupnej minimalizácie odchýlok medzi vypočítanou a nameranou krivkou Δg a s využitím riešenia priamej úlohy pre dvojrozmerné štruktúry s polygonálnymi nehomogenitami zostavili hustotný model pozdĺž profilu KP-V, ktorý prebieha SV—JZ smerom od česko-

slovensko-poľských hraníc cez flyšové pásmo, Vihorlat a Východoslovenskú nížinu do oblasti Byšty na hraniciach s MLR. Na prezentovanom modeli sú uvedené aj geologicko-geofyzikálne údaje presahujúce štátne hranice. Tak ako v predchádzajúcom prípade, aj tu boli pri modelovaní zohľadnené najnovšie geologické a geofyzikálne poznatky z tejto oblasti.

Autorský kolektív vedený M. Blížkovským v širších geologicko-geofyzikálnych súvislostiach analyzoval hustotné modely pozdĺž profilov HSS-VI a HSS-VII. Pri zostavovaní týchto modelov autori vzali do úvahy výsledky seizmických prác, gravimetrie, výsledky štúdia hustotných charakteristík hornín, ako aj najnovšie poznatky z oblasti geológie. Zostavené hustotné modely doplnili o geomagnetické a geotermálne údaje. Dokumentovali, že proces izostázie nekončí na Mohorovičičovej diskontinuite a že kompenzáciu je nutné považovať za zložitý, pozvoľne sa meniaci proces. Ako potvrdzujú výsledky hlbinných vrtov (napr. Kola), v zemskej kôre neexistujú žiadne ostré hustotné rozhrania. Okrem iných názorov odznela tiež úvaha, že centrálne minimum Západných Karpát nemôže byť vyvolané granitovými masami. Hustotné modely majú zásadný význam pri zostavovaní geofyzikálneho modelu litosféry.

Novozostavený geofyzikálny rez Vyškov — Topoľčany — Levice — Diósjenő (MLR) M. Fila a P. Kubeša charakterizuje priestorovú pozíciu magnetických hornín v juhomoravskej časti čelnej karpatskej priehlbiny, v pohoriach Považský Inovec a Tríbeč, v širšom okolí Levíc a vo vulkanickom pohorí Börszöny (MLR). Výsledky interpretácie príčin magnetických anomálií sú korelované s údajmi z vrtov, seizmiky, gravimetrie, geotermiky, z diaľkového prieskumu Zeme a so súčasnými geologickými poznatkami. Problémom aj naďalej zostáva určenie spodného okraja magnetického komplexu. Zostavený model predpokladá prítomnosť magnetických hornín v intervale 1,5—28 km, pričom jeho vrchnej časti (do 7 km) autori priraďujú priemernú susceptibilitu $40\,000 \times 10^{-6}$ [SI], strednej a spodnej časti $35\,000 \times 10^{-6}$ [SI]. Komplex je najhrubší v mieste, kde M-diskontinuita dosahuje hĺbku až 35 km (Blížkovský et al., 1985). Curieho geoizoterma pre magnetit (575 °C) tu dosahuje hĺbku okolo 50 a viac kilometrov (Kráľ, 1988). Geologická stavba magnetického komplexu nie je známa. Do úvahy prichádzajú bázickejšie diferenciáty granitoidov, rôzne alterované horniny kryštalinika, bázické až ultrabázické telesá.

V záverečnej prednáške Č. Tomek, I. Ibrmajer, T. Koráb, A. Biely, L. Dvořáková, J. Lexa, M. Mayerová a A. Zbořil prezentovali kôrové štruktúry Západných Karpát zistené hlbinným reflexnoseizmickým profilom 2T. V úvode konštatovali, že voľba profilu bola správna, pretože prechádza všetkými najdôležitejšími geologickými jednotkami Západných Karpát (Gemerský Jablonec — Nízke Tatry — Pilsko). Okrem iného zistili: veľké zošupinatenie prostredí pod veporikom, megastrihovú zónu (20—25 km mocnú) zodpovedajúcu kontinentálnej kolízii; ďalej, že veporické granity sa javia ako alochtónne, asi 4 km mocné príkrovy; že lubenícko-margecianska línia sa javí ako široká (cca 10 km), intenzívne implikovaná zóna; muránsky zlom porušuje reflexy, čo môže poukazovať na pokolízny horizontálny posun; gemerikum (z hľadiska seizmiky) možno interpretovať ako nie príliš mocný príkrov ležiaci na veporiku. V severnej časti profilu sa geofyzikálne dokázala existencia karpatskej paleogénnej subdukcie (obdobný fenomén je pozorovateľný v oblasti Valtice — Břeclav) a preukázala sa existencia spätných násunov (príznak slabej kolízie po subdukcii?). Zavŕšila sa významná etapa prác geológov a geofyzikov, ktorá potvrdila zhodu v názoroch na základný model a postavenie bradlového pásma.

Z bohatej diskusie o veľmi aktuálnych problémoch zásadného významu vyplynulo veľa podnetných námetov, určujúcich smer ďalších výskumov v oblasti modelovania hlbinnej stavby zemskej kôry.

Dušan Obernauer

Mineralia slov.
20 *(1988), 6 ,551—560*

Overenie metódy hydrogeochemickej rudnej prospekcie v kryštaliniku Nízkych Tatier

ĽUBOMÍR ZAJAC*, STANISLAV RAPANT**

* Katedra geochémie PF UK, Mlynská dolina, pavilón G, 842 15 Bratislava
** Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 817 04 Bratislava

Doručené 31. 8. 1987

Оценка метода гидрогеохимических рудных поисков в кристалиникуме Низких Татр, Средняя Словакия

Целью этой работы была оценка возможности использования гидрогеохимических рудных поисков в кристалиникуме Западных Карпат. Геологоразведочные работы на территории с известной вольфрамозолотой минерализацией в районе Ясенья и сурьмяных месторождений Магурки и Дубравы в Низких Татрах подтвердили возможность использования этого метода при поисках этих руд.

Essay of hydrogeochemical prospection method in the crystalline of the Low Tatra Mts., Central Slovakia

The aim of the work was to prove the possibility of use of the hydrogeochemical method in ore prospection within crystalline terranes of the West Carpathians. The investigation realized in the area of a tungsten-gold ore prospect near Jasenie and in the Magurka and Dúbrava antimony ore districts in the Low Tatra Mts. proved full applicability of indicated methods in the practice of ore prospection.

Hydrogeochemická prospekcia je jednou z geochemických metód vhodných na rýchle zhodnotenie perspektívnosti pomerne veľkých území. Vo svete sa hojne využíva, výborné výsledky zaznamenala najmä v ZSSR. Keďže v Západných Karpatoch sa dosiaľ bežne nepoužívala, bolo zaujímavé overiť jej použiteľnosť na Slovensku. Študované územie sa nachádza v západnej časti Nízkych Tatier a zaberá podstatnú časť kryštalinika ďumbierskej zóny Nízkych Tatier.

Geografická charakteristika oblasti

Podľa Lukniša (1972) patrí študovaná oblasť prevažne medzi stredovysočiny (800—1 500 m n. m.) a menej aj medzi vysoké vysočiny (vrcholové časti s maximálnymi nadmorskými výškami do 2 050 m).

Typom reliéfu patrí medzi vyššie hornatiny s relatívnym výškovým rozpätím 471—640 m. Preň sú typické úzke doliny a strmé svahy (často skalnaté) porastené ihličnatými lesmi. Vo vrcholových častiach územia sa na obmedzených plochách vyskytuje aj veľhornatinový typ reliéfu s prevažne nezalesneným bralnatým povrchom (najmä zo severu). Vzhľadom na menšiu periglaciálnu modeláciu je južný svah hlavného hrebeňa oble vyklenutý, a preto je pohorie priečne nesúmerné.

Pôdny kryt v študovanej oblasti tvoria hnedé lesné pôdy, ktoré sú vo výškach nad 900—1 000 m n. m. do rôznej miery podzolované a prechádzajú až do pôd podzolových.

Voda množstva povrchových tokov, ktoré v tejto oblasti pramenia, zväčša rýchlo odteká a až na obvode pohoria sa koncentruje do významnejších tokov. Hlavným hrebeňom prebieha významná rozvodnica medzi Hronom a Váhom. Severné svahy územia, ktoré odvodňuje Križianka, Kľačianka a hlavne Ľupčianka, patria k povodiu Váhu, kým južné svahy, ktoré odvodňuje Bystrianka, Vajskovský potok, Lomnistá, Sopotnica a hlavne Jasenianský potok, patria k povodiu Hrona. Maximálnu vodnatosť majú toky tejto oblasti v apríli, keď hlavným zdrojom vody je topiaci sa sneh, minimum pripadá na zimné mesiace (január, február).

Do chladnej horskej oblasti patrí väčšia časť severných a menšia časť južných svahov a Liptovská kotlina, kým Horehronie patrí do mierne teplej oblasti. Mimovrcholová stanica Ďumbier (chata na južnom svahu, 1 740 m n. m.) má priemernú ročnú teplotu 0,8 °C (stanice Brezno a Liptovský Hrádok 5,5—6,5 °C), ročne okolo 1 300 mm zrážok (Brezno a Liptovský Hrádok 700 až 750 mm ,stanice Železnô, Jasná, Luková, Magurka prevažne 1 000—1 400 mm; tab. 1). Zrážkové maximum pripadá na júl, minimum na január a február.

TAB. 1

Zrážkové úhrny (v mm) za roky 1978—1982 namerané na zrážkomerných staniciach študovanej oblasti

Cumulative atmospheric precipitation values (in mm) for the period 1978—1982 registered in climatic stations of the area

Rok	Železnô	Jasná	Luková	Magurka
1978	1 058	1 334	1 056	1 045
1979	1 206	1 341	1 519	1 095
1980	1 274	1 361	1 355	1 451
1981	1 315	1 421	1 123	1 301
1982	1 000	1 201	1 091	846

Geologické pomery

Študované územie patrí do tatrického kryštalinika v ďumbierskej časti Nízkych Tatier (obr. 1) .Miko a Lukáčik (1983) tu vyčlenili: metamorfované horniny prekambrického (?) alebo staropaleozoického (?) veku, magmatické horniny variského veku a alpínsky tektonickodeformačne a hydrotermálne premenené horniny.

Z magmatických hornín variského veku majú najväčší význam granitoidy, ktoré tvoria hlavný hrebeň západnej časti Nízkych Tatier a jeho severné svahy. Patria k dvom typom: k bázickejšiemu ďumbierskemu a relatívne kyslejšiemu prašivskému typu. Ďumbiersky biotitický granodiorit tvorí východnú časť ďumbierskeho pásma, t. j. hrebeň Ďumbiera a jeho severné svahy. Granit typu Prašivá je rozšírený v západnej časti ďumbierskeho pásma.

V týchto granitoidoch sú typické aj niekoľko cm hrubé žily pegmatitov a aplitov. Ku granitoidom prídružené dioritické a gabroidné horniny sú, čo sa týka množstva, podradné.

K metamorfovaným horninám patria: migmatity s pásikavými a očkatými textúrami, migmatity s nebulitickými textúrami, ruly (tvoria len vložky, resp. zvyšky v migmatitoch), amfibolity a amfibolické ruly (len v podradnom množstve).

Obr. 1. Geologická mapa kryštalinika Nízkych Tatier (podľa Lukáčika, Mika, Lehotského, Bieleho, Hrašku a Bujnovského zostavil Zajac). 1 — kvartér nečlenený, 2 — pieskovec, zlepence, vápence, dolomity spodného triasu, 3 — vápence, dolomity, bridlice stredného triasu až vrchnej kriedy, 4 — biotitické, muskoviticko-biotitické granodiority až diority (prašivský typ), 5 — biotitické granodiority (dumbiersky typ), 6 — biotitické, muskoviticko-biotitické granity, granodiority (často hybridné) až nebulitické migmatity, 7 — biotitické, muskoviticko-biotitické migmatity (oftalmity), 8 — biotitické migmatity (stromatity) s restitmi biotitických až dvojsľudných pararúl, 9 — zlomy zistené a predpokladané, 10 — mylonity, 11 — hranice medzi horninovými typmi zistené a predpokladané, 12 — prešmyky, 13 — hranice postupných prechodov.

Fig. 1. Geological map of the Low Tatra Mts. crystalline (according to geological maps by Lukáčik, Miko, Lehotský, Biely, Hraška and Bujnovský compiled by Zajac). 1 — Quaternary, 2 — sandstone, conglomerate, limestone, dolomite, Lower Triassic, 3 — limestone, dolomite and shale, Middle Triassic to Upper Cretaceous, 4 — biotite and two-mica granodiorite to diorite (Prašivec type), 5 — biotite granodiorite (Dumbier type), 6 — biotite and two-mica granite to granodiorite (frequently hybrid rock type) to nebulitic migmatite, 7 — biotite and muscovite-biotite migmatite (ophtalmite), 8 — biotite migmatite (stromatite) with restites of biotite to two-mica paragneiss, 9 — fault known and presumed, 10 — mylonite, 11 — rock unit boundary, known and presumed, 12 — thrust surface, 13 — gradual transition boundary.

Deštrukcie spojené s alpínskou zlomovou tektonikou sa prejavili v horninách výraznou kataklázou za vzniku rôznych typov mylonitov, ďalej rekryštalizáciou a rôznymi metasomatickými reakciami hydrotermálnych roztokov s okolitými horninami.

V študovanej oblasti sú najvýznamnejšie zrudnenia v okolí Jasenia, Magurky a Dúbravy.

V *Jasení* sa jedná o scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v komplexe migmatitov. V centrálnej časti vystupujú formácie so scheelitom, zlatom a s kremeňom s polymetálmi, na SZ vystupuje pásmo antimonitového zrudnenia (Husárka, Latiborská hoľa). Na JV od centrálnej časti vystupuje najprv zrudnenie s kremeňom, pyritom a arzenopyritom a ďalej na JV formácia Pb-Zn-barytového zrudnenia ložiska Soviansko.

Antimonitové ložisko Dúbrava sa nachádza v údolí potoka Križianka južne od obce Dúbrava. Je to mohutný (700—800 m široký a 4 km dlhý) severojužný žilný ťah, prebiehajúci hlavne v žule prašivského, ale aj ďumbierskeho typu s hojnými polohami migmatitov. Žilnú výplň tvorí kremeň a antimonit, rozšírený je aj pyrit, menej tetraedrit, ojedinele sfalerit, chalkopyrit a rýdze zlato.

Ložisko Magurka tvorí asi 4 km dlhé žilné pásmo, ktoré sa tiahne medzi Latiborskou hoľou a Chabencom a Z—V smerom pretína granitové jadro. Vo výplni žíl prevláda kremeň s antimonitom, menej sa vyskytuje ankerit a kusový pyrit, vzácnejšie sfalerit, tetraedrit a rýdze zlato.

Hydrologické a hydrogeochemické pomery

Horniny kryštalinika sú málo zvodnené, výdatnosť ich puklinových a sutinovo-puklinových prameňov je malá. Podzemná voda má prevažne plytký obeh (Dovina, Rapant, 1983), ktorý sa viaže na zónu zvetrávania a podpovrchového rozpojenia hornín (v oblastiach tektonicky porušených je obeh aj hlbší).

Pre obeh podzemnej vody kryštalinika sú výhodnejšie podmienky v granitoidoch, lebo sú rozpukanejšie a majú viac roztvorené pukliny. Kryštalické bridlice a migmatity sú zvodnené menej, len ojedinelé pramene vyvierajúce z puklín a plôch bridličnatosti môžu mať väčšiu výdatnosť.

Podľa Gazdovej genetickej klasifikácie patria vody študovanej oblasti do petrogénneho podtypu atmosferogénnych vôd a v jeho rámci do skupín silikatogénnych a silikatosulfidových vôd. Podľa klasifikácie Palmera a Gazdu sú vody tejto oblasti nevýrazného Ca/Mg/-HCO_3 typu s častými prechodmi k Ca-SO_4 (hlavne v oblastiach so zvýšenou sulfidnou mineralizáciou). Hlavný proces, ktorý formuje toto chemic-

TAB. 2

Distribúcia hlavných zložiek vôd kryštalinika
Distribution values of main components in water from crystalline terrane

Zložka	Min.	Max.	X_a	S	V_k	X_g	M_e	$Š_i$	$Š_p$
Na^+	1,1	10,23	2,15	0,92	43,13	2,02	1,97	0,75	—0,28
K^+	0,2	3,5	0,6	0,38	63,68	0,53	0,51	1,72	3,42
Mg^{2+}	0,7	16,05	2,86	1,69	59,04	2,54	2,43	0,82	—0,05
Ca^{2+}	3,16	24,65	10,77	3,61	33,5	10,21	10,2	0,444	0,186
Cl^-	0,14	14,43	1,63	1,66	101,59	1,18	1,13	1,52	1,33
NO_3^-	0	12,4	4,09	2,95	72,23	0	3,45	0,68	—0,22
SO_4^{2-}	1,11	39,5	10,03	5,74	57,23	8,59	9,05	1,05	1,86
HCO_3^-	12,2	113,5	35,6	12,66	35,57	33,73	32,4	0,438	—0,126
SiO_2	3,18	15,75	8,27	2,51	30,34	7,89	8,0	0,56	0,24
M	45,92	218,68	76,91	22,56	29,33	74,28	72,06	1,04	0,66

Obsah v $mg.l^{-1}$, X_a — aritmetický priemer, S — smerodajná odchýlka, V_k — variačný koeficient, X_g — geometrický priemer, M_e — medián, $Š_i$ — šikmosť, $Š_p$ — špicatosť.

ké zloženie, je hydrolytický rozklad silikátov (najmä plagioklasu, muskovitu, biotitu a K-živca) a oxidačná degradácia sulfidov (pričom časť zložiek vo vodách je alochtónneho pôvodu). Mineralizácia vôd prameňov a povrchových tokov tejto oblasti je prevažne v rozmedzí 0,05—0,09 $g.l^{-1}$, hodnoty pH sa pohybujú od 6,6 do 7,8. Distribúciu hlavných zložiek vôd kryštalinika tejto oblasti udáva tab. 2 (Rapant, Vrana, 1983).

Metodika výskumu

Miesta odberu vzoriek vody sa určili podľa registra prameňov Hydrofondu Bratislava. V území bolo odobraných 341 vzoriek, hlavne z prameňov a krátkych povrchových tokov, tiež vzorky vody z vrtov a výtokov zo štôlní. Priemerná hustota dokumentačnej siete je 1,0—1,2 bodu na km^2, ale v oblasti medzi Magurkou a Jasením bola dokumentačná sieť v dôsledku zvýšených obsahov stopových prvkov vo vode ešte zahustená. Vzorky sa odoberali v rokoch 1980—1983 v rovnakom období (od polovice júla do polovice septembra), v čase nízkych až extrémne nízkych vodných stavov v bezzrážkovom období — klimatické podmienky odberu 3-3s až 3s (Rapant, Vrana, 1983).

Väčšina vzoriek vôd bola kompletne analyzovaná, v niekoľkých prípadoch bola využitá skrátená analýza. V počiatočnom štádiu bola vzhľadom na pestrú mineralizáciu územia zvolená široká paleta stopových prvkov (Pb, Zn, Cu, V, Mo, W, Bi, Ag, Ba, Cr, Ni, Co, B, Sb), z ktorej sa potom vytypovala asociácia tých prvkov, ktoré vykazujú analyticky stanoviteľné variácie v obsahoch (Cu, Mo, W, As, Sb, Zn, Ag, Pb). Tieto prvky boli stanovené buď metódou atómovej absorpcie alebo metódou roztokovej emisnej spektroskopie s indukčne viazanou plazmou. Hranice dôkazuschopnosti, výsledky analýz aj presná dokumentácia miest odberu vzoriek je v práci Zajaca (1984). Výsledky sa matematickoštatisticky spracovali na stolnom programovateľnom kalkulátore Wang 2200 B.

Vyhodnotenie výsledkov

Ako sme už uviedli, počiatočná paleta analyzovaných stopových prvkov bola zúžená na súbor 8 mikroprvkov. V niektorých častiach územia sme zaznamenali zvýšený obsah Zn, W, As, Sb. Preto sme tieto prvky spolu s hodnotami obsahu SO_4^{2-}, resp. pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^- (vzhľadom na prevahu sulfidickej mineralizácie v tejto oblasti) vytypovali ako vyhľadávacie kritériá zrudnenia v študovanej oblasti.

Zinok je hydrogeochemickým vyhľadávacím kritériom akéhokoľvek endogénneho zrudnenia. Súvisí to: 1. s veľmi častou prítomnosťou sfaleritu v najrozličnejších typoch rudných ložísk, 2. s ľahkým rozkladom sfaleritu v hypergénnych podmienkach a s veľkou rozpustnosťou produktov oxidácie.

Arzén môžeme chápať ako univerzálny vyhľadávací príznak, pretože je prítomný vo zvýšených množstvách vo vodách drenujúcich značné množstvo typov rudných ložísk, hoci menej často ako Zn a Cu. Preto je veľmi pravdepodobné, že anomálny obsah As v podzemných i povrchových vodách súvisí s rudnou mineralizáciou. V danej oblasti je hlavným nosičom As arzenopyrit, v menšej miere aj tennantit.

Antimón považujeme za špeciálny vyhľadávací príznak pre antimónové rudné ložiská. Zdrojom antimónu vo vodách študovanej oblasti je antimonit, ktorý pomerne ľahko oxiduje na Sb_2O_3 a antimónové okry, menej tiež tennantit.

Volfrám je špeciálny vyhľadávací príznak pre volfrámové rudné ložiská. Hlav-

ným procesom prechodu volfrámu do vôd tejto oblasti je rozpúšťanie scheelitu. Keďže jeho rozpustnosť je malá a medza stanovenia W vo vodách pomerne veľká, považujeme každé nenulové stanovenie W za anomálne.

SO_4^{2-} je univerzálny vyhľadávací príznak. To súvisí: 1. s veľmi malým fónovým obsahom SO_4^{2-} vo vodách mnohých horských oblastí (menej ako 2—6 mg . l^{-1}), 2. s častým vtrúsením sulfidov v najrozličnejších typoch zrudnenia (Kolotov et al., 1983).

Podobne možno využiť aj niektoré koeficienty, z ktorých pomer SO_4^{2-}/HCO_3^- bolo výhodné využiť v danej oblasti, pretože preň bol k dispozícii najvyšší počet analytických údajov.

Z hľadiska správnej interpretácie výsledkov je dôležité poznať formu migrácie daných mikroprvkov vo vodách. Preto bolo asi 10 % odobraných vzoriek vôd filtrovaných cez membránové filtre s veľkosťou pórov 0,26 μm. V obsahu prvkov vo filtrovanej a nefiltrovanej vzorke však neboli žiadne rozdiely. Z toho vyplýva, že vybrané stopové prvky migrujú prevažne vo forme pravých roztokov, resp. že kolcidná fáza je zastúpená časticami menšími ako 0,26 μm.

Základnou úlohou štatistického spracovania výsledkov hydrogeochemickej prospekcie je stanovenie fónu a prahu anomálie pre študované územie. Ako fón sa najčastejšie používa hodnota aritmetického, resp. geometrického priemeru, modusu alebo mediánu, a ako hranica anomálie hodnota f + 1S alebo f + 2S, alebo f + 3S, kde f je fón a S je smerodajná odchýlka súboru stanovení.

Keďže charakter rozdelenia obsahu stopových prvkov a pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^- vo vodách študovanej oblasti je prevažne lognormálny, na stanovenie fónu a hranice anomálie bolo najvýhodnejšie použiť hodnoty mediánu (f) a smerodajnej odchýlky (S) (Zajac, 1988), ktoré sme s cieľom odstrániť chyby vyplývajúce z nerovnomernej dokumentačnej siete vypočítali až z hodnôt priemerných na každý km^2, kde bolo aspoň jedno stanovenie daného stopového prvku alebo pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^-.

Porovnaním takto získaných hodnôt fónu a hodnôt f + 1S, resp. f + 2S (tab. 3) pre Sb, As, W, Zn a SO_4^{2-}/HCO_3^- s hodnotami týchto vyhľadávacích kritérií vo vodách oblastí so známymi rudnými polohami sa javia v študovanej oblasti ako anomálne: pre As a Sb hodnoty f + 1S a vyššie; pre W (vzhľadom na malú citlivosť stanovenia a relatívne nízke obsahy) každé nenulové stanovenie tohto prvku; pre Zn hodnoty f + 2S a vyššie (vzhľadom na veľmi časté zastúpenie sfaleritu, z ktorého sa Zn uvoľňuje, a tak vytvára pomerne časté, ale málo kontrastné anomálie, budú

TAB. 3

Fón a hranica anomálie pre vytypované vyhľadávacie kritériá

Background value and anomaly limit for the selection of prospection criteria

	As	Sb	W	SO_4^{-2}/HCO_3^-	Zn
f	0,032	0,02	0,003	0,404	0,007
S	0,052	0,016	0,007	0,231	0,015
f + 1S	0,084	0,036	0,01	0,635	0,022
f + 2S	0,136	0,052	0,017	0,866	0,037

f — fón, S — smerodajná odchýlka.

TAB. 4

Korelačná matica vyhľadávacích kritérií vo vodách kryštalinika Nízkych Tatier

Correlation matrix of prospection criteria in waters from the Low Tatra crystalline

	As	Sb	W	SO_4^{-2} / HCO_3^-	Zn
As	1				
Sb	0,21	1			
W	0,28	0,37	1		
SO_4^{-2}/HCO_3^-	0,18	0,83	0,49	1	
Zn	0,19	0,26	0,04	0,16	1

mať tieto hodnoty orientačný charakter); pre pomer SO_4^{2-}/HCO_3^- hodnoty $f + 2S$ a vyššie.

Cenné informácie poskytujú korelačné vzťahy medzi jednotlivými mikroprvkami vrátane pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^- (tab. 4). Najvyšší stupeň korelácie vykazuje Sb a SO_4^{2-}/HCO_3^-, pomerne vysoká je korelácia medzi W a SO_4^{2-}/HCO_3^-. Hodnoty korelačných koeficientov sú však skreslené relatívne nízkym obsahom prvkov, rozdielnymi migračnými schopnosťami a tiež súčasným výskytom viacerých typov rudnej mineralizácie (preto napr. korelácia medzi Zn a SO_4^{2-}/HCO_3^- je nízka, hoci vzhľadom na ich spoločný zdroj, t. j. ZnS, by sme očakávali oveľa vyššiu hodnotu).

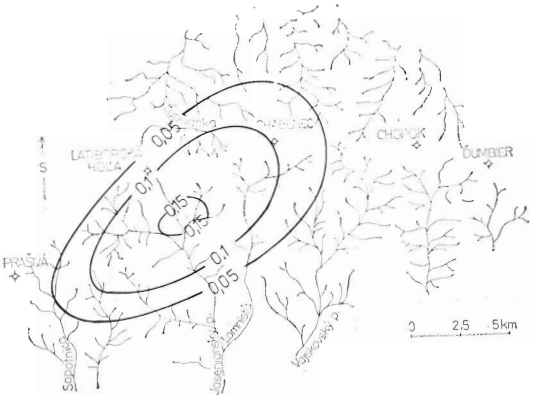
Plošnú distribúciu obsahu stopových prvkov a pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^- vo vodách študovanej oblasti sme zisťovali trendovou analýzou. Pri výpočte trendu pre väčšinu prospekčných kritérií najlepšie vyhovoval 3. stupeň polynómu. Z výsledkov (obr. 2, 3, 4, 5) možno vidieť spoločný smer trendu obsahu As a W (JZ—SV) a Sb a SO_4^{-2}/HCO_3^- (S—J až SSV—JJZ).

Hlavným výsledkom prác hydrogeochemickej prospekcie bolo zostavenie hydrogeochemickej prospekčnej mapy (obr. 6), ktorá pre zjednodušenie a väčšiu prehľadnosť je zostavená na mape dokumentačných bodov, a nie na geologickom podklade. Prehľadná hydrogeochemická prospekčná mapa na geologickom podklade aj s hydrografickou sieťou je v práci Zajaca (1984).

V danej oblasti je najrozsiahlejšia a najkontrastnejšia anomália As, ktorá sa tiahne JZ—SV smerom od potokov Sopotnička a Sopotnica a horného toku Bukovca až po horný tok Lomnistej a Vajskovskú dolinu, pričom najanomálnejší je obsah As vo vodách pravej strany horného toku potoka Biela voda a horného toku Jasenianskeho potoka (doliny Šifrová, Špiglová a Gelfúsová). Táto hydrogeochemická anomália je v dobrej zhode s metalometrickou anomáliou tohto potoka, ktorú v študovanom území ohraničil Gubač (1983). Aj vzhľadom na metalometricky zistenú priestorovú spätosť anomálií As s Au a W (l. c.) je As veľmi dobrým vyhľadávacím príznakom pre Au-W mineralizáciu v študovanej oblasti.

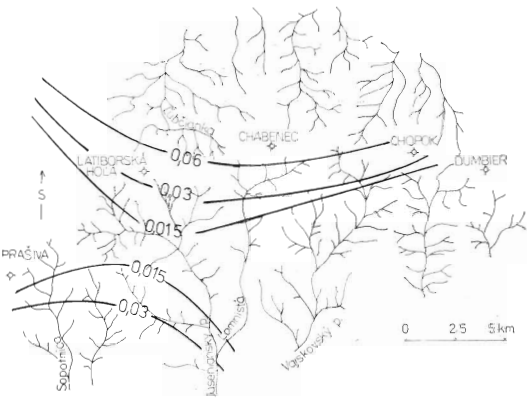
Viac anomálnych oblastí vykazuje W. Plošne menšia je anomália v oblasti banských diel Dúbrava. Čillík et al. (1979) tu opisujú výskyt scheelitu v rudnej výplni na antimonitovom ložisku, ktorým možno túto anomáliu vysvetliť. Najrozsiahlejšia anomália W sa nachádza na južných svahoch hlavného hrebeňa a je priestorovo úzko spätá s anomáliou As. To sa zhoduje s metalometrickými výsledkami Gubača in Pecho et al. (1982) i s výsledkami šlichovej prospekcie Puleca (Klinec, Pulec, 1983). Plošná spätosť anomálií As a W je významná aj preto, že tieto anomálie predstavujú zároveň aj anomálie Au, ktorého obsah vo vodách študovanej oblasti z dôvodu veľmi nákladného stanovovania nebolo možné sledovať.

Z hľadiska obsahu Sb sú anomálne oblasti prevažne na severných svahoch hlavného hrebeňa, a to v oblasti Magurky a Dúbravy. Tieto anomálie možno ľahko



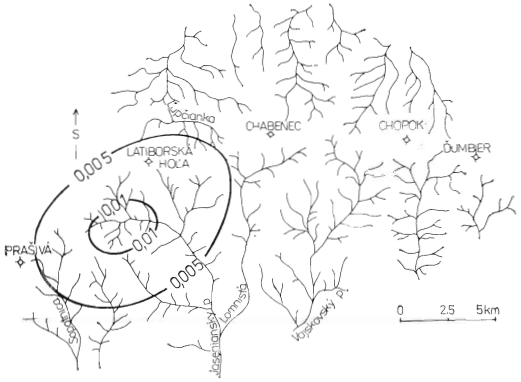
Obr. 2. Trendová mapa As (obsah v mg.l^{-1}).

Fig. 2. Trend surface map of arsenic (in mg.l^{-1}).



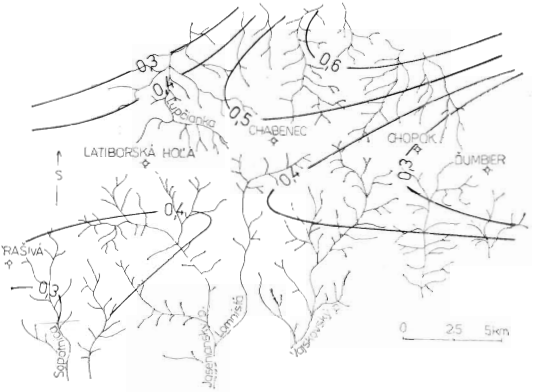
Obr. 3. Trendová mapa Sb (obsah v mg.l^{-1}).

Fig. 3. Trend surface map of antimony (in mg.l^{-1}).



Obr. 4. Trendová mapa W (obsah v mg.l^{-1}).

Fig. 4. Trend surface map of tungsten (in mg.l^{-1}).



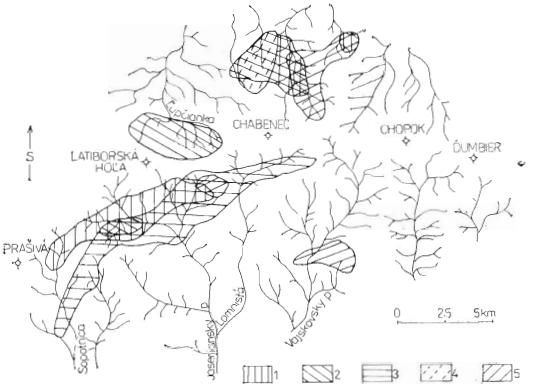
Obr. 5. Trendová mapa SO_4^{-2}/HCO_3^-.

Fig. 5. Trend surface map of the SO_4^{-2}/HCO_3^- ratio.

vysvetliť prítomnosťou známych antimónových ložísk. Menšia Sb anomália na južnom svahu hlavného hrebeňa súvisí s výskytom Sb rúd v doline Bielej vody.

Najkontrastnejšie anomálie pomeru SO_4^{2-}/HCO_3^- sú viazané na 3 oblasti. Prvou je oblasť banských diel Dúbrava, kde zvýšený obsah SO_4^{2-} vo vodách spôsobuje rozklad sulfidov (hlavne pyritu a antimonitu). Druhou je dolina Vajskovského potoka a treťou dolina horného toku Jasenianskeho potoka, kde zvýšený obsah SO_4^{2-} pravdepodobne súvisí so zvýšeným obsahom sulfidov vo výplni rudných žíl W-Au formácie.

Zinok vytvára viacero slabo kontrastných anomálií (najvýraznejšia je v oblasti na SZ od banských diel Dúbrava), ktorým však z už uvedených dôvodov nemožno pripísať väčší význam (veľké rozšírenie sfaleritu ako akcesórie a malá citlivosť stanovenia Zn).



Obr. 6. Hydrogeochemická prospekčná mapa. 1 — anomália W, 2 — anomália Sb, 3 — anomália As, 4 — anomália Zn, 5 — anomália SO_4^{-2}/HCO_3^-.

Fig. 6. Hydrogeochemical prospection map. 1 — tungsten anomaly, 2 — antimony anomaly, 3 — arsenic anomaly, 4 — zinc anomaly, 5 — anomaly of the SO_4^{-2}/HCO_3^- ratio.

Záver

V závislosti od metalogenézy sa vo vodách študovaného územia vyskytujú viaceré stopové prvky, z ktorých najväčší význam má As, Sb, W, Zn. Tieto prvky tu vytvárajú charakteristické anomálie, ktoré možno priestorovo veľmi dobre spájať so známymi zrudneniami: anomálie As a W s W-Au zrudnením; anomálie Sb s antimónovým zrudnením; anomálie SO_4^{2-}/HCO_3^- s oblasťami so zvýšenou sulfidickou mineralizáciou rôzneho typu. Anomálie Zn sú slabo kontrastné, a preto slúžia len ako vedľajší prospekčný príznak sulfidickej mineralizácie.

Preukázala sa dobrá zhoda výsledkov metódy hydrogeochemickej rudnej prospekcie s výsledkami ostatných geochemických prospekčných metód (šlichovej prospekcie a metalometrie) v študovanej oblasti, a tak sa dokázalo, že metódu hydrogeochemickej rudnej prospekcie možno použiť pri vyhľadávaní rudných ložísk v kryštaliniku Západných Karpát.

Literatúra

Čillík, I., Hvožďara, P., Michálek, J. 1979: Scheelit na antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách. *Miner. slov., 11, 311—326.*

Čillík, I. 1979: Geochemicko-paragenetické asociácie niektorých prvkov na južných svahoch Nízkych Tatier. *Miner. slov., 11, 261—262.*

Čillík, I., Kravjanský, G., Linkešová, M. 1985: Výsledky šlichovej prospekcie a výskum riečnych sedimentov v Nízkych Tatrách. *In: Akcesorické minerály. Bratislava, GÚDŠ, 133—140.*

Dovina, V., Rapant, S. 1983: Hydrogeologická a hydrogeochemická charakteristika územia scheelitovo-zlatonosného zrudnenia v kryštaliniku Nízkych Tatier v oblasti Kyslá pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Red. J. Pecho. Bratislava, GÚDŠ, 97—108.*

Gubač, J. 1983: O hlavných výsledkoch geochemického výskumu W-zrudnenia v tatrídnej časti Nízkych Tatier. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Red. J. Pecho. Bratislava, GÚDŠ, 57—59.*

Klinec, A., Pulec, M. 1983: Geologická stavba a prospekčné zhodnotenie W-zrudnenia medzi Sopotnicou a Vajskovskou dolinou. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 80 s.*

Kolotov, B. A., Krajnov, S. R., Rubejkin, V. E., Samsonov, B. G., Sokolov, I. Ju., Elenbogen, A. M. 1983: Osnovy gidrogeochimičeskich poiskov rudnych mestoroždenij. *Moskva, Nedra, 198 s.*

Lukniš, M. 1972: Reliéf. *In: Slovensko — Príroda. Red. M. Lukniš. Bratislava, Obzor, 124—202.*

Miko, O., Lukáčik, E. 1983: Petrografia hornín kryštalinika oblasti SV od Kyslej pri Jasení. *In: Scheelitovo-zlatonosné zrudnenie v Nízkych Tatrách. Red. J. Pecho. Bratislava, GÚDŠ, 39—47.*

Pecho, J. et al. 1982: Geologický výskum wolfrámového zrudnenia v oblasti Jasenie-Kyslá, II. etapa. *[Záverečná správa.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 326 s.*

Rapant, S., Vrana, K. 1983: Jednotné posudzovanie klimatických podmienok odberu vzoriek vody. *Miner. slov., 15, 185.*

Rapant, S., Vrana, K. 1983: Hydrogeochemické pomery na listoch 1 : 25 000 M-34-111-B-b a M-34-111-B-c. *Manuskript — GÚDŠ Bratislava, 98 s.*

Zajac, Ľ. 1984: Overenie metódy hydrogeochemickej rudnej prospekcie v západnej časti kryštalinika Nízkych Tatier. *Manuskript — Kat. geochémie a miner. PF UK Bratislava, 73 s.*

Zajac, Ľ. 1988: Niektoré problémy stanovenia fónu v hydrogeochemickej prospekcii. *Miner. slov., 20, 189—190.*

Essay of hydrogeochemical prospection method in the crystalline of the Low Tatra Mts., Central Slovakia

Hydrogeochemical prospection is used in the world mainly with the aim to assess ore forecasts over relatively large areas. Possibilities to use the hydrogeochemical method in West Carpathian terranes have been tested in crystalline terrane of the Low Tatra Mts. The investigated area represents midmontaneous relief however part of the surface is reaching high montaneous altitude with cold alpine climate and a relatively rich hydrographic network. The soil cover consists of brown forest soil podzolized in higher altitudes.

From geological viewpoint the area is built of metamorphics (various migmatite and lesser gneissic rocks) as well as plutonites (several types of granitoids) which carry a scheelite-gold ore mineralization near Jasenie village and antimony ore in the Dúbrava and Magurka deposits.

Groundwater in the area has relatively shallow circulation and the water types represent, according to the Palmer-Gazda's classification a non-pronounced Ca(Mg)—HCO_3 type with transitions to a $CaSO_4$ type in which the pH values are fluctuating in the 6.6—7.8 range and the mineralization attains 0.05—0.09 g . l^{-1}.

In relation with the metallogeny of the area, the water contains several trace elements from which the highest prospection meaning have contents of arsenic, antimony and tungsten together with the SO_4/HCO_3 ratio. These values compose characteristic anomalous concentrations which may be well areally correlated and explained by the means of known ore occurrences:

— anomalies of arsenic and tungsten with tungsten-gold ore showings,

— anomalies of antimony with antimony ore mineralization,

— anomalous values of the SO_4/HCO_3 ratio with the areas of sulphide occurrences.

The results of trend surface analysis point to the existence of pronounced trends in the arsenic-tungsten pair (trending SW—NE) and in the antimony — SO_4/HCO_3 ratio pair (trending in N—S direction).

Generally, a fairly good correlation has been detected between results of hydrogeochemical ore prospection and data from other geochemical methods (panning prospection and soil sampling) in the investigated area. So the applicability of this prospection method in West Carpathian crystalline terrane has been documented.

Mineralia slov.
20 *(1988), 561—566*

Hydrotermálna polymetalická mineralizácia v Chvojnici (Malá Magura)

ĽUBOMÍR ZELNÝ*, PAVEL UHER**

* IGHP, š. p., Rajecká cesta, 010 51 Žilina
** Geologický ústav CGV SAV, Dúbravská cesta 9, 814 73 Bratislava

Doručené 30. 9. 1987

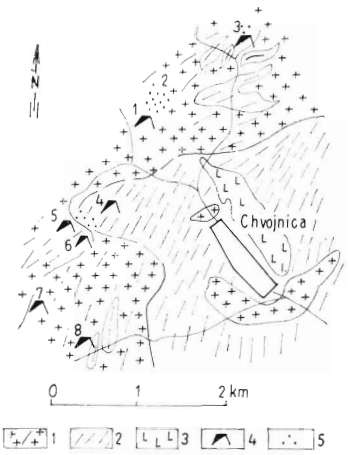
Гидротермальная полиметалическая минерализация в районе Хвойница (Малая Магура), Северо-западная Словакия

Результаты новых минералогических изучений полиметалического оруденения в районе Хвойница (кристалиникум Сухого и Малой Магуры) указывают на выразительное строение сульфасолей в заключении гидротермального процесса (заново определены боурнонит, джемсонит, тетраэдрит, подтверждён и буланжерит). Первичный источник серебра надо искать прежде всего в серебросодержащем галените и сфалерите и даже в сульфасолях.

Hydrothermal base metal ore near Chvojnica (Malá Magura Mts.), NW Slovakia

The results of new mineralogical investigations of a base metal occurrence near Chvojnica village (crystalline unit of the Suchý and Malá Magura Mts.) point to well expressed crystallization of sulphosalts during the closing stage of hydrothermal activity (newly discovered bournonite, jamesonite, tetrahedrite and approved boulangerite). The primary source of silver ore which represented the main target of historical mining is to be searched mainly in silver-bearing galenite and sphalerite or in the sulphosalts.

Hydrotermálna mineralizácia epigenetického charakteru sa v Strážovských vrchoch vyskytuje v oblasti kryštalinika Suchého a Malej Magury. Zrudnenia sú vyvinuté v podobe väčšieho množstva rozsahom neveľkých žíl s hrúbkou do 2 m sledujúcich smery bridličnatosti pararúl — migmatitov (JZ—SV) so strmými sklonmi na JV (Slávik et al., 1967). Tieto drobné rudné ložiská sa už v stredoveku ťažili a ťažba s prestávkami pokračovala až do minulého storočia. Najznámejšie banské práce sa koncentrovali v pruhu kremenitých biotitických pararúl S od Čavoja v jadre Suchého a v pararulách s rôznym stupňom migmatitizácie v exokontakte granitoidných hornín jadra Malej Magury S, SZ až Z od Chvojnice (obr. 1). Kým pri Čavoji šlo najmä o exploatáciu Ag a Pb, zrejme najmä z vrchných oboha-



Obr. 1. Geologická situácia v oblasti Chvojnice (podľa Kahana in Maheľ, 1981, zjednodušené) s vyznačením skúmaných lokalít. 1 — granitoidné horniny (lokálne s polohami pararúl), 2 — pararuly — migmatity, 3 — amfibolity, 4 — štôlne, 5 — pingy.

Fig. 1. Geological sketch of the Chvojnica area (according to Kahan in Maheľ, 1981, simplified) indicating the investigated localities. 1 — granitoids (in places with paragneiss layers), 2 — paragneiss to migmatite, 3 — amphibolite, 4 — adit, 5 — ditch.

tených zón polymetalického zrudnenia, v oblasti Chvojnice a v alúviách potokov pri Malinovej, Nitrianskom Pravne, Lazanoch i inde písomné pramene zdôrazňujú exploatáciu zlata, napr. priamo v Chvojnici sa už r. 1614 hovorí o lokalite Zlatá baňa. Moderný šlichový výskum nielenže potvrdil staré správy (zistil zvýšený obsah zlatiniek), ale navyše zistil zaujímavý obsah rumelky a najmä scheelitu, čo indikuje prítomnosť zlato-scheelitovej formácie (Böhmer, Hvožďara, 1980). V oblasti Chvojnice však okrem tohto typu a dávnejšie známej submarinno-exhalačnej metamorfovanej pyritovo-pyrotínovej a magnetitovo-hematitovej mineralizácie v metabázikách (Klinec, 1958; Böhmer, Hvožďara, 1980; Zelný, 1986) vystupuje aj epigenetické hydrotermálne polymetalické zrudnenie. Jeho mineralogicko-ložiskovými pomermi sa v minulosti zaoberal najmä Rak (1970), Böhmer a Hvožďara (1980), ktorí pre oblasť Čavoja a Chvojnice zhodne stanovili dve prínosové periódy: 1. staršiu, kremeňovo-arzenopyritovo-pyritovú (resp. kremeňovo-pyritovú) a 2. mladšiu, barytovo-polymetalickú, resp. rudnú so sulfidmi (pyrit, sfalerit, galenit, boulangerit, chalkopyrit). Okrem toho zmienení autori uvádzajú siderit, kalcit, limonit. Na základe izotopového výskumu olova v tunajších galenitoch sa dospelo k hodnote modelového veku 160 Ma (Černyšev et al., 1984), z čoho možno vyvodzovať, že polymetalické zrudnenie nemusí byť geneticky priamo závislé od intrúzie gra-

TAB. 1

Rtg difrakčný práškový záznam tetraedritu
X-ray powder diffraction record of tetrahedrite

Tetraedrit Chvojnica, lok. 8			Tetraedrit tabel.	
č. 1	d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	I/I_{1tab}
1	5,2	5	5,2	5
2	4,2	5		
3	3,66	20	3,69	10
4	2,98	100	3,00	100
5	2,77	10	2,78	5
6	2,58	30	2,61	20
7	2,44	10	2,46	10
8	2,32	5	2,33	5
9	2,21	5		
10	2,11	5	2,12	10
11	2,03	10	2,04	10
12	1,888	10	1,895	10
13	1,830	40	1,831	60
14	1,773	5	1,784	5
15	1,723	5	1,722	5
16	1,677	10	1,687	10
17	1,637	5	1,647	5
18	1,560	20	1,563	30
19	1,494	5	1,501	5
20	1,463	5	1,467	5

Rtg vzorky analyzovala Šamajová (GÚ UK Bratislava), aparatúra DRON-3, Cu antikat., 30 kV, 10 mA, posun 1°/min, hodnoty d v 10^{-10} m, tabel. hodnoty Selected powder diffraction data for minerals (1974).

TAB. 2

Rtg difrakčný práškový záznam bournonitu
X-ray powder diffraction record of bournonite

Bournonit Chvojnica, lok. 7			Bournonit tabel.	
č. 1	d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	I/I_{1tab}
1	5,94	5	5,97	5
2	5,80	20	5,81	15
3	5,62	5	5,64	5
4	4,735	5	4,735	5
5	4,350	20	4,351	15
6	4,077	30	4,081	20
7	3,910	30	3,905	30
8	3,840	50	3,840	35
9	3,693	30	3,694	20
10	3,336	5	3,344	5
11	3,260	20	3,268	20
12	2,975	40	2,998	25
13	2,905	30	2,909	20
14	2,819	40	2,824	25
15	2,780	20	2,785	15
16	2,735	100	2,740	100
17	2,680	70	2,685	45
18	2,592	40	2,598	25
19	2,488	5	2,472	5
20	2,365	10	2,369	15
21	2,305	10	2,308	5
22	2,238	10	2,242	10
23	2,161	5	2,163	5
24	2,102	20	2,105	15
25	2,030	5	2,032	5
26	1,984	30	1,986	30
27	1,954	30	1,953	30
28	1,850	30	1,851	30
29	1,768	40	1,768	50

Podmienky ako v tab. 1.

TAB. 3

Rtg difrakčný práškový záznam jamesonitu
X-ray powder diffraction record of jamesonite

Jamesonit Chvojnica, lok. 7			Jamesonit tabel.	
č. 1	d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	I/I_{1tab}
1	8,22	10	8,09	14
2	6,09	10	6,01	12
3	5,06	5	5,03	6
4	4,08	30	4,06	25
5	3,93	25	3,90	16
6	3,84	50	3,82	30
7	3,73	5	3,70	35
8	3,60	5		
9	3,53	5	3,51	12
10	3,44	100	3,43	100
11	3,35	10	3,33	19
12	3,16	5	3,14	12
13	3,09	40	3,08	30
14	3,950	10	2,940	16
15	2,828	35	2,813	35
16	2,724	40	2,714	35
17	2,365	5	2,361	8
18	2,297	30	2,290	12
19	2,242	20	2,236	12
20	2,113	5	2,109	6
21	2,057	10	2,047	12
22	2,032	25	2,026	12
23	1,913	5	1,909	25
24	1,895	5	1,894	10
25	1,869	5	1,857	10
26	1,834	25	1,826	12
27	1,759	5	1,756	8
28	1,716	5	1,716	19

Podmienky ako v tab. 1.

nitoidných hornín Suchého a Malej Magury, ktorých modelový vek na základe Rb-Sr izochróny je mladokaledónsky s t = 393 ± 6 Ma (Kráľ et al., 1987). Naproti tomu z výsledkov izotopového zloženia Pb v galenitoch z neďalekého Čavoja-Gápľa vyplýva — podobne ako inde v tatrickom kryštaliniku — variský vek zrudnenia v celej oblasti Suchého — Malej Magury (Kantor, 1962; Kantor, Rybár, 1964).

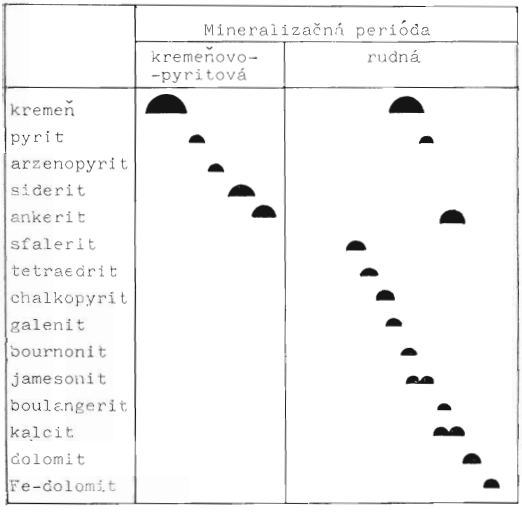
Na základe nášho výskumu možno doplniť poznatky najmä o minerálnej asociácii polymetalickej mineralizácie v Chvojnici. Skúmané lokality (haldy a pingy) sú znázornené na obr. 1, generálna sukcesia minerálov v tab. 5.

Z jednoduchých sulfidov si zaslúži pozornosť najmä *sfalerit*, konkrétne z lok. 4 v doline Trausemens, kde má najväčšie zastúpenie spomedzi sulfidov. Vystupuje v masívnej podobe alebo samostatne v kremeni, pričom uzatvára pyrit a zatláča arzenopyrit. Má zvýšený obsah Cd 0,408 %, ďalej 3,47 % Fe, 0,023 % Ga, < 0,01 % In, < 0,001 % Hg, 112,5 ppm Ag a 7 ppm Sn (lab. stredisko GP Spišská Nová Ves). Sfalerit obohatený Cd je

TAB. 4
Rtg difrakčný práškový záznam boulangeritu
X-ray powder diffraction record of boulangerite

Boulangerit Chvojnica, lok. 6			Boulangerit tabel.	
č. 1	d_{mer}	I_{mer}	d_{tab}	I/I_{1tab}
1	6,71	5	6,8	4
2	6,03	10	6,05	8
3	4,44	10		
4	4,37	10	4,38	8
5	3,986	5	3,980	8
6	3,910	25	3,905	18
7	3,850	20	3,844	10
8	3,732	100	3,731	100
9	3,678	25	3,669	20
10	3,440	25	3,434	18
11	3,314	20	3,311	18
12	3,216	40	3,218	45
13	3,024	30	3,025	40
14	2,822	40	2,823	40
15	2,687	20	2,689	25
16	2,581	5	2,583	8
17	2,338	10	2,342	10
18	2,307	5	2,306	8
19	2,146	10	2,147	12
20	2,058	5	2,053	4
21	1,918	5	1,920	6
22	1,863	20	1,863	4
23	1,762	10	1,760	8

TAB. 5
Sukcesia hydrotermálnej polymetalickej mineralizácie v Chvojnici
Mineral succession of hydrothermal base metal ore in Chvojnica



i v oblasti Kňažej štôlne (lok. 1, 2), kde obsahuje > 1 % Cd a 0,1—0,01 % Ag, Cu, Sb a Pb. Striebro môže vo sfaleritoch vytvárať heterovalentnú izomorfnú väzbu typu $2\ Zn^{2+} \rightleftarrows Ag^{+} + Ga^{3+}$ (Godovikov, 1983), alebo sa môže vyskytovať v podobe inklúzií submikroskopických sulfosolí typu Ag — Cu — Sb.

Vysoký obsah Ag (> 1 %) má aj *galenit* z tejto lokality.

Mineralogicky najpestrejšie sú vzorky z oblasti Partizánskej doliny (lok. 5—7). Ide najmä o sulfosoli Cu, Pb, Sb a Fe. Všetky boli potvrdené opticky, rtg (tab. 1—4) a chemicky (semikvantitatívna spektrálna analýza, EDAX).

Tetraedrit bol okrem Partizánskej doliny zistený aj v Kňažej štôlni (lok. 1) a v Kamenistej doline (lok. 8). Pozorovali sme ho v podobe mikroskopických uzavrenín v chalkopyrite a galenite (lok. 1), inokedy v podobe väčších (cca 3 mm) nepravidelných agregátov s inklúziami pyritu a chalkopyritu (lok. 6). V rámci sukcesie sa javí ako starší, príp. súčasný s chalkopyritom a galenitom a jasne starší než ostatné sulfosoli.

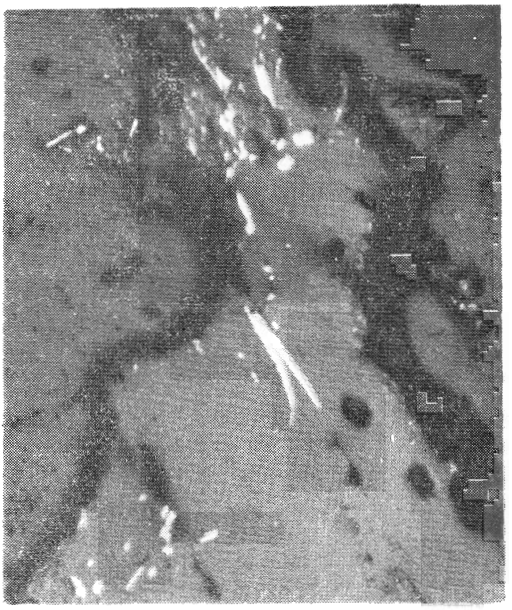
Bournonit vystupuje v kremennej žilovine v podobe agregátov veľkosti až 20×8 mm, pričom zatláča tetraedrit a chalkopyrit, inokedy vystupuje i v ankerite, kde je mladší než sfalerit.

Jamesonit je pomerne zriedkavý, tvorí nepravidelné (0,05 mm) agregáty v tetraedrite (lok. 6) alebo tvorí vtrúseniny, prípadne vyhojuje štiepne pukliny v ankerite I, pričom agregáty a zóny s jamesonitom môžu mať dĺžku až 5 mm (obr. 2).

Boulangerit bol opticky zistený už skôr (Rak, 1970; Böhmer, Hvožďara, 1980). Je najmladšou sulfosoľou. Vyskytuje sa buď v podobe nepravidelných agregátov v kremennej žilovine (lok. 5) alebo v podobe idiomorfných ihličkovitých kryštálov, spleť ktorých sleduje mikroskopické poruchy v kremeni a ankerite či kalcite (obr. 3),

Obr. 2. Agregáty jamesonitu prenikajúce cez ankerit I (uprostred), menej cez zrná kremeňa. Chvojnica, lok .7, II nikoly, zv. 35×.

Fig. 2. Aggregate of jamesonite crossing ankerite I (in the middle), less accross quartz grains. Chvojnica, locality 7, parallel nicols, magn. ×35.



Obr. 3. Ihličky boulangeritu v kalcite (uprostred), čiastočne v kremeni (okraje). Chvojnica, lok. 7, II nikoly, zv. 65×.

Fig. 3 .Boulangerite needles in calcite (in the middle) and partly in quartz (rims). Chvojnica, locality 7, parallel nicols, magn. ×65.

pričom lokálne preniká aj do okolitej horniny (lok. 6).

Z karbonátov sa na základe manometrickej analýzy (GÚ UK Bratislava) rozlíšil *kalcit, dolomit, Fe-dolomit, ankerit* a *siderit*. Zo sekundárnych minerálov sme zistili *covellín* (lok. 2), radiálne lúčovitý *malachit* (lok. 5, 8) a bližšie nepotvrdené sekundárne minerály Pb a Zn *(ceruzit, anglezit* a azda *smithsonit* alebo *hydrozinkit;* optické pozorovanie, UV lampa).

Záver

Na základe detailného mineralogického štúdia vzoriek zo starých háld v oblasti Chvojnice sa ukazuje, že ide o stredne až nižšie termálnu polymetalickú asociáciu (Cu, Ag, Pb, Zn, Sb) s výrazným uplatnením sulfosolí v závere hydrotermálneho procesu. Stredoveké banské práce v širšom okolí Chvojnice sa preto z drahých kovov nemuseli orientovať len na zlato, ale aj na striebro, pravdepodobne sekundárne nahromadené vo vrchných, možno cementačných zónach tunajších žíl. Primárny zdroj Ag treba hľadať predovšetkým v galenite, sfalerite, príp. i v sulfosoliach. Okrem Ag mohlo v Chvojnici ísť aj o príležitostnú ťažbu iných prvkov (Cu, Pb, Zn). Otázny zatiaľ ostáva vzťah predpokladanej vyššie termálnej zlato-scheelitovej formácie a študovanej stredne — nižšie termálnej polymetalickej asociácie, ktorá sa javí ako priame pokračovanie čavojského žilného ťahu (SV—JZ), prerušeného len alpínskym posunom pozdĺž diviackeho zlomu smeru S—J.

V poslednom období venuje Chvojnici a ďalším lokalitám v masíve Suchého zvýšenú pozornosť Geologický prieskum, š. p., Spišská Nová Ves, geologická oblasť Žilina, pričom bude pokračovať aj podrobný mineralogický výskum týchto zrudnení. Pretože ide o lokality, ktorým sa doteraz venovala iba menšia pozornosť, ďalšie výskumy a ložiskový prieskum môžu oceniť aj ich prípadnú ekonomickú perspektívu.

Literatúra

Böhmer, M., Hvožďara, P. 1980: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. *Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol., 34, 31—45.*

Černyšev, I., Cambel, B., Koděra, M. 1984: Lead isotopes in galenas of the West Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 35, 3, 307—327.*

Godovikov, A. A. 1983: Mineralogija. *Moskva, Nedra, 648 s.*

Kantor, J. 1962: Izotopy „obyčajného" olova na niektorých západokarpatských ložiskách. *Geol. Práce, Zoš., 61, 175—199.*

Kantor, J., Rybár, M. 1964: Isotopes of ore-lead from several deposits of West Carpathian Crystalline. *Geol. Zbor. SAV, 15, 2, 285—297.*

Klinec, A. 1958: Kryštalinikum severovýchodnej časti Malej Magury. *Geol. Práce, Zpr., 12, 93—101.*

Kráľ, J., Goltzman, J. V., Petrík, I. 1987: Pb-Sr whole-rock isochron data of granitic rocks from the Strážovské vrchy Mts.: The preliminary report. *Geol. Zbor. Geol. carpath., 38, 2, 171—179.*

Maheľ, M. 1981: Geologická mapa Strážovských vrchov 1 : 50 000. *Bratislava, GÚDŠ.*

Rak, D. 1970: Paragenetické pomery hydrotermálnej mineralizácie Malej Magury. *[Diplomová práca.] Manuskript — archív GO Žilina, 70 s.*

Slávik, J. et al. 1967: Nerastné suroviny Slovenska. *Bratislava, SVTL, 510 s.*

Zelný, Ľ. 1986: Paragenetické pomery hydrotermálnej mineralizácie v okolí obce Chvojnica (Malá Magura — Strážovské vrchy). *[Diplomová práca.] Manuskript — archív Katedra nerast. surovín PF UK Bratislava, 168 s.*

Seminár Neotektonická štruktúrna nerovnorodosť kryštalinika v hornej časti Ipľa

V dňoch 31. marca a 1. apríla 1988 usporiadala odborná skupina inžinierskej geológie SGS v spolupráci s odbornou skupinou pre geotektoniku ČSMG odborný exkurzný seminár do priestoru plánovanej výstavby prečerpávacej vodnej elektrárne (PVE) Ipeľ na hornom toku Ipľa. Exkurzie sa zúčastnili pracovníci z rôznych geologických a geografických pracovísk v ČSSR.

A. Matejček z IGHP Žilina, ako zodpovedný riešiteľ, oboznámil prítomných s výsledkami predbežného inžinierskogeologického prieskumu i s ďalšími úlohami. Hlavnú pozornosť venoval litologickej a štruktúrnej nehomogenite horninového prostredia, spôsobenej predovšetkým prítomnosťou muránsko-divínskej zlomovej línie. Podrobne analyzoval inžinierskogeologické pomery v miestach projektovaných objektov PVE, poukázal najmä na nepriaznivý účinok širokého tektonického pásma na projektovaný hydraulický obvod PVE — privádzače, podzemnú kavernu elektrárne a odpadný kanál, ktoré, ako vyplýva z prieskumu, podmieňuje značnú dezintegrovanosť hornín a je limitujúcim faktorom výstavby.

R. Ondrášik z PF UK Bratislava analyzoval neotektonický (paleo- a neoalpínsky) vývoj širšieho územia a jeho dynamiku. Upozornil na vývoj a význam hlavných smerov tektonického porušenia (SV—JZ, SZ—JV a S—J) v aktuálnej modelovej štúdii pohybovej aktivity tohto bloku Slovenského rudohoria.

Súčasťou seminára bola prehliadka lokalít niektorých objektov PVE. Účastníci sa priamo v prieskumnej štôlni Izabela zoznámili s horninovým prostredím kryštalinika (migmatity, rula s enklávami granodioritu), jeho intenzívnym tektonickým porušením (rôzne druhy mylonitov) i zonálnosťou, ďalej so zvodnením masívu a s technickými parametrami. Pri krátkej prehliadke časti územia dolnej nádrže PVE sa priamo poukázalo na prejavy údolím prebiehajúcej muránsko-divínskej línie, rozšírenie a druhy kvartérnych sedimentov, na prejavy priečnej tektoniky, vývoj tektonických blokov a na rozvoj svahových deformácií a iných procesov.

Priama konfrontácia názorov i aktuálnosť problematiky poukázali na význam konania takýchto seminárov v rámci spolupráce odborných skupín SGS a ČSMG.

Rudolf Holzer

Mineralia slov.
20 *(1988), 567—574*

Nové poznatky z vyhodnocovania početnosti orientácie diskontinuít v horninovom masíve

GEJZA ZAHORANSKÝ*, IGOR PIOVARČÍ*, TIBOR SASVÁRI**,
VIERA PIOVARČÍOVÁ*, JÁN DINIS*

* Ústav pre výskum rúd Mníšek pod Brdy, pobočka Košice, Magnezitárska 11, 042 76 Košice
** Katedra geológie a mineralógie Baníckej fakulty Vysokej školy technickej, park Komenského 15, 040 00 Košice

Doručené 7. 8. 1986
Akceptované 23. 12. 1987

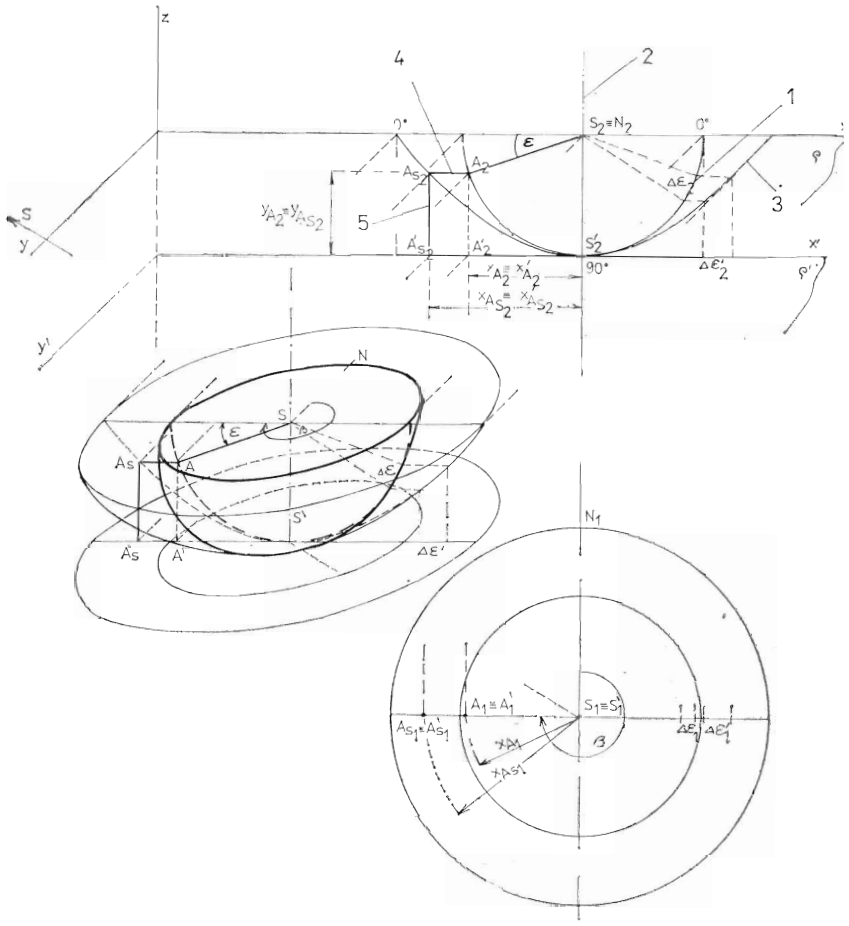
Новые данные при оценке чётности ориентировки дисконтинуит в породном массиве

Новым первоначальным способом решена проблема графического изображения и оценки собранных информаций пространственной ориентировки дисконтинуит в массиве. Способ проекции дисконтинуит, оценка их густоты чётности обработаны для мануальной и машинной обработки вычислительной техникой. Предложена также инструкция для оформления принятых способов проекции для обработки вычислительной техникой и повышения точности и наглядности результатов и их оценки.

New knowledge on evaluation of discontinuities in the rock massif from frequency distribution data

A new graphic procedure is used to evaluate the obtained data on discontinuities in a rock massif. Modes of discontinuity projection and evaluation of frequency distribution patterns are given for manual and computerized processing. The paper introduces modifications of projection, processes for the improvement of accuracy and of synoptical treatment of obtained data using computer technique.

Pri dokumentácii horninového masívu je potrebné merať, graficky zaznamenávať a vyhodnocovať plochy diskontinuít napr. pri geotechnických prácach, kde diskontinuity zohrávajú dôležitú úlohu pri posudzovaní stability masívu (Matula, 1979; Rozložník et al., 1983, 1984; Yamatomi et al., 1987). Oproti ostatným informáciám o hornínovom masíve práve faktor narušenia diskontinuitami vo vzťahu k stavu stability masívu sa matematicky formuluje ťažko (Boone et al., 1986; Dayre et al., 1986; Kočínek, 1983; Pavlík, 1981; Schejbal, 1983). Preto vhodná forma spracovania súboru informácií o priestorovej orientácii diskontinuít použiteľná pre prax zvý-

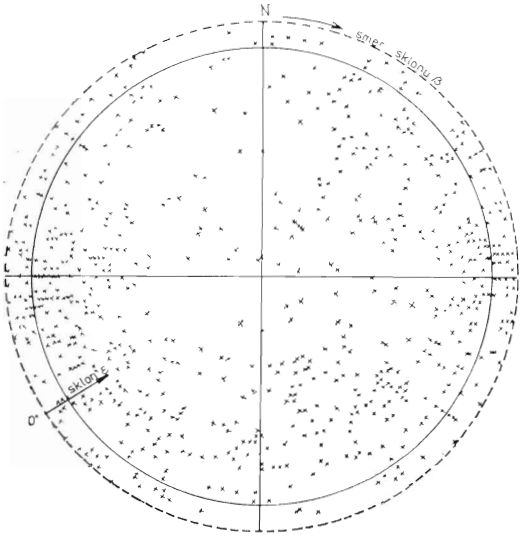


Obr. 1. Premietanie sínusovou projekciou.
Fig. 1. Sinusoidal projection of data.

ši názornosť dokumentácie diskontinuít masívu (Piovarčí, 1987; Zahoranský et al., 1985a).

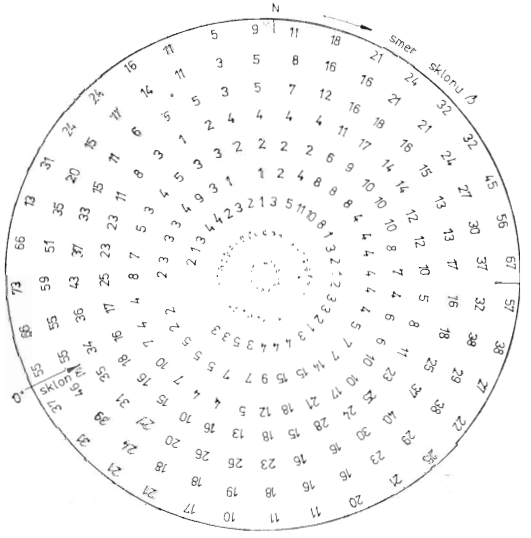
Najvhodnejším spôsobom záznamu parametrov priestorovej orientácie diskontinuity sú azimutálne projekcie (Dimitrijevič, 1956; Slivovský, 1977). Pri ich použití spádová priamka vychádzajúca zo stredu pologule vytvorí priesečník (stopník) s pologuľovou plochou, ktorý sa v azimutálnom priemietaní zobrazí na priemetni totožnej alebo paralelnej s rovníkovou rovinou. Výsledkom tohto priemetu je stereodiagram.

Z azimutálnych projekcií má ortografická i stereografická nevýhodu, že vzdialenosti čiastkových rovnobežiek sklonu (volených napr. po 10°) v polárnych sieťach nie sú konštantné — majú rôznu hustotu. Pri vyhodnocovaní hustoty početnosti takto zobrazených diskontinuít je potrebné použiť zvláštne pomôcky (premenlivé počítadlo, resp. sieť), čo spôsobuje ťažkosti pri manuálnom, ale aj strojnom vyhod-



Obr. 2. Záznam priesečníkov normál diskontinuít.

Fig. 2. Record of intersection points of discontinuity plane poles.



Obr. 3. Hustota početnosti (normály). $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.

Fig. 3. Density of the frequency distribution (normals). $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.

nocovaní.

Aby sme zjednodušili záznam orientácie plôch diskontinuít, hľadali sme taký spôsob premietania, ktorý by uvedenú nevýhodu odstránil, čo by zjednodušilo aj vyhodnocovanie.

Vyhovujúce riešenie sme dosiahli projekciou, ktorú sme nazvali sínusová (Piovarčí, 1987; Zahoranský et al., 1985a, b; obr. 1).

Bod A z povrchu pologuľovej plochy 1 na rovinu $\rho \parallel \rho'$ a kolmú na os pologule 2 premietneme pomocou rotačnej sínusoidy 3 vychádzajúcej z pólu S' pologule, a to tak, že rovnobežka 4 s rovinou ρ, prechádzajúca bodom A, nám pretne rotačnú sínusoidu v bode A_s, ktorého kolmý priemet 5 do roviny ρ' je hľadaný priemet A_s' bodu A.

V každom reze pologule prechádzajúcom jej osou majú body ležiace v pravouhlom súradnom systéme na polkružnici súradnice závislé od uhla sklonu ε (0°—90°) a polomeru r pologuľovej plochy

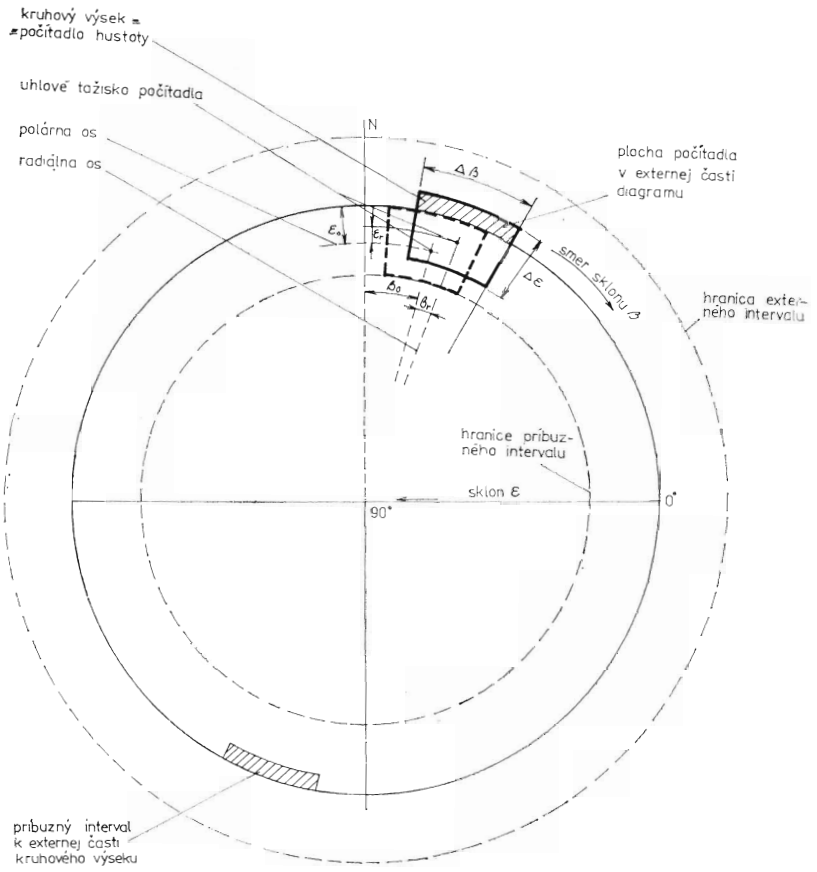
$$x_{As} = x'_{As} = \frac{\pi r}{180°}(90° - \varepsilon),$$

$$y_{As} = y_{As}' = r - r \sin\varepsilon = r\,(1 - \sin\varepsilon).$$

Pre opačný prevod platí $r = \dfrac{180° \cdot x'}{(90° - \varepsilon)}$.

Z predchádzajúcich matematických vzťahov vyplýva, že v sieti nedochádza k zahusťovaniu rovnobežiek sklonu a ľubovoľná dĺžka $\Delta\varepsilon'$ sa rovná zodpovedajúcej dĺžke oblúka $\Delta\varepsilon$ na guľovej ploche, čo umožňuje jednoznačné určenie polohy priesečníka spádovej priamky s pologuľovou plochou nielen pre strojové spracovanie. Z uvedeného vyplýva aj jednoduchá konštrukcia polárnej záznamovej siete (počítadla hustoty diskontinuít).

V ďalšej časti uvádzame príklady záznamu orientácie diskontinuít konvenčným spôsobom (obr. 2, 3, 5), ako aj opisovanou



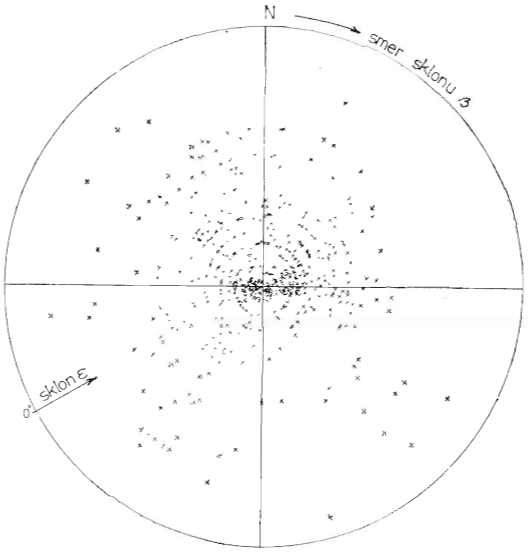
Obr. 4. Základné pojmy vyhodnocovania hustoty početnosti.
Fig. 4. Basic principles of frequency distribution density evaluation.

sínusovou projekciou, ktorá zvyšuje prehľadnosť záznamu prvotných informácií vyhodnocovania, ako aj výpočtu jej hustoty. Súbor hodnôt orientácie diskontinuít je z magnezitového ložiska Dúbravský masív Slovenských magnezitových závodov, n. p., Košice, závodu Jelšava. Na obr. 2 je výstup z počítača, na ktorom sú zaznamenané priesečníky normál plôch diskontinuít. Diagram je vo vonkajšej oblasti (okolie 0° sklonu) rozšírený o príbuzný protiľahlý interval, čo vyplýva z metodiky vyhodnocovania početnosti hustoty diskontinuít v okrajovom intervale.

V ďalšom postupe zhodnocovania zaznamenaných informácií, smerujúceho k ich praktickému využitiu, sa pristúpi k výpočtu hustoty početnosti plôch diskontinuít.

Na obr. 4 sú objasnené základné pojmy, ktoré súvisia s výpočtom hustoty početnosti diskontinuít (alebo iných štruktúrnych prvkov).

Hustota početnosti sa vzťahuje na plo-



Obr. 5. Záznam priesečníkov spádových priamok diskontinuít.

Fig. 5. Record of intersection points of discontinuity plane slopes (inclinations).

chu kruhového výseku (počítadlo hustoty) určeného parametrom smerovej orientácie $\Delta\beta$ a sklonu $\Delta\varepsilon$. Početnosť výskytu zapíšeme do uhlového ťažiska kruhového výseku, ktorého zvolená počiatočná poloha na diagrame je určená polárnou β_0 a radiálnou súradnicou ε_0 ťažiska (napr. na obr. 3 a 10 sú zvolené po 5°). Z tejto polohy posúvame počítadlo v smere polárnej osi krokom β_r a radiálnej osi krokom ε_r (v obrázku 10 : $\beta_r = 10°$, $\varepsilon_r = 10°$). Parametre kruhového výseku a krok posunu sú závislé od potreby presnosti určenia rozptylu hustoty orientácie. Teoretické závislosti týchto parametrov sme ďalej neskúmali. Plnou čiarou ohraničená plocha kruhového výseku na obrázku je v polohe s presahom do externej časti diagramu, ktorej hodnoty sú prenesené z príbuzného intervalu k externej časti výseku. Hranice intervalov sú závislé od veľkosti sklonového parametra kruhového výseku.

Na obr. 3 je počítačový záznam výpočtu hustoty orientácie normál diskontinuít. Číselný záznam sa smerom do stredu stáva neprehľadný. Obdobná situácia, znemožňujúca vyhodnotiť nielen strojový záznam, je i pri zázname priesečníkov spádových priamok diskontinuít obr. 5.

Jedným zo spôsobov odstránenia tohto nedostatku záznamu je valcová rovinná projekcia. Spôsob orientovaného priradenia základného záznamu k príbuznej externej časti z dôvodu naplnenia hraničného intervalu zobrazuje obr. 6.

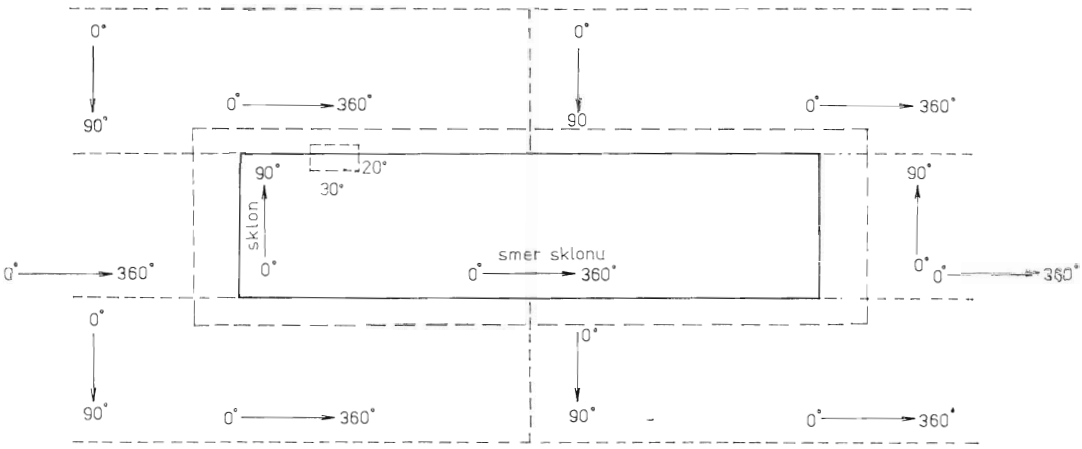
Hustota početnosti sa vypočíta podobne ako pri kruhovom diagrame. Hustota sa vzťahuje na uhlový výsek — počítadlo — určené smerovým a sklonovým intervalom (30° × 20°). Tento spôsob záznamu dokumentovaných a vyhodnocovaných veličín je výhodný zvlášť pri manuálnom spôsobe vyhodnocovania. Pre priestorovú orientáciu je však výhodnejší záznam do kruhového stereodiagramu.

Na obr. 7 je strojový záznam pólov normál diskontinuít vo valcovej rovinnej projekcii s časťou hraničného intervalu.

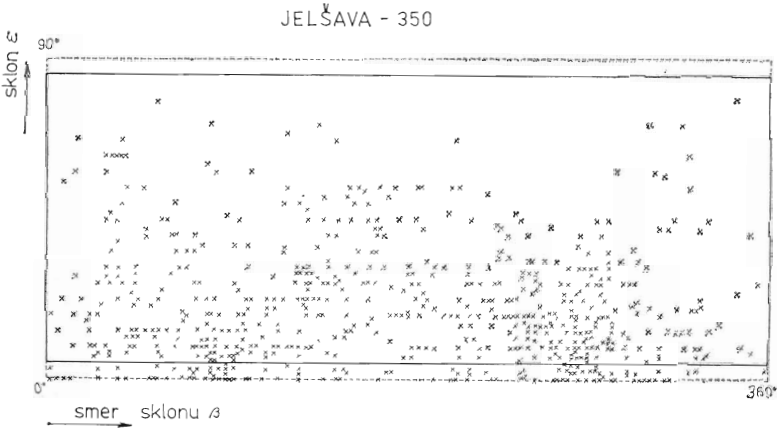
Na obr. 8 je výpočet hustoty predchádzajúceho záznamu, ktorá sa vzťahuje na plochu počítadla — uhlový výsek 30° × 20°.

Aby sa zvýšila prehľadnosť zaznamenávaných parametrov plôch diskontinuít v kruhovom diagrame, navrhli sme aplikovať metodiku premietania kruhovej plochy na paralelnú rovinu (obr. 9). Kontúry medzikruží $k_0 \div k_8$ i stredu $S \equiv k_9$ sa premietnu z roviny ρ do roviny ρ' ako priesečníky povrchov rotačných kužeľov 1, ktorých vrchol s konštantným vrcholným uhlom α sa posúva po osi 2. Výsledkom takéhoto spôsobu premietania je zväčšenie plochy medzikružia konturovaného dvoma susednými kružnicami v rovine ρ' oproti korešpondentným plochám v rovine ρ. Zväčšenie plochy medzikruží je závislé od vzdialenosti „z" rovín ρ, ρ' a od vrcholového uhla α kužeľa premietania.

Výhoda tohto spôsobu je v tom, že



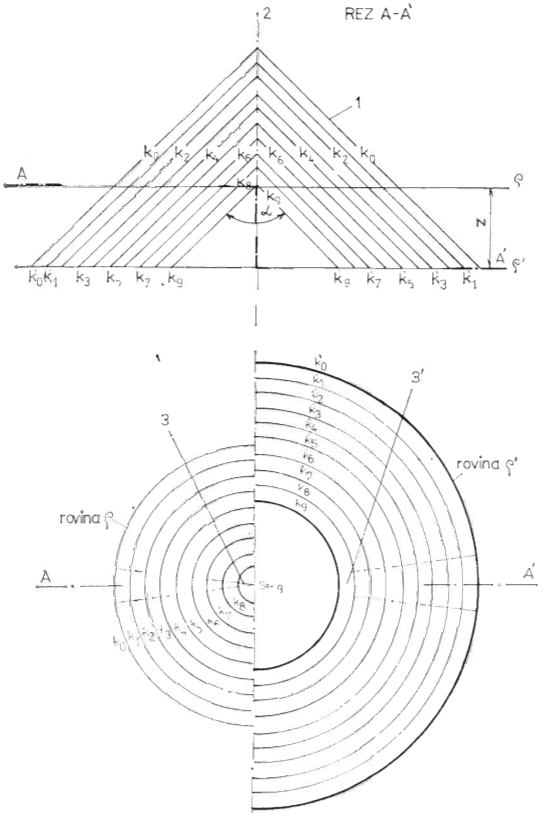
Obr. 6. Voľná valcová rovinná projekcia polosféry na zobrazenie orientácie diskontinuity.
Fig. 6. Free cylindrical plane projection of hemisphere used to show orientation of a discontinuity.



Obr. 7. Záznam priesečníkov normál v XY.
Fig. 7. Record of normals of intersection points in XY.

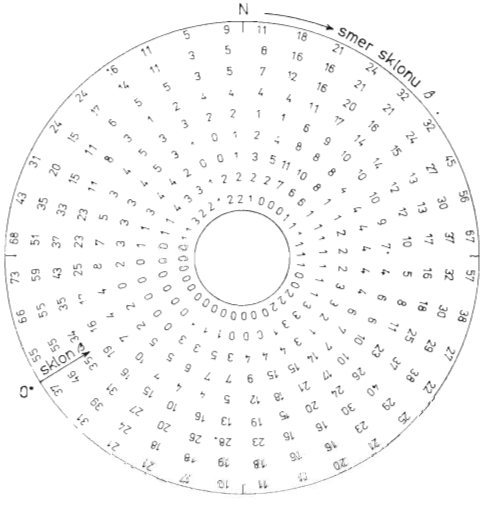
Obr. 8. Hustota početnosti (normály) v XY. $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.

Fig. 8. Frequency distribution density (normals) in XY. $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.



Obr. 9. Priemet kruhovej plochy na rovnobežnú priemetňu.

Fig. 9. Projection of a circular plane onto a parallel surface.



záznam grafických údajov alebo číselných hodnôt, ktoré sú v rovine kruhového diagramu v blízkosti stredu nahromadené na plôške 3, sa v rovine premietnu na zväčšenej ploche 3'. I ostatné plôšky sa smerom od stredu zväčšujú.

Týmto spôsobom vytvorenú sieť možno využiť na zobrazenie údajov (stopníkov spádových priamok alebo normál), ktoré sú zahustené v strede diagramu. Demonštruje to obr. 10, kde je digitálne vyznačená hustota početnosti priesečníkov normál diskontinuít. Postup výpočtu hustoty bodov (stopníkov spádnic diskontinuity) je podobný ako na obrázku 4. Vyhneme sa však ťažkostiam konvenčného výpočtu v blízkosti stredu diagramu. Z takého záznamu je možné určiť priebeh maxím a ďalších charakteristík diskontinuít, ktoré majú pre posudzovanie stability podzemných i povrchových výlomov v horninovom masíve rozhodujúci význam.

Literatúra

Boone, T. J., Wawrzynek, P. A., Ingraffea, A. R. 1986: Simulation of the Fracture Processing Rock with Application to Hydrofracturing. *IJRMMS, 3, 255—265.*

Dayre, M., Giraud, A. 1986: Mechanical Properties of Granodiorite from Laboratory Test. *Engng. Geol., 23, 2, 109—124.*

Dimitrijevič, M. 1956: The new net for construction of contour diagrams. *Univ. Beograd, Trans. Min. Geol. Fac.*

Kořínek, R. 1983: Expertízne posúdenie využitia výpočtovej metódy konečných prvkov pri riešení stability povrchových stien horninového masívu. *Ostrava, Dom techniky.*

Matula, M. 1979: Inžinierskogeologické štúdium horninového prostredia a geodynamických procesov. *Bratislava, Veda.*

Obr. 10. Hustota početnosti (normály). $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.

Fig. 10. Frequency distribution density (normals). $\Delta\beta = 30$, $\Delta\varepsilon = 20$, $\beta_0 = 5$, $\varepsilon_0 = 5$, $\beta_r = 10$, $\varepsilon_r = 10$.

Pavlík, J. 1981: Geotechnické způsoby určování stability skalních stěn. *Bratislava, SNTL.*

Piovarčí, I. 1987: Výskum dobývania v tektonicky porušenej zóne medzi 4. a 6. obzorom Košice. *Košice, ÚVR.*

Rozložník, L., Sásvári, T. 1983: Metodika štruktúrnej analýzy aplikovanej pre potreby geomechaniky na príklade bloku 30 Miková — Jelšava. *Katedra geol. a miner. BF VŠT Košice.*

Rozložník, L., Sasvári, T. 1984: Experiment geomechanického testovania na príklade bloku 30 Miková — Jelšava. *Katedra geol. a miner. BF VŠT Košice.*

Schejbal, C. 1983: Analýza metodiky sběru, kvalifikace a zpracování údajů o nehomogenitách v horninovém masívu. *VŠB Ostrava.*

Slivovský, M. 1977: Kvantitatívne hodnotenie diskontinuity horninových masívov. *Kandid. dizertač. práca, UK Bratislava, VŠDS Žilina.*

Yamatomi, J., Kotake, Y. 1987: Pillar Control and the Effects of Back — filling Support at Kosaka Mine. *IJRMMS, 1, 41—53.*

Zahoranský, G., Piovarčíová, V., Piovarčí, I., Dinis, J. 1985a: Výsledky geotechnickej dokumentácie časti magnezitového ložiska. *Tunelové sympózium 85, V. Tatry.*

Zahoranský, G., Hausová, Z. 1985b: Metodika vyhodnocovania tlakov a deformácií. *[Etapa E 07 št. výsk. úlohy.] Košice, ÚVR.*

New knowledge on evaluation of discontinuities in the rock massif from frequency distribution data

The documentation of physical state of a rock massif necessitates to measure, plot and evaluate discontinuity surfaces. This is needed e. g. in geotechnical work where discontinuities are important in the evaluation of stability of the rock massif (Matula, 1979; Rozložník et al., 1983, 1984; Yamatomi et al., 1987). Opposite to other data, it is difficult to give mathematical expression to the disturbance factor and its relation with the stability of the rock massif (Boone et al., 1986; Dayre et al., 1986; Kořínek, 1983; Pavlík, 1981; Schejbal, 1983). Therefore the proper mode to process an information set indicating the orientation of a discontinuity set in space which is, at the same time, exploitable in the practice, will be an important contribution to improve the figurativity of discontinuity documentation (Piovarči, 1987; Zahoranský et al., 1985).

The paper indicates new methods of graphic registration and evaluation applied for testing spatial attitude of discontinuity surfaces using the data set on discontinuity orientation gained from geotechnical documentation of the rock massif in question. New original modes of projection from a hemisphere surface onto a plane allow to amend the hitherto applied methods, to accurate the record and yield better readibility and perspicuity of structural plots. The used procedure optimalizes manual processing and makes easy to survey the computerized processing. Single examples are given for the Dúbrava magnesite deposit near Jelšava. The use of structural plots and their processing are suitable mainly in geotechnical work where stability problems are treated in relation with mining and engineering actions in the rock massif.

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1989

Osemdesiatročný jubilant

25. 12. 1909 — RNDr. Kamil BÍLEK, CSc.

Sedemdesiatroční jubilanti

4. 2. 1919 — Ing. Ladislav JAKUBEC
18. 7. 1919 — Doc. RNDr. Ján JARKOVSKÝ, DrSc.
29. 10. 1919 — akademik Bohuslav CAMBEL

Šesťdesiatroční jubilanti

7. 3. 1929 — Helena JELEŇOVÁ
24. 6. 1929 — Ing. Ján JANKOVÝCH
10. 7. 1929 — Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc.
17. 7. 1929 — Ing. Slavomil ĎUROVIČ, CSc.
27. 7. 1929 — RNDr. Miroslav IVANOV, CSc.
10. 8. 1929 — P. g. Július PRÍHODA
23. 8. 1929 — RNDr. Viera GAŠPARIKOVÁ, CSc.
4. 9. 1929 — RNDr. Rudolf KUŠÍK, CSc.
5. 9. 1929 — Ing. Róbert MARSCHALKO, DrSc.
5. 10. 1929 — Ing. Ľudovít PAHOLIČ
26. 11. 1929 — RNDr. Eduard KRIPPEL, CSc.
14 .12. 1929 — prof. Ing. František ČECH, DrSc.
26. 12. 1929 — doc. RNDr. Ján TURAN, CSc.

Päťdesiatroční jubilanti

28. 1. 1939 — Ing. Katarína SMIEŠKOVÁ
6. 2. 1939 — P. g. Gejza MIKITA
7. 2. 1939 — RNDr. Ján PASTOR
7. 2. 1939 — P. g. Rudolf RENTKA
1. 3. 1939 — Ing. Eliáš FERIANČÍK, CSc.
5. 4. 1939 — RNDr. Fridrich LORAND
11. 4. 1939 — RNDr. Rudolf HOLZER, CSc.
11. 4. 1939 — RNDr. Jozef VOZÁR, CSc.
20. 4. 1939 — RNDr. Michal ZAKOVIČ
30. 4. 1939 — P. g. Albert BACHŇÁK
9. 5. 1939 — Jozef BURDIAK
12. 5. 1939 — RNDr. Peter KABINA
26. 6. 1939 — RNDr. Ján TKÁČ
28. 7. 1939 — RNDr. Jozef KIRIPOLSKÝ
17. 8. 1939 — RNDr. Igor ROJKOVIČ, CSc.
25. 8. 1939 — Ing. Ľudovít HUSÁK, CSc.
27. 8. 1939 — RNDr. Vlastimil KÁTLOVSKÝ, CSc.
7. 9. 1939 — Ing. Milan HALUŠKA
16. 11. 1939 — P. g. Milan SANDANUS
8. 12. 1939 — RNDr. Vladimír VYBÍRAL
10. 12. 1939 — František GYURI
10. 12. 1939 — Doc. RNDr. Stanislav JACKO, CSc.

Ústredný výbor Slovenskej geologickej spoločnosti aj celá geologická pospolitosť želajú jubilantom do ďalších rokov mnoho tvorivých síl a dobré zdravie.

O. Samuel,
predseda Slov. geol. spoločnosti

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

J. Franců, V. Zatkalíková, V. Sucha: **Premena ílových minerálov a tepelná história sedimentov vo viedenskej a východoslovenskej panve** (Bratislava 17. 12. 1987)

Na nedávnej konferencii o ílovej mineralógii v Seille sa skonštatovalo, že za posledných 10 rokov bolo vo svete zverejnených 20 000 prác na tému ílový minerál vo vzťahu k tvorbe, migrácii a akumulácii ropy a zemného plynu.

Ílový materiál pri týchto procesoch adsorbuje organické látky pri transporte a sedimentácii, chráni ich pred rozkladným pôsobením kyslíka a mikroorganizmov v pripovrchových hĺbkach, katalyzuje zrenie kerogénu a jeho konverziu na uhľovodíky, pri svojej dehydratácii uvoľňuje medzivrstvovú vodu a uvádza tak do pohybu fluidá z ílovcov do pieskovcov; vynášané minerálne látky pritom spôsobujú cementáciu pórov v pieskovcoch. Charakter ílových minerálov v pelitických vrstvách určuje ich schopnosť utesniť vznikajúcu ložiskovú pascu.

Jedným z najsledovanejších procesov je diagenetická transformácia smektitu (skupiny napučiavajúcich ílových minerálov, hlavne montmorillonitu) na illit, ktorá je spojená s uvoľnením medzivrstvovo viazanej vody. V súvrstviach pobrežia Mexického zálivu sa zistilo, že percentuálny obsah smektitu v zmiešanovrstvových mineráloch illit/smektit (I/S) je dobrým indikátorom miery diagenetickej premeny. Kľúčom k interpretáciám zložitých röntgenovo-difrakčných záznamov I/S minerálov sa stalo počítačové modelovanie difrakcií medzičlenov radu smektit — illit. Ich porovnávaním s difrakciami skúmaných vzoriek sa určuje percentuálny obsah smektitových vrstiev v I/S mineráloch.

Systematická premena smektitu na illit bola zistená pri štúdiu jadier hlbokých vrtov vo východoslovenskej a viedenskej panve. Ukázalo sa, že v závislosti od rastúcej hĺbky, a teda aj litostatického tlaku, prebieha vo východoslovenskej panve premena smektitu, ako aj premena organických látok oveľa rýchlejšie ako vo viedenskej panve. Ak však údaje z obidvoch panví vynesieme v závislosti od tepelnej expozície (index TTI) alebo od niektorého parametra stupňa diagenézy organickej hmoty (odraznosti vitrinitu, teploty T_{max} pyrolýzy Rock-Eval), hodnoty vytvárajú jeden súvislý trend.

Obe neogénne panvy majú veľmi podobný vek sedimentov, ako aj gradient litostatického tlaku, ale veľmi odlišný geotermický gradient. Potvrdzuje sa teda, že transformácia smektitu na illit koreluje so zrením kerogénu (organickej hmoty), že oba procesy sa dajú opísať pomocou zákonov chemickej kinetiky a citlivo odzrkadľujú tepelnú históriu sedimentov, v ktorých sú obsiahnuté.

Zreteľný je vzťah medzi premenou ílových minerálov, zrením kerogénu a anomálne vysokými vrstvovými tlakmi, ktoré sa vo východoslovenskej panve začínajú vyskytovať v hĺbkach hlavnej dehydratácie smektitu. Maximálne odchýlky od hydrostatického tlaku však siahajú o kilometer hlbšie, do hlavnej zóny tvorby uhľovodíkov, resp. ich krakovania, kde dehydratácia smektitu už doznieva.

Prínosom pre ropnú a plynovú prospekciu v budúcnosti môže byť ďalší výskum ílových minerálov zameraný najmä na určovanie znosových oblastí sedimentov, stanovenie stupňa diagenetickej a katagenetickej premeny materských hornín a miery cementácie pórov v kolektorských a krycích horninách priľahlých k ílovcovým súvrstviam.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologických organizácií, ročník 20, číslo 6, december 1988.

Vydáva Geologický prieskum, š. p., 052 40 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 815 89 Bratislava, tel. 331 441 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. 13, Garbanova 1, 040 11 Košice, tel. 437 846. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, DrSc. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, z. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Cena jednotlivého čísla Kčs 15,—, ročné predplatné Kčs 90,—. Imprimované dňa 20. 12. 1988.

Subscriptions and correspondence concerning advertisements can be sent to SLOVART Ltd., Gottwaldovo nám. 6, 817 64 Bratislava.
The Mineralia slovaca is also available on an exchange basis. For detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box 13, 040 11 Košice, Czechoslovakia.

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

Marián Jančura

Diapirizmus ako prejav tektonickej selekcie v rudnianskom rudnom poli — Diapirism as phenomenon of tectonic selection in the Rudňany Ore Field, Eastern Slovakia **537**

Ľubomír Zajac, Stanislav Rapant

Overenie metódy hydrogeochemickej rudnej prospekcie v kryštaliniku Nízkych Tatier — Essay of hydrogeochemical prospection method in the crystalline of the Low Tatra Mts., Central Slovakia **551**

Ľubomír Zelný, Pavel Uher

Hydrotermálna polymetalická mineralizácia v Chvojnici (Malá Magura) — Hydrothermal base metal ore near Chvojnica (Malá Magura Mts.), NW Slovakia **561**

Gejza Zahoranský, Igor Piovarčí, Tibor Sasvári, Viera Piovarčiová, Ján Dinis

Nové poznatky z vyhodnocovania početnosti orientácie diskontinuít v horninovom masíve — New knowledge on evaluation of discontinuities in the rock massif from frequency distribution data **567**

KRONIKA — CHRONICLE

Ondrej Samuel

Významné životné jubileá členov Slovenskej geologickej spoločnosti v roku 1989 — Important life jubilees of members of the Slovak Geological Society in 1989 **575**

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI — THE SOCIETY'S LIFE

Abstrakty z prednášok **506** **576** — Abstracts of lectures

Róbert Marschalko

Seminár Metódy paleogeografického výskumu a ich aplikácia na vybrané karpatské formácie — Seminary on the methods of paleogeographic investigations and their use in selected Carpathian formations **518**

Dušan Obernauer

Seminár Geologicko-geofyzikálne rezy Západných Karpát — Seminary on the geological and geophysical profiles of the West Carpathians **549**

Rudolf Holzer

Seminár Neotektonická štruktúrna nerovnorodosť kryštalinika v hornej časti Ipľa — Seminary on the neotectonic structural inhomogenities in crystalline of the upper Ipeľ river area **566**

VYDAVATEĽ:

Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves

Združené organizácie pre vydávanie časopisu:

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

49 374