

MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 9 • ČÍSLO 3

alfa

Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1977

Hlavný redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.
Technický redaktor: Ing. Vasil HRINKO

Redakčná rada: Ing. Pavol BUJALKA, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., prof. Ing. Ladislav ROZLOŽNÍK, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Ivan ŠARÍK, Ing. Milan TAPÁK, prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA.

OBSAH — CONTENTS

<i>Jakub Kamenický</i> : Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.) — Kontaktný metamorfizmus v aureole rima- vického granitu	161
<i>Ján Derco — Ján Kozáč — Daniel Očenáš</i> : Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárnych kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate — New information about the mineralogy and genesis of secondary quartzites at Kapka locality in the Vihorlat Mts. area	185

SPRÁVY — REPORTS

<i>Jaroslav Haško — Eva Planderová</i> : Zázrivské vrstvy — nová litostratigrafická jednotka kysuckej série bradlového pásma — Zázrivá beds — new member of the Kysuca series of the Klippen belt	207
---	-----

REFERÁT — GENERAL REPORTS

<i>Marie Palivcová</i> : Formační analýza magmatických hornín — Formational ana- lysis of magmatic rocks	213
---	-----

DISKUSIA — DISKUSSION

<i>Bartolomej Leško — Anna Kullmanová — Milan Mořkovský</i> : Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch na východnom Slovensku? (Poznámky ku geológii východného Slovenska) — Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia? (On the geology of southeastern Slovakia) .	221
--	-----

KRONIKA — CHRONICLE

<i>Ján Bartalský — Pavol Grecula</i> : Prof. RNDr. Jakub Kamenický šesťdesiat- ročný	235
---	-----

RECENZIA — REVIEWS

<i>Jaroslav Weis</i> : Vnitřní dynamika Země (Vladimír Škvor — Jaroslav Zeman)	206
---	-----

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

<i>Quido Záruba</i> : Význam sesuvů pro stavbu přehrad	233
<i>Ivan Križáni</i> : Predbežné výsledky šlichovej prospekcie vo flyši a neovulkaní- toch východného Slovenska	234

Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.)

(1 map, 3 geol. profiles, 3 figures and 4 plates)

JAKUB KAMENICKÝ*

Контактный метаморфизм в авреоле римвицкого гранита
(Западные Карпаты)

В юговосточной части вепоридного пояса Когута центральных Западных Карпат были обнаружены два небольших массива и несколько малых тел лейкократных гранитов, которые способствовали контактному метаморфизму ранее метаморфированной свиты. Контактное изменение имело здесь изохимический характер и его высшим температурным минералом является кордиерит. Определение кордиерита в контактной авреоле гранита позволяет предполагать глубину интрузии и условия контактной перемены, которая происходила при температуре приблизительно 500—525° С и давлении 500—800 баров.

Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.)

In the se. part of the Veporide Kohút zone in the central West Carpathians, two smaller massifs and several minute leucogranite occurrences appear, which bring about contact metamorphosis of the formerly already regionally metamorphosed complex. Contact alteration was here of isothermic character and cordierite is its highest temperature mineral. From the presence of cordierite in the contact aureole of the granite, depth of its intrusion and the conditions of contact alteration may be suggested, 500—525°C and pressures of 500—800 bars.

In the se. part of the Kohút zone in the central West Carpathians a tongue-shaped leucogranite intrusion appears, which the present author will denominate Rimavica granite. In its mantle a regionally metamorphosed com-

* Prof. RNDr. Jakub Kamenický, Katedra petrografie PF UK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava

plex occurs, being at the contact with the granite affected also by contact alternation. The width of the contact aureole, as well as the contact metamorphic effect of the tongue-shaped intrusion are different in its basement and in the roof. In the basal part of the tongue-shaped intrusion, contact alteration is allied only to the narrow contact-near zone, where besides contact thermic effects also injection-metasomatic processes had applied. In turn in the overlying part of the tongue-shaped intrusion contact metamorphism was of isochemical nature and acted in up to 3 km width.

Nevertheless contact alteration in the Kohút crystalline complex was known long ago, it was cited by H. Böckh 1907, S. Vitális 1908, J. Šuf 1937, M. Mišík 1953, A. Nemčok 1953, M. Kužvart 1955, S. Vrána 1964 and others, an all-over image of the petrographical development of contact metamorphic rocks is lacking, neither the conditions of their genesis are known. In this paper the present author make the attempt to fill up this gap.

Geology of the Kohút zone

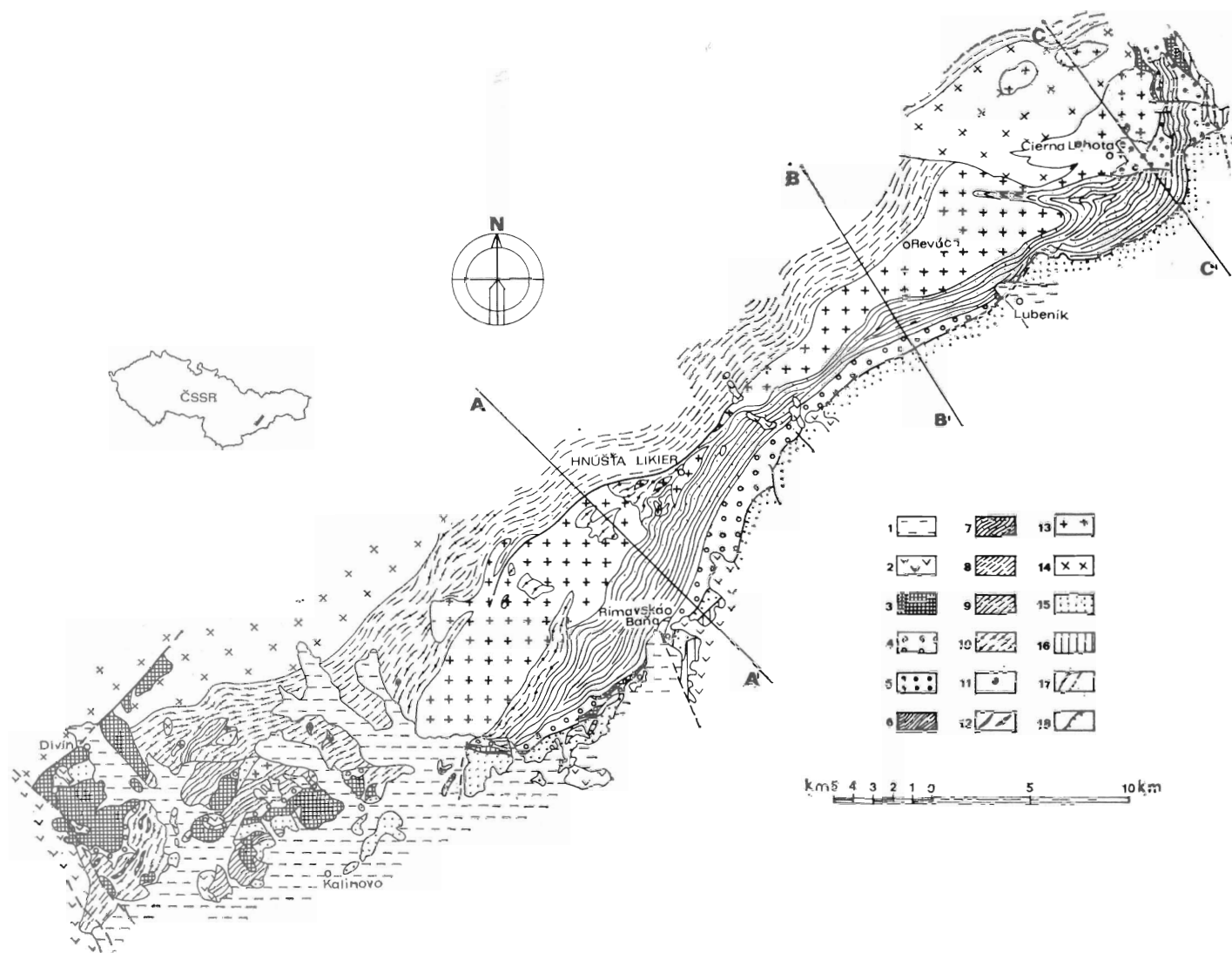
The Kohút zone represents the southernmost tectonic unit of the Veporides. It is bordered tectonically from both sides, northwestward towards the Kráľová hoľa zone of the Veporides by the Muráň fault and from southeast the Gemerides, the southernmost tectonic unit of the central West Carpathians, are thrust on it. This thrust plane is denominated Lubeník line. Several stratigraphical units participate on the structure of the Kohút zone; the crystalline complex, sediments of the Upper Carboniferous, the Permian and the Envelope Mesozoic (Feoderata series).

The crystalline complex is built up by schists and granites. It formed an anticlinorium structure as a result of Cretaceous folding (Mediterranean phase).

Schists of flysch series were originally built by a complex of shales and sandy shales with sandstone and graywacke beds and sporadic intercalations of bituminous shales and carbonates. Submarine diabase effusions and minute peridotite intrusions also occur as syngenetic members of the sedimentary complex. This complex was transformed by regional metamorphism to different types of phyllites, micaschists and paragneisses, or to amphibolites and serpentinites. Age estimates are not conforming. According to M. Mášková — V. Zoubek 1961 it is a uniform stratigraphical complex (Kohút Group) of Late Proterozoic age. J. Kamenický favours this opinion (in M. Mahel — T. Buday

1. Geological sketch of the se, part of the Veporide Kohút zone

1 — Neogene sediments as a whole; 2. — Neogene volcanics as a whole; 3 — Mesozoic of the Feoderata series (Low Triassic — Jurassic ?); 4 — Permian of the Kohút zone; 5 — Upper Carboniferous of he Kohút zone; 6 — Phyllite and mica-schist complex (Hladomorná Group); 7 — Contact metamorphic rocks of the phyllite and micaschist complex; 8 — Micaschist and paragneiss complex; 9 — Contact metamorphic rocks of the micaschist and paragneiss complex; 10 — Postkinematic migmatites; 11 — Serpentinites; 12 — Amphibolites (6—12 = Late Proterozoic of the Kohút zone); 13 — Rimavica granite; 14 — Sihla granodiorite (13—14 = Low Carboniferous); 15 — Gemeride Carboniferous; 16 — Gelnicia Group of the Gemerides (Upper Cambrium — Silurian); 17 — Faults, established and assumed); 18 — Shift plane (Lubeník line)



et al. 1968) and denominated it Kokava Group. I. Lehotský 1961 in turn regards the low-metamorphic phyllite and micaschist complex (Hladomorná Group) on the southeastern margin of the Kohút crystalline complex as a younger member of the Kohút crystalline and assumed, that it is of Devonian up to Low Carboniferous age.

The granites of the Kohút zone show complicated development and belong to several petrographical types: to the Sihla granodiorite, the granite and granodiorite of the Vepor type, the injection-metasomatic granodiorite, the Rimavica granite etc.

The Rimavica granite is exposed in the southeastern part of the Kohút zone between České Brezovo and Čierna Lehota (Fig. 1). It consists of two smaller massifs and several minute occurrences pointing to the deep-seated connection of these massifs. Granite is marked with leucocratic character, fine- and even-grained appearance and massive structure. It contains locally porphyroblasts of K-feldspar attaining thus porphyritic character. Granites is of magmatic origin and represents likely a separate phase of Variscan plutonism. This intrusion was tongue-shaped and took place from southeast. S. Vrána 1964 considers the possibility of Alpine age for the Rimavica intrusion. The Rimavica granite, however, brought about contact metamorphism of the pre-Alpine already metamorphosed complex. Contact metamorphism, however, did not affect the Permian and Upper Carboniferous sediments. Moreover, the granite is locally affected by Alpine mylonitization, thus its Low Carboniferous age is doubtless.

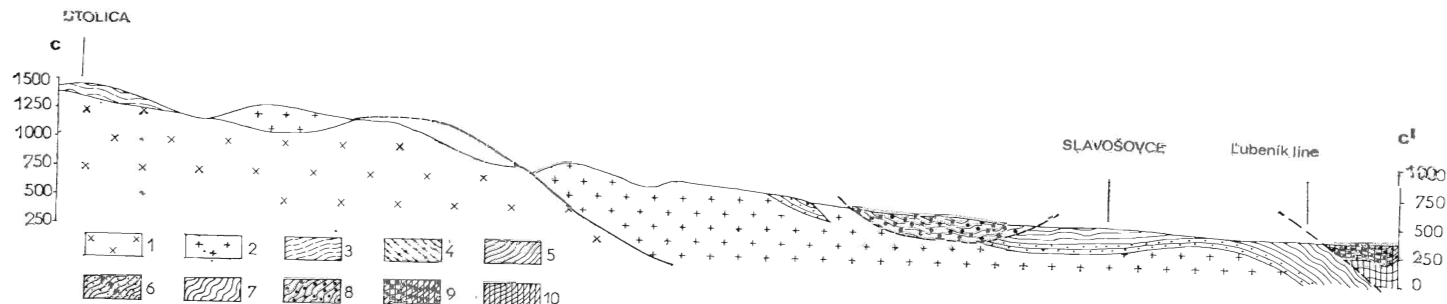
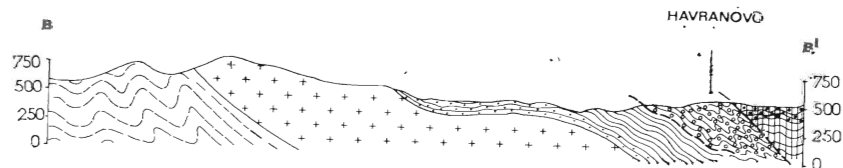
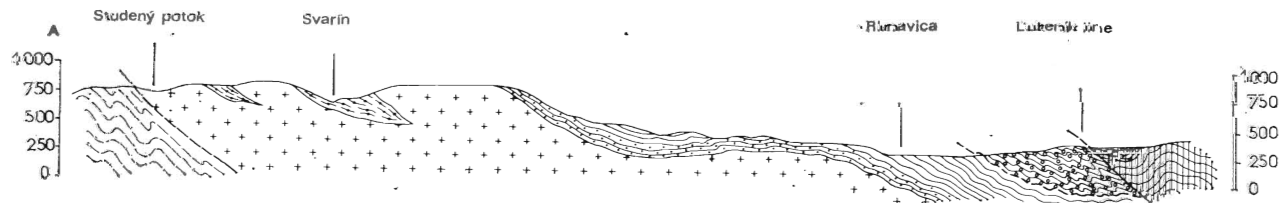
The contact of granite with the mantle was originally intrusive, at present it is locally, particularly on northwest, even tectonic. The strike of the intrusion is concordant on southeast, but on northwest often discordant to the schistosity of the mantle. It conditioned different contact-metamorphic effect of the intrusion. At southeast the effect was only thermal (concordant metamorphism), but on northwest this intrusion caused thermal effect also injection-metasomatic penetration of aplite-pegmatites resulting in formation of migmatites (discordant metamorphism). The tongue-shaped intrusion dipping gently southeastward conditioned also different width of the contact aureole ranging from several tens metres at northwest up to 3 km southeast.

Petrography of the crystalline complex of the Kohút zone

We deal in this chapter briefly with petrography of regional metamorphic rocks occurring in the vicinity of the contact aureole and more particularly with petrography of contact metamorphic rocks.

A. Regional metamorphic rocks in the close vicinity of the contact aureole are represented by a phyllite, and a micaschist and paragneiss group.

a) The phyllite group with sericite metaquartzites and metagraywacke beds is developed only on the southeastern border of the Rimavica granite, by name near the external margin of the contact aureole, as well as in the midst of the contact aureole. These are fine grained and fine schistose rocks of light grey, greyish green, and dark grey colour. Their original stratification is often still surviving. The schistosity is transversal or parallel to the stratification. They are mostly made up of quartz, sericite, chlorite and biotite, accompanied often by garnet. With respect to the original chemical composition and intensity of



2. Geological sections of the se. part of the Veporide Kohút zone

1 — Sihla granodiorite; 2 — Rimavica granite (1–2 = Low Carboniferous); 3 — Micaschist and paragneiss complex; 4 — Postkinematic migmatites; 5 — Phyllite and micaschist complex (Hladomorná Group); 6 — Contact metamorphic rocks of phyllite and micaschist complex (3–6 = Late Proterozoic of the Kohút zone); 7 — Permian of the Kohút zone; 8 — Upper Carboniferous of the Kohút zone; 9 — Gemeride Carboniferous; 10 — Gelnica Group of the Gemerides (Upper Cambrium — Silurian)

regional metamorphism the rocks can be divided in several types as follows:

1. Sericite and sericite-chlorite phyllites. They were formed in early stages of regional metamorphism from shales (Tab. 1, Anal. No. 1).

Structure: fine-schistose

Texture: banded-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > chlorite $\approx$ sericite. Accessories: biotite, garnet, albite, epidote and magnetite.

With rising quartz content these rocks grade into sericite-chlorite-quartzite phyllites and with increase of garnet content into garnet-chlorite phyllites, in which biotite often occurs.

2. Muscovite-biotite and biotite phyllites generated also by transformation of shales, though at relatively higher temperature.

Structure: fine-schistose

Texture: banded-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > biotite $\geq$ muscovite. Accessories: garnet, albite, epidote, tourmaline and magnetite.

3. Sericite metaquartzites are metamorphic products of quartz sandstones.

Structure: schistose

Texture: oriented-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz $\gg$ sericite. Accessories: chlorite, tourmaline and magnetite.

4. Metagraywackes show anchimetamorphic rocks character with predominating sediment features.

Structure: banded-stratified

Texture: psammitic-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > albite, with subordinate representation of sericite and/or chlorite. Accessories: tourmaline and magnetite.

Except for pneumatolytic tourmaline-schorl, all minerals are of regional metamorphic origin, thus particularly sericite and chlorite have preferred orientation.

b) Both the micaschist and paragneiss group occur only on the northwestern border of the Rimavica granite, often together with migmatites. The essential minerals are quartz, biotite and acid plagioclase, as well as garnet. According to the mineral composition we distinguish:

5. a) Biotite and garnet-biotite micaschists with accessory to subordinate representation of acid plagioclase, and

5. b) biotite- and garnet-biotite paragneisses with essential occurrence of acid plagioclase. The other characteristics of these rocks are in common.

Structure: schistose

Texture: oriented-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > biotite $\approx$ acid plagioclase $\geq$ garnet. Accessories: zircon, apatite, tourmaline, rutile and magnetite. In garnet the almandine molecule is prevailing (S. Ondrušová 1968) and forms the largest porphyroblasts in the finegrained quartz-plagioclase matrix (Pl. I, Fig.1). In some rocks garnet is lacking and muscovite appears instead. Except for tourmaline-schorl all minerals are of regional metamorphic origin. From the mineral composition it follows, that the paragneisses and micaschists were generated from pelitic and pelitic-psammitic sediments (Tab. 1, Anal. No. 10).

B. Contact metamorphic rocks were generated from regional metamorphic

rocks of different chemical and mineral composition. Contact metamorphism took place in conditions of greenschist facies and amphibolite facies. According to the intensity of contact metamorphism and with respect to their original composition we may distinguish in this group 3 rock types: spotted phyllites, contact hornfelses and contact micaschists and paragneisses.

a) Spotted phyllites still display surviving dominant features of regional metamorphic rocks. They have still preserved schistose structure and are composed at least of two mineral generations: the regional metamorphic and the contact metamorphic generation. In turn the contact minerals, particularly biotite and muscovite, form porphyroblasts or glomeroblasts and display macroscopically dark or light spots. Contact metamorphic quartz often shows porphyroblastic development too. Biotite and muscovite porphyroblasts are often oriented transversally to the schistosity by their cleavage planes (001). They are poikiloblastic and contain inclusions of regional metamorphic quartz and/or albite. According to the composition they belong to the following types:

6. Spotted biotite-chlorite and chlorite-biotite phyllites. As regards to their chemical composition they are derived from shales (Tab. 1, Anal. No. 3).

Structure: spotted-schistose

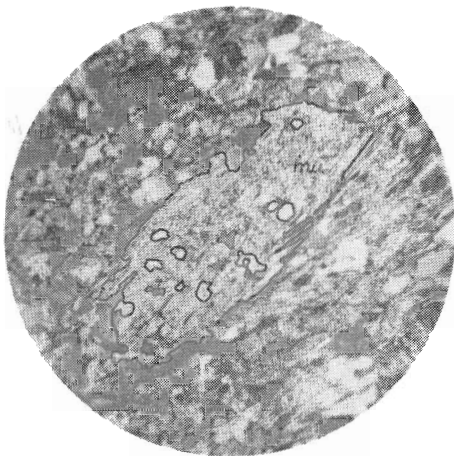
Texture: spotted-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > biotite $\approx$ chlorite. Accessories: zircon, garnet, albite, muscovite, epidote and magnetite.

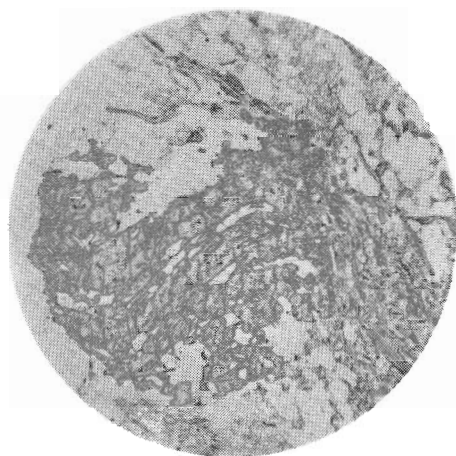
7. Spotted biotite-chlorite-albite phyllites. They are marked with high content of regional metamorphic albite, which points to their origin by transformation of graywackes (Tab. 1, Anal. Nos. 2 and 5).

Structure: spotted-schistose

Texture: porphyroblastic-lepidogranoblastic



1.



2.

Plate I

1. Snowball garnet with quartz inclusions in garnet-biotite micaschist. Northern slope of the streamlet of Hnúšťa, 350 m n. of the elevation point 390. // nicols, magn. 22×
2. Poikiloblast of contact metamorphic muscovite (mu) with regional metamorphic quartz (q) in a biotite-albite hornfels. Road-cut near the village Polom. X nicols, magn. 47×

Mineral composition: albite $\geq$ quartz > chlorite. Accessories: zircon, apatite, muscovite and magnetite.

8. Spotted biotite-quartzose phyllites have high quartz content and generated by metamorphism of pelitic and pelitic-psammitic sediments.

Structure: spotted-schistose

Texture: porphyroblastic-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz $\gg$ biotite > chlorite. Accessories: garnet, muscovite, zircon, tourmaline, epidote and magnetite.

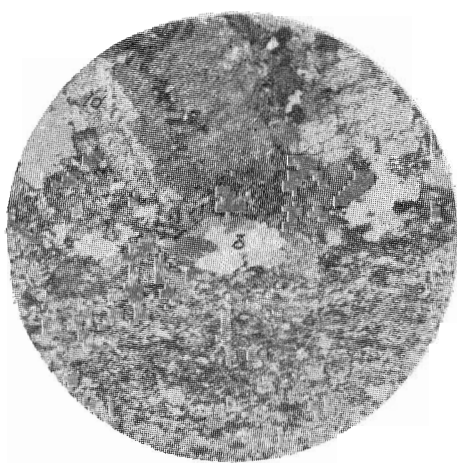
These types of contact metamorphic phyllites contain at least two and often up to four mineral generations: regional metamorphic — quartz I, chlorite I, garnet and albite I, contact metamorphic — quartz II, chlorite II, biotite, muscovite (Pl. II, Fig. 1); pneumatolytic — tourmaline-schorl, and hydrothermal — quartz III, chlorite III, epidote and albite II. The genesis of zircon and apatite is problematical. Garnet probably belongs to almandine, it forms porphyroblasts and is often replaced by biotite and/or chlorite.

Both regional and contact metamorphic chlorite have refractive indices $n_\alpha = 1.601-1.629$, $n_\gamma = 1.607-1.631$, $n_\gamma - n_\alpha = +0.002-0.006$. Hydrothermal chlorite III has refractive indices $n_\alpha = 1.613-1.628$, $n_\gamma = 1.615-1.629$, $n_\gamma - n_\alpha =$ from $+0.002$ to -0.003 . According to the Hey's 1954 diagram demonstrating the dependence of the optical constants of chlorites on their Fe total/(Fe total + Mg) ratio, chlorites I and II are ripidolites and chlorite III is brunsvigite or pycnochlorite.

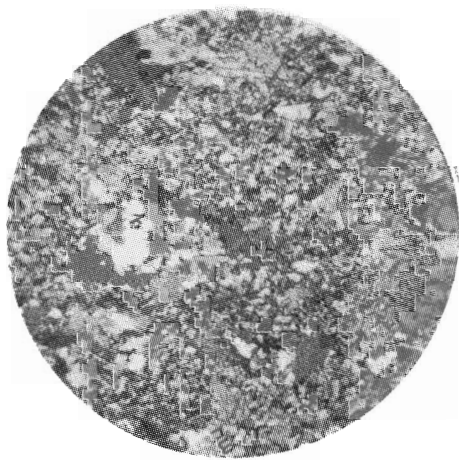
Contact metamorphic biotite was formed likely by transformation of sericite and chlorite in the sense of the following equation:

$3 \text{ muscovite} + 5 \text{ ripidolite} = 3 \text{ biotite} + 4 \text{ Al-rich chlorite} + 7 \text{ quartz} + 4 \text{ H}_2\text{O}$

Unlike the greenish brown regional metamorphic biotite, contact biotite



1.



2.

Plate II

1. Porphyroblasts of contact metamorphic biotite (bi), muscovite (mu) and quartz (q) in a contact biotite phyllite. Forest road from Chyžné to the cottage Danielka. X nicols, magn. 20 $\times$
2. Contact of the Rimavica granite with biotite-albite hornfels. Bed of the streamlet Blh, nw. of Ratkovská Zdychava. X nicols, magn. 11 $\times$

Table 1

A. Chemical composition

No of anal.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	68.44	66.03	65.68	65.10	66.96	67.17	62.20	52.97	48.66	70.36
TiO ₂	0.76	0.82	0.79	0.76	0.77	0.95	0.83	1.17	0.81	0.84
Al ₂ O ₃	14.09	11.92	15.55	13.72	14.03	10.02	17.34	12.94	12.68	12.15
FeO	3.72	5.30	1.90	4.55	2.76	6.89	1.54	8.66	4.53	3.75
Fe ₂ O ₃	2.40	4.29	3.11	3.09	3.01	3.86	4.54	5.05	4.65	2.01
MnO	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.03	0.09	0.14	0.18	0.04
MgO	1.52	2.40	2.65	2.35	2.31	2.25	1.89	3.91	4.80	1.69
CaO	1.59	1.23	0.88	2.82	3.06	1.45	1.94	6.88	8.29	1.34
Na ₂ O	3.31	4.71	1.51	3.92	2.82	1.77	3.69	2.34	0.33	2.56
K ₂ O	2.13	1.48	5.26	1.92	3.08	3.16	2.09	2.69	6.33	3.13
H ₂ O —	0.13	0.14	0.13	0.18	0.16	0.12	0.14	0.27	0.20	0.15
H ₂ O +	1.49	1.60	2.11	1.29	1.19	2.20	2.69	1.78	7.72	1.55
P ₂ O ₅	0.17	0.16	0.18	0.16	0.12	0.12	0.64	0.64	0.64	0.27
	99.81	100.14	99.82	99.93	100.35	99.99	98.62	99.47	99.82	99.84

B. Mineral composition

Quartz	50	40	40	50	43	52	30	29	40	45
Muscovite	30	10	35	+	5	+	+	—	10	8
Biotite	+	5	20	20	10	43	33	35	35	18
Albite	+	23	—	+	25	—	—	+	—	25
Epidote	+	+	—	+	+	+	10	26	+	—
Chlorite	14	10	—	10	13	+	+	+	—	+
Hornblende	—	—	—	15	—	—	20	5	—	—
Garnet	+	5	+	—	+	—	—	—	—	+
Calcite	—	—	+	—	—	—	+	—	10	—
Accessories	6	7	5	5	4	5	7	5	5	4

Rock designations and localities of analysed rocks from table 1.

- 1 — Chlorite-sericite phyllite. Exposure above the railway station Likier elev. point 376.2 (Tab. 2/9).
- 2 — Spotted chlorite-sericite-albite phyllite. Valley Repno, 500 m ne. of the elev. point 603.3
- 3 — Spotted biotite-sericite phyllite. Quarry 500 m nw. of the elev. point 731 — Skalka
- 4 — Spotted chlorite-hornblende-biotite phyllite. Quarry s. of the water reservoir Lubeník
- 5 — Spotted biotite-chlorite-albite phyllite. Valley of Mútník, 50 m e. of the elev. point 411.0
- 6 — Biotite-quartzite hornfels. Road cut Hnúšťa—Ratková, 50 m w. of the
- 7 — Epidote-hornblende-biotite hornfels. Cut of the railway Hnúšťa—Likier, 250 m wnw. of the elev. point 319.0
- 8 — Epidote-biotite hornfels. Quarry s. of the water reservoir Lubeník
- 9 — Sericite-biotite hornfels with calcite. Cut of the railway Hnúšťa—Likier, 250 m wnw. of the elev. point 319.0
- 10 — Muscovite-biotite paragneiss. Cut of the railway Hnúšťa—Mútník, 300 m w. of the elev. point 390.0

is of typical reddish brown colour and strong pleochroism: α = light brown, γ = reddish brown. Refractive indices $n_\alpha = 1.569-1.585$, $n_\gamma = 1.615-1.640$, $n_\gamma - n_\alpha = 0.048-0.056$. According to A. N. Winchell's 1951 diagram it belongs to the isomorphic series phlogopite — annit and corresponds to meroxene with $\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) = 0.2-0.5$.

b) Contact hornfelses were found on the southeastern border of the Rimavica intrusion only, most often directly on the contact to granite or in the centre of the contact aureole, but again on the contact with the pegmatite of shoots. The common feature of all the hornfelses is uniformly granular structure and perfect or almost perfect recrystallization of regional metamorphic mineral assemblages. They consist thus only of contact minerals. They are of relatively coarser grained development and larger amount of porphyroblast of quartz, biotite, muscovite, rarely even cordierite. They are derived from regional metamorphic rocks of different chemical composition corresponding to different mineral composition. Thus we can classify the hornfelses into the following rock types:

9. Muscovite-biotite and biotite hornfelses. They have the chemical composition of pelitic rocks (Tab. 1, Anal. Nos. 6 and 9).

Structure: uniformly granular

Texture: hornfels-lepidograbolastic

Mineral composition: quartz > biotite > muscovite. Accessories: garnet, zircon, apatite, albite, chlorite, epidote and magnetite.

From regional metamorphic minerals only almandine is surviving reliably. It is, however, strongly replaced by biotite and/or chlorite. The other minerals are of contact metamorphic (quartz I, biotite, muscovite, albite, etc.) and hydrothermal (quartz II, chlorite, albite II, and epidote) origin.

10. Muscovite-biotite-albite and biotite-albite hornfelses. These rocks are marked with high albite content of contact metamorphic origin (Pl. II, Fig. 2). They might have originated by transformation of graywackes, but plagioclase could be partly of contact metasomatic origin too, as these hornfelses occur commonly close to the contact with granite.

Structure: uniformly granular

Texture: hornfels-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz $\approx$ albite $\approx$ biotite $\approx$ muscovite. Accessories: garnet, zircon, apatite, chlorite, calcite and magnetite.

Besides muscovite, all minerals are of contact metamorphic origin. Muscovite seems to be probably of contact metasomatic origin (Pl. I, Fig. 2) and was formed in the course of final phase of contact metamorphism, in the phase of cooling of the contact aureole. Similar origin of muscovite was described by M. H. Naggar and M. P. Atherton 1970. However muscovite was partly formed also by baueritization of biotite. Baueritization of biotite, sericitization of feldspars, chloritization of biotite and calcite formation are related with the hydrothermal phase of Rimavica intrusion.

11. Garnet-biotite-albite hornfelses are derived from regional metamorphic rocks with chemical composition of pelites.

Structure: uniformly granular

Texture: hornfels-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > albite $\approx$ biotite > garnet. Accessories: muscovite, zircon, apatite, chlorite, epidote and magnetite.

Garnet in hornfelses seems to be of contact metamorphic origin. It forms poikiloblasts, which show no marks of replacement by biotite, despite of strong recrystallization of rocks owing to contact metamorphism. According to G. A. Chinner 1962, however, garnet in contact aureoles occurs very rarely and only in metamorphic rocks of very restricted chemical composition. The chemical analyses of corresponding rocks, as well as determination of garnets were not carried out, thus the origin of garnet in contact aureole of the Rimavica granite is not still quite resolved.

12. Epidote-biotite hornfelses. As regards to their chemical composition (Tab. I, Anal. Nos. 7 and 8) they are derived from regional metamorphic rocks with chemical composition of pelites contaminated by diabase tuffs. The presence of regional metamorphic hornblende replaced by contact biotite supports this interpretation (Pl. III, Fig. 1).

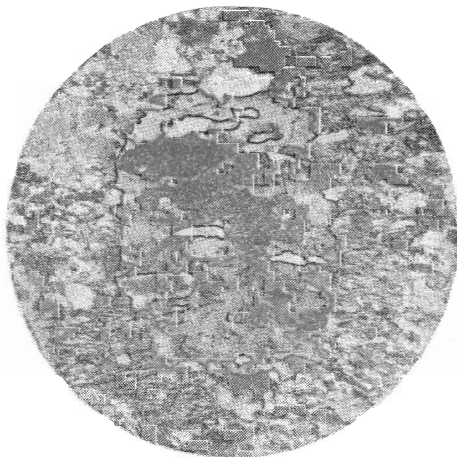
Structure: uniformly granular

Texture: glomeroblastic-hornfels

Mineral composition: quartz > biotite > epidote $\geq$ hornblende. Accessories: zircon, apatite, albite, chlorite, calcite and magnetite.

At higher content of hornblende the rocks grade into the hornblende-epidote-biotite hornfelses. Except for regional metamorphic hornblende, most of other minerals including epidote are of contact metamorphic origin, only chlorite, calcite and quartz II are hydrothermal minerals.

13. Sillimanite-cordierite hornfelses represent the highest temperature stage of contact metamorphism of the studied area. They are known only from the exposure on the east side of an unnamed streamlet, or in its bed south of Mitník, 200 m se. from the elev. point 411.0.



1.
Plate III

2.

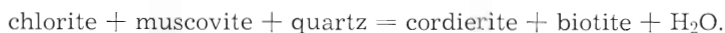
1. Porphyroblasts of hornblende (ho) replaced by contact metamorphic biotite (bi) in a contact chlorite-biotite phyllite. Quarry near the s. of the Lubeník water reservoir. X nicols, magn. 43×
2. Porphyroblasts of a contact metamorphic cordierite (cord) with inclusions of lenticular granular quartz (q) regional metamorphic origin (helictic texture) in a sillimanite-cordierite hornfels. Valley south of Mútník, 200 m se. of the elevation point 411.0. X nicols, magn. 48×

Structure: undistinctly schistose

Texture: oriented-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz $\geq$ sericite > cordierite > sillimanite. Accessories: zircon, apatite, tourmaline, chlorite and limonite.

Quartz I and sericite are regional metamorphic minerals of dimensional orientation. After regional metamorphism contact one took place, displaying by the formation of quartz II, cordierite and biotite. Cordierite was generated likely by the reaction:



Its refractive indices are $n_\alpha = 1.530$ and $n_\gamma = 1.537$ corresponding to the Fe^{2+}/Mg ratio about 0.1 in its composition. It forms usually porphyroblasts up to 3 mm in size and locally contains inclusions of regional metamorphic quartz I showing hecilitic texture (Pl. III, Fig. 2). Sillimanite occurs in the form of fibrolite, forming abundant sheaf-formations. It is arranged in the strike of schistosity (Pl. IV, Fig. 1) and thus reminds a regional metamorphic mineral. In the conditions of regional metamorphism this mineral can generate only in amphibolite facies and in the Kohút crystalline complex these conditions were not attained. Neither could it be created by contact metamorphism, as sillimanite appears only in the pyroxene-hornfels facies (E. Althaus 1966), which do not generate by the effect of granite intrusions. Thus it ought to have originated under special conditions at comparatively lower temperatures. According to N. S. Pitcher 1965 sillimanite may generate also by the action of pneumatolytic solutions holding F and (OH). At the same time muscovite and often also tourmaline generate. The assemblage sillimanite, muscovite and tourmaline occurs also in the studied hornfelses. It is likely that

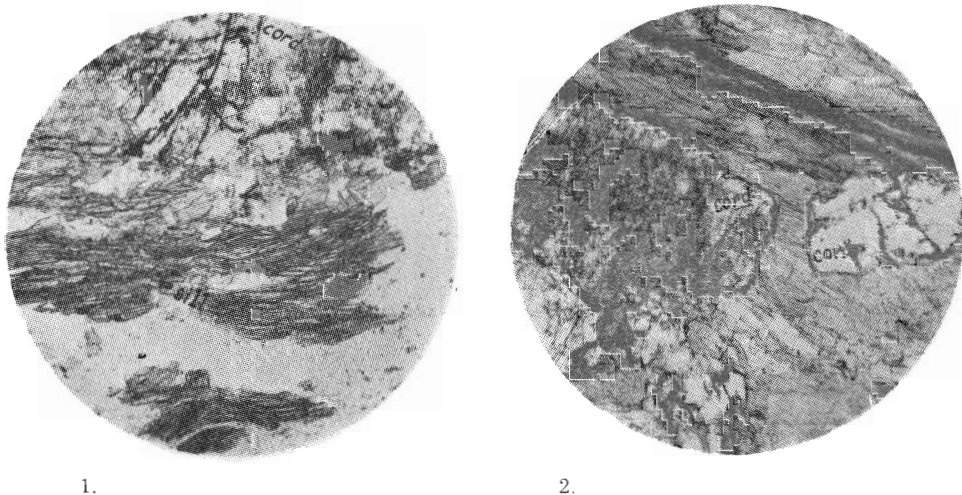


Plate IV

1. Fibrous fibrolite aggregate (sill) in a sillimanite-cordierite hornfels. Valley south of Mútník, 2000 m se. of the elevation point 411.0. // nicols, magn. 55×
2. Pinitization of cordierite (cord) in a sillimanite-cordierite hornfels. Valley south of Mútník, 200 m se. of the elevation point 411.0. // nicols, magn. 43×

Photo L. Osvald

sillimanite is a product of pneumatolytic metasomatism and generated by dissociation of alkaline aluminosilicates, particularly of sericite. New-formed sillimanite reprints the fabric of regional metamorphic sericite and has thus preferred orientation. A similar sequence of cordierite and sillimanite was described by M. H. Naggar and M. P. Atherton 1970 in the contact aureoles of granites from Donegal. The hydrothermal phase of the Rimavica intrusion caused pinitization of cordierite (Pl. IV, Fig. 2).

14. Contact biotite and garnet-biotite micaschists and paragneisses occur on the northwestern margin of the Rimavica granite only. Macroscopically the almost do not differ from regional metamorphic micasschists and paragneisses and also their mineral composition in the same. They are, however, more massive and contain porphyroblasts of transversal biotite and/or muscovite at contact metamorphic origin.

Structure: undistinctly schistose

Texture: oriented-lepidogranoblastic

Mineral composition: quartz > biotite $\geq$ acid plagioclase $\geq$ garnet. Accessories: zircon, apatite, tourmaline, rutile and magnetite.

Geochemical relations in the crystalline complex of the Kohút zone

The chemical composition of regional and contact metamorphic rocks was studied on the basis of 10 main oxides analyses and 51 spectral analyses of some elements in trace concentration. Various regional and contact metamorphic rock types were analyzed, in order to reveal the geochemical development of both metamorphic processes.

According to major element representation the analyzed rocks (Tab. 1) belong to three sedimentary rock groups: to shales and sandy shale (Anal. Nos. 1, 3, 6 and 10), graywackes (Anal. Nos. 2 and 5) and shales contaminated by diabase tuffs (Anal. Nos. 7 and 8). Neither with regional nor with contact metamorphism their representation change remarkably. Analogous major element variations as they were found at different regional (Anal. Nos 1 and 10), but also at contact (Anal. 3 and 6) metamorphic rocks may be established also in the scope of the individual sedimentary rock groups. Certain changes in major element representation were found at contact metamorphic rocks only, which had been affected also by the pneumatolytic and hydrothermal phase. Sericite-biotite hornfels with calcite (Anal. No. 9) displaying at low SiO₂ relatively high K₂O content may serve as example. This due to potassium import during hydrothermal alteration of feldspars. Also the high CaO content is allied to the hydrothermal phase under the formation of calcite.

The relevant planimetric analyses are given along with the particular silicate analyses in table I. Comparing them some variances appear between the chemical and mineral composition. They are conditioned by considerable rock variations on the area investigated. To a certain degree they are due even to difficulties in the determination of their mineral composition. The studied rocks are fine-grained, mineral alterations are frequent (feldspar sericitization and biotite chloritization particularly).

Trace element behaviour during regional and contact metamorphism was studied on the example of 51 spectral analyses. From the analyzed samples individual rock groups based on their premetamorphic development, charac-

teristics and intensity of metamorphism were classed. For these rock groups mean values of trace element content were calculated.

It follows from table 2, that Ga, Y, Sc, Cr and Sn contents of the studied metamorphic rocks, which originated from shales (Anal. Nos. 1, 2, 5, 6, 9, 13 and 14) regardless of the character and intensity of metamorphism are almost consistent with the mean values stated by K. K. Turekian — K. H. We-

Trace element content (in ppm) of metamorphic rocks of the Kohút zone

Table 2

No of rock group	B	Ga	Y	Sc	Zr	Cr	V	Ba	Sr	Number of analyses
sericite and sericite-chlorite phyllites	34	21	26	14	320	98	206	1280	173	n=6
muscovite-biotite and biotite phyllites	12	27	13	13	284	78	162	1520	302	n=5
sericite metaquartzites	20	23	11	17	298	132	297	2400	78	n=2
metagraywackes	5	17	—	12	27	88	102	880	229	n=2
biotite and garnet-biotite micaschists and gneisses	34	28	126	10	319	104	126	1265	185	n=5
spotted biotite-chlorite and chlorite-biotite phyllites	6	20	9	12	235	82	134	1250	218	n=7
spotted biotite-chlorite-albite phyllites	—	19	22	20	575	162	209	810	690	n=1
spotted biotite-quartzose phyllites	5	17	8	19	330	82	128	449	248	n=4
muscovite-biotite and biotite hornfelses	5	21	16	10	316	78	107	1587	207	n=6
muscovite-biotite-albite and biotite-albite hornfelses	5	20	19	16	198	108	183	1235	270	n=4
garnet-biotite-albite hornfelses	6	22	11	124	300	81	145	1160	311	n=2
epidote-biotite hornfelses	—	24	37	26	309	117	293	1720	532	n=2
sillimanite-cordierite hornfelses	10	20	—	13	380	107	140	978	346	n=2
contact biotite and garnet-biotite micaschists and paragneisses	20	27	21	10	367	86	97	1968	182	n=3
mean content after K. K. Turekian and K. H. Wedepohl 1961 for comparison	100	19	26	13	160	90	138	580	300	

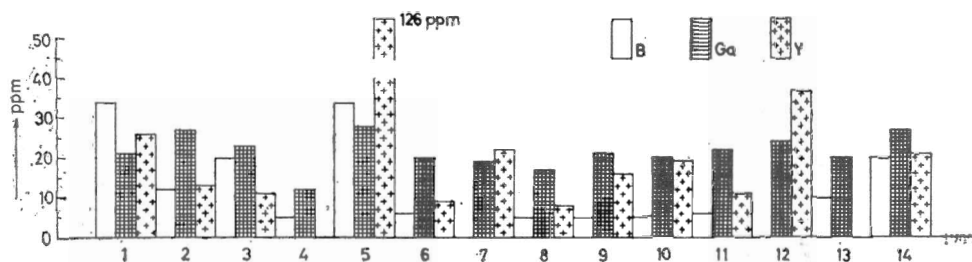


Fig. 3. B, Ga and Y variations in ppm in regional and contact metamorphic rocks from the Kohút zone of the rock groups in Tab. 2, Nos. 1—14

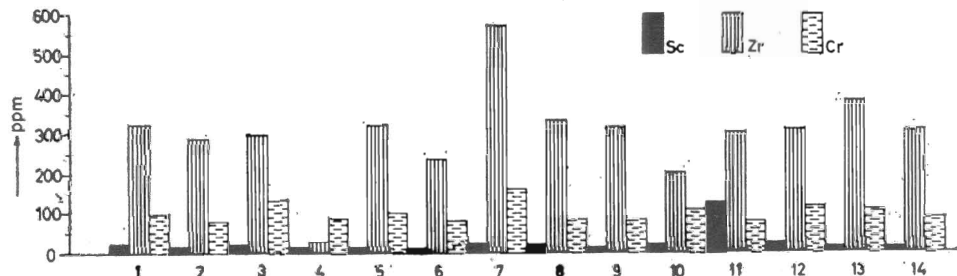


Fig. 4. Sc, Zr and Cr variations in ppm in metamorphic rocks from the Kohút zone of the rock groups in Tab. 2, Nos. 1—14

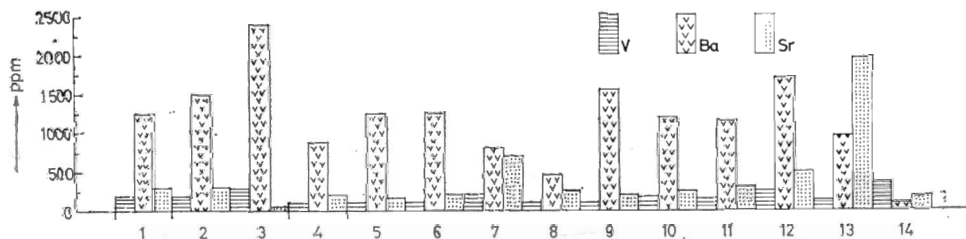


Fig. 5. V, Ba and Sr variations in ppm in metamorphic rocks from the Kohút zone of the rock groups in Tab. 2, Nos. 1—14

depo hl 1961 for pelites. With Zn and Ba this work show one or twofold increase being of general nature and applying at different regional and contact metamorphic rock types. According to our observations both regional and contact metamorphism in the Kohút crystalline complex were isochemical processes. Only pneumatolytic and hydrothermal alteration had allochemical character.

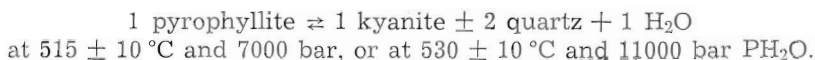
Conditions of contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite

It is known that the character of contact metamorphism depends on several factors, particularly on the chemical nature of the magma, its temperature,

its total thermal capacity, the depth and mode of the intrusion as well as on the chemical composition and petrographical nature of the adjacent rocks. This dependence is reflected also in the development of the contact metamorphic rocks of the Rimavica granite.

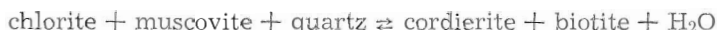
The Rimavica granite is of acid nature ($\text{SiO}_2 = 70.35\text{--}73.96\%$), with comparatively high alkali content ($\text{Na}_2\text{O} = 3.08\text{--}5.34\%$ and $\text{K}_2\text{O} = 3.34\text{--}4.41\%$). H. G. F. Winkler 1967 assumes for these types of magmas intrusive temperature of about 700°C .

The development of contact metamorphic rocks was influenced by the fact that regionally already metamorphosed complex was affected by contact metamorphism. Regional metamorphism took place under conditions of greenschist facies, but did not reach the conditions of kyanite zone, which according to E. Althaus 1969 may originate from pyrophyllite in sense of the equation:



Approximately the same temperatures but lower pressures were active also during contact metamorphism. This is the reason why some regional metamorphic minerals were stable during contact metamorphism and were surviving in contact metamorphic rocks.

The highest temperature contact mineral of the investigated area is cordierite. It appears directly on the contact with granite and generated likely by the reaction:



The equilibrium conditions of this reaction were studied by A. Hirschberg — H. G. F. Winkler 1968, who stated the equilibrium data:

$505 \pm 5^\circ\text{C}$ at 500 bar PH_2O ;

$515 \pm 5^\circ\text{C}$ at 1000 bar PH_2O ;

$525 \pm 5^\circ\text{C}$ at 2000 bar PH_2O .

Considering the depth in which these conditions were reached in our case, we must start from the notion of J. C. Jaeger 1957. In his sense the intruding magma heats the adjacent rocks directly on the contact only on a temperature corresponding approximately to $\frac{2}{3}$ of its own temperature. On the contact overheating of the rock took place, which may be expressed as follows:

$$\text{overheating} = \text{crystalization temperature} + \text{TN.}$$

TN is the temperature of the rock prior the intrusion, and depends on depth and the geothermal gradient. According to H. Schneiderhöhn 1961 the usual depth of intrusions is 3—8 km, however, shallower and deeper intrusions are also known. A depth of 3—8 km corresponds to pressures of 800—2000 bar. Applying these data to our conditions and calculating with an intrusive temperature of 700°C and geothermal gradient of $30^\circ\text{C}/1 \text{ km}$, than directly on the contact the adjacent rock was overheated to $460 + \text{TN}$, i.e. at a depth of 2 km to 520°C at a pressure of 500 bar, and at 3 km to 550°C at 800 bar PH_2O . It may be deduced that the Rimavica intrusion was not deeper than 2—3 km at

pressures of 500—800 bar. The crystallization temperature was decreasing with the distance from the contact, hence several regional metamorphic minerals like garnet, biotite, chlorite, and even quartz were at lower temperatures of contact metamorphism preserved as stable phases. One of typical features of contact metamorphism of the Kohút zone is the fact that it took place mostly in several phases; besides the thermal and injection-metasomatic effect it displayed also by the penetration of pneumatolytic solutions and metasomatic formation of fibrolite, muscovite and pneumatolytic tourmaline and finally it was terminated by the hydrothermal phase. Its product is the sericitization of feldspar, chloritization of biotite or garnet, pinitization of cordierite, formation of quartz, albite etc.

Doručené 28. 1. 1977

Odpověděl M. Palivcová

Translation L. Mináriková

REFERENCES

- Althaus E. 1966: In G. H. F. Winkler 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Althaus E. 1969: Das System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—H}_2\text{O}$. Experimentelle Untersuchungen und Folgerungen für die Petrogenese der metamorphen Gesteine. N. Jb. Min., 111, 1, pp. 74—100. Stuttgart.
- Böckh H. 1907: Beiträge zur Gliederung der Ablagerungen des Szepes-Gömörer Erzgebirges. Jb. Kön. ung. geol. Reichsanstalt, Budapest.
- Chinner G. A. 1962: Almandine in thermal aureoles. Petrology, 3, 2, pp. 316—318. Oxford.
- Hey M. H. 1954: In A. Dudek — F. Fediuk — M. Palivcová 1962: Petrografické tabulky. Nakl. ČSAV, Praha.
- Hirschberg A. — Winkler H. G. F. 1968: Stabilitätsbeziehung zwischen Chlorit, Cordierit und Almandin bei der Metamorphose. Contr. Min. Petrology, 18, pp. 17—32. Berlin, Heidelberg, New York.
- Jaeger J. C. 1957: In H. G. F. Winkler 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Kamenický J. 1968: In M. Maheľ — T. Buday et al.: Regional geology of Czechoslovakia, part II. Academia, Praha.
- Kamenický J. — Hovorka D. 1972: Textures of pre-Tertiary eruptive and metamorphic rocks of the West Carpathians. Acta geol. et geogr. univ. Comen., 24, pp. 1—407. Bratislava.
- Kamenický J. — Štol J. 1970: The nature of contact metamorphism of the mesozoic of the Banská Štiavnica elevation. Acta geol. et geogr. univ. Comen., 19, pp. 109—128. Bratislava.
- Kužvart M. 1956: Geologické a petrografické poměry masivních ložisek a jejich okolí u Hněstě u Slovensku. Sbor. Ústř. úst. geol., 22, pp. 145—195. Praha.
- Lehotský I. 1968: In M. Maheľ — T. Buday et al.: Regional geology of Czechoslovakia, part II. Academia, Praha.
- Máška M. — Zoubek V. 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia, Nakl. ČSAV, Praha.
- Mišík M. 1953: Geologické pomery územia medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. Zbor. SAV, 4, 3—4, pp. 557—587. Bratislava.
- Naggar M. H. — Atherton M. P. 1970: The composition and metamorphic history of some aluminium silicate-bearing rocks from the aureoles of the Donegal granites. J. Petrology, 11, 3, pp. 549—589. Oxford.
- Nemček A. 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. Zbor. SAV, 4, 3—4, pp. 589—622. Bratislava.
- Ondrušová S. 1968: Charakteristika granátov metamorfovaných hornín v oblasti Hněstě. Undergraduate work, Fac. Nat. Sci. Univ. Comen. Bratislava.

- Pitcher W. S. 1965: In W. S. Pitcher — G. V. Flynn: Controls of metamorphism, pp. 327—341. Oliver and Boyd, Edinburg, London.
- Schneiderhöhn H. 1961: In H. G. F. Winkler 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Šuf J 1937: Zpráva o nálezistích užitečných nerostů v okolí Hnúšťa na Slovensku se zvláštním zřetelem ku geologickým poměrům této oblasti. Ban. Svět, 2—4, pp. 22—46. Praha.
- Turekian K. K. — Wedepohl K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., 72, 175. New York.
- Vitális S. 1908: Beiträge zur Geologie des Gebietes zwischen Rima- u. Nagybalogbach. Jb. Kön. ung. geol. Reichsanstalt, pp. 52—62. Budapest.
- Vrána S. 1964: Petrogenéza veporidného kryštalinika v okolí Slavošoviec. Geol. Práce. Správy, 33, pp. 5—29. Bratislava.
- Winchell A. N. 1951: In W. E. Tröger 1959: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- Winkler H. G. F. 1967: Die Genese der metamorphen Gesteine. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.

Kontaktný metamorfizmus v aureole rimavického granitu

V juhovýchodnej časti pásma Kohúta centrálnych Západných Karpát vystupuje jazykovitá intrúzia leukokratického granitu, ktorý budeme volať *rimavickým granitom*. V jeho plášti vystupuje regionálne metamorfované súvrstvie, ktoré na styku s granitom postihla kontaktná premena. Šírka kontaktnej aureoly, ale aj kontaktný metamorfný účinok jazykovitej intrúzie sú v jej podloží a nadloží rozdielne. V podloží sa kontaktná premena viaže len na úzku prikontaktnú zónu, v ktorej sa okrem kontaktných termických účinkov uplatnili aj injeknometasomatické procesy. Na proti tomu v nadložnej časti jazykovitej intrúzie mala kontaktná premena izochemický charakter a uplatnila sa až v šírke 3 km.

Aj keď je kontaktná premena v kohútskom kryštaliniku známa už dávnejšie (spomína ju napr. H. Böckh 1907, S. Vitális 1908, J. Šuf 1937, M. Mišík 1953, A. Nemček 1953, M. Kužvart 1955, S. Vrána 1964 a i.), chýba ucelený obraz o petrografickom vývoji kontaktných metamorfítov a podmienkach ich vzniku. Vyplniť túto medzeru sa pokúšame v tejto práci.

Geologická stavba pásma Kohúta

Pásmo Kohúta je najjužnejšou tektonickou jednotkou veporíd. Z oboch strán, severozápadnej a juhovýchodnej, je ohraničené tektonicky, na severozápade ho oproti kráľovohorskému pásmu veporíd obmedzuje muránsky zlom a z juhovýchodu je naň pozdĺž lubeníckej línie nasunutá najjužnejšia tektonická jednotka centrálnych Západných Karpát, gemeridy. Na stavbe kohútskeho pásma sa zúčastňuje viac stratigrafických celkov, najmä kryštalinikum, sedimenty vrchného karbónu, permu a obalového mezozoika (séria foederata).

Kryštalinikum tvoria kryštalické bridlice a granitoidy. Má stavbu antiklinória, stormovaného hlavne za kriedového vrásnenia (mediteránna fáza).

Kryštalické bridlice mali flyšoidný vývoj a tvorilo ich súvrstvie ílovitých a ílovito-piesčitých bridlic s polohami pieskovcov, drôb a s ojedinelými vložkami bituminóznych bridlic a karbonátov. Syngenetickým členom sedimentárneho súvrstvia sú aj submarinné výlevy diabázov a drobné intrúzie peridotitov. Regionálna premena toto súvrstvie zmenila na rozličné typy fylitov, svorov a pararúl, resp. na amfibolity a serpentinity. Náhľady na jeho vek nie sú jednotné; M. Máška — V. Zoubek (1961) ho pokladajú za jednotný stratigrafický celok (kohútska séria) mladoproterozoického veku. K tomuto náhľadu sa prikláňa aj J. Kamenický (in M. Mahel —

T. Buday et al. 1968), ktorý ho premenoval na kokavskú sériu. Naproti tomu I. Lehotský (1961) pokladá slabo metamorfované súvrstvie fylitov a svorov (hlado-morná séria) juhovýchodného okraja kohútskeho pásma za mladší člen kohútskeho kryštalinika a uvažuje o jeho príslušnosti do devónu až spodného karbónu.

Granitoidy majú v tomto pásme zložitý vývoj a patria k viacerým petrografickým typom; sihlíanskemu granodioritu, granitu a granodioritu veporského typu, injekčnometasomatickému granodioritu, rimavickému granitu a pod. Rimavický granit sa vyznačuje leukokratickým charakterom, drobným a rovnomerne zrnitým vývojom a masívnou textúrou. Miestami obsahuje porfýroblasty metasomatického mikroklinu, čím nadobúda porfýrický charakter. Je magmatického pôvodu a predstavuje pravdepodobne samostatnú fázu intrúzie variskeho plutonizmu. Tá mala jazykovitý charakter a nastala od juhovýchodu. S. Vrána (1964) uvažuje o možnosti alpinskeho veku rimavickej intrúzie. Rimavický granit kontaktne metamorfuje už regionálne premenené súvrstvie; kontaktná premena nepostihuje sedimenty permu a vrchného karbónu, okrem toho je granit miestami alpsky mylonitizovaný, z čoho vychádza, že má veľmi pravdepodobne spodnokarbónsky vek.

Rimavický granit vystupuje v juhovýchodnej časti kohútskeho pásma a v priestore medzi Českým Brezovom a Čiernou Lehotou vytvára dva menšie masívy a niekoľko drobných výskytov, ktoré naznačujú spojenie týchto masívov v hĺbke.

Styk granitu s plášťom bol pôvodne intruzívny, ale dnes, hlavne v severozápadnej časti, je prevažne tektonický. Smer tejto intrúzie bol na juhovýchode konkordantný a na severozápade často diskordantný na bridličnatosť plášťa. To sa prejavilo v odlišnom kontaktnometamorfnom účinku tejto intrúzie. Na juhovýchode telesa je len termický účinok (konkordantná metamorfóza), ale na severozápade sa okrem tepelného účinku táto intrúzia prejavila aj injekčnometasomatickým prenikaním aplítov a pegmatitov za vzniku migmatitov (diskordantná metamorfóza). Jazykovitý spôsob intrúzie s miernym úklonom na JV. sa prejavil aj v rozličnej šírke kontaktnej aureoly, ktorá sa na severozápade obmedzuje len na niekoľko desiatok metrov a na juhovýchode dosahuje šírku až 3 km.

Petrografia kryštalinika pásma Kohúta

A. Regionálne metamorfity najbližšieho okolia kontaktnej aureoly zastupuje skupina fylitov a skupina svorov a pararúl.

a) Skupina fylitov s polohami sericitických kvarcitov a metadrôb je len pri juhovýchodnom okraji rimavického granitu, a to nielen pri vonkajšom okraji kontaktnej aureoly, ale aj uprostred kontaktného dvora. Sú to jemnozrnné a tenko-bridličnaté horniny svetlosivej, sivej, sivozelenkavej až tmavosivej farby. Často majú zachovanú pôvodnú vrstvositosť. Bridličnatosť je priečna alebo vrstvomá. Najčastejšie ich tvorí kremeň, sericit, chlorit a biotit, často aj granát. V závislosti od pôvodného chemického zloženia a intenzity regionálnej premeny možno v tejto skupine vyčleniť:

1. *Sericitické a sericiticko-chloritické fylity*. Vznikli počiatočnou regionálnou premenou ílovitých bridlíc (Tab. 1, Anal. No. 1).

Textúra je tenkobridličnatá, štruktúra pásikovo-lepidogranoblastická, min. zloženie je kremeň > chlorit $\approx$ sericit, akcesórie sú biotit, granát, albit, epidot a magnetit.

S pribúdaním kremeňa tieto horniny prechádzajú do sericiticko-chloriticko-kremenných fylitov a s pribúdaním granátu do granaticko-chloritických fylitov, v ktorých sa už často objavuje aj biotit.

2. *Muskoviticko-biotitické a biotitické fylity*. Aj ony vznikli premenou ílovitých bridlíc, ale pri relatívne vyššej teplote. Textúra je bridličnatá, štruktúra pásikovo-lepidogranoblastická, min. zloženie je kremeň > biotit $\approx$ muskovit, akcesóriou je granát, albit, epidot, turmalín a magnetit.

3. *Sericitické metakvarcity*. Sú metamorfovanými produktmi pieskovecov. Textúra je bridličnatá, štruktúra usmernená lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: kremeň >> sericit, akcesóriami sú chlorit, turmalín a magnetit.

4. *Metadroby*. Majú povahu anchimetamorfovaných hornín s dominujúcimi znakmi sedimentov. Textúra je lavicovitovrstvovitá, štruktúra psamiticko-lepidogranoblastická minerálne zloženie je: kremeň > albit, s vedľajším zastúpením sericitu alebo chloritu, akcesóriami sú turmalín a magnetit.

S výnimkou pneumatolytického turmalínu (skorylu) sú všetky minerály regionálnometamorfného pôvodu, a preto sú, najmä sericit a chlorit, tvarovo usporiadané.

b) Skupina s vorov a pararúl vystupuje len pri severozápadnom okraji rimackého granitu, často spolu s migmatitmi. K jej hlavným minerálom patrí kremeň, biotit, kyslý plagioklas a granát. Podľa ich obsahu v tejto skupine rozoznávame:

5a) *biotitické a granatisko-biotitické svory* s akcesorickým až vedľajším zastúpením kyslého plagioklasu a

5b) *biotitické a granatisko-biotitické pararuly* s podstatným zastúpením kyslého plagioklasu.

Ostatné znaky majú tieto horniny spoločné. Textúra je bridličnatá, štruktúra usmernená lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: kremeň > biotit $\approx$ kyslý plagioklas $\approx$ granát, akcesóriami sú zirkón, apatit, turmalín, rutil a magnetit.

Granát je zastúpený almandínom a najčastejšie tvorí porfyroblasty vystupujúce v drobnozrnnnej kremenno-plagioklasovej hmote (Pl. I, Fig. 1). V niektorých horninách aj chýba a na jeho mieste je muskovit. S výnimkou turmalínu (skorylu), sú všetky minerály regionálnometamorfného pôvodu. Ako vychodí z minerálneho zloženia, pararuly a svory vznikli z ílovitých a ílovito-piesčitých sedimentov (Tab. 1, Anal. No. 10).

B. *Kontaktné metamorfity* vznikli z už regionálne metamorfovaných hornín. Kontaktné sa premenili v podmienkach fácie albitovo-epidotických a amfibolických rohovecov. Podľa intenzity kontaktnej premeny, ale aj závislosti od ich pôvodného zloženia možno v tejto skupine vyčleniť tri horninové skupiny: škvrnité fylity, kontaktné rohovce, kontaktné svory a pararuly.

a) *Škvrnité fylity* majú ešte reliktné dominujúce znaky regionálne metamorfovaných hornín. To znamená, že si zachovali bridličnatú textúru a tvoria ich minimálne dve generácie minerálov, a to regionálnometamorfné a kontaktné. Regionálnometamorfné minerály sú tvarovo usporiadané a podmieňujú vývoj bridličnatej textúry. Naproti tomu kontaktné minerály, hlavne biotit a muskovit, tvoria často porfyroblasty alebo sa zoskupujú do glomerblastov a makroskopicky sa prejavujú tmavými alebo svetlými škvrnami. Porfyroblastický vývoj má často aj kontaktnometamorfný kremeň. Porfyroblasty biotitu a muskovitu sú plochami (001) často priečne orientované na bridličnatosť. Sú dierkované a obsahujú inklúzie regionálne metamorfovaného kremeňa alebo albitu. Podľa minerálneho zloženia patria k nasledujúcim typom:

6. *Škvrnité biotitisko-chloritické a chloritisko-biotitické fylity*. Chemickým zložením zodpovedajú ílovitým bridličnám (Tab. 1, Anal. No. 3.) Majú škvrnito-bridličnatú textúru, škvrnito-lepidogranoblastickú štruktúru, minerálne zloženie je: kremeň > biotit $\approx$ chlorit, akcesóriami sú zirkón, granát, albit, muskovit, epidot a magnetit.

7. *Škvrnité biotitisko-chloritisko-albitické fylity*. Vyznačujú sa vysokým obsahom regionálnometamorfného albitu, ktorý poukazuje na to, že vznikli premenou živcových drôb. Textúra je škvrnito-bridličnatá, štruktúra porfyroblasticko-lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: albit $\approx$ kremeň > chlorit, akcesóriami sú zirkón, apatit, muskovit a magnetit.

8. *Škvrnité biotitisko-kremenné fylity* majú vysoký obsah kremeňa a vznikli premenou ílovito-piesčitých a piesčitých sedimentov. Majú škvrnito-bridličnatú tex-

túru, porfyroblasticko-lepidogranoblastickú štruktúru, minerálne zloženie kremeň > biotit > chlorit, akcesórie granát, muskovit, zirkón, apatit, turmalín, epidot a magnetit.

Kontaktne metamorfované fylity uvedených typov sa skladajú minimálne z dvoch a často aj zo štyroch generácií minerálov: regionálnometamorfných (kremeň I, chlorit I, granát a albit II), kontaktnotermických (kremeň II, chlorit II, biotit a muskovit; Pl. II, Fig. 1), pneumatolytického turmalínu (skorylu) a hydrotermálnych (kremeň III, chlorit III, epidot a albit II). Genéza zirkónu a apatitu je sporná, mohli by byť regionálnometamorfného aj kontaktného pôvodu. Granát je zastúpený almandínom, tvorí poikiloblasty s kremeňom I a často ho zatláča kontaktnometamorfný biotit alebo hydrotermálny chlorit.

Regionálnometamorfný chlorit I má indexy lomu: $n_\alpha = 1,601-1,629$, $n_\gamma = 1,607-1,631$, dvojlom $n_\gamma - n_\alpha = +0,002-0,006$, charakter minerálu +. Naproti tomu hydrotermálny chlorit II má indexy lomu: $n_\alpha = 1,613-1,628$, $n_\gamma = 1,615-1,629$, dvojlom $n_\gamma - n_\alpha$ od $+0,002$ do $-0,003$. Podľa diagramu M. H. Heya (1954), ktorý vyjadruje závislosť optických konštánt chloritov od pomeru $Fe^{2+} + Fe^{3+}$ ($Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg$), je chlorit I ripidolitom a chlorit II brunsvigitom až pyknochloritom.

Kontaktnometamorfný biotit pravdepodobne vznikol premenou setricitu a chloritu podľa rovnice



Na rozdiel od zeleného regionálnometamorfného biotitu má kontaktný biotit typickú červenohnedú farbu a silný pleochroizmus: α = bledohnedá, γ = červenohnedá. Index lomu $n_\alpha = 1,569-1,586$, $n_\gamma = 1,615-1,65$, dvojlom $n_\gamma - n_\alpha = 0,048-0,056$. Podľa diagramu A. N. Winchella (1951) patrí izomorfnému radu flogopit — annit a zodpovedá meroxénu s Fe^{2+} ($Fe^{2+} + Mg$) = $0,2-0,5$.

Kontaktné rohovce boli pozorované len na juhovýchodnom okraji rimavickej intrúzie, najčastejšie bezprostredne na kontakte s granitom alebo aj uprostred kontaktného dvora, ale opäť na kontakte s apofýzou pegmatického granitu. Spoločným znakom všetkých rohovcov je všesmerne zrnitá textúra a dokonalá alebo takmer dokonalá rekryštalizácia regionálnometamorfných minerálov. Tvoria ich preto len kontaktné alebo takmer len kontaktné minerály. Majú relatívne hrubozrnnnejší vývoj a časté porfyroblasty kremeňa, biotitu, muskovitu, ojedinele aj cordieritu. Vznikli z regionálnych metamorfítov rozličného zloženia, a preto aj pri rovnakých podmienkach vzniku majú rozdielne minerálne zloženie. Podľa neho vyčleňujeme:

9. *Muskoviticko-biotitické a biotitické rohovce.* Majú chemické zloženie ílovitých sedimentov (Tab. 1, Anal. No. 6 a 9). Textúra je všestranne zrnitá, štruktúra rohovcovo-lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: kremeň > biotit > muskovit, akcesóriami sú granát, zirkón, apatit, albit, chlorit, epidot a magnetit.

Z regionálnometamorfných minerálov sa zachoval len almandín, silne ho zatláča biotit alebo hydrotermálny chlorit. Ostatné minerály sú kontaktnometamorfného (kremeň I, biotit, muskovit, albit a pod.) a hydrotermálneho (kremeň II, chlorit, albit II a epidot) pôvodu.

10. *Muskoviticko-biotiticko-albitické a biotiticko-albitické rohovce.* Vyznačujú sa bohatým obsahom albitu kontaktnometamorfného pôvodu (Pl. II, Fig. 2). Mohli vzniknúť premenou živcových drôb, ale časť plagioklasu môže byť aj kontaktnometasomatického pôvodu, lebo tieto rohovce vystupujú najčastejšie na styku s granitom. Majú všesmerne zrnitú textúru, rohovcovo-lepidogranoblastickú štruktúru, minerálne zloženie kremeň $\approx$ albit $\approx$ biotit $\approx$ muskovit, akcesórie sú granát, zirkón, apatit, chlorit, kalcit a magnetit.

Okrem kontaktnometasomatického muskovitu sú všetky minerály kontaktnotermického pôvodu (Pl. I, Fig. 2). Kontaktnometasomatický muskovit opísal aj M. H. Naggar a M. P. A. Heron (1970). Časť muskovitu vznikla aj baueritizáciou.

biotitu. Baueritizácia biotitu, sericitizácia živcov, chloritizácia biotitu a vznik kalcitu sú produktom hydrotermálnej fázy rimavickej intrúzie.

11. *Granatiko-biotiticko-albitické rohovce*. Vznikli z regionálnych metamorfítov chemického zloženia fľovitých bridlíc. Textúra je všesmerne zrnitá, štruktúra rohovo-lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: kremeň > albit $\approx$ biotit > granát, akcesóriami sú muskovit, zirkón, apatit, chlorit, epidot a magnetit.

Granát v rohovcoch je blízky almandínu a zdá sa, že je kontaktnometamorfný. Tvorí poikiloblasty, ktoré nemajú znaky zatlačovania biotitom, a to ani v silne kontaktné rekryštalizovaných horninách. Podľa G. A. Chinnera (1962) vystupuje granát blízky almandínu len veľmi zriedkavo v kontaktnej aureole, a to len v horninách osobitného chemického zloženia.

12. *Epidoticko-biotitické rohovce*. Ako vyplýva z ich chemického zloženia (Tab. I, Anal. Nos. 7 a 8), vznikli z metamorfítov chemického zloženia fľovitých bridlíc s kontaminovaných diabázovými tuftmi. Túto interpretáciu podporuje najmä regionálne metamorfovaný amfibol, ktorý je zatlačovaný kontaktnometamorfným biotitom (Pl. III, Fig. 1). Textúra je všesmerne zrnitá, štruktúra glomeroblasticko-rohovcová, minerálne zloženie je: kremeň > biotit > epidot $\approx$ obyčajný amfibol, akcesóriami sú zirkón, apatit, albit, chlorit, kalcit a magnetit.

Pri väčšom zastúpení amfibolu možno hovoriť aj o amfibolicko-epidoticko-biotitických rohovcoch. S výnimkou regionálnometamorfného amfibolu ostatné minerály vrátane klinozoizitu sú kontaktnometamorfného pôvodu. Chlorit, kalcit a kremeň II sú hydrotermálnymi minerálmi.

13. *Sillimaniticko-cordieritické rohovce* sú produktom najvyššie temperovaného štádia kontaktnej premeny v študovanom území. Poznáme ich len z odkryvu na ľavom brehu nepomenovaného potoka a v jeho koryte južne od Mútnika 200 m juhovýchodne od kóty 411,0. Textúra je nezreteľne bridličnatá, štruktúra usmernená lepidogranoblastická, minerálne zloženie je: kremeň $\approx$ sericit > cordierit > sillimanit, akcesóriami sú zirkón, apatit, turmalín, chlorit a limonit.

Kremeň I a sericit sú regionálnometamorfnými minerálmi a sú tvarovo usporiadané. Po regionálnej premene sa uplatnila kontaktná metamorfóza, ktorá sa prejavila vznikom kremeňa II, cordieritu a biotitu. Cordierit vznikol pravdepodobne podľa reakcie



Má indexy lomu $n_\alpha = 1,530$ a $n_\gamma = 1,533$, zodpovedajúce 10–13 % Fe-podielu v jeho zložení. Tvorí najčastejšie porfýroblasty veľkosti do mm a obsahuje početné uzavreniny regionálnometamorfného kremeňa I predĺženého v smere bridličnatosti (Pl. III, Fig. 2). Sillimanit vystupuje vo forme vláknitého fibrolitu, tvorí najčastejšie snopčekovité útvary a je usporiadaný v smere bridličnatosti (Pl. IV, Fig. 1), a tým pripomína regionálnometamorfný minerál. Pri regionálnej metamorfóze môže tento minerál vzniknúť až v sillimanitovo-almandínovo-ortoklasovej subfácii, ale takéto podmienky v kohútskom kryštaliniku neboli. Nemohol vzniknúť ani kontaktnou premenou, lebo pri nej vzniká sillimanit až vo fácii ortoklasovo-cordieritických rohovcov (E. Althaus 1966), ktoré účinkom granitických intrúzií nevznikajú. Musel teda vzniknúť za osobitných podmienok, pri relatívne nižšej teplote. Podľa W. S. Pitschera (1965) môže sillimanit vzniknúť aj pôsobením pneumatolytických roztokov, keď obsahujú F a (OH). Potom sa súčasne tvorí aj muskovit a často aj turmalín. Asociácia sillimanit, muskovit a turmalín vystupuje aj v rohovcoch, ktoré sme skúmali. Je teda veľmi pravdepodobné, že sillimanit je tu produktom pneumatolytickej metasomatózy a vznikol disociáciou alkalických alumosilikátov, najmä sericitu. Novovznikajúci sillimanit preberal stavbu regionálnometamorfného sericitu, a preto je tvarovo usporiadaný. Podobnú následnosť cordieritu a sillimanitu

konštatoval aj M. H. Naggar a M. P. Atherton (1970) z kontaktnej aureoly granitu Donegalu. Hydrotermálna fáza rimavickej intrúzie sa prejavila pinitizáciou cordieritu.

14. *Kontaktné biotitické a granatisko-biotitické pararuly* vystupujú len pri severo-západnom okraji rimavického granitu. Makroskopicky sa od regionálne metamorfovaných svorov a pararúl takmer neodlišujú a aj ich minerálne zloženie je temer rovnaké. Sú však masívnejšie a obsahujú porfyroblasty priečneho biotitu alebo muskovitu, ktoré sú kontaktnometamorfného pôvodu. Majú nezreteľne bridličnatú textúru, usmernenú lepidogranoblastickú štruktúru.

Minerálne zloženie kremeňa > biotit $\approx$ kyslý plagioklas $\geq$ granát, akcesórie sú zirkón, apatit, turmalín, rutil a magnetit.

Geochemické pomery

Chemické zloženie regionálnych a kontaktných metamorfítov sme sledovali na príklade 10 silikátových a 51 spektrálnych analýz. Analyzovali sme rozličné typy regionálnych a kontaktných metamorfítov, aby sme poznali geochemický vývoj oboch metamorfických procesov.

Podľa zastúpenia makroelementov patria analyzované horniny (Tab. 1) do troch skupín sedimentárnych hornín — ílovitých a ílovito-piesčitých bridlíc (Anal. Nos. 1, 3, 6 a 10), drôb (Anal. Nos. 2 a 5) a ílovitých bridlíc kontaminovaných diabázovými tufmi (Anal. Nos. 7 a 8). Ich chemické zloženie sa pri regionálnej ani pri kontaktnej premene markantnejšie nemení. Obdobné variácie makroprvkov, aké pozorujeme pri rozličných regionálnych (Anal. Nos. 1 a 10), ako aj kontaktných (Anal. Nos. 3 a 63) metamorfítov, možno pozorovať aj v rámci jednotlivých skupín sedimentárnych hornín. Isté zmeny v zastúpení makroprvkov sú len pri kontaktných metamorfítov, ktoré postihla aj pneumatolytická a hydrotermálna premena spätá s rimavickou intrúziou. Takýmto príkladom je sericiticko-biotitický rohovec s kalcitom (Anal. No 9), ktorý pri nízkom obsahu SiO_2 má pomerne vysoký obsah K_2O . Spôsobil ho prínos kália pri hydrotermálnej premene živcov. Aj vysoký obsah CaO je spätý s hydrotermálnou fázou za vzniku kalcitu.

Správanie sa stopových prvkov pri regionálnej a kontaktnej premene sme sledovali na príklade 51 spektrálnych analýz. Zo vzoriek sme vytvorili skupiny, a to podľa ich predmetamorfického vývoja a intenzity premeny. Pre niektoré horninové skupiny sme vypočítali priemerné hodnoty zastúpenia stopových prvkov, iné vyjadrujeme len na príklade jednej alebo dvoch analýz.

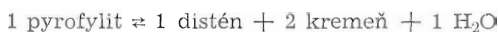
Ako vyplýva z tab. 2, je obsah Ga, Y, Sc, Cr a Sn študovaných metamorfítov vzniknutých z ílovitých bridlíc (Anal. Nos. 1, 2, 5, 6, 9, 13 a 13), a to bez ohľadu na charakter a intenzitu ich premeny, takmer zhodný s priemernými hodnotami ílovitých sedimentov, ktoré udáva K. K. Turekian — K. H. Wedepohl (1961). Pri Zr a Ba možno v horninách pozorovať až dvojnásobné zvýšenie, ale to má všeobecný charakter a uplatňuje sa v rozličných typoch regionálnych a kontaktných metamorfítov. Podľa našich pozorovaní bola regionálna a kontaktnometamorfická premena v kohútskom kryštaliniku izochemická. Alochemický charakter mala len pneumatolytická a hydrotermálna premena.

Podmienky kontaktnej metamorfózy v aureole rimavického granitu

Ako je známe, charakter kontaktnej premeny závisí od viacerých činiteľov, najmä od chemickej povahy magmy, jej teploty, celkovej tepelnej kapacity, ale aj od hĺbky a spôsobu intrúzie, chemického zloženia a petrografickej povahy vedľajšej horniny. Táto závislosť sa názorne odráža aj vo vývoji kontaktných metamorfítov rimavického granitu.

Rimavický granit je acidnej povahy ($\text{SiO}_2 = 70,35\text{--}73,96\%$), s pomerne vysokým obsahom alkálií ($\text{Na}_2\text{O} = 3,08\text{--}5,34\%$ a $\text{K}_2\text{O} = 3,34\text{--}4,41\%$). Pre magmy takéhoto typu H. G. F. Winkler (1967) predpokladá intruzívnu teplotu okolo 700°C . Jeho intrúziu, ako sme už spomenuli, sprevádzala postmagmatická káliová metasomatóza za vzniku porfyroblastov mikroklínu a hydrotermálna fáza. Mocnosť jazykovitej intrúzie odhadujeme na $3\text{--}4\text{ km}$, a preto celková tepelná kapacita tejto intrúzie nie je príliš veľká.

Vývoj kontaktných metamorfítov ovplyvnila skutočnosť, že kontaktná premena postihla už regionálne metamorfované súvrstvie a jeho premena nastala v podmienkach fácie zelených bridlíc, ale nedosiahla podmienky vzniku disténu, ktorý podľa E. Althausa (1969) môže vzniknúť z pyrofylitu podľa rovnice



pri $515 \pm 10^\circ\text{C}$ a 7000 baroch alebo $530 \pm 10^\circ\text{C}$ a 11 000 baroch pH_2O .

Približne pri rovnakej teplote, ale pri nižšom tlaku sa odohrala aj kontaktná premena. Preto boli niektoré regionálnometamorfné minerály počas kontaktnej premeny stabilné a uchovali sa aj v kontaktných metamorfitoch.

Najvyššie temperovaným kontaktným minerálom študovaného územia je cordierit. Vystupuje priamo na kontakte s granitom a vznikol pravdepodobne reakciou



Rovnovážne podmienky tejto reakcie študovali A. Hirschberg — H. G. F. Winkler (1968) a stanovili tieto rovnovážne údaje:

$505 \pm 5^\circ\text{C}$ pri 500 baroch pH_2O

$515 \pm 5^\circ\text{C}$ pri 1000 baroch pH_2O

$525 \pm 5^\circ\text{C}$ pri 2000 baroch pH_2O

Keď berieme do úvahy, v akých hĺbkach boli takéto podmienky v našom prípade, musíme vychádzať z údajov J. C. Jaegera (1957), podľa ktorých intrudujúca magma neodovzdáva vedľajšej hornine celú tepelnú kapacitu, ale len jej časť; priamo na kontakte sú to len $\frac{2}{3}$ jej celkovej kapacity. Na kontakte nastalo prehriatie, ktoré možno matematicky vyjadriť takto: *kryštalizačná teplota* + T_N , pričom T_N je teplota vedľajšej horniny pred intrúziou, ktorá závisí od hĺbky a geometrického gradientu. Podľa H. Schneiderhöhnna (1961) je najčastejšie hĺbka intrúzie $3\text{--}8\text{ km}$, ale poznáme aj intrúzie plytšie i hlbšie. Hĺbka $3\text{--}8\text{ km}$ zodpovedá tlaku 800—2000 barov. Keď tieto údaje aplikujeme na naše pomery a počítame intruzívnu teplotu 700°C a geometrický gradient $30^\circ/\text{km}$, potom priamo na kontakte sa vedľajšia hornina prehriala na $460 + T_N$, t. j. pri hĺbke 2 km na 520°C pri tlaku 500 barov a pri 3 km na 550°C pri 800 baroch pH_2O . Z toho možno usudzovať, že hĺbka rimavicekej intrúzie nebola väčšia ako $2\text{--}3\text{ km}$ pri tlaku 500—800 barov. Prirodzene, so vzdialenosťou od kontaktu kryštalizačná teplota klesala, a preto pri nižšej teplote kontaktnej premeny viaceré regionálnometamorfné minerály, ako je granát, biotit, chlorit, ale aj kremeň, zostali stabilné a uchovali sa ako relikty staršej fázy kryštalizácie.

K typickým znakom kontaktných metamorfítov kohútkeho pásma patrí aj to, že sa premeniali vo viacerých fázach. Okrem termického a injekčnometasomatického pôsobenia sa intrúzia rimavického granitu prejavila aj prenikaním pneumatolytických roztokov, pričom metasomaticky vznikali fibrolit a pneumatolyticky turmalín. Zakončila ju hydrotermálna fáza, jej produktom je sericitizácia živcov, chloritizácia biotitu alebo granátu, pinitizácia cordieritu, mladší kremeň, albit a pod.

Nové poznatky o mineralógii a genéze sekundárných kvarcitov lokality Kapka v centrálnom Vihorlate

(13 obr. a 8 tab. v texte)

JÁN DERCO — JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ*

Новые сведения о минералогии и генезисе вторичных кварцитов на месторождении Капка в центральной части Вигорлата

В статье сообщается о находке топаза, андалузита, диаспора, бемита, корунда, природного муллита, флюорита, слюды, кварца, хлорита, каолинита, думортьерита и рутила в метасоматических породах на месторождении Капка в Центральном Вигорлате Восточной Словакии. Изучались три типа пород представляющих три различных минералогических ассоциаций. В статье комментируются и дискутируются полученные результаты. Предполагается, что возникновение этих пород и кристаллизация выше приведённых минералов приурочены воздействию интрузивного магматического тела.

New information about the mineralogy and genesis of secondary quartzites at Kapka locality in the central Vihorlat Mts. area

The occurrence of topaz, andalusite, diaspore, boehmite, corundum, natural mullite, fluorite, mica, quartz, chlorite, kaolinite, dumortierite and rutile in „metasomatic“ rocks found in neovolcanic rocks at Kapka in the central Vihorlat Mts. (East Slovakia) has been described.

Samples of the three rock types, representing three different mineral assemblages were studied and this paper describes and discusses the obtained results.

It is suggested that the origin of these rocks and the crystalization of the above mentioned minerals are closely related to the action of an intrusive magmatic body.

Doteraz najkomplexnejší pohľad na geologickú stavbu, petrografiú a mineralógiu Vihorlatu s posúdením surovínových možností územia podal J. Slávik (1969—1970). V rámci vyhľadávacieho prieskumu v oblasti centrálneho Vihorlatu zistil Z. Bacsó (1971) v chloritizovaných pyroxenických a biotiticko-pyroxenických andezitoch v okolí potoka Kapka teleso „metasomatitu“ s plošným rozsahom asi 350×200 metrov.

Pretože ide o prvý výskyt mineralizácie tohto charakteru na Slovensku, ktorý môže mať priemyselný význam (surovina na výrobu vysoko žiaruvzdorných materiálov), zasluhuje si zvýšenú pozornosť. K hlbšiemu poznaniu mine-

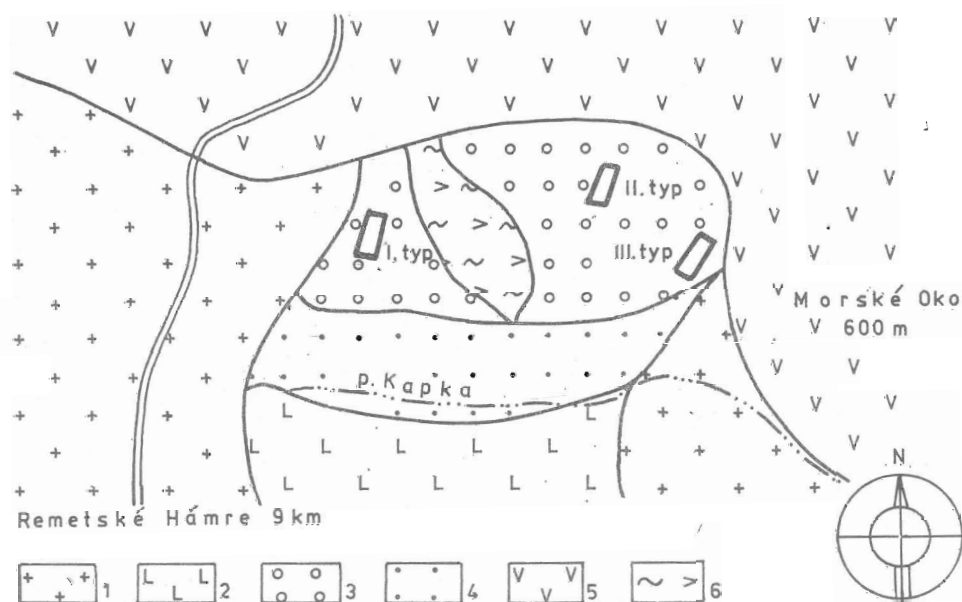
* RNDr. Ján Dercó, Ing. Ján Kozáč, Ing. Daniel Očenáš, Geologický prieskum, n. p., ATNS, Švermova 19, 040 01 Košice.

realizácie má prispieť aj táto práca, ktorá podáva nové poznatky o mineralogickom zložení a genéze zistených minerálov.

Odber, lokalizácia a charakteristika vzoriek

Na základe predbežného mineralogického posúdenia výskytu sme vyčlenili a podrobnejšie sledovali tri základné typy mineralizácie (obr. A):

I. typ predstavuje makroskopicky kompaktnú horninu zelenosivej farby. V základnej zelenosivej mase horniny sa vyskytujú inklúzie a zrná bielosivej, ružovkastej, modrastej a tmavosivej farby. Zriedkavo, po puklinách, sú aj zátky oxidov Fe. Jemnozrnná zelenosivá hornina tvrdosti 3 (podľa Mosha) vytvára alebo základnú masu horniny kompaktnej textúry alebo obruby („aureoly“) jednotlivých sivých jadier rozličnej veľkosti (najčastejšie 0,5 až 3,0 cm) tvrdosti 4 až 8 (podľa Mosha). Tieto obruby („aureoly“) vytvárajú dojem brekciovitej, príp. kokardovej a guľovej textúry. Táto textúra je výrazná najmä v pripovrchových partiách, kde zvetrávali obruby zŕn až do hĺbky niekoľkých milimetrov, kým stredu „aureol“ vysokej tvrdosti ostali neporušené a morfológicky sa výrazne prejavujú. Priemerná merná hmotnosť horniny je 2,91 g/cm³. Tento typ horniny vystupuje na povrch v západnej časti telesa v okolí kontaktu



Obr. A. Geologická skica telesa metasomatitov pri potoku Kapka (Z, Bacsó)
1 — chloritizovaný pyroxenický andezit, 2 — kyslý dvojpyroxenický biotitický andezit, 3 — hydrotermálne metasomatity, 4 — silicifikované tufy, 5 — zosun, 6 — dioritový porfýrit, I., II., III. typ — miesta odberu vzorky

Fig. A. Geological sketch of the metasomatite body near the Kapka brook.
1 — chloritised pyroxene andesite, 2 — acide two-pyroxene biotite andesite, 3 — hydrothermal metasomatites, 4 — silicified tuff, 5 — landslide, 6 — diorite porphyrite, 1st, 2nd, 3rd type — sample site.

s chloritizovanými pyroxenickými andezitmi. Vzorku reprezentujúcu tento typ sme odobrali z materiálu prieskumnej ryhy.

II. typ predstavuje makroskopicky kompaktnú horninu sivoružovkastej až hrdzavočervenej farby. Brekciovitá textúra je pozorovateľná, ale menej výrazná ako pri I. type. Základná hmota horniny je jemnozrnná. Makroskopicky však v základnej špinavoružovkastej mase horniny možno pozorovať výrastlice a žilky topásu skleného lesku (veľkosť výrastlíc do 2 mm). Veľmi časté sú záteky Fe-oxidov hrdzavohnedej farby, ktoré pravdepodobne vznikli rozkladom sľudy. Tvrdosť horniny sa pohybuje prevažne od 6 do 8 (podľa Mohsa), merná hmotnosť horniny ako celku je $3,20 \text{ g/cm}^3$. Vzorku reprezentujúcu tento typ sme odobrali z prírodného odkryvu v strednej časti telesa.

III. typom je hornina prevažne sivej, miestami sivobielej a zelenkavej farby, ojedinele s inklúziami alebo žilkami špinavoružovej farby. Ako celok je hornina kompaktná a jemnozrnná. Má vysokú tvrdosť (7 až 8 podľa Mohsa), miestami je však kaolinizovaná, s tvrdosťou 3 až 5. Jej priemerná merná hmotnosť je $2,75 \text{ g/cm}^3$. Na povrch vystupuje vo forme odkryvov na juhovýchodnom okraji telesa, ale aj v priestore medzi I. a II. typom. V hornine vystupujúcej v druhom priestore sú lepšie pozorovateľné výrastlice topásu. Podľa doterajších poznatkov (len na základe povrchového štúdia telesa) sa ukazuje, že tento typ horniny je na lokalite najrozšírenejší. Vzorku reprezentujúcu tento typ sme odobrali z odkryvu na juhovýchodnom okraji telesa.

Identifikácia a charakteristika minerálov

V skúmaných troch typoch horniny sme zistili nasledujúce minerálne asociácie:

I. typ

hlavné: sľuda, hydráty Al_2O_3 — böhmít; diaspor; topás; andaluzit; prírodný mullit; korund

vedľajšie: tridymit; kremeň; chlorit; dumortierit; rutil; fluorit; turmalín
akcesorické: monazit; apatit; argetit.

II. typ

hlavné: topás; andaluzit; sľuda (biotit); kaolinit; fluorit

vedľajšie: kremeň; tridymit; korund; rutil; oxidy Fe (amorfné)
akcesorické: apatit.

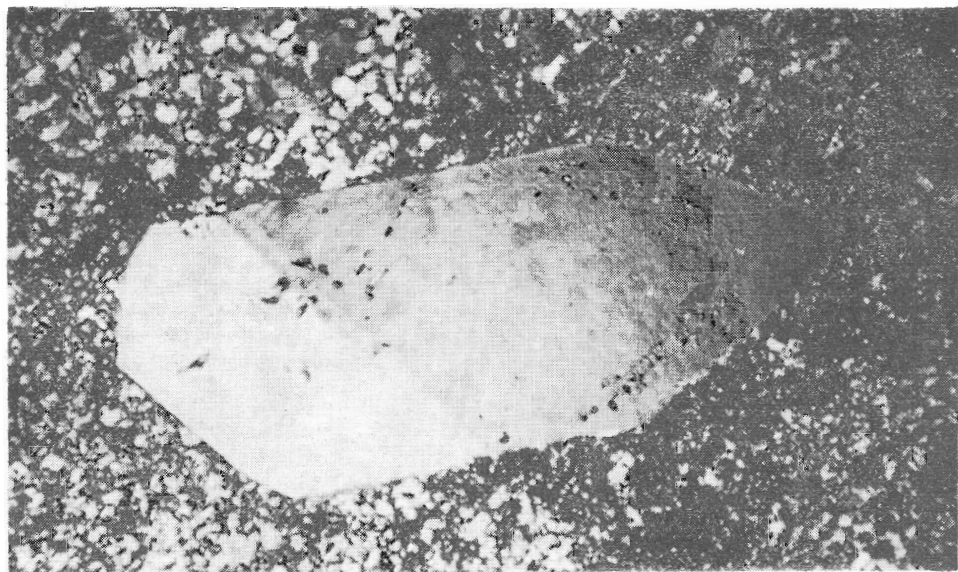
III. typ

hlavné: kremeň; topás; kaolinit

vedľajšie: andaluzit; rutil
akcesorické: fluorit; apatit?

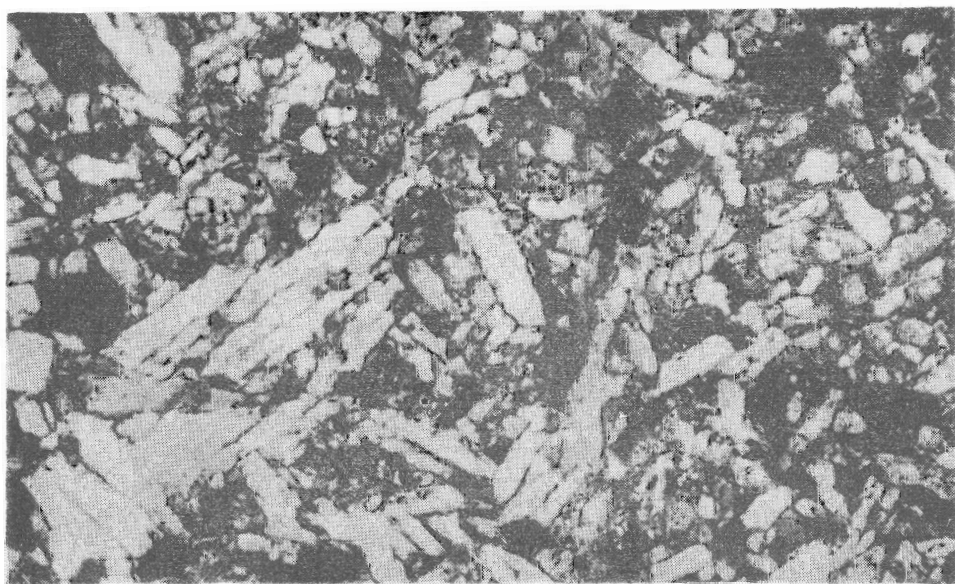
Topás

Predstavuje hlavný minerál II. typu horniny a je jedným z hlavných minerálov III. a I. typu horniny. Často ho možno pozorovať aj makroskopicky. V II. type horniny vidieť vo výbruse väčšie idiomorfne vyvinuté stĺpcékovité kryštálky, v ktorých prevládajú dómy a prizmy. Veľkosť výrastlíc dosahuje až 2 mm (obr. 1), ale popri nich sú prítomné aj veľmi malé zrná v rozmeroch 0,015 až 0,2 mm (obr. 2). Zriedkavo sa vyskytujú zrasty podľa roviny (101) (obr. 3). V I. type horniny sa dajú rozlíšiť väčšie stĺpcékovité kryštálky a nepravidelné zrná menších rozmerov, ktoré pravdepodobne vznikli rekryštalizáciou na mieste (obr. 4).



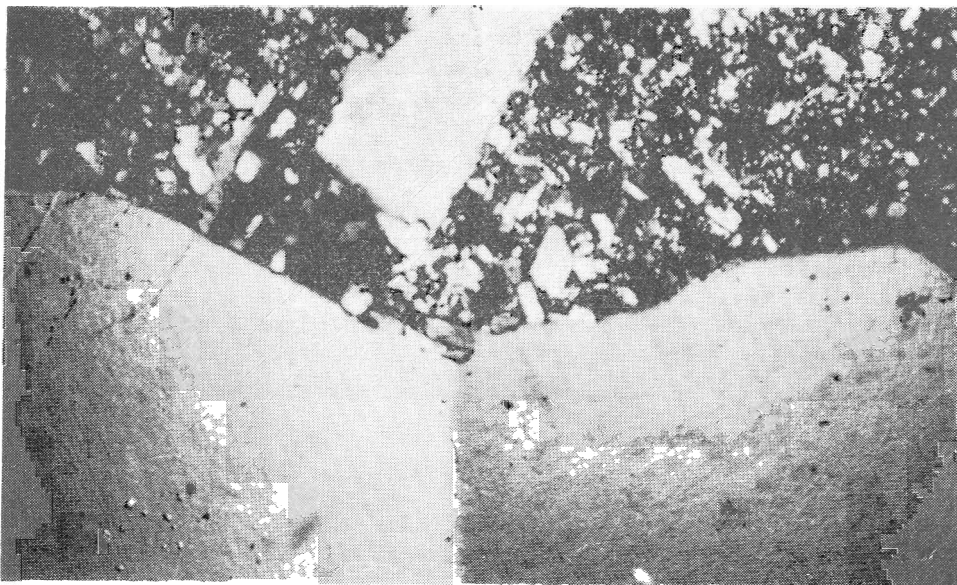
Obr. 1. Výrastlica topásu v jemnozrnej topásovej hmote. II. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 100 $\times$.

Fig. 1. Topaz phenocryst in fine grained groundmass of topaz. Rock type II, crossed nicols, $\times 100$.



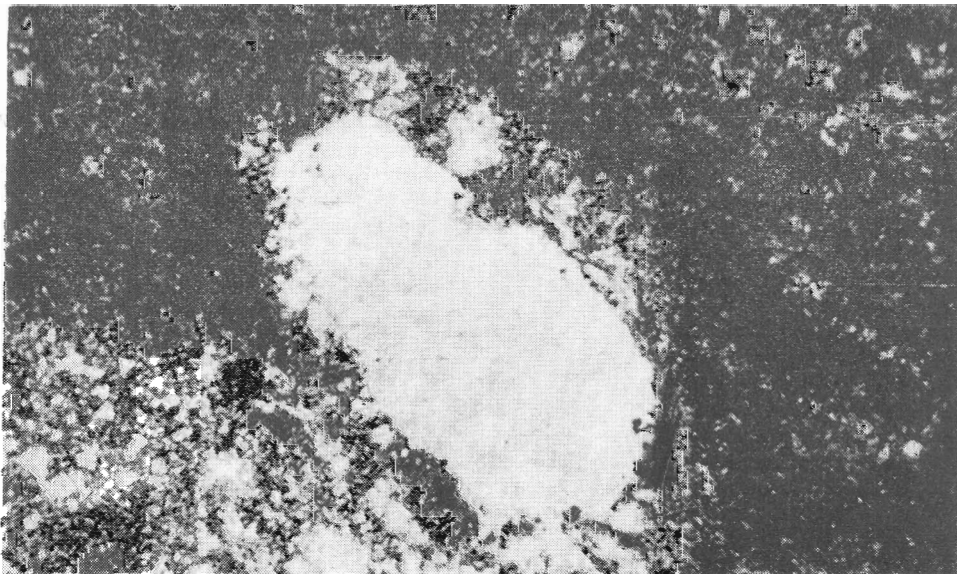
Obr. 2. Jemnozrnný topás. II. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 200 $\times$.

Fig. 2. Fine grained topaz in rock type II. Crossed nicols. $\times 200$.



Obr. 3. Brazílsky zrast topázu podľa roviny (101) v jemnozrnej topásovej hmote. II. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 100×.

Fig. 3. Twinning of topaz crystals (101) in fine grained groundmass of topaz. Rock type II. Crossed nicols. $\times 100$.



Obr. 4. Rekryštalizovaná výrastlica topázu. I. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 200×.

Fig. 4. Recrystallized phenocryst of topaz. Rock type I., crossed nicols. $\times 200$.

V III. type vystupuje jemnozrnný topás.

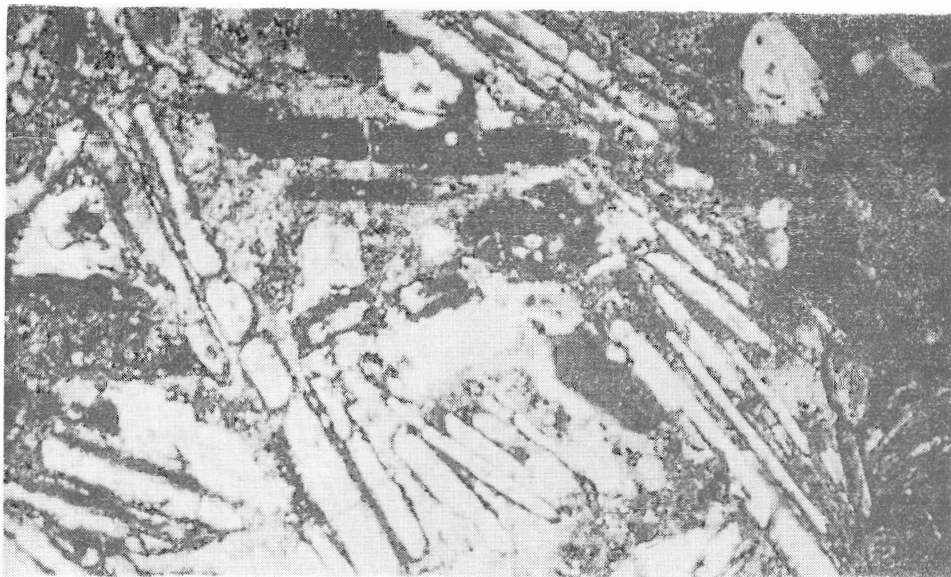
Pritomnosť topásu potvrdila rtg. analýza (tab. 1, 2, 3) a infračervená spektroskopia separovaných vzoriek (tab. 8). Na DTA-záznamoch charakterizuje topás zdvojená endoterma s vrcholmi pri 960 a 980 °C (obr. 12), ktorá zodpovedá postupnej deštrukcii kryštálovej mriežky sprevádzanej únikom vody a fluóru vo forme SiF_4 .

Andaluzit

Vystupuje ako hlavný minerál v I. a II. type. V III. type sa zistil ako vedľajší minerál. Je to práve andaluzit, ktorý dáva hornine typické ružovkasté sfarbenie pozorovateľné najmä pri II. type. V tomto type je prakticky v celej základnej mase horniny, v I. a čiastočne aj v III. type vytvára len hniezda, príp. žilky.

Andaluzit tvorí prizmatické idiomorfne až hypidiomorfne vyvinuté kryštáliky pretiahnuté v smere osi c , prúdovite usmernené v jemnodisperznej hmote (obr. 5). Veľkosť kryštálikov dosahuje v I. type 0,2 a v II. type 0,4 mm. Väčšinou sú však kryštáliky podstatne menšie.

Dokázala ho rtg. analýza (tab. 1, 2) a infračervená spektroskopia vyseparovaných minerálov (tab. 8). Poznamenávame, že prednostná orientácia základných kryštálových rovín medzi andaluzitom v I. a II. type je rozdielna. V I. type je prednostne orientovaná rovina (101) a v II. type rovina (110) a (220).



Obr. 5. Usmernený andaluzit v sľudovej hmote. II. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 100×.

Fig. 5. Streamy oriented crystals of andalusite in fine grained mica matrix. Rock type II., Crossed nicols, $\times 100$.

Sľudy

Vyskytujú sa v I. i II. type horniny. Svojím charakterom sú netypické.

V I. type tvoria spolu s böhmitom základnú jemnodisperznú hmotu (veľkosť častíc pod 10 mikrometrov) svetlozelenosivej farby, bieleho vrypu, tvrdosti 3 (podľa Mohsa), ktorá, ako sme už spomenuli, vytvára obruby zŕn s vyššou tvrdosťou, ktorých podstatnou zložkou sú minerály diaspor, prírodný mullit, topás a korund.

Rtg. analýzy týchto sľúd dávajú všetky základné reflexy muskovitu, resp. fľoveľ sľudy (illitu). Vzhľadom na to, že v našom prípade nejde o typický muskovit ani o typický illit, ale o sľudu, ktorá sa podľa chemických analýz vyznačuje podstatne vyšším obsahom SiO_2 (51 %) a nižším obsahom alkálií (len 1,2—1,5 %), ako má muskovit, predpokladáme, že ide skôr o sľudu príbuznú niektorému z typov fengit — gilbertit — sericit.

V súvislosti so sľudami sme v I. type horniny chemicky a chromatograficky zistili prítomnosť dusíka s obsahom 0,5 až 0,7 %. Predpokladáme, že sa dusík viaže alebo na minerály syngenetické so sľudami, alebo na sľudy, a to v medzivrstvovom priestore ich kryštálovej štruktúry ako katión NH_4^+ popri K^+ a H_3O^+ . Pri pálení horniny začína od 350 °C unikať plynňý NH_3 spolu s H_2O , parou vzniknutou pri rozpade kryštálovej štruktúry sľúd a böhmitu.

Otázka väzby a obsahu dusíka v hornine sa ešte rieši a výsledky sa budú publikovať neskôr.

V II. type horniny poukazujú identifikačné metódy, rtg. analýza a elektrónová mikrosonda na prítomnosť biotitu. Ani v tomto type však nejde o typický biotit, ale o veľmi jemnozrnnú, čiastočne premenenú sľudu. Výsledkom premeny je kaolinit a oxidy Fe. Sľuda vyplňa priestor medzi zrnkami topásu a andaluzitu.

V III. type horniny sme doteraz sľudu nezistili.

Böhmit

Bol zistený len v I. type horniny v asociácii so sľudou. Je jemnodisperzný, podobne ako sľuda, polarizačným mikroskopom neidentifikovateľný. Častice sú submikroskopických rozmerov. Na DTA-krivke sa prejavuje endotermou s vrcholom pri 520 °C, zodpovedajúcej strate hydroxylovej vody (obr. 12). Táto endoterma patrí aj prítomnému diasporu. Nasledujúca endoterma s vrcholom pri 560 °C zodpovedá strate hydroxylovej vody z prítomných sľúd. Prítomnosť böhmitu potvrdila rtg. analýza (tab. 1) na základe reflexov 6,2 a 3,16 Å.

Diaspor

Podobne ako böhmit sa zistil len v I. type. Aj ten je veľmi jemnodisperzný, mikroskopicky neidentifikovateľný. Dokázala ho rtg. analýza na základe reflexov 3,98; 2,13 a 1,63 Å. Tieto reflexy, ako aj reflexy charakteristické pre böhmit sa zvýraznili po rozpúšťaní vzorky v HF. Pri pálení vzorky na 550 °C reflexy böhmitu a diasporu zmizli a zvýšila sa intenzita korundu.

Jemnodisperzný charakter böhmitu a diasporu, ako aj ich prerastenie inými minerálmi komplikujú separáciu čistých minerálov, čo znemožňuje ich identifikáciu inými metódami.

Korund

Bol dokázaný v I. a II. type horniny. V I. type sa zistil v pôvodnej vzorke

namer. hødn.		andaluzit		slůda (muskovit)		böhmit		diaspor		topás		korund		mullit		tridymit	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
10,2	5	—	—	10,0	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6,1	3	—	—	—	—	6,2	6	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,58	3	5,57	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
5,14	2	—	—	5,02	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,54	6	4,53	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,34	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,34	10
3,98	5	3,96	8	—	—	—	—	3,98	6	—	—	—	—	—	—	—	—
3,67	2	—	—	—	—	—	—	—	—	3,67	7	—	—	—	—	—	—
3,49	4	3,52	4	3,50	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,40	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,42	10	—	—
3,37	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,38	10	—	—
3,19	3	—	—	3,20	4	—	—	—	—	3,20	9	—	—	—	—	—	—
3,16	2	—	—	—	—	3,16	8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,04	1	—	—	—	—	—	—	—	—	3,04	4	—	—	—	—	—	—
2,93	2	—	—	—	—	—	—	—	—	2,96	10	—	—	—	—	—	—
2,77	5	2,76	9	2,78	5	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,68	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,69	9	—	—
2,55	10	—	—	2,56	10	—	—	2,55	6	—	—	2,54	6	2,54	9	—	—
2,48	2	2,47	5	2,47	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,37	2	2,36	1	2,37	7	—	—	—	—	—	—	2,37	4	—	—	—	—
2,34	2	—	—	—	—	2,34	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,31	2	—	—	—	—	—	—	2,31	6	2,32	7	—	—	—	—	—	—
2,27	2	2,26	9	2,25	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,19	1	—	—	2,18	3	—	—	—	—	—	—	—	—	2,20	10	—	—
2,17	3	2,17	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,13	2	—	—	2,12	7	—	—	2,13	8	—	—	—	—	2,12	3	—	—
2,07	4	—	—	—	—	—	—	2,07	8	2,07	9	2,08	8	—	—	—	—
1,97	1	1,97	1	1,98	8	1,97	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1,85	2	1,84	1	1,86	2	1,85	10	—	—	1,83	7	—	—	1,84	8	—	—
1,73	1	1,74	2	—	—	—	—	—	—	—	—	1,73	5	—	—	—	—
1,70	1	—	—	—	—	—	—	1,70	4	—	—	—	—	1,69	7	—	—
1,63	3	—	—	—	—	—	—	1,63	10	—	—	—	—	—	—	—	—
1,60	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,60	10	—	—	—	—

namerané hodnoty		topás		andaluzit		sfuda (biotit)		kremeň		kaolínit		fluorit		tridymit	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
10,00	4	—	—	—	—	10,0	10	—	—	—	—	—	—	—	—
7,14	1	—	—	—	—	—	—	—	—	7,15	10	—	—	—	—
5,54	5	—	—	5,57	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,52	1	—	—	4,53	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
4,38	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,34	10
4,24	2	—	—	—	—	4,23	2	4,24	5	—	—	—	—	—	—
4,12	1	4,12	5	—	—	—	—	—	—	4,12	3	—	—	—	—
3,68	7	3,67	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,52	1	—	—	3,52	4	—	—	—	—	3,56	10	—	—	—	—
3,47	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,34	8	—	—	—	—	3,34	10	3,34	10	—	—	—	—	—	—
3,20	10	3,20	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
3,15	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	3,15	7	—	—
3,04	3	3,04*	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,97	2	2,99*	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,94	9	2,94*	10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,79	1	—	—	—	—	2,80	1	—	—	—	—	—	—	—	—
2,77	5	—	—	2,76	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,62	1	2,60	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,56	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2,55	7	—	—	—	—
2,47	3	—	—	2,47	5	—	—	2,45	5	2,48	8	—	—	—	—
2,37	4	—	—	2,36	1	—	—	—	—	2,37	7	—	—	—	—
2,35	5	2,32	7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,19	1	—	—	2,18*	1	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,17	3	—	—	2,17	10	2,17	4	—	—	—	—	—	—	—	—
2,12	1	—	—	—	—	2,12	0,5	2,12	5	2,12	2	—	—	—	—
2,09	6	2,07	9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
2,04	7	2,05*	3	—	—	—	—	—	—	2,05	1	—	—	—	—
1,98	2	—	—	1,97	1	—	—	1,97	4	1,98	7	—	—	—	—
1,92	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,92	10	—	—
1,86	5	1,86*	3	1,84	1	—	—	—	—	1,86	1	1,64	7	—	—
1,82	3	—	—	—	—	1,81	2	1,81	9	1,83	4	—	—	—	—
1,66	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

? — korund?

V. J. Michejev, 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Izd. lit. po geol. i nedr., Moskva

* ASTM — Mineraly III/I, 1972: Izd. Nauka, Moskva

rtg. analýzou (tab. 1) a mikroskopicky vo výbruse, v II. type len v zrnách po separácii v ťažkých kvapalinách pomocou rtg. analýzy. Vo výbruse vytvára vretenovité kryštáliky a tiež zrnká s xenoblastickým obmedzením. Veľkosť kryštálikov je do 0,25 mm.

Kremeň

Bol zistený ako hlavný minerál v III. type a vedľajší v I. a II. type horniny. V III. type sa v podstatnej miere zúčastňuje na tvorbe základnej hmoty hlavne ako alfa-kremeň. Jeho prítomnosť preukázala rtg. analýza (tab. 3). Vo výbruse je číry až jemne zakalený. Zrná majú alotriomorfné obmedzenie a vytvárajú tzv. dlažbovú štruktúru. Miestami sú orientované súhlasne. V II. type vytvára hniezda a miestami vyplňa trhlínky v základnej hmote. V I. type nebol jednoznačne potvrdený, lebo jeho základný reflex sa prekrýva so základným reflexom mullitu (3,34 Å).

Vo všetkých troch skúmaných typoch horniny rtg. analýza zistila alfa-tridymit ako vedľajší minerál (tab. 1, 2, 3).

Kaolinit

Jeho najvyššie zastúpenie sa zistilo v III. type horniny, kde spolu s kremeňom a topásom vytvára základnú hmotu. Makroskopicky je identifikovateľný veľmi ťažko, pretože nemá bežné charakteristické znaky kaolinitu. Je veľmi jemnozrnný, čo sťažuje jeho identifikáciu polarizačným mikroskopom. Jeho prítomnosť sme preukázali pomocou rtg. analýzy (tab. 2, 3) a elektrónovej



Obr. 6. Elektronogram kaolinitu, III. typ horniny. Suspenzia v uhlíkovej blane, zväčš. 44 000×.

Fig. 6. Electron micrograph of kaolinite, Rock type III. Suspension in carbon film, magn. 44.000×.

mikroskopie (obr. 6). Podľa elektronogramu predpokladáme jeho dobrú kryštalinitu. Veľkosť častíc je pod 8 mikrometrov.

Na DTA-krivke sa prejavuje výraznou endotermou pri teplote 560 °C a exotermou s vrcholom pri 970 °C (obr. 12).

V II. type horniny ho dokázala rtg. analýza.

Prírodný mullit

Bol zistený len v I. type horniny. Vytvára zhluky jemnozrnnej hmoty v jadrách „aureol“. Mikroskopom možno pozorovať veľmi jemné kryštáliky pretiahnuté v smere osi c.

Zistili sme tieto optické vlastnosti: Ch_z^+ , dvojlom sa pohybuje od 0,012 do 0,014. Veľkosť častíc do 0,01 mm. Hodnoty získané rtg. analýzou zo základných (tab. 1) a separovaných vzoriek sú pri mullite podľa tabuliek identické so sillimanitom. Podľa zisteného dvojlomu však v našom prípade ide o mullit. Potvrdilo to aj pozorovanie optických parametrov mullitu získaného pálením vzorky s hodnotami prírodného mullitu v základnej vzorke. Po rozpúšťaní základnej vzorky v koncentrovanej HF (počas 50 hod.) zostali reflexy mullitu neporušené. Minerály skupiny sillimanitu sa podľa literárnych údajov dlhodobým pôsobením HF rozkladajú (B. Hejtmán — J. Kóna 1959).

Chlorit

Bol dokázaný len v I. type horniny ako vedľajší minerál. Je submikroskopických rozmerov. Identifikovali sme ho pomocou rtg. analýzy (tab. 4). Charak-

Rtg. analýza III. typu horniny (Mikrometa II)
X-ray powder diffraction data of rock type III (Mikrometa II)

Tab. 3

Namerané hodnoty		kaolinit		topás		kremeň		tridymit	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
7,16	3	7,15	10	—	—	—	—	—	—
4,34	3	—	—	—	—	—	—	4,34	10
4,26	5	—	—	—	—	4,24	5	—	—
3,68	1	—	—	3,67	7	—	—	—	—
3,58	2	3,56	10	—	—	—	—	—	—
3,336	10	3,36	4	—	—	3,34	10	—	—
3,19	1	—	—	3,20	9	—	—	—	—
2,94	1	—	—	2,96	10	—	—	—	—
2,56	1	2,55	7	—	—	—	—	—	—
2,46	1	2,48	8	—	—	2,45	5	—	—
2,33	1	2,33	9	2,32	7	—	—	—	—
2,28	1	2,28	8	—	—	2,28	5	—	—
2,24	1	2,24	4	—	—	2,23	4	—	—
2,12	1	2,12	2	—	—	2,12	5	—	—
2,10	1	—	—	2,07	9	—	—	—	—
1,98	1	1,98	7	2,01	6	1,37	4	—	—
1,81	3	1,83	4	1,83	7	1,81	9	—	—
1,67	2	1,66	8	1,67	5	1,67	5	—	—

V. J. Michejev 1957: Rentgenometričeskij opredelitel mineralov. Izd. It. po geol. i nedr., Moskva

Namerané hodnoty		chlorit*		böhmit		andaluzit		sľuda	
d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I
7,12	1	7,15	10	—	—	—	—	—	—
6,07	10	—	—	6,20	6	—	—	—	—
5,53	9	—	—	—	—	5,57	7	—	—
5,31	1	—	—	—	—	—	—	—?	—
5,09	4	—	—	—	—	—	—	5,02	5
4,73	1	4,75	8	—	—	—	—	—	—

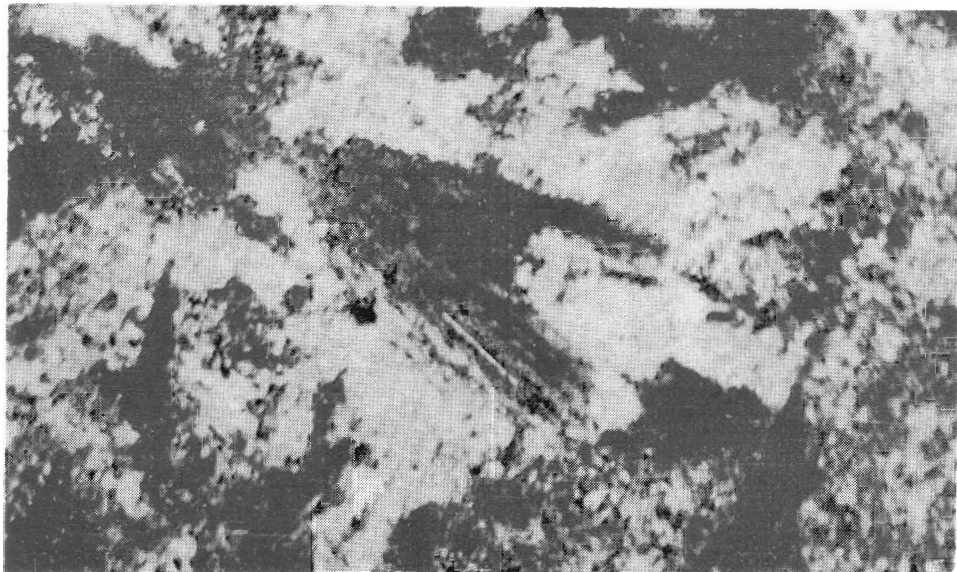
V. J. Michejev 1957: Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Izd. lit. po geol. i neдр., Moskva

* G. Brown 1961: The x-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical society (clay minerals group), London

ter reflexov poukazuje na nízky stupeň kryštalinity. Predpokladáme, že vystupuje spolu so sľudou a miestami dáva hornine tmavozelené sfarbenie.

Dumortierit

Bol zistený v I. type horniny v modrých inklúziách. Vo výbruse vytvára ojedinelé prizmatické kryštáliky (obr. 7), na koncoch rozštiepené, Ch_z —, dvojlom 0,015—0,017. Jeho prítomnosť potvrdila rtg. analýza vyseparovaných modrých inklúzií (tab. 5) a infračervená spektroskopia (tab. 8).



Obr. 7. Radiálne lúčovité kryštáliky dumortieritu v jemnozrnej hmote (topáz?). I. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 200×.

Fig. 7. Radial structure of dumortierite crystals in fine grained groundmass (topaz ?). Rock type I, crossed nicols, ×200.

Rtg. analýza vyseparovaných modrých inklúzií z I. typu horniny
(Mikrometa II)
X-ray powder diffraction data of blue inclusions separated from rock type I
(Mikrometa II)

Tab. 5

Namerané hodnoty		diaspor		sfuda		dumortierit		topás	
I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)	I	d(hkl)
10,3	10	—	—	10,0	10	—	—	—	—
5,87	6	—	—	—	—	5,85	10	—	—
5,09	4	—	—	5,02	5	5,06	9	—	—
4,46	5	—	—	4,52	7	—	—	—	—
3,97	10	3,98	6	—	—	—	—	—	—
3,85	1	—	—	—	—	3,84	5	—	—
3,68	2	—	—	—	—	—	—	3,67	7
3,44	4	—	—	—	—	3,43	6	—	—
3,23	2	3,24	1	3,20	4	3,22	6	3,20	9
3,09	1	—	—	3,09	6	3,07	4	—	—
2,94	2	—	—	—	—	2,91	6	2,96	10
2,56	6	2,55	6	2,56	10	2,54	2	—	—
2,41	1	—	—	—	—	2,41	1	2,43	2
2,32	3	2,31	6	—	—	2,34	2	2,32	7
2,13	3	2,13	8	2,12	7	—	—	—	—
2,08	5	2,07	8	—	—	2,09	8	2,07	9
1,71	1	1,70	4	—	—	—	—	—	—
1,63	4	1,63	10	—	—	—	—	—	—

V. J. Michejev 1957: Rentgenometrický opredelitel mineralov. Izd. lit. po geol. i nedr., Moskva

Semikvantitativne zastúpenie minerálov v sledovaných typoch horniny
Mineralogical composition of three rock types studied (Semiquantitative)

Tab. 6

		I. typ	II. typ	III. typ
topás	[%]	15,0	55,6	25,0
andaluzit	[%]	9,5	17,0	2,0
sfuda	[%]	42,0	12,6	—
böhmit+diaspor	[%]	15,0	—	—
korund	[%]	4,5	3,0	—
prír. mullit	[%]	7,0	—	—
fluorit	[%]	0,4	5,0	0,4
tridymit + kremeň	[%]	3,5	2,0	36,0
kaolinit	[%]	—	5,0	36,0
chlorit	[%]	2,0	—	—
dumortierit + turmalín	[%]	0,5	—	—
rutil	[%]	0,4	0,4	0,5
oxidy Fe	[%]	+	0,5	+
akcesorie	[%]	0,2	0,1	0,1
[apatit?, monazit, argentit?]				

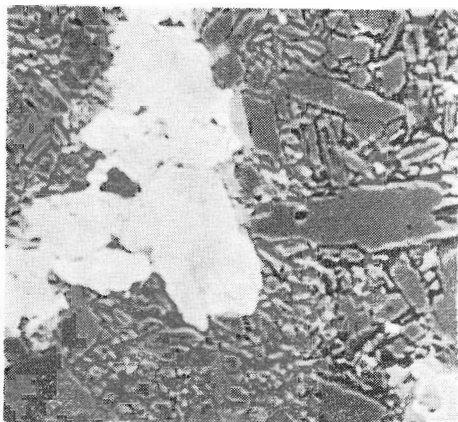
Fluorit

Minerál submikroskopických rozmerov vyplňa puklinky a trhlinky v základnej hmote. Jeho prítomnosť sme v skúšanom mieste dokázali pomocou rtg.

analýzy (tab. 2) a elektrónovej mikrosondy na základe merania obsahu Ca (50,2 %) (obr. 8, 8a). Elektrónová mikrosonda stanovila spolu s Ca malé množstvo P, čo naznačuje možnú prítomnosť akcesorického apatitu. Veľkosť kryštálikov fluoritu sa pohybuje od 2 do 15 mikrometrov. Vystupuje spolu s kryštálkami rutilu.

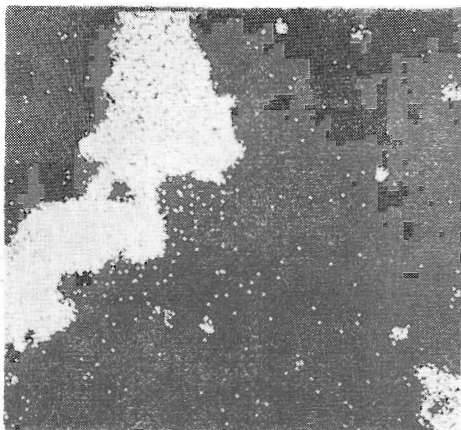
Rutil

Ako jemnozrnný minerál ho identifikovala elektrónová mikrosonda na základe merania Ti (59 %) a kolienkovitých zrastov (obr. 8, 9). Veľkosť zrn sa pohybuje od 6 do 65 mikrometrov. Vystupuje spolu s fluoritom a korundom.



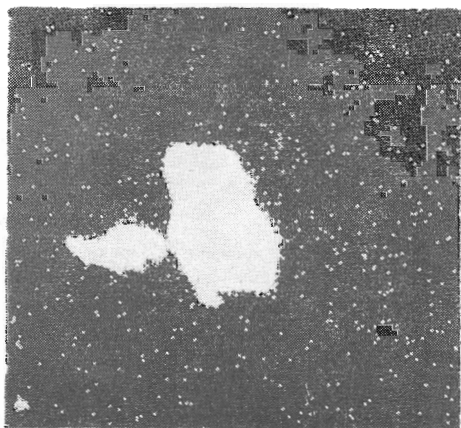
Obr. 8. Elektrónová mikroanalýza. Komp. 600. II. typ horniny.

Fig. 8. Electron probe analysis. Comp. 600. Rock type II.



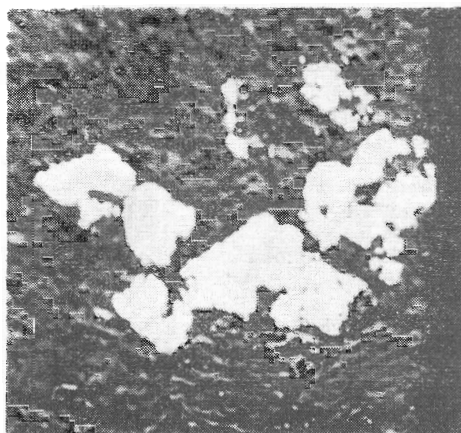
Obr. 8a. Elektrónová mikroanalýza. Ca $K\alpha$. II. typ horniny.

Fig. 8a. Electron probe analysis. Ca $K\alpha$. Rock type II.



Obr. 9. Elektrónová mikroanalýza. Ti $K\alpha$. Komp. obr. 8. II. typ horniny.

Fig. 9. Electron probe analysis. Ti $K\alpha$. (Comp. Fig. 8.), rock type II.



Obr. 10. Elektrónová mikroanalýza. Komp. 600. I. typ horniny.

Fig. 10. Electron probe analysis. Comp. 600. Rock type I.

Monazit

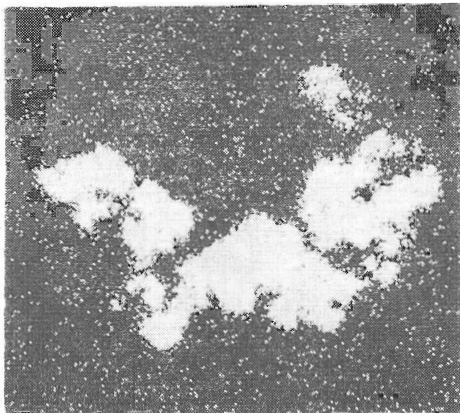
Bol zistený v I. type horniny elektrónovou mikrosondou na základe zistených prvkov Ce, La a P (obr. 10, 10a, 10b, 10 c).

Argentit

Jeho prítomnosť predpokladáme na základe výsledkov elektrónovej mikrosondy podľa zistenej prítomnosti Ag a S v prvom type horniny (obr. 11, 11a, 11b).

Turmalín

Zistil sa polarizačným mikroskopom vo výbruse vzorky I. typu horniny.



Obr. 10a. Elektrónová mikroanalýza. Ce $K\alpha$. I. typ horniny.

Fig. 10a. Electron probe analysis. Ce $K\alpha$. Rock type I.

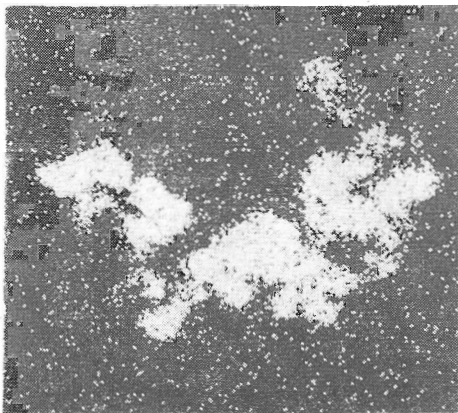
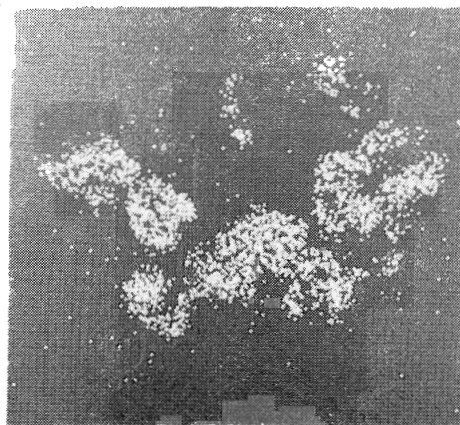


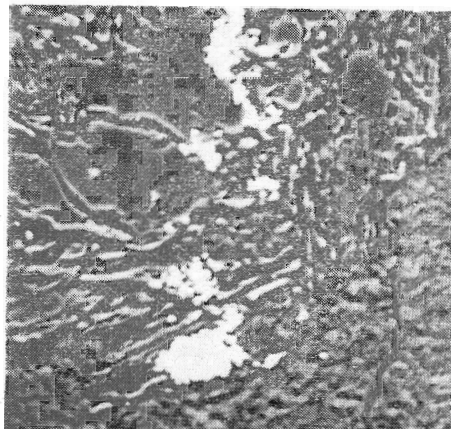
Fig. 10b. Electron probe analysis. La $K\alpha$. I. typ horniny.

Fig. 10b. Electron probe analysis. La $K\alpha$. Rock type I.



Obr. 10c. Elektrónová mikroanalýza. P $K\alpha$. I. typ horniny.

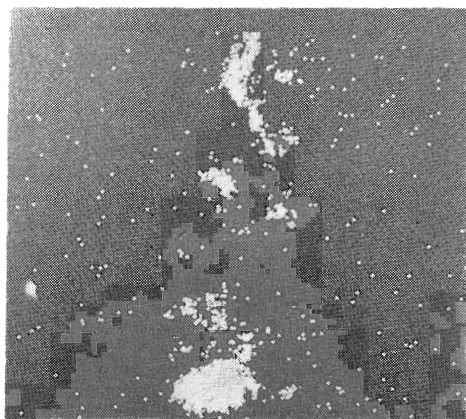
Fig. 10c. Electron probe analysis. P $K\alpha$. Rock type I.



Obr. 11. Elektrónová mikroanalýza. Komp. 600. I. typ horniny.

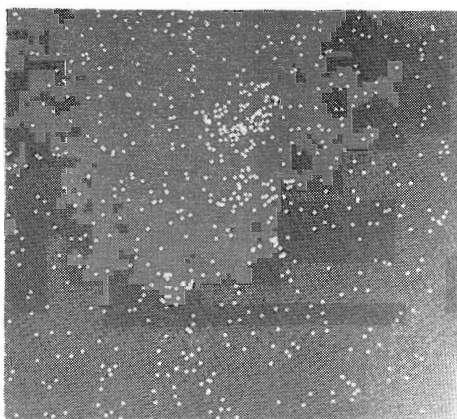
Fig. 11. Electron probe analysis. Comp. 600. Rock type I.

Vytvára ihličkovité kryštály s lúčovitou stavbou. Je vo forme žíliek v topásovej hmote (obr. 13).



Obr. 11a. Elektrónová mikroanalýza. Ag K α . I. typ horniny.

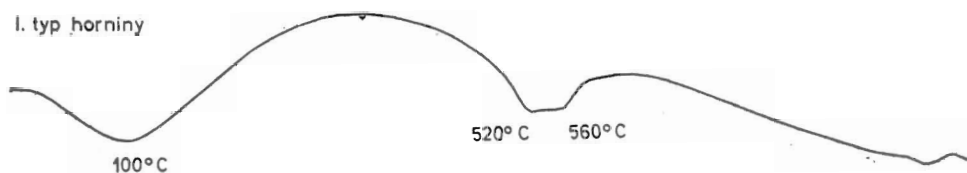
Fig. 11a. Electron probe analysis. Ag K α . Rock type I.



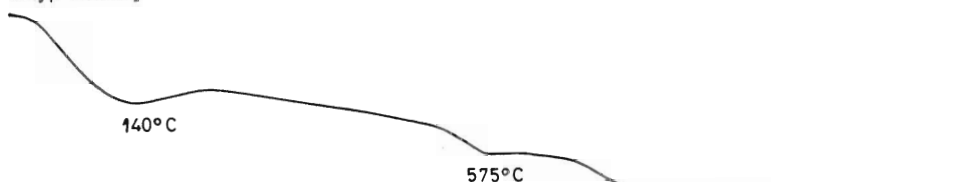
Obr. 11b. Elektrónová mikroanalýza. S K α . I. typ horniny.

Fig. 11b. Electron probe analysis. S K α . Rock type I.

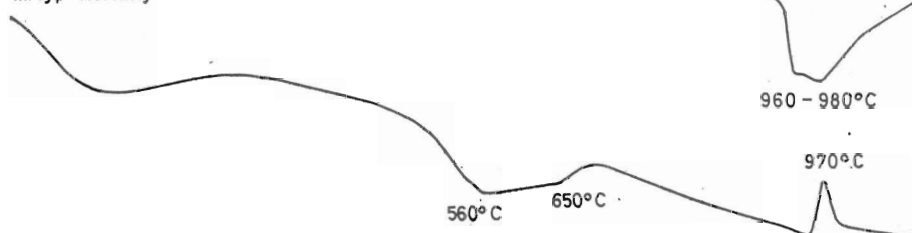
I. typ horniny



II. typ horniny

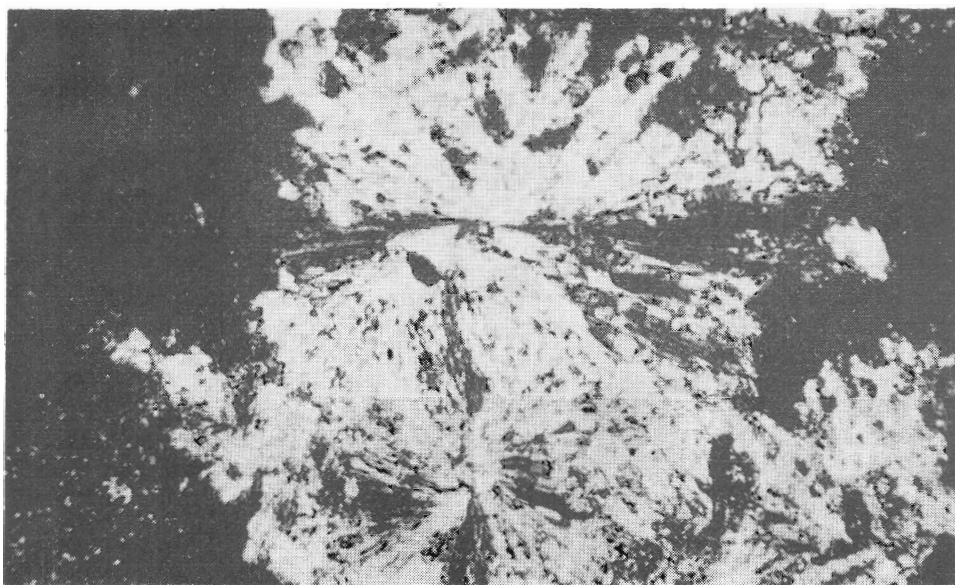


III. typ horniny



Obr. 12. DTA-krivky I., II. a III. typu horniny. Citlivosť 1/10, návažok 400 mg.

Fig. 12. DTA curves of three rock types.



Obr. 13. Ihličkovité kryštály turmalínu s lúčovitou stavbou v topásovej hmote. I. typ horniny. Skrížené nikoly, zväčš. 140x.

Fig. 13. Radial structure of needle like tourmaline crystals in topaz matrix. Rock type I., crossed nicols $\times 140$.

Priemerné chemické zloženie sledovaných typov mineralizácie
Chemical composition of the rock types studied

Tab. 7

		I. typ	II. typ	III. typ
SiO ₂	(%)	36,43	31,71	60,13
Al ₂ O ₃	(%)	51,98	48,70	28,72
Fe ₂ O ₃	(%)	0,52	1,73	0,56
CaO	(%)	0,54	2,73	0,65
MgO	(%)	0,45	2,08	0,39
TiO ₂	(%)	0,40	0,41	0,61
MnO	(%)	0,02	0,01	0,01
P ₂ O ₅	(%)	0,10	0,10	0,05
SO ₃	(%)	0,05	0,06	0,04
K ₂ O	(%)	0,70	0,76	0,14
Na ₂ O	(%)	0,10	0,05	0,05
F	(%)	3,20	11,01	5,00
Cl	(%)	0,06	0,06	0,05
NH ₄ ⁺	(%)	0,63	0,03	0,04
C	(%)	0,15	—	—
H ₂ O ⁺	(%)	5,27	1,35	4,32

B (spektrálne) (‰) pri všetkých typoch 0,01 až 0,1

Semikvantitatívne zastúpenie minerálov

Pri uvedenom semikvantitatívnom zastúpení minerálov v jednotlivých typoch horniny sme brali do ohľadu výsledky všetkých použitých identifikačných metód. Bolo však vypočítané hlavne z priemerného chemického zloženia jednotlivých typov horniny (tab. 6, 7).

Náhľad na genézu mineralizácie

Podľa poznatkov získaných pri mineralogickom výskume sledovanej mineralizácie a porovnania dosiahnutých výsledkov s údajmi literatúry (Minerály, tom III/I, 1972; E. K. Lazarenko et al. 1963; V. F. Barabanov 1959) možno konštatovať, že takáto mineralizácia je typická pre sekundárne kvarcity.

Na vznik sekundárnych kvarcitov je viac náhľadov. Podľa D. S. Koržinského (in E. K. Lazarenko 1963) sekundárne kvarcity vznikajú ako dôsledok okolokontaktného vylučovania prebiehajúceho pozdĺž kontaktu subvulkanickej intrúzie granitoidov. Podľa N. I. Nakovnika (in E. K. Lazarenko 1963) vznikajú ako dôsledok postvulkanických procesov spätých s pôsobením kyslých pneumatolyticko-hydrotermálnych roztokov fumarolového a solfatarového štádia vulkanizmu. Ich najväčšie výskyty v ZSSR sú v strednom Kazachstane (Semiz-Bugu) a v rájone Vihorlat—Gutinské vrchy na Zakarpatskej Ukrajine (Ilkovcy, Podulki, Sinjak). Tieto dve oblasti sa však minerálnymi asociáciami odlišujú, čo bolo pravdepodobne dôvodom rozdielnych náhľadov uvedených autorov na genézu sekundárnych kvarcitov.

Ako to vyplynie z ďalších našich úvah, o vzniku mineralizácie, ktorú sme sledovali, je prijateľnejšia predstava N. I. Nakovnika.

Vznik mineralizácie spájame s magmatickým telesom, ktoré intrudovalo v hĺbke do pôvodnej horniny (andezit — andezitový tuf?). Pôsobením intrúzie a sprievodných pneumatolyticko-hydrotermálnych roztokov na okolitú horninu

Infračervené spektrá separovaných minerálov (hodnoty v cm⁻¹)
Infrared analysis data of separated minerals (in cm⁻¹)

Tab. 8

andaluzit		topás		dumortierit		muskovit		illit
namerané	tab.	namerané	tab.	namerané	tab.	namerané	tab.	tab.
460		425	425	435	435	420	415	415
485	480	460	445	480	490	485	480	475
525	520	485	483	540	535	535	535	530
565	558	528	520	610	600	620	692	620
620	600	560	562	635	640	750	750	755
690	685	570	—	720	720	868	828	830
740	735	590	585	765	765	940	930	919
775	775	625	620	835	850	1030	1030	1030
840	855	655	650	950	950	1060	1060	—
900	895	710	708	1035	1050	1630	1635	1645
950	938	880	880	1382	1380	3440	3430	3440
1012	1010	960	950					
		1005	1010					
		1080	1080					

Tabuľkové hodnoty: H. Moenke 1966:
Mineral spektren II

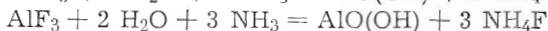
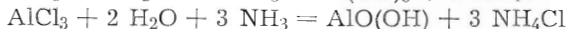
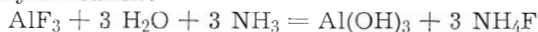
nastali medzi intrúziou a pôvodnou horninou zložité výmenné reakcie. V kontaktnej zóne zohrali hlavnú úlohu termické účinky, ktorých výsledkom bol vznik andaluzitu, korundu, príp. mullitu. Pri vzniku samotnej mineralizácie však rozhodujúcu úlohu zohrali pneumatolyticko-hydrotermálne procesy.

Plyny sprevádzajúce intrúziu obsahovali veľké množstvo fluóru vo forme agresívnej HF, ktorá atakovala okolité silikátové horniny a vynášala z nich Si a Al ako prchavé SiF_4 a AlF_3 , príp. aj iné (BF_3). Ich vzájomnou reakciou, ako aj reakciami s okolitou horninou za istých podmienok vznikal topás. Vzhľadom na vysoké zastúpenie topásu vo všetkých sledovaných typoch mineralizácie možno topás pokladať za jej základný minerál.

Vznik topásu uvedeným procesom experimentálne dokázal Cl. N. Fennner (in W. Eitel 1954), ktorý pôsobil bezvodným SiF_4 na zmes Al_2O_3 a SiO_2 pri teplote 970°C . Účinkom tzv. pneumatolytickej sublimácie sa vytvorili kryštálky topásu. Pri teplote 1400°C sa miesto topásu vytváral mullit. To isté potvrdili experimentálne aj R. Schober a E. Thilo (in W. Eitel 1954). Za obdobných podmienok vznikal pri teplote 750 až 970°C fluórtopás a pri vyšších teplotách mullitová zlúčenina typu $10 \text{ Al}_2\text{O}_3 \cdot 5 \text{ SiO}_2 \cdot \text{SiF}_4$. Obdobne si vysvetľujeme vznik topásu pri sledovanej mineralizácii a jednu z možností vzniku prírodného mullitu, príp. aj prechodových fáz medzi topásom a mullitom zistených v I. type.

Vplyvom tektonických procesov došlo k drveniu topásovej hmoty a k vyplneniu vzniknutých trhlín a puklín hydrotermálnymi roztokmi obsahujúcimi prvky K, Na, Mg, Ca, Fe, Ti, Al, Si a mineralizátory F, Cl a NH_3 , z ktorých vykryštalizovali v I. type sľudy podobné fengitom, v II. type podobné biotitom a v III. type neznáme sľudy, ktoré sa neskôr kaolinizovali. Uvedené roztoky vynášali z kontaktnej zóny do vyšších partií andaluzit, korund, príp. mullit, dumortierit a diaspor. Z týchto minerálov bol, podľa našich zistení, vnesený do III. typu andaluzit, do II. typu andaluzit a korund a do I. typu andaluzit, korund, mullit, dumortierit a diaspor. Zistili sme, že ide o dva typy andaluzitu s rozličnou prednostnou orientáciou základných rovín kryštálovej mriežky. Andaluzit nachádzajúci sa v I. type charakterizuje prednostná orientácia roviny (101) a pre II. a III. typ sú príznačné roviny (110) a (220). Poukazuje to na odlišné vplyvy, ktoré pôsobili na andaluzit v I. type horniny. Kryštály andaluzitu sú prúdovite usmernené v sľudovej hmote. Spolu so sľudami vykryštalizovali v puklinách z hydrotermálnych roztokov i fluorit a rutil.

Chlorit vznikol pravdepodobne premenou biotitu. Na vznik böhmitu, ktorý, ako sa zdá, vystupuje v I. type v paragenéze so sľudami, ťažko vysloviť konkrétnejší názor, lebo má submikroskopické rozmery. Domnievame sa, že vznikol z roztokov, resp. aj gélov bohatých na Al účinkom spomenutých mineralizátorov (AlF_3 , príp. AlCl_3), do ktorých vstupovali plyny s obsahom NH_3 podľa týchto možných reakcií:



V súvislosti so sľudami sme zistili v I. type horniny prítomnosť dusíka. Domnievame sa, že je fixovaný v sľude vo forme NH_4^+ alebo vytvára komplexné zlúčeniny s prítomným Al_2O_3 a halogénmi. Spolu s dusíkom bol zistený aj uhlík (do 0,15 ‰), avšak pomer uhlíka k dusíku (0,5 až 0,7 ‰) nezodpovedá nijakej organickej zlúčenine. Pôvod uhlíka zatiaľ nevieme objasniť. Tridymit,

zistený vo všetkých troch typoch horniny, je pravdepodobne reliktovým minerálom.

Doručené 23. 8. 1976

Odporučil M. Böhmer a V. Radzo

LITERATÚRA

- Bacsó, Z. 1971: Nové minerály a nové surovinové možnosti Vihorlatu. *Mineralia slov.*, 3, 16, s. 247—270.
- Barabanov, V. F. 1959: K voprosu o genezise topasových žil Šerlovoj gory. Sbor. k mineralogii postmagmatičeskych procesov. Leningrad, Izd. Leningrad. Univer., s. 119—151.
- Éitel, V. 1954: The physical chemistry of the Silicates. Moskva, Izd. inostrannoju literatury (ruský preklad), 1962, s. 553—581.
- Lazarenko, E. K. et al. 1963: Minerály Zakarpatja. Lvov, Izd. Lvovskovo Univer-siteta, 614 s.
- Slávik, J. 1969: Geologické a petrografické pomery Vihorlatu a Popričného. [Kandidátska dizertačná práca.] Archív BF VŠT Košice.
- Slávik, J. 1970: Minerály rozsypov vulkanitov Vihorlatu, ich geologický a prospekčný význam. *Mineralia slov.*, 3, 7, s. 231—248.
- Minerály, 1972 Tom III, vyp. I. Moskva, Izd. Nauka, Inst. geol. rud. mestorozd., petr., mineral. i geochemiji AN SSSR, s. 247—290, 460—474.

New information about the mineralogy and genesis of secondary quartzites at Kapka locality in the central Vihorlat Mts. area

JÁN DERCO — JÁN KOZÁČ — DANIEL OČENÁŠ

During geological mapping and reconnaissance work in the central Vihorlat Mts. area (East Slovakia) a body of "hydrothermal metasomatite" (planar extension about 350×200 m) has been discovered. The body is located within the neovolcanic rock complex (andesite) about 0.6—0.7 km to the west of the lake „Morské oko“ and to the north of the Kapka brook. Andalusite, topaz and corundum in hydrothermally altered "metasomatic" rocks at this locality have been reported by Z. Bacsó (1971). Since Bacsó first noted the occurrence of the above mentioned minerals, many samples have been collected and studied.

This paper presents a detailed mineralogical study of the samples representing three prevalent mineral assemblages, that have been found during the preliminary mineralogical investigation.

The following types of metasomatic rocks have been studied:

1. A pale grey to green rock with occasional pink, blue or dark grey patches, massive, "hard", fine-grained to cryptocrystalline. Breccia-like structure may sometimes be also observed. By means of different mineralogical identification methods, the following mineral assemblage was determined: mica (fengite —

gilbertite or sericite); diaspore; boehmite; topaz; andalusite; natural mullite; corundum; tridymite; quartz; chlorite; dumortierite; tourmaline; fluorite; rutile; and accessory monazite; apatite; argentite (?). The minerals are listed here according their relative abundance in the rock. A very fine-grained to cryptocrystalline mass of micaceous minerals along with some admixed boehmite and chlorite predominates in this rock type and probably it is mica that gives the greyish-green colour to the rock. Although mica gave all the characteristic x-ray patterns of muscovite, with its low alkali and the high silica content it resembles more fengite, sericite or gilbertite. Other major constituents in this rock type are: andalusite, topaz, diaspore, corundum and natural mullite.

2. A brownish red or greyish pink, massive, "hard", fine to mediumgrained rock. Occasionally larger topaz crystals have been observed. Mineralogical investigation have shown the following mineral assemblage: topaz; andalusite; mica (biotite?); kaolinite; fluorite; quartz; tridymite; corundum; rutile; amorphous Fe-oxides and the accessory apatite (?). No boehmite and diaspore have been found in this rock type.

3. A light grey, occasionally greyish green or greyish white, massive, "hard", fine-grained to cryptocrystalline rock. The kaolinization of this rock may be partly observed also by naked eye. The mineralogical study showed that the major constituents of this rock are: quartz; topaz; and a kaolinite. Andalusite and rutile have been determined as minor constituents. Accessory fluorite (?), apatite (?) and probably other accessory minerals containing chlorine and boron may also be present but have not yet been observed.

We may say about the genesis of these rocks and the crystalization of the above mentioned minerals in all three rock types studied, that their origin is cosely related to the action of an intrusive magmatic body. The material studied indicates the successive contribution of pneumato-hydrothermal solutions of variable chemical composition. It is assumed that post volcanic processes of pneumatolysis played a significant role due to the high percentage of F and the presence of B, Cl and NH_4^+ shown by the analyses.

This work contributes to the elucidation of the mineralogy and genesis of this interesting mineralization. All the rock types studied may be used in the production of high alumina refractories after preliminary beneficiation.

Preložil J. Kozáč

RECENZIA

Vladimír Škvor — Jaroslav Zeman; **Vnitřní dynamika Země**

Kniha předložená autory V. Škvorem a J. Zemanem čtenářské veřejnosti koncem minulého roku je nejen vhodná při přehledné geologické práci (geologii užité), nýbrž představuje i příručku pro rychlé seznámení s obecnou geologií. Brožovaná publikace má 277 stran a řadu fotopříloh. I přes menší kapesní formát publikace se jistě vítané knížce dostalo pěkné grafické úpravy s titulní barevnou fotografií Země od Miloslava Cihelky.

V diskontinuálně sestavených kapitolách shrnuje publikace poznatky a objevy moderní geologie o hlubinných jevech a procesech, probíhajících v Zemi. Autoři vycházejí z popisu složení a struktury zemské kóry a pláště, potom studují mechanismus relativních pohybů a jejich příčiny a koncentrují se nejzajímavější otázky, jako jsou procesy, tvorby oceánské kůry, procesu zániku pevninské a oceánské kůry, vzájemné pohyby bloků, absolutní pohyby a jejich rychlost. Dále je přibližně 12 stránek věnováno problémům metamorfóza hornin a granitoidový plutonismus. Podle mého soudu by uvedení některých příkladů (i záporných) této kapitole nebylo na škodu. Není zde totiž jasné, proč mluví-li se o granitoidech, není zařazena stať o ultrabazitech a nebo alespoň doporučení některých z klasických prací této problematice. V 10. kapitole je stručně pojednáno o zemětřesení. Rozsah výkladu — pokud byl schválen, jak je zřejmé z poděkování, příslušným specialistou — je patrně dostačující. 12. kapitola je věnována horotvorným pohybům a je poměrně nejrozsáhlejší. Velmi pozoruhodným způsobem se autoři vypořádávají s problémem transportu při příkrovových zjevech (obr. 49 a str. 179). Této kapitole by v každém případě prospělo uvedení některých příkladů ze Západních Karpat (ev. Alp). Ve 14. kapitole se čtenář seznámí s novějšími názory o bazifikaci kůry. Kapitola je poměrně velmi stručná a možná by bylo vhodnější ji vůbec nezařadit, zejména proto, že zastává stanovisko některých světových škol, jejíž pojetí s fixistickým stanoviskem autorů přilíží nekoinciduje. Zaujala mě např. kapitola (15) o hypotézách nové globální tektoniky, v níž autoři velmi stručně a přitom výstižně předkládají čtenáři tuto problematiku. Jde o kapi-

tolu, zpracovanou na základě dostupného moderního materiálu. Údaje, týkající se hlubinné stavby jsou shrnuty zejména v modelech kontinentální kůry a vývoje oceánů (originály autorů) a v řadě tabulí.

Kniha rozhodně neřeší také všechny problémy spojené s teorií litosferických bloků. Rozhodně však dává přehled o dosažených výsledcích, o současných výzkumech, i o budoucích směrech výzkumu ve světovém měřítku. V tom je její velký význam, i když ne všichni čtenáři budou samozřejmě souhlasit s tematickým (fixistickým) zaměřením. Autoři se zřetelně staví proti koncepci pohybu litosferických bloků a kerné tektoniky. O této koncepci existuje ve světové literatuře již řada publikací. Některé jsou však příliš populární, jiné se dotýkají problému jen zčásti. Publikace autorů pro naše účely pojímá problém jako celek, i když za určité hranice samozřejmě jít nemůže. — Jinak je výběr dosti pestrý, hlavně po metodické a tématické stránce. Přesto postrádám příklady z Českého masívu i Západních Karpat, kterých mohlo být zařazeno podstatně více.

Z pedagogického hlediska bych zejména zdůraznil konceptní přístup autorů, který je velmi dobře patrný zejména ve statických o geologických procesech, jež jsou vysvětlovány pohybem hmoty v zemském tělese. Velmi ovšem postrádám zařazení rejstříku věcného i autorského.

Kniha obsahuje ještě desítky zajímavých údajů, pro geologii zatím málo známých. Upozorňuje i na mnoho problémů otevřených a v řadě případů dává náznaky k dalšímu zkoumání mezi strukturami povrchu a stavbou hlubších pater zemského nitra.

Publikace je v podstatě apologetikou fixistických koncepcí. Mobilisté u nás a ostatní přívrženci nové globální tektoniky mají opět o čem přemýšlet. Doufejme, že existuje také alternativní — kompromisní — stanovisko mezi dvěma vyhraněnými geotektonickými směry, fixismem a mobilismem. Jak vyplývá již z původních slov této recenze, je kniha velmi užitečná jak pro geology, tak i pro některé geofyziky. Geology však více zaujme svým vcelku optimistickým přístupem k řadě otázek, jejichž řešení nám opravdu může osvětlit pouze faktologické poznání hlubin zemského nitra. Geofyzikům dává možnost seznámit se v přiměřeném rozsahu s problematikou endogenních procesů dynamiky Země.

Jaroslav Weiss

Zázrivské vrstvy — nová litostratigrafická jednotka kysuckej série bradlového pásma

(3 obr. a 2 tab. v texte)

JAROSLAV HAŠKO — EVA PLANDEROVÁ*

Зазривские слон-новая литостратиграфическая единица кисуцкой серии утёсовой полосы

В статье описаны выходы тёмносерых полосчатых известняков, тёмных сланцеватых мерделей с нефтепроявлениями и включениями асфальта в кисуцкой серии утёсовой полосы, которые досих пор небыли установлены. Возраст свиты нижний синемур-лотаринг, который был установлен на основании пылец и спор. На основании типичных находок возле деревни Зазрива слои назвали Зазривские.

Zázrivá beds — new member of the Kysuca series of the Klippen belt

A new lithostratigraphic unit of the Liassic, the Zázrivá beds was defined. Its age has been ascertained as Sinemurian to Lower Lotharingian mainly according to the ammonite fauna (*Echioceras raricostatum* ZIETH.) in the overlying spotted marls (Fleckenmergel) and according to spores in the Zázrivá beds. The Zázrivá beds are in many kinds similar to ones named formerly as *Spiriferina* beds (*Spiriferina* member).

Výskyt tmavosivých až čiernych slienitých laminovaných vápencov, tmavých bridličnatých slieňov s indíciami ropy a vložkami asfaltu sa doteraz v kysuckej sérii nezistil. Súvrstvie s maximálnou mocnosťou 15 m vystupuje vo svahu potoka Končitá pri Zázrivej (obr. 1). Podobné sliene bez obsahu bitúmenov opísal D. A n d r u s o v (1931) v záreze pravého toku Oravy pri Oravskom hrade pod názvom „spiriferinové sliene“. Litologicko-stratigrafickú analýzu dnes zne- možňuje veľká zakrytosť terénu. Možno predpokladať, že išlo aj o vložky slieňov nachádzajúcich sa v škvrnitých slienitých vápencoch lotharingu, ktoré sú na tejto lokalite hojne rozšírené.

Laminované slienité vápence sú tvorené čiernymi a svetlosivými laminami, ktoré sa pravidelne striedajú. Hrúbka lamin sa pohybuje od 0,5—3 mm. Čiernu farbu lamin spôsobujú bitúmeny, najmä asfalt, ktorý tvorí súvislé polohy

* RNDr. Jaroslav Haško, CSc., RNDr. Eva Planderová, CSc., Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava.



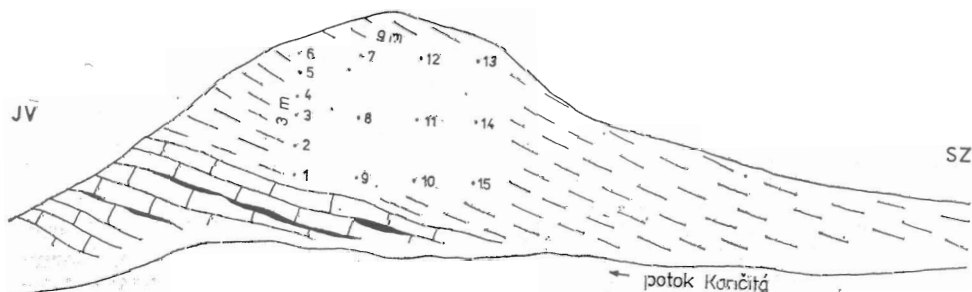
Obr. 1. Geografická situácia skúmanej oblasti

Luminiscenčné hodnotenie je oranžové a indikuje prítomnosť ropy. Špecifická váha asfaltu je $0,9 \text{ g/cm}^3$ a bod topenia 69°C .

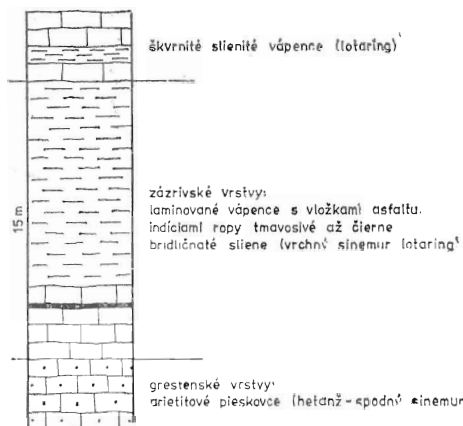
Z čiernych bridličnatých slieňov, ktoré vystupujú v nadloží vápencov, sme palinologicky zhodnotili 15 vzoriek bohatých na spóry a pele. Mikrofloristické zloženie bridličnatého súvrstvia je nasledujúce: *Calamospora* fsp., *Laevigatisporites* cf. *tenuis* Lesch. 1955, *Laevigatisporites neddeni* (R. Pot.), *irregularis* Pflug 1953, *Laevigatisporites toralis* Kraus. et Lesch. 1955, *Sphagnumsporites* fsp., *Stereisporites* cf. *cicatricosus*, *Osmundacites* fsp., *Equisetum* fsp., *Cyathitides* cf. *punctatus* Delcourt et Dettman et Hughes (1963), *Stereisporites perforatus* Lesch. 1955, *Leiotrilites* fsp., *Dictyophyllitides mor-toni* (de Jersey) Playford et Dettman 1965, *Concavisporites subgranu-*

lité 1—1,5 cm. Mikrofaciálne ide o mikritické vápence s pelitickou hmotou ílovito-vápnitého charakteru. Biozložku zastupuje malé množstvo úlomkov neurčiteľných rekryštalizovaných organizmov. Asfaltová hmota vytvára tenké mikrostylolity nepravidelných tvarov, tmavohnedej až čiernej farby, na mnohých miestach popretrhávané. Vo vápencoch sa sporadicky vyskytuje aleuritický kremeň s veľkosťou zŕn $0,01\text{--}0,026 \text{ mm}$ a šupinky muskovitu. Kaverny vápencov obsahujú ropu. Celkovú analýzu vápencov, váhové % C v hornine, uhľiková bilancia a luminiscenčné zhodnotenie vypracovalo geologicko-chemické stredisko Moravských naftových dolov Hodonín.

Organická hmota spolu: 0,955. Váhové % C v hornine: $C_{\text{cor.}}$: 0,852, $C_{\text{zvys.}}$: 0,617, $C_{\text{hum.}}$: 0,031, $C_{\text{bit.}}$: 0,105. Uhľiková bilancia: % $C_{\text{zvys.}}$: 81,9 % $C_{\text{hum.}}$ 4,2, % $C_{\text{bit.}}$ 13,9, % 42,8, K 0,1214.



Obr. 2. Rez typovým profilom zázrivských vrstiev so systémom odberu palinologických vzoriek



Obr. 3. Schematický litostratigrafický profil zázrivských vrstiev

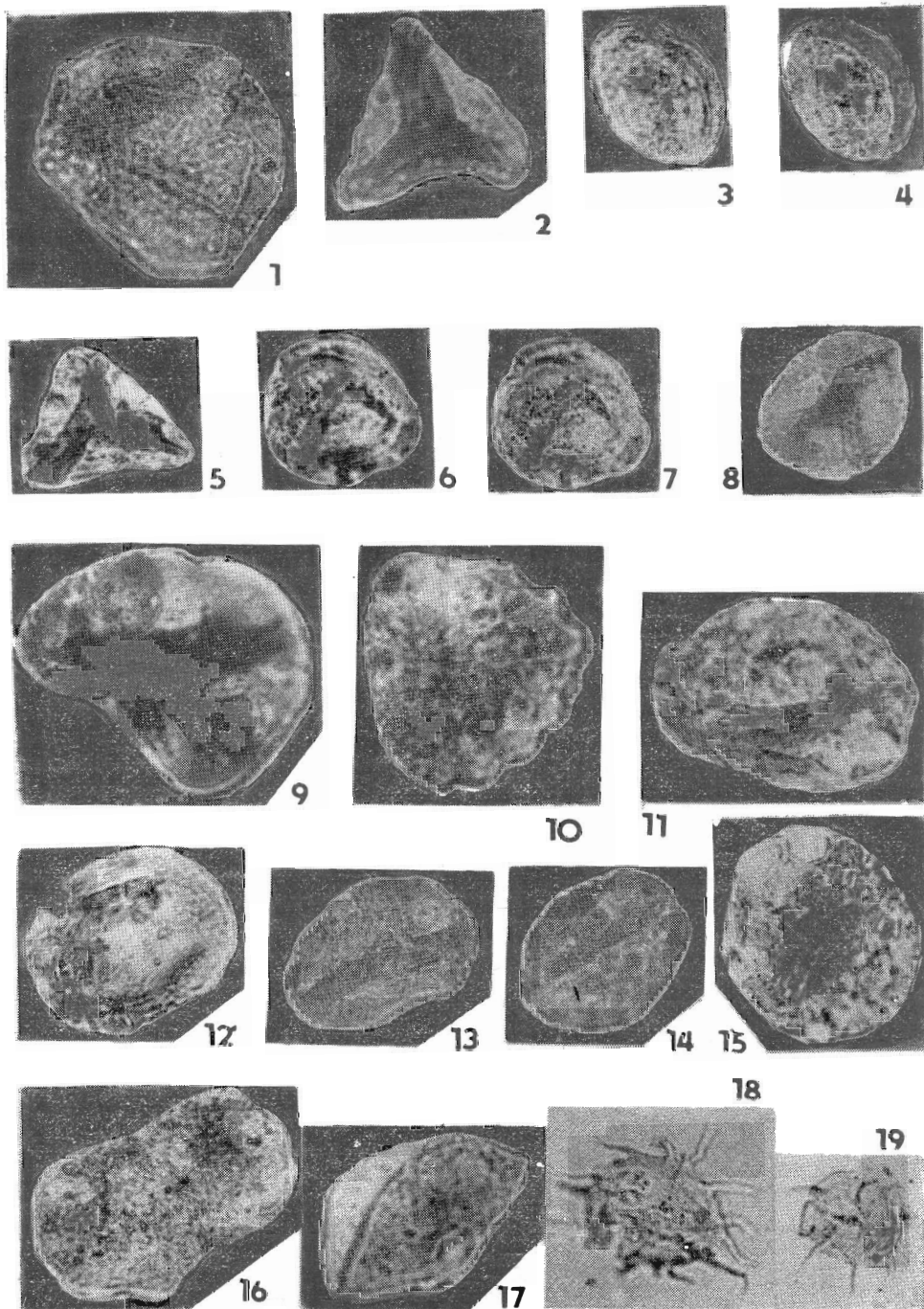
losus Couper 1955, *Gloichemioides* fsp., *Aratrisporites* fsp., *Aaratisporites* *palettae* (Klaus 1960), *Gleichenioides* *granulatus* Grig., *Toroisporites* *mesozoicus* Döring 1965. *Aratrisporites* *flexibilis* Playf et Dettman 1965, *Aratrisporites* *coryliseminis* Klaus 1960, *Murospora* *minor* Stanley et Pocock 1970, *Lycopodiumsporites* cf. *gristhorpensis* Couper 1958, *Distanlanu* *lisporites* *incertus* (Bolh.) Stanley et Pocock 1970, *Concavisporites* fsp., *Duplicisporites* fsp., *Triangulatisporites* *undulatus* Krausel et Lesch. 1955, *Maratiopsis* *hoerensis* (Schmip.) Thomas 1937, *Vittreisporites* *pallilus* (Reiss.) Nilsson 1958,

Araucariacidites fsp., *Ginkgocycadapites* fsp., *Ginkgo* *praeacuta* Bolh. 1956, *Cycadinae*, *Monoculcites* *subgranulosus* Couper 1958, *Circulina* fsp., *Classopollis* *torosus* (Reis.) Balme et Morbey 1975, *Classopollis* fsp., *Sporopollenites* *magnus* (R. Pot.) Thierrg. 1937, *Eucommioides* *troedssonii* Erdtman 1948, *Eucommioides* fsp., *Sphaeripollenites* *classopoloides* (Nilsson) Playford et Dett. 1965, *Michrhystridium* *licroideum* Morbey 1975, *Michrhystridium* sp.

Na základe korelácie s peľovými spektrami z euroázijskej oblasti Kanady a Severnej Ameriky sme zistili, že väčšina druhov peľov a spór je na študovanej lokalite v liase. Niektoré sa vyskytujú už od vrchného triasu a niektoré majú hlavné rozšírenie v strednej jure. Stratigraficky význačné je zastúpenie rodu *Classopollis* s viacerými druhmi. Spolu s druhmi *Eucommioides* *troedssonii*, *Murospora* *minor*, *Monoculcites* *subgranulosus*, *Cheirolepidaseae*, *Dictyophyllidites* *mortoni*, *Cycadinae*, *Toroisporites* *mesozoicus* sú zastúpené len od liasu. Neprítomnosťou druhov rodu *Ovalipollis*, veľmi typických pre vrchný trias, ktoré bežne prechádzajú do spodného liasu, a zistením výskytu niektorých druhov, ktoré nie sú typické pre bázu spodného liasu ako *Murospora* *minor* a *Marrottiopsis* *hoerensis*, ako aj na základe zastúpenia vyššie uvedených druhov bezprostredného nadložia tvoreného škvŕnitými slienitými vápencami lotharingu (vek určený amonitom *Echioceras* *ruricostatum* Ziet), je vek opísaného súvrstvia najpravdepodobnejšie vrchný sinemur — spodný lotharing.

Okrem uvedených druhov sa vo vzorkách vyskytli *Acrutarcha*, ktoré poukazujú na morské sedimentačné prostredie. Vysoké percento zastúpenia výtrusných a rodu *Classopollis* oproti ojedinelému výskytu *Gymnospermae* poukazuje

- 1 — *Calamospora* fsp. 2 — *Dictyophyllidites* *mortoni* 3—4 — *Maratiopsis* *hoerensis* 5 — *Gleichenioides* *granulatus* 6—7 — *Distanulatisporites* *incertus* 8 — *Murospora* *minor* 9 — sf. *Deltoidospora* *harrisii* 10 — *Lycopodiumsporites* cf. *gristorpensis* 11 — *Aratrisporites* *coryliseminis* 12 — *Eucommioides* fsp. 13—14 — *Classopollis* *classoides* 15 — *Triadispora* *modesta* 16 — *Vittreisporites* *pallidus* 17 — *Cycadinae* 18 — *Michrhystridium* *licroideum* 19 — *Michrhystridium*



Vysvetlivky na str. 209

	Upper Triassic	L i a s	D o g g e r.
<i>Cyathitides cf. punctatus</i>		—————	
<i>Stereisporites cf. cicatricosus</i>		—————	
<i>Toroisporis mesozoicus</i>		———	
<i>Aratrisporites corylisemenis</i>	—————	———	
<i>Cheirolepidaceae</i>		—————	—————
<i>Marotiopsis hoerensis</i>		———	
<i>Lycopodiumsporites cf. gristhorpensis</i>		-----	—————
<i>Distanulatisporites incertus</i>			———
<i>Dictyophyllidites mortoni</i>	—————	———	
<i>cf. Deltoidospora harrisii</i>		—————	—————
<i>Concavisporites juriensis</i>		—————	—————
<i>Concavisporites subgranulosus</i>		—————	—————
<i>Aratrisporites palettæ</i>	—————	———	
<i>Monosulcites subgranulosus</i>		———	
<i>Ginkgo praeacuta</i>		—————	
<i>Monosulcites minimus</i>	—————	———	
<i>Cycadinae</i>	—————	—————	—————
<i>Vittreisporites pallidus</i>	—————	———	
<i>Araucariacidites fsp.</i>	—————	—————	—————
<i>Triadispora modesta</i>	—————	———	
<i>Triangulatisporites undulatus</i>	—————	———	
<i>Eucommiidites troedssonii</i>	-----	-----	
<i>Circulina fsp.</i>	-----	-----	
<i>Classopollis torosus</i>		———	
<i>Classopollis classoides</i>		—————	—————
<i>Murospora minor</i>		———	

na autochtónnosť mikroflóry a indikuje blízkosť pevniny k morskej lagúne, kde sedimentácia prebiehala.

Na základe uvedeného možno konštatovať, že ide o súvrstvie litologicky a mikrofloristicky dobre charakterizované, kartograficky dobre vyčleniteľné, a preto ho navrhujeme označiť názvom zázrivské vrstvy, a to podľa typického výskytu v bradle Končítý vrch pri Zázrivej.

Doručené 18. VI. 1976

Odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1931: Geologický výzkum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatech. Rozpr. Stát. geol. úst. Čs. republiky, 6, s. 24.
- Bóna, J. 1969: Unterlias — Kohlenserie des Mecsek — Gebirges. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. vol. II. fac. 2 (Budapest), s. 625—970.
- Couper, R. A. 1958: British Mesozoic Microspores and Pollen Grains a Systematic and Stratigraphic Study paleont. 103 B (Stuttgart), p. 75—179.
- Haško, J. 1975: Geologická stavba bradlového pásma Kysuckej vrchoviny a Oravy. [Kandidátska dizertačná práca.] Manuscript — Geofond Bratislava, s. 21—23.
- Mädler, K. 1964: Bemerkenswerte Sporenformen aus dem Keuper und unterem Lias. Fortsch. in der Geologie von Rheinland und Westf. 12. (Hannover) S. 168—200.
- Playford, G. — Dettman, M. 1965: Rhaeto-Liassic Plant Microfossils from the Leigh Creek Coal Meosnes, South Australia. Senckenbergiens lethea, Band 46 (Frankfurt n/Moh.), p. 127—181.
- Popock, J. — Stanley, A. 1970: Palinologic of the jurassic sediments of Western Canada. Part 1. Terrestrial species. Paleon. Abt. B. Band 130, Lief. 3—6, (Stuttgart) p. 12—136.
- Rogalska, M. 1954: Analisa sporovo-pylkova liasowego wegla Blanowickiego z Gornego Sloska. Inst. Geol. Buletyn 89 (Warszawa), s. 5—46.
- Reinhardt, P. 1954: Über die Sporeae dispersae der Thüringer Trias. Monatsberichte d. Deutschen Akad. d. Wiss. zu Berlin, Bd. 6 (Leipzig), S. 46—56.
- Schultz, E. 1965: Sporenpaläontologische Untersuchungen zum Rhät-Lias Grenze in Thüringen und der Altmak Geologie, 3 (Berlin), S. 257—287.
- Československá stratigrafická terminologie 1960: (Usnesení liblické konference o čs. stratigrafické terminologii.) Věst. Ústř. úst. geol., 35, s. 95—100.

Die Zázrivá-Schichten — eine neue lithostratigraphische Einheit der Kysuca-Serie der Klippenzone

JAROSLAV HAŠKO — EVA PLANDEROVÁ

Die Zázrivá—Schichten sind von dunkelgrauen bis schwarzen laminierten Kalken, dunklen schieferigen Mergeln mit Indizien von Erdöl und Einlagerungen von Asphalt gebildet. Die schwarzen schieferigen Mergel enthalten eine häufige Mikroflora, von welcher die Gattung *Classopollis* von stratigraphischer Bedeutung ist, zusammen mit den Arten *Murospora minor* und *Eucommiidites troedsoni* die nur im Lias auftreten. Auf Grund der stratigraphischen Reichweite dieser Arten und des Gesetzes der Superposition ist das Alter dieser Schichten als oberes Sinemur-unteres Lotharing festgestellt worden. Die Bezeichnung Zázrivá—Schichten schlagen wir nach dem typischen Vorkommnisse auf der Klippe Končítý vrch bei Zázrivá vor.

Preložil J. Haško

R E F E R Á T

Formační analýza magmatických hornin

(2 tab. v textě)

MARIE PALIVCOVÁ*

Формационный анализ магматических пород

V statce přiveden přecherý vzglýdov, glavým obrazom sovetských avtorov o magmатических формациях. Главное внимание уделяется работам Шатского 1945, Хераскова 1952, Кузнецова 1964, Афанасьева 1969, Устиева 1970, Борсука 1974, Изоха 1975 и класификации магматических формаций.

Formational analysis of magmatic rocks

In comprehensive report the views on magmatic formations and on formational analysis mainly of Soviet authors are surveyed. Principal account is taken to papers of N. S. Shatskiy (1945, 1060), N. P. Kheraskov (1952), J. A. Kuznetsov (1964), G. D. Afanasiev (1969), E. K. Ustiev (1970), A. M. Borsuk (1974) and E. P. Izokh (1975) as well as to classification of magmatic formations.

Metoda formační analýzy, definice formací

V SSSR byl v posledních 20 letech rozpracován a široce diskutován problém geologických formací a tzv. metody formační analýzy. V poslední době se diskuse zkoncentrovala na problém magmatických formací (terminu magmatický se zde používá v nejširším smyslu, bez ohledu na petrogenetické teorie plutonických hornin). Význam, jaký je této metodě přičítán, je nejlépe patrný z toho, že byl založen celosovětský „komitét magmatických formací“, pořádající konference a sympozia.

Definice pojmu „magmatická formace“ a ani obecného pojmu „geologická formace“ není jednotná. Druhý mezinárodní kongres 1881 definoval pojem formace jako „soubory hornin, posuzované z hlediska jejich vzniku a vytváření“. Všechny dnešní definice sovětských autorů se shodují v tom, že formace jsou zákonité asociace hornin (vrstev, souvrství, event. těles apod.), které jsou spjaty úzkými vzájemnými vztahy v čase i prostoru a příslušejí určité tektonické struktuře, strukturně formační zóně. Cílem formační analýzy je stanovit tyto asociace a vzájemné vztahy (shody, rozdíly) jednotlivých formací navzájem.

* RNDr. Marie Palivcová, CSc., Geologický ústav ČSAV, 165 00 Praha 6 — Suchbát.

Hlavní spor o náplň pojmu je v tom, mají-li jako kritérium být použity genetické, či paragenetické vztahy mezi horninami v rámci asociace.

Zastánci genetického pojetí byli např. Levinson—Lessing, nověji Usov, Afanasjev a další, zastánci druhého pojetí Šatskij, Cheraskov, Kuzněcov, Ustiev a další. Za zakladatele nauky o formacích je pokládán Šatskij, Usov a Cheraskov, obecně se formacemi zabýval též Chain. Hlavními představiteli nauky o magmatických formacích jsou Kuzněcov (Ju. A.) a jeho škola, Ustiev, Afanasjev a jeho škola, Šurkin a řada dalších (zejména v 60. letech); tektonomagmatická schémata byla zformulována ve 40. a 50. letech (Stille, Bilibin). V dílech Kuzněcova (1964) a Ustieva (1970) lze najít historii tohoto přístupu k výzkumu magmatických hornin v ruské i anglosaské literatuře.

V definicích základních pojmů, ve vymezení hranic formací, klasifikaci formací a dále v „hierarchii“ pojmů, zejména ve vztahu k tektonice, jsou četné nejasnosti a nesrovnalosti. Není jednoty ani ve vymezení takového základního termínu (který je základem definice formace), jako je parageneze. Jedni autoři jej chápou zcela negeneticky — jako společný výskyt, „sonachožděnie“, druzí, ačkoli zastávají negenetický přístup k výzkumu formací, s určitým genetickým příděchem — jako společný původ, „soproischožděnie“ (srov. níže definici Kuzněcova 1964).

Některé definice sovětských autorů:

Šatskij 1945 (in 1960):

„Formacemi nazýváme takové konkrétně vyčleněné komplexy hornin, jejichž jednotlivé členy (vrstvy, souvrství, facie atd.) jsou těsně navzájem parageneticky spjaté jak ve vertikálním časovém, tak i horizontálním prostorovém vztahu; ... jsou především tektonické, spjaté s určitými strukturami“.

Cheraskov 1952:

„Formacemi nazýváme konkrétní asociace hornin a s nimi spjaté nerostné produkty, jejichž jednotlivé členy (horniny, vrstvy atd.) jsou v důsledku paragenetických vztahů navzájem těsně spjaté jak v prostoru, tak i v čase. Formace jsou charakterizovány složením hornin, stavbou a vztahy k druhým formacím; jsou spjaté s tektonickými strukturami“.

Tak jako hornina je paragenezí minerálů, tak formace je podle Cheraskova paragenezí hornin.

Kuzněcov 1964 rozlišuje:

magmatický komplex — konkrétní asociace hornin, těsně spjatých parageneticky, blízkých co do složení i co do geologických podmínek vzniku (možno rozlišovat nejen magmatické komplexy, ale i smíšené, např. efuzivně sedimentární apod.);

formační typ — abstraktní pojem, zobecňující hlavní vlastnosti analogických řad hornin v jednotlivých komplexech (mohou být různého stáří, ale v analogických geologických strukturách);

magmatická formace — nejobecnější termín (nadřazený pojmu magmatický komplex či formační typ), kterého může být použito jak pro označení konkrétních asociací magmatických hornin (tj. magmatické komplexy), tak i pro abstraktní termín „formační typ“ (např. hyperbazitová formace Uralu, hyperbazitová formace obecně).

Cheraskov (1952) a Kuzněcov (1964) zavádějí tedy pojmy „konkrétní formace“ a „abstraktní formace“ (neboli „formační typ“ dle Cheraskova). Vztah mezi nimi odpovídá kategorii zvláštního a obecného ve filosofii. Analýza konkrétních formací je cestou k vyčlenění abstraktních formací.

Termín *parageneze* a charakteristiku metody vysvětluje Kuzněcov takto: „Nejdůležitějším prvkem pro určení geologické formace je podle Šatského a Cheraskova konstatování paragenetických vztahů mezi horninami, tj. každá formace se vyznačuje určitým souborem, společným výskytem (sonachoždění) těch či druhých typů hornin. Avšak ... vztahy mezi horninami magmatických komplexů jsou vždycky bližší než mezi horninami sedimentárních formací, takže v některých případech možno hovořit o existenci genetických vztahů mezi nimi. Proto termínu parageneze je vhodné dát poněkud jiný výklad, nepřesahující však hranice tohoto slova (para = vedle, blízko, genesis = původ), které se obvykle překládá jako společný výskyt (sonachoždění); může být ale převedeno (mnohem přesněji!) jako společný původ (soproischoždění) ... Nutno podtrhnout, že úvahy genetického rázu obecně by neměly být přijímány při vymezení komplexu či formačních typů, protože v nich jsou vždy prvky hypotézy, a v důsledku toho čistě subjektivního řešení otázky. Rozhodné slovo mají prostě znaky parageneze v asociaci hornin, které jediné jsou plně objektivní a přesné. To ovšem neznamená, že by se ke genetickým otázkám nemělo při výzkumu formací přihlížet vůbec. Jejich vytyčení je povinností badatele a cílevědomý výběr materiálů pro jejich řešení je nutný. Ale teprve správné a dokonale objektivní vymezení a stanovení složení a objemu magmatického komplexu může dát cenné materiály pro správné chápání geneze“.

Afanasjev 1969:

považuje magmatický komplex naopak za nadřazený magmatické formaci. Podle definice z r. 1950: „Magmatický komplex je soubor strukturně teritoriálních celků blízkých co do stáří magmatických hornin různé faciální povahy (efuzíva, intruzíva, extruzíva), majících obecné znaky specifického látkového složení, které mají příčinu v původu z jediného magmatického zdroje v procesu vývoje tektonogeneze. Magmatická formace je asociace hornin určité faciální sounáležitosti, tvořící se proniknutím magmatu do svrchního patra zemské kůry, přičemž proniknutí odpovídá jedné diferenciální fázi hlubinného magmatického krbu“. (Kuzněcov 1964 toto hledisko odmítá jako hypotetické a zdůrazňuje pouze stanovení parageneze — pozn. autora stati.) „Konkrétní formace je tvořena horninami téhož petrografického spoločenství, blízkých si stářím (např. v jurském magmatickém komplexu Kavkazu lze rozlišit: 1. doleritovou (trappovou), 2. trachyandezitovou a 3. granitovou formaci).“

Ustiev 1970:

považuje pojem „magmatická formace“ za jeden z případů širšího pojmu „geologická formace“ Znaky pro vymezení formace podle Ustieva jsou: 1. zákonité opakování stabilní magmatické asociace, 2. paragenetická souvislost všech členů asociace, které jsou výsledkem buď eduktu ze společného magmatického krbu, nebo jiného strukturotvorného či horninotvorného procesu, 3. jednotnost strukturně geologické pozice a tektonického režimu, souvislost s etapou tektonomagmatického vývoje, 4. analogie v petrografickém a metalogenetickém vývoji. „Formace je ... zákonitě se opakující společenstvo převážně monofaciálních hornin a s nimi spjatých metamorfních a hydrotermálních projevů, vzniklým v analogických strukturně geologických podmínkách při analogickém tektonickém režimu, v souvislosti s jednou etapou tektonomagmatického cyklu. Vztahy mezi členy jedné magmatické formace jsou určeny buď shodným magmatickým zdrojem, nebo jen shodou strukturotvorného a horninotvorného procesu.“ Výzkum se děje na základě objektů menších než formace, jednotlivých magmatických těles a magmatických komplexů.

Borsuk 1974:

„Pod magmatickou formací autor rozumí stabilní konkrétní asociace magmatických hornin, opakující se v procesu geologického vývoje, které se tvořily v úzkém časovém intervalu (obvykle jako část geologické periody), vyznačují se jednotou složení a charakterizují jednu z etap vývoje jediné geostruktury“.

„Na rozdíl od petrografie, popisující typy či druhy hornin (tj. minerální parageneze), pojednává nauka o formacích o horninových paragenezích (formacích). Pod paragenezí se obvykle rozumí společný výskyt (sonachoždění), nebo přesněji společný původ (soproischoždění), tj. primární seskupení hornin v asociaci podle místa a doby vzniku. Přitom se obvykle předpokládá, že takové seskupení by mělo být výsledkem jednoho či několika vzájemně spjatých procesů, takže formační přístup je nutným stupněm k modelovému (genetickému) přístupu k výzkumu a k objasnění geologických jevů ... Formační analýza magmatických hornin se vztahuje především na oblast magmatické geologie, a ne petrografie, ačkoli zahrnuje petrografické metody jako svou neoddelitelnou součást.“

Klasifikace magmatických formací

Klasifikaci magmatických formací vypracoval Kuzněcov (1964). Stručnou informaci o ní podaly Palivcová a Šťovíčková (1966). Za její základ autor položil příslušnost formací k hlavním typům vývoje zemské kůry (k mobilním a stabilním oblastem — tab. 1). Autor podtrhuje, že nejde o úplnou klasifikaci, že vybral pouze příklady nejtypičtějších, dobře zpracovaných konkrétních formací. Ne nepodobný přístup se objevuje nověji i u Raguina (1970) v západní literatuře. Ustiev (1970) porovnal celou řadu tektonomagmatických schémat jednotlivých autorů od Stilla a Tyrella přes Bělousova, Bilibina, Bogdanova ke Kuzněcovovi a dále hierarchii pojmů v systematice formací podle Afanasjeva, Šatalova, Kuzněcova, Garecké et al., Favorské et al., Šurkina et al., Lurjeho et al. i formační komise mineralogicko-petrografického komitétu. Sám navrhuje schéma vyznačené v tab. 2.

Problému magmatických formací byla věnována symposia a konference (1955 v Novosibirsku, 1968 v Leningradě), magmatické formace byly středem pozornosti všesvazové petrografické konference v Baku 1967 aj., nejnověji v Alma-Atě 1976; vycházejí sborníky obecného i regionálního charakteru (nejnověji např. v Moskvě — Afanasjev et al. red. 1974, v Novosibirsku — I z o c h red. 1975, ve Sverdlovsku — Štejnberg, Borodina red. 1975, v Alma-Atě — Kuzněbnij 1975, předtím např. v Moskvě Kuzněcov red. 1971, Afanasjev red. 1972 aj.).

Přesto Bělousov (1974) charakterizuje stav takto: „V SSSR je široce

Tab. 1

Klasifikace magmatických formací dle Ju. A. Kuzněcova 1964:

Magmatické formace zejména geosynklinálních etap vývoje mobilních zón.

A. Řada efuzivních a efuzivně-intruzivních formací. Spilit-keratofyrová skupina.

B. Řada intruzivních formací. Gabro-plagiogranitová skupina.

C. Hyperbazitová formace.

Orogenní magmatické formace (především geantiklinální) mobilních zón.

A. Řada efuzivních formací.

B. Řada vulkanogenních intruzivních formací. Gabro-diorit-granitová skupina.

C. Řada batolitových granitoidních formací.

Magmatické formace stabilních oblastí.

A. Řada efuzivně-intruzivních (příkrovově sillových) formací.

B. Řada formací centrálních intruzí a explozivních sopouchů („trubki vzryva“).

Některé specifické typy magmatických formací starých platform.

A. Řada migmatitových formací.

B. Řada gabro-granitových formací raných etap vývoje starých platform.

Tabulka hlavních termínů a pojmů formační analýzy

E. K. Ustiev 1970

Tab. 2

rozdělení tektonomagmatického vývoje	rozdělení asociací magmatických hornin	prostorově-časové rozdělení
řada tektonomagmatických cyklů (megacyklus)	systém formací	petrografická provincie
tektonomagmatický cyklus	série formací	petrografická oblast
stadium tektono- magmatického cyklu	skupina formací	
etapa tektono- magmatického vývoje	řada formací	strukturně formační zóna (nebo rajón)
fáze magmatické činnosti	formace komplex magmatické těleso	

zakořeněna formační analýza magmatických hornin, ačkoli definice a podstata pojmu není dosud objasněna“.

Co je příčinou těchto nejasností? Favorská (1974) je vidí takto: „Geolog, zabývající se výzkumem magmatických hornin, systematicky naráží na dva základní typy jejich vlastností: látkové složení a tektonickou pozici. Poslední se určuje místem v geologickém prostoru (v geologické struktuře) a geologickým čase (tektonickém cyklu). Možná tedy rozlišovat dva hlavní typy asociací magmatických hornin: látkový a tektonický.“

Jak ukázala zkušenost posledních let, „pokusy položit jako základ při určování magmatických formací oba typy vlastností současně, nevedly k očekávaným výsledkům, protože přímá shoda mezi těmito vlastnostmi neexistuje“ (podtrženo autorkou této statí).

Je tedy patrné, že hlavní příčinou nesnáží při definici a klasifikaci formací je — obdobně jako u klasifikací hornin — nesouřadnost a nejednotnost kritérií. Uvedeme některé další důvody, v nichž vidíme příčiny nesnáží. Tak např. je preferován paragenetický (negenetický) přístup k vymezení a výzkumu formací, ale samo členění hornin na základní skupiny (magmatické, metamorfní, sedimentární — též efuzivní, intruzivní) je genetické. Používá se definice kruhem: např. tektonické cykly se často vymezují na základě přítomnosti a povahy magmatických hornin, ale tytéž tektonické cykly jsou především používány jako základ klasifikace magmatických formací (srov. formace geosynklinálních a orogenních oblastí). Dále a především: tektonický základ klasifikace závisí na tektonickém schématu, resp. tektogenní hypotéze, kterou příslušný autor zastává. Současná doba, v níž jsou přehodnocovány takové základní geotektonické pojmy jako např. „geosynklinála“ (H y n d m a n 1973 např. tohoto pojmu ve své učebnici používá v uvozovkách), nemůže zůstat bez vlivu na schémata na těchto pojmech založená. Jiný přístup bude u badatele, který za určující princip ve vývoji zemské kůry pokládá vznik a vývoj mobilních a stabilních oblastí, jiný u badatele, který preferuje blokovou stavbu zemské kůry a planetární hlubinnou zlomovou tektoniku.

Např. Favorská (1974) v souhlase s druhou hypotézou rozlišuje dva

základní typy tektonických asociací magmatických hornin podle funkce hlubinných zlomů (srov. též Šťovíčková 1973): a) skupinu tvořící se v podmínkách tektoniky s převahou negativních prvků (poklesů), b) skupinu nacházející se v podmínkách stressu s převahou pozitivních prvků. Pro první jsou charakteristické bazaltické horniny, pro druhou granitoidy. Velmi komplikovaná situace nastává při změně tektonického režimu na hranicích megabloků rozličného složení a vývoje. Šťovíčková (1973) a Palivcová — Šťovíčková (1968) považují za důležitou pozici těles ve vztahu k blokové stavbě (mezioblové a blokové masívy). Izoch et al. (1975) rozlišuje magmatické (mobilní) a nemagmatické (stabilní) bloky v západním Uzbekistánu.

Uvedené nesnáze, jak definovat a klasifikovat magmatické formace, se projevily už v novosibirské konferenci v roce 1955; v její rezoluci byly zafixovány tři nezávislé formulace magmatických formací: na základě a) paragenetického, b) genetického, c) stratigrafického přístupu. Ve sborníku 1974 (Afanasjev red. et al.) jsou diskutovány formace magmatické, metamorfní, pseudomagmatické, vulkanogenní, vedle formací alkalických hornin, bazaltických hornin, bazitových hornin — tedy členěné podle různých kritérií. Izoch et al. (1975) položil důraz při formační analýze granitoidů Uzbekistánu na regionálně geologické členění studované oblasti. Velmi různá hlediska jsou použita též ve zmíněném sborníku sverdlovského Uralského vědeckého střediska AN SSSR 1975 při výzkumu uralských, kazachstánských a jiných granitoidů; v tomto případě slouží termín „formační“ spíše jako spojovací název pro nejrůznější metody výzkumu granitoidů. Naproti tomu Abramovič a Gruza (1972) se pokusili o kvantifikaci pojmů i metody faciálně formační analýzy, především na petrochemickém základě.

Pojem „magmatická formace“ je potom v různém vymezení blízký pojmu „asociace“, „série“, „súita hornin“ v anglosaské literatuře (srov. např. Turner — Verhoogen aj.), popř. v globálním měřítku i „petrografická provincie“. V sovětské literatuře se však více zdůrazňuje komplexní výzkum horninové asociace podle základních kritérií uvedených v definici (Bělousov 1974), popř. i podle možností dalších, geochemických, metalogenetických atd. Asociace je sledována jako celek, horniny nejsou vytrhávány z geologických souvislostí. V tom vidí sovětsí badatelé hlavní význam formační analýzy hornin. Jak uvádí Ustiev (1970), snaha zkoumat magmatické horniny jako členy přirozené horninové asociace v nejrůznějších vzájemných souvislostech se promítá i do základních klasifikací hornin. Je patrna z rozdílného přístupu v petrografických klasifikacích škol anglické, francouzské a ruské na jedné straně a německé na druhé, v níž horniny jsou z těchto souvislostí vytrhávány.

Snaha podtrhnout komplexní výzkum horninových asociací v rámci tělesa (oblasti) je patrna i v novější francouzské literatuře; Raguinův přístup k „petrografii plutonických hornin v jejich geologickém rámci“ (1970) je v mnohém analogický přístupu Kuzněcova (1964), i když obě knihy vyšly zřejmě nezávisle.

Lze shrnout, že metoda formační analýzy magmatických hornin je základní metodou korelační. Předpokladem je výzkum horninových asociací v nejrůznějších souvislostech a vztazích. V jejich klasifikaci můžeme použít kteréhokoli z hlavních kritérií — obvykle nejvýraznějšího — jako základního, ale nesmí být opomenuta kritéria ostatní. Sovětsí badatelé proto právem přičítají k formační analýze magmatických formací základní význam pro rozvoj geologie

obecně a petrologie magmatických hornin zvláště. Podle Izocha et al. (1975) „po vyjití základního díla Kuzněcova (1964) si nauka o magmatických formacích získala právo stát se samostatným odvětvím geologických věd, a formační analýza se stala trvalou metodou výzkumu v oblasti magmatické geologie“. Pod vedením zkušených odborníků zejména z ústavu VSEGEI v Leningradě byla vypracována „mapa magmatických formací SSSR“ s obsáhlými vysvětlivkami (1972).

Formační analýza magmatických hornin v čs. literatuře

V české literatuře o magmatických horninách bylo termínu „formace“ použito ojediněle a okrajově. Hejtman (1957) jej použil pro klasifikaci bazaltických vulkanitů v Českém masívu podle stáří (spilitová, diabasová, melafýrová formace), Zoubek pro spilit-keratofyrovou formaci a zejména pak (1965) v oblasti mol-danubika pro „granulitovou formaci“, kterou interpretuje jako metamorfovaný produkt předalgonického bohatě diferencovaného geosynklinálního magmatismu. Na existenci vulkanoplutonické formace v Českém masívu (v železnohorském — podle Vachtla „nasavreckém“ masívu) ve smyslu sovětských autorů upozornil Vachtl (1972); jako jediný se také zabýval (1973) problematikou formací (v tomto případě vulkanicko-plutonických) u nás podrobněji (předtím též Ustiev 1968).

Jinak se metody formační analýzy nepoužívá vědomě, ale přístup k výzkumu některých horninových asociací má v poslední době mnohé její rysy. Jako příklad můžeme uvést výzkumy algonických a paleozoických vulkanitů Barandieniu v pracích F. Fialy, výzkumy slovenských neovulkanitů v pracích V. Konečného a J. Slávika a řadu dalších. Také v oblasti výzkumu granitoidních hornin Českého masívu se nověji objevuje řada prací komparativního charakteru, i když, obvykle jednostranného zaměření (např. Zoubek zejména z hlediska tektonické pozice a geochronologie, Beneš z hlediska vnitřní stavby, Palivcová—Štovičková z hlediska vztahu k hlubinné zlomové tektonice, Sattaran—Klomínský a Klomínský—Bernard v souvislosti s metalogenezí a řada dalších. Nejblíže k uvedené metodě má výzkum ultrabazik Českého masívu (Mísař et al.) a zejména pak nejnovější práce Klomínského — Dudka (1975) o granitických horninách Českého masívu. V Českém masívu je třeba z hlediska formační analýzy nejdříve souborně zpracovat složité „hraniční plutony“ (středočeský, železnohorský, brněnský); v poslední době je jim jak na brněnském pracovišti (J. Štelcl et al.), tak i na pražských geologických pracovištích věnována zasloužená pozornost. Na Slovensku jsou to zejména práce školy B. Cambela, zaměřené ke komplexnímu a komparativnímu výzkumu slovenských granitoidů.

Diskuse k problému magmatických formací, probíhající v poslední době v SSSR, do naší literatury nepronikla. Je to do značné míry způsobeno i tím, že formační analýza jako metoda korelační je metodou především rozsáhlých oblastí, které korelace formací umožňují. Složitý geologický vývoj ČSSR a rychle pokračující výzkumy jejích krystalických oblastí však činí použití této metody i u nás perspektivní.

*Doručené 4. 10. 1976
Odporučil B. Cambel*

LITERATURA

Abramovič, I. I. — Gruza, V. V. (1972): *Facialno-formacionnyj analiz mag-*

- matičeských komplexov. Petrochimičeskije issledovanija. — Izd. Nedra. Leningrad, Afanasjev, G. D. (1969): Opyt sopostavlenija intruzivnyh komplexov někotorych oblastěj SSSR. — Izd. AN SSSR, ser. geol., No. 4.
- (1969): Nekotoryje voprosy geologičeskoj petrologii (k IV. petrografičeskomu so-veščaniju). — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 9, 5—15. Moskva.
- Afanasjev, G. D. red. et al. (1972): Magmatizm, formacii kristaličeskich porod i glubiny Zemli. — Sbornik prací. Trudy IV. vsesojuznogo petrografičeskogo soveščanija, čast 1, 2. — Izd. Nauka, Moskva.
- (1974): Problemy magmatičeskich formacij. — Nauka, Moskva.
- Bělousov, A. F. (1974): Ob osnovanijach formacionnogo analiza. — Izd. Nauka, Moskva.
- Borsuk, A. M. (1974): Magmatičeskije formacii v evolucii geosinklinalnoj sistemy (na primere alpid Boľšogo Kavkaza). — Sbor. Aktualnyje voprosy sovremennoj petrografii. — Izd. Nauka, Moskva.
- Favorskaja, M. A. (1974): O tektoničeskoj osnove klasifikacii magmatičeskich formacij. — Sbor. Problemy magmatičeskich formacij, red. G. D. Afanasjev i dr., Izd. Nauka, Moskva.
- Hejtmán, B. (1957): Systematická petrografie vyvřelých hornin. — Nakl. Čs. akad. věd. Praha.
- Hyndman, D. W. (1972): Petrology of igneous and metamorphic rocks. — McGraw-Hill. New York.
- Cheraskov, N. P. (1952): Geologičeskije formacii (opyt opredelenija). — (název podle Cheraskov N. P. (1967): Tektonika i formacii. Izbrannyje trudy. — Izd. Nauka, Moskva 1967, str. 12—32). Bjull. Mosk. Obšč. Ispyt. Prir. Otd. geol., 1952, 27, 5. Moskva.
- Izoch, E. P. red. (1975): Formacionnyj analiz granitoidov Zapadnogo Uzbekistana. — Izd. Nauka, Sibirskoje otd. Novosibirsk.
- Klomínský, J. — Dudek, A. (1975): Korelace plutonitů Českého masívu. — MS archiv Ústř. úst. geol. Praha.
- Kuzebnyj, V. S. (1975): Magmatičeskije formacii Jugo-Zapadnogo Altaja i ich metallogenija. — Izd. Nauka Kazachskoj SSR, Alma-Ata.
- Kuzněcov, Ju. A. (1964): Glavnyje typy magmatičeskich formacij. — Izd. Nedra, Moskva.
- Kuzněcov, Ju., A. red. (1971): Magmatičeskije formacii Sibiri i Dalnego Vostoka. — Trudy inst. geologii i geofiziki, Sibirsk. otd. AN SSR, vyp. 79. Izd. Nauka, Moskva.
- Palivcová, M. — Štovićková, N. (1968): Volcanism and plutonism of the Bohemian Massif from the aspect of its segmented structure. — Krystalinikum, 6, 169—199. Praha.
- (1968): Petrografické formace a problém vzniku magmatu ve vztahu k tektogenezi v nové sovětské literatuře — Věst. Ústř. Úst. geol., 41, 127—135. Praha.
- Raguin, E. (1970): Pétrographie des roches plutoniques dans leur cadre géologique. — Masson et Cie. Paris.
- Šatskij, N. S. (1960): Paragenезisy osadočnych i vulkanogennych porod i formacij. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol. 5. Moskva.
- Štejnberg, D. S. — Borodina, N. S. red. (1975): Formacionnoje i facialnoje raščlenenie granitoidov. — Sbor. prací. Trudy inst. geologii i geochimii AN SSSR, Uralskij naučnyj centr, vyp. 110. Sverdlovsk.
- Štovićková, N. (1973): Hlubinná zlomová tektonika a její vztah k endogenním geologickým procesům. — NČSAV Praha, 198 stran.
- Ustiev, E. K. (1968): Nekotoryje vulkaničeskije i vulkanoplutoničeskije formacii Čechoslovakii. — Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. geol., 5, 145—156. Moskva.
- (1970): Nekotoryje osnovnyje poniatija i terminy v učení o magmatičeskich formacijach. — Izv. Akad. Nauk SSSR, 4, 47—68. Moskva.
- Vachtl, J. (1972): Subvulkanity hlinecké zóny v jv. části Železných hor. — Čas. Mineral. Geol., 17, 247—255. Praha.
- (1973): K problematice vulkanoplutonických formací. — Sbor. referátu ze Sym-
pozia Výzkum hlubinné geologické stavby ČSSR 1973, 147—256. Geofyzika, n. p. Brno.
- Zoubek, V. (1965): Moldanubikum und seine Stellung in geologischen Bau Euro-
pas. — Freiberg. Forsch. — H., R. C, 110, 129—148 Freiberg.

DISKUSIA

**Je penninikum prítomné v Západných Karpatoch
na východnom Slovensku?**

(Poznámky ku geológii východného Slovenska)

(2 obr. v texte)

B. LEŠKO — A. KULLMANOVÁ — M. MOŘKOVSKÝ*

**Наличие пенниника Западных Карпат на Восточной Словакии
(Заметки к геологии Восточной Словакии)**

При решении вопроса восточноальпийских и западокарпатских структур, видим общую и неделимую проблему в том, что необходимо считаться с альпийским сегментом при этом вопросе. Ввиду того, что на Восточной Словакии заканчиваются многие западокарпатско-альпийские элементы структур, эта часть территории даёт возможность глубже наглянуть до структурного плана Карпат.

Пеннинская утёсовая зона представляет внутреннюю часть исходного континентального шельфа карпато-альпийской геосинклинали. Сопоставляем его с северовалаисской зоной пенниника, причём в развитии карпатской дуги приписываем ему функцию смазочного вещества при надвигу кричевско-инячевской структурной единицы и полосы палеозоя земплинского острова на погружающуюся полосу гевлетид и североевропейской платформы. Начало утёсовой зоны, кричевско-инячевской единицы и земплинской палеозойской зоны, которые причленяем в группу пеннинских единиц Карпат, находим в припанонской глубинной зоне. Припанонскую глубинную зону можно сравнить с зоной Изреа Западных Альп, то есть с глубинными разломами Тонале и Канавесе.

Мезозоикум Гуменско-Ужгородского горства имеет литологическо-стратиграфическое сложение схоже с крижнянской единицей и предполагаем, что представляет тектонические отбросы там заканчивающихся австроальпийских покровов.

**Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia?
(On the geology of southeastern Slovakia)**

The solution of the East Alpine and West Carpathian structures is a joint and inseparable problem. This fact must be born in mind in the study of this Alpine segment. Since in eastern Slovakia terminate many West Car-

* RNDr. Bartolomej Leško, DrSc., RNDr. Anna Kullmanová. Geologický ústav D. Štúra, Mlynská dolina 1, 809 40 Bratislava, RNDr. Milan Mořkovský, Geofyzika, Ječná 29, 600 00 Brno.

pathian-Alpine elements, this region provides an opportunity of a closer insight into the structural plan of the Carpathians.

The Pieniny Klippen Belt represents the inner part of the original shelf of the Carpatho-Alpine geosyncline. It is correlated with the Valaisian belt of the Penninicum and it seems that in the development of the Carpathian arc it played the role of a lubricant and substratum in the overthrust of the Kríčov—Iňačovce unit and of the Palaeozoic belt of the Zemplín „island“ on the submerging belt of the Helvetides and North European platform. The origin of the Klippen Belt, of the Kríčov—Iňačovce unit and of the Palaeozoic Zemplín belt which are assigned to the group of the Carpathian Penninic units, is seen in the peri-Pannonian deep-seated belt. The function as well as the lithological content of peri-Pannonian deep-seated zones is compared to the Ivrea zone of the Western Alps with the Tonale and Canavese deep-seated faults.

The lithologico-stratigraphical content of the Mesozoic of the Humenné—Užhorod horst coincides with that of the Krížna unit and we conclude that it represents a tectonic relic of the Austro-Alpine nappes which terminate there.

Územie východného Slovenska s niektorými vyznievajúcimi západokarpatskými jednotkami, aj keď zväčša zakrytými neogénnymi a paleogénnymi sedimentmi, poskytuje jeden z vhodných uzlov na riešenie stavby Západných Karpát. Toto územie nie je síce klasickým úsekom stavby karpatského oblúka, ale práve tam, smerom na východ, sa končia mnohé západokarpatsko-alpské prvky, čo dáva možnosť nahliadnuť do ich vzťahov a do štruktúrneho plánu Karpát. Na tomto geologickom jave sa zúčastňujú na juhu paleozoické a mezozoické útvary zemplínskeho pásma a na severe humenská jednotka s bradlovým pásmom. Postavením flyšového pásma v pláne alpínskych štruktúr sa v príspevku nezaobráame.

V zemplínskome paleozoickom ostrove vystupujú na povrch paleozoické a mezozoické sedimenty sprevádzané kyslým vulkanizmom. Faciálne sa vyznačujú rýchlou zmenou súvrstvia, striedaním facií s nepatrnou alebo nijakou metamorfózou. Vývoj karbónu je kontinentálny, s limnickými sekvenciami sedimentov a s vložkami kremitých porfýrov a ich pyroklastík. V spodnej časti súvrstvia sú vyvinuté polohy hrubozrnných pieskovcov a zlepcov, vyššie sa objavujú slojky antracitového uhlia a polohy grafitických ílovcov so zvyškami flóry. Vrchnú časť karbónu tvoria hnedé arkózovité pieskovce a zlepenice, piesčité bridlice a tufity. Permské uloženiny sú podobne ako karbónske rýdzo kontinentálneho vývoja s pestrofarebnými ílovcami, s vložkami a polohami zlepcov, ktorých klastický materiál tvoria ruly, svory a žilný kremeň. Z výsledkov prieskumných prác na ropu a zemný plyn je zrejmé, že opísané mladopaleozoické sedimenty sa rozprestierajú v širokom pásme aj pod neogénom potiskej nížiny (R. Rudinec 1969, J. Slávik in O. Fusán et al. 1971).

Mezozoikum, ktoré sa zúčastňuje na stavbe zemplínskeho pásma, predovšetkým na jeho juhovýchodnej časti, má iba podradné zastúpenie. Na báze sú vyvinuté kremence a zlepenice s nedostatočne opracovanými valúnmi žilného kremeňa, bulžníkov a porfýrov z okolitého staršieho podložia. Vyššie sa objavujú tmavosivé a sivé doskovité vrstvovité vápence, často skrasované a s polohami dolomitov. Súvrstvie patrí do spodného až stredného triasu a jeho vzťah k podložným paleozoickým sedimentom pre nedostatočnú eróziu exponovanosť „ostrova“ možno ťažko určiť.

Podľa A. Matějku a Z. Rotha (1950) je vzťah mezozoických útvarov k podložnému permu diskordantne angulárny, ale spoločné alpínske sformovanie obidvoch litologicko-stratigrafických etáží tento jav zastiera, dokonca valúnový materiál permsko-triasových zlepenčov, pochádzajúci z miestnych zdrojov, sa prihovára za genetickú spätosť s paleozoickými sedimentmi. Podobné mezozoické súvrstvie objavili vrtné práce pri západnom úpätí Slanských hôr (J. Čverčko — R. Rudinec 1974).

Názory na geologické postavenie a tektonickú príslušnosť zemplínskeho paleozoika sa často menili. V. Uhlig (1903) a po ňom J. Ferenczi (1943), ale aj B. Bouček, A. Příbyl (1959) ho spájajú so Spišsko-gemerským rudohorím. E. Vadász (1954) porovnáva zemplínske paleozoikum so sliezskym vývojom a jeho styk so Spišsko-gemerským rudohorím pokladá za tektonický. O. Fusán (in V. Čechovič et al. 1963) vidí pokračovanie Čiernej hory a Braniska v paleozoiku zemplínskeho ostrova a J. Slávik (1973) uvádza, že v priestore slansko-tokajského vulkanického pásma existuje významná priečna tektonická zóna, na ktorej sa končí východné pokračovanie gemerid (rakovcevej a gelnickej série). Najnovšie aj geoelektrický výskum na juhu Košickej kotliny dokázal, že pod neogénom nepokračuje fylitovo-diabázová séria gemerid, pretože východne a južne od veľkoidskeho a bočiarskeho zlomu (SZ—JV a SV—JZ) sa výrazný geoelektrický horizont viažuci sa na povrch gemeridných peridotitov náhle stráca (D. Zavřelová — M. Mořkovský 1972).

Paleozoikum zemplínskeho pásma, v kontinentálnom vývine vôbec nemetamorfované alebo len anchimetamorfované, sa dá faciálne korelovať s paleozoikom penninika (briançonského pásma) Západných Álp*. V zemplínskom ostrove, podobne ako v penniniku Západných Álp, sa karbón vyznačuje limnicko-kontinentálnym vývojom v zložení pieskovcov, zlepenčov, grafitických bridlíc a čierneho uhlia metamorfovaného na antracit a andezitovým vulkanizmom. Podobne aj triasové sedimenty na báze s kremencami a zlepencami by skôr svedčili o genetickej spätosti s paleozoikom aj v tomto prípade, keby išlo o málo potvrdenú angulárnu diskordanciu medzi triasom a paleozoikom. Podobnými pomermi, i keď nie pravidelne, sa vyznačuje briançonské pásmo penninika Západných Álp. Pravda, porovnateľnosť mladopaleozoických usadenín východnej časti Západných Karpát so vzdialeným vývojom v Západných Alpách je len pravdepodobná. Ak však prihliadneme na alpsko-karpatský geosynklinálny vývoj ako celok, stáva sa celkom logickou, najmä ak pripustíme zákonitosť v angažovanosti tých istých zón hereýnskej platformy počas vývoja geosynklinály.

Litologický charakter spodného a stredného triasu je, pravda, len málo spoľahlivým korelačným kritériom pre paleogeografické a tektonické úvahy, ale isté náznaky o jeho „penninskej“ príslušnosti sa vyskytujú aj tu. Medzi ne počítame alpínsku vrásovú konformitu s paleozoickým podložíom a vývoj sekundárnych chemických usadenín (*Cargneules* — *rauwačky*), ktoré sa v Alpách viažu iba na zlomové línie — plochy v penninskom pásme.

Treba tiež poznamenať, že aj širšie geologické súvislosti sa prihovárajú za pokus o novú interpretáciu južných paleozoických a mezozoických útvarov východného Slovenska. Mnohé vrtné práce (J. Čverčko, R. Rudinec

* Korelácia je založená iba na faciálnej zhode.

1971, R. Rudinec 1973, J. Slávik in O. Fusán et al. 1971 a pod.) preukázali rozšírenie paleozoických a mezozoických sedimentov rozličného stupňa metamorfózy pod neogénnou prikrývkou. Tieto útvary možno smerom na sever sledovať až po južné okraje humenského mezozoického pásma, na západe pri úpätí Slanských hôr boli zistené vo vrte Kecerovské Pekľany—1 a smerom na východ ich opisuje V. V. Sviridenko (1976) ako kričevskú tektonickú jednotku.

Príznačný a nemenej dôležitý je pri týchto sedimentoch takmer jednotný faciálny vývin, ktorý je na území zakarpatskej oblasti Ukrajiny vývinutý kompletnejšie ako na našom území. Charakterizuje ich metamorfizmus rozličného stupňa a prítomnosť mezozoického vulkanizmu. Metamorfizmus mnohých sedimentov karbonátového a pelitického pôvodu je veľmi pokročilý, čo sťažuje stratigrafické hodnotenie jednotlivých vrstvových sledov. Litologické obsahy, faciálne poznatky a geologická situácia dávajú možnosť korelovať tieto útvary s analogickými útvarmi Západných Álp. Podobne ako v Západných Alpách aj na našom úseku západokarpatského oblúka by sme mohli pripustiť v opísaných útvaroch „eugeosynklinálny“ vývoj s paleogeografickou a tektonickou pozíciou penninika Álp.

Reprezentantov penninika Západných Karpát možno vidieť na povrchu vyskytujúceho sa v oblasti Slovenského krasu a gemeridného pásma. Majú rozličné názvy a rozmanité stratigrafické aj tektonické ponímanie — meliatska séria (V. Čekálová 1964), rudabánsky vývoj (O. Fusán et al. 1963) alebo vrchný a spodný vrstvový komplex paleozoika od Medzeva a Hačavy (P. Reichwalder 1973). Z nich tzv. meliatska séria s vývojom mramorov „schistes lustrés“ (J. Mello, 1974, s. 45, pri opise profilu na lokalite Meliata uvádza tmavé bridlice a zelené fylity, čiastočne fylitizované zelené bridlice a pod., čo v alpskej terminológii nie je ničím iným než „schistes lustrés“ penninika Álp) a s ofiolitmi by sa v pozícii penninika Západných Álp mohla pokladať za vnútorný, piemontský vývoj. H. Kozur — R. Mock (1973) v tektonickej interpretácii tieto útvary porovnávajú s dinaridami. Tento náhľad je v zmysle alpského modelu z faciálneho i tektonického hľadiska neudržateľný.

V alpskom význame by sme mezozoické sedimenty silického príkrovu H. Kozura a R. Mocka (1973) (bez stopy po metamorfizme) mohli pokladať za usadeniny normálnej geosynklinály a podľa tektonickej pozície by sa mohli začleniť do skupiny austroalpínskych bezkoreňových príkrovov.

Pre úplnosť interpretácie predneogénneho tektonického plánu treba si všimnúť aj mezozoické komplexy v humensko-užhorodskej hrasti. D. Andrusov (1936) a Z. Roth (1940) tam na základe enormného vývoja dolomiticko-vápencového súvrstvia triasu videli dve vnútrokarpatské príkrovové jednotky. B. Leško (1954) na základe podobnosti jury a spodnej kriedy spájal severný okraj hraste s vysokotatranským pásmom a vývojom.

Na základe vývoja keupru a rétu ho M. Maheľ (1957) v súlade so Z. Rothom (1956) priradzoval ku krížňanskej jednotke. Napokon M. Maheľ (1967) charakterizovali toto mezozoikum ako kordilérový typ „koncovej“ geosynkli-

* Zo stratigrafického hľadiska neboli doteraz opísané vrstvy spracované modernými metódami. V súlade s alpsko-apepinskou dokumentáciou a vekovým zaradením (pozri J. Debelmas 1974) im aj v Karpatoch pripisujeme malmsko-neokómsky vek.

nálnej časti. A. Kullmanová (1971) zastáva názor, že humenské mezozoikum predstavuje krížňanskú jednotku prevažne s plytkovodným vývojom.

Pravda, v humensko-užhorodskej hrasti sú aj niektoré faciálne črty, ktoré jej „krížňanskú“ príslušnosť spochybňujú. Tvoria ich fácie v strednom a vrchnom triase, ktoré sú pre krížňanský vývoj atypické a naopak sú zhodné alebo celkom podobné vývoju v chočskom príkrove, pretože v podloží triasových dolomitov sa tam vyskytujú sivé celistvé vápence s rohovcami, pripomínajúce reiflinský vývoj vápencov v chočskom príkrove. Okrem nich sú prítomné aj organogénne lumachelové vápence s brachiopódami zhodné s karditovými vrstvami chočského príkrovu. Vo vrte Humenné (MLS) 1 boli zistené reiflinské vápence s hľuzami svetlosivých až hnedých vápencov a rohovcov, ktoré sú typické pre najvyššie vnútrokarpatské príkrovy.

Naproti tomu však vývoj jury a spodnej kriedy jednoznačne svedčí o „krížňanskej“ príslušnosti mezozoických súvrství v humensko-užhorodskej hrasti, pretože:

- a) spodný lias podobne ako v západnej časti Karpát je vyvinutý v grestenskej fácií s jemnými piesčito-krinoidovými vápencami a s vápnitými ilovcami;
- b) stredný lias tam reprezentuje „fleckenmergelová“ fácia s tmavými slieňmi a s polohami tmavých celistvých vápencov;
- c) sedimentácia sa v humensko-užhorodskej hrasti končí v spodnej a vrchnej kriede urgónskou fáciou s gravelovými vápencami.

Toto všetko charakterizuje tektonické jednotky s plytkovodným vývojom.

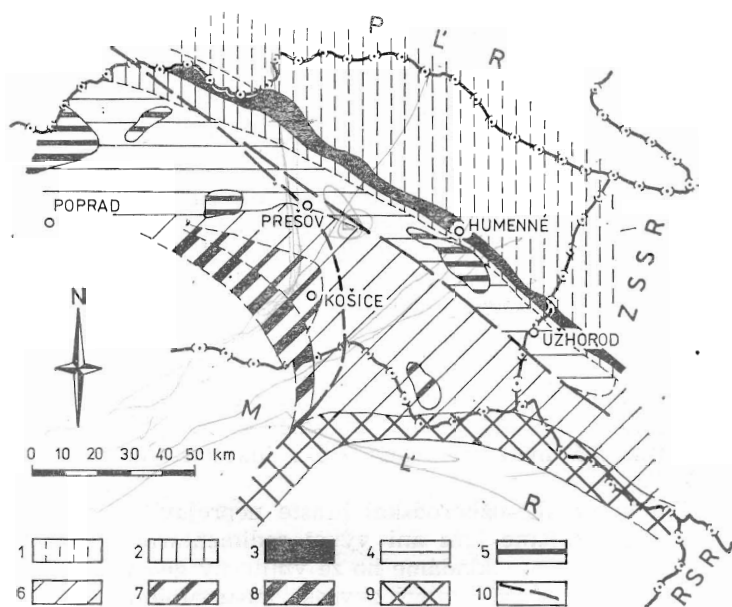
Z tektonického hľadiska tvorí humensko-užhorodské pásmo mezozoika miopliocénnu hrast, ktorá vďaka vonkajšej — pribradlovej pozícii bola druhotne zošupinatená, a to v čase, keď sa vrásavo dotvárali čiastkové tektonické jednotky magurského príkrovu. Jednotlivé šupiny sa odlupovali po plastických bridliciach keupru alebo po pelitoch spodnej jury. Z výsledkov seizmického merania usudzujeme, že mezozoické série humensko-užhorodskej hraste sú pod paleogénnou prikrývkou rozšírené smerom ďalej na sever po bradlové pásmo a v severozápadno-juhovýchodnom smere od oblasti Vyšných Ružbách po Mukačevo v Zakarpatskej oblasti ZSSR. Južné ohraničenie sa viaže na výrazný negatívny gravitačný gradient, pozdĺž ktorého sa smerom na juh rozkladá mladopaleozoická a mezozoická metamorfovaná séria iňačovsko-kričevského pásma (D. Ďurica 1976).

Pretože sa v mezozoiku humensko-užhorodskej hraste neprejavil nijaký alpinský metamorfizmus, nepozorujeme tam ani vývoj sedimentárno-vulkanických sérií, toľkož nie vývoj ofiolitov, pokladáme ho za vnútorný geosynklinálny vývoj a z tektonického hľadiska za príkrovový zvyšok „austroalpínu“. V tejto časti Západných Karpát pravdepodobne v prírode nebude možno aplikovať členenie austroalpínskeho príkrovu v zmysle A. Tollmana (1963) už aj preto, že sa tam vytráca z karpatského oblúka. Mezozoikum humensko-užhorodskej hraste je teda východným ukončením grandiózneho austroalpínskeho príkrovového systému v západokarpatskom oblúku a leží v tektonickej superpozícii na iňačovsko-kričevskej jednotke penninika.

V západnom a severozápadnom pokračovaní od zlomového systému Slanských hôr, ako ukazujú seizmické záznamy, sa pod paleogénom rozširuje obsah austroalpínskych jednotiek Západných Karpát. Toto rozšírenie vidíme v prítomnosti tatridného pásma kryštalinika a mezozoika, ako aj v prítomnosti bezkoreňových, tzv. subtatranských príkrovov (z hľadiska tektonickej pozície

a litologického obsahu považujeme tatridy za austroalpínsky koreňový príkrov a korelujeme ich s príkrovom Err vo Švajčiarskych Alpách)*. Domnievame sa, že v spodnom tektonickom pláne týmto smerom pokračujú aj ďalej prvky penninika kričevsko-iňačovského pásma, pričom pri jeho južnom okraji nadväzuje paleozoické pásmo zemplínskeho ostrova na pásmo Čiernej hory a Braniska.

Naloženost niekoľkých sedimentárno-metamorfovaných sérií pod paleogénom výhodne od Vysokých Tatier dokumentujú reflexno-seizmické a gravimetrické merania. Najvýraznejším seizmickým rýchlostným rozhraním v hlbokých častiach profilov sa javí rozhranie na čase 5—4,6 sec, čo reprezentuje hĺbkové pomery v 10—13 km. Smerom do Potiskej nížiny (JV) sa toto rozhranie zdvíha do času 3,3 sec. (7—8 km). Priebeh jeho krivky priamo súvisí s pomermi tiažového poľa. Aj O. Fúšan et al. (1971) na základe analýzy tiažových údajov tam interpretujú povrch granitovej vrstvy v hĺbke pod 8 km. Nazdávame sa, že rýchlostné rozhranie na čase od 5 sec do 4,6 sec, príp. 3,3 sec, výrazne reprezentuje hustotné kvality litologických celkov, ktoré podľa našej



Obr. 1. Schéma rozmiestnenia karpatských jednotiek na východnom Slovensku

1 — helvétske jednotky v podloží flyšových príkrovov, 2 — pienínske bradlové jednotky zakryté centrálno-karpatským paleogénom, 3 — pienínske bradlové jednotky na povrchu, 4 — vnútrokarpatské príkrovy austroalpínu v podloží centrálno-karpatského paleogénu, 5 — vnútrokarpatské jednotky austroalpínu na povrchu, 6 — pennínske jednotky zakryté paleogén-

nymi a neogénnymi sedimentmi, 7 — pennínske jednotky: pásmo Čiernej hory a zemplínske paleozoické pásmo na povrchu, 8 — gemeridné pásmo penninika, 9 — pripanónsko-karpatské hlbinné pásmo penninika, 10 — významné zlomové pásma.

Fig. 1. Scheme of distribution of Carpathian units in eastern Slovakia
1. Helvetian units underlying the flysch nappes. 2. Pieniny Klippen units concealed by Central Carpathian Palaeogene. 3. Pieniny Klippen units at surface. 4. Inner Carpathian nappes of the Austro-Alpinicum underlying the Central-Carpathian Palaeogene. 5. Above-mentioned units at the surface. 6. Penninic units concealed by Palaeogene and Neogene sediments. 7. Penninic units: Čierna hora zone and alaeozoic Zemplín zone at surface. 8. Gemeride zone of Penninicum. 9. Peri-Pannonian-Karpatian deep-seated belt. 10. Significant fault zones.

* Ústne oznámenie R. Trümpyho (1974).

mienky predstavujú reliéf kryštalinika bázického charakteru. Hĺbka týchto reflexných rozhraní je 10 až 12, resp. 7—8 km. Za zmienku stojí, že sa toto rozhranie registruje aj pri priemyslových odpaloch (ústne oznámenie M. Zounekovej).

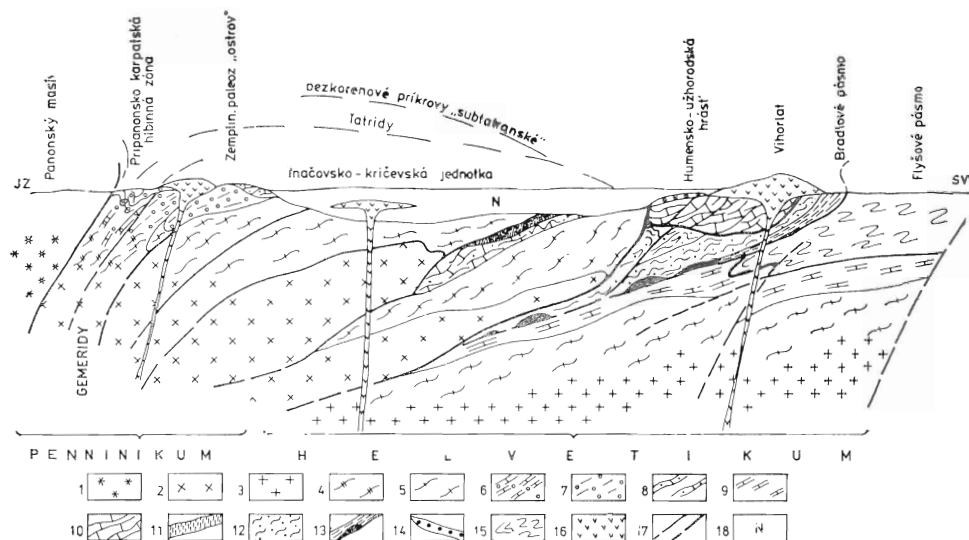
Vyššie v časovom intervale nad 4,6 sec, príp. nad 3,3 sec, do časového intervalu 2,2 sec, teda v hĺbkach od 3000 m do 10 až 12 tisíc m, reflexno-seizmické signály udávajú menej výrazné rozhranie. Tento seizmický obraz interpretujeme ako naloženosť sedimentárno-metamorfovaných sérií patriacich do eugeosynklinálneho vývoja, teda do tektonického pásma penninika Západných Karpát. Nadložné rýchlostné rozhranie okolo 2,0—2,2 sec pokladáme za prejav karbonatických komplexov patriacich k zvyškom mezozoickým bezkoreňovým príkrovom austroalpínskej skupiny Západných Karpát.

Na dokonalejšie poznanie stavby východného úseku Západných Karpát pokladáme za potrebné bližšie sa oboznámiť s východným pokračovaním iňačovsko-kričevskej jednotky a analyzovať tektonickú funkciu a príslušnosť pieninského bradlového pásma.

Bradlové pásmo sa na západe objavuje v zreteľnej „karpatskej“ pozícii pri Podbrancí, zatiaľ čo jeho vznik pri východnom ukončení Álp v podloží viedenskej panvy a z frankenfelsko-lunzskeho systému šupín nie je dostatočne objasnený (porov. S. Prey 1974, 1975, A. Kröll, G. Wessely 1973, 1975 a pod.). Ďalej sa tiahne smerom na SV a JV vyše 600 km dlhým pruhom (širokým 200—2000 m, pri povrchovom rozvinutí manínskej jednotky, v západnej časti Karpát až v 6—18 km širokom pásme) do oblasti Poiana Botizei v Rumunsku a tam, podľa V. S. Sviridenka (1976), sa jeho ukončenie formuje v niekoľkých na seba uložených šupinách s plochým úklonom na JZ. Jedným z hlavných charakteristických znakov bradlového pásma je úplný nedostatok paleozoických útvarov, rudimentárne zastúpenie triasu, variabilný vývoj jury, ale bez metamorfizmu, charakteristický pre kontinentálny šelf a pelagický vývoj kriedy. Sedimentačný cyklus sa často končí až vo vrchnom eocéne vývojom menilitových vrstiev. Okrem toho sa toto pásmo vyznačuje zvláštnym vnútorným tektonickým štýlom („bradlový“) a konštantnou geologickou pozíciou na rozhraní flyšových a vnútorných Karpát. Azda najdôležitejšou črtou je paleogénny orogén s prípravnými fázami v jure a vo vrchnej kriede, končiaci sa v miopliocéne.

Na základe uvedených litologických a tektonických črt, jeho extrémneho karpatského postavenia vo vzťahu ku kričevsko-iňačovskej jednotke penninika, ďalej z hľadiska vnútorného tektonického štýlu, ako aj jeho bipolárneho konvexného ukončenia v karpatskom oblúku sa domnievame, že bradlové pásmo reprezentuje vnútornú časť pôvodného šelfu karpatsko-alpskej geosynklinály. Podľa paleografickej genézy a tektonického postavenia by sme ho mohli korelovať s valaiským pásmom Álp. V pieninskom bradlovom pásme sa našli stopy po oceanickej kôre (H. N. Dolenko — E. G. Danilovič 1976 a ústne oznámenie I. Križaniho 1977). Bude azda správnejšie ho korelovať s pásmom Aroza vnútorného penninika Švajčiarskych Álp, ako sa domnievajú R. Trümpy (1970, 1971) a S. Prey (1973). Vo vývoji karpatského oblúka zohralo funkciu mazadla a podstielky nasunutia eugeosynklinálnych — penninských častí na ponárajúce sa pásma helvetíd Západných Karpát. V takom zmysle teda bradlové pásmo so všetkými čiastkovými jednotkami — príkrovmi, ktoré na západe vyčlenil A. Began (1969) alebo v Pieninách K. Birken-

majer (1965), predstavuje komplex bezkoreňových plastických príkrovov, na ktoré alebo po ktorých sa na SZ až SV presunuli naložené penninské jednotky na helvetidy alebo až na ponárajúcu sa severoeurópsku platformu. Svedčí o tom azda aj hrubnutie kôry z 25 km hrúbky pri južnom okraji zemplínskeho paleozoického pásma na 30—31 km pri severnom okraji bradlového pásma (B. Beránek 1971).



Obr. 2. Schematický profil Západných Karpát na východnom Slovensku

1 — kryštalinikum panónskeho masívu, 2 — kryštalinikum penninika, 3 — kryštalinikum helvetika, 4 — staropaleozoické a predpaleozoické útvary gemerika a pripanónsko-karpatského hlbinného pásma (metamorfované), 5 — paleozoické a staršie metamorfity všeobecne, 6 — metamorfované mezozoikum gemeridného a pripanónsko-karpatského hlbinného pásma, 7 — nemetamorfované alebo len anchimetamorfované paleozoické sedimenty, 8 — čiastočne metamorfne postihnuté mezozoikum penninika, 9 — nemetamorfované mezozoikum helvetíd, 10 — nemetamorfované mezozoikum austroalpinika Západných Karpát, 11 — krieda — paleogén s vulkanickou sedimentáciou penninika, 12 — mezozoikum vyšších bradlových jednotiek, 13 — pieninské bradlové pásmo, 14 — centrálnokarpatský paleogén, 15 — magurský príkrov flyšového pásma, 16 — andezitové a ryolitové vulkanity, 17 — tektonické línie, 18 — neogén potiskej nížiny.

Fig. 2. Schematic section through the West Carpathians in eastern Slovakia
1 — Crystalline of the Pannonian massif, 2 — Crystalline of the Penninicum, 3 — Crystalline of the Helveticum, 4 — Early Palaeozoic and pre-Palaeozoic units of the Gemeride and peri-Pannonian-Karpatian deep-seated belt (metamorphosed), 5 — Palaeozoic and older metamorphic rocks in general, 6 — metamorphosed Mesozoic of the Gemeride and peri-Pannonian-Karpatian deep-seated belt, 7 — Palaeozoic sediments unmetamorphosed or only anchimetamorphosed, 8 — Mesozoic of the Penninicum partly affected by metamorphism, 9 — unmetamorphosed Mesozoic of the Helvetides, 10 — unmetamorphosed Mesozoic of the Austro-Alpine of the West Carpathians, 11 — Cretaceous-Palaeogene with volcanic sedimentation of the Penninicum, 12 — Mesozoic of higher Klippen units, 13 — Pieniny Klippen Belt, 14 — Central Carpathian Palaeogene, 15 — Magura nappe of the Flysch belt, 16 — andesite and rhyolite volcanic rocks, 17 — tectonic lines, 18 — Neogene of Potiská nížina

Vonkajší okraj penninika Západných Karpát zväčša konturuje oblúkovitý priebeh bradlového pásma s magurským príkrovom. Predpokladáme, že vnútorné a južné ohraničenie bradlového pásma treba spájať s vývinom pripanónskeho hlbinného pásma (B. V. Merlič, S. M. Spitkovskaja 1965) alebo v západnej časti s karpatsko-pripanónskou sutúrou (P. Grecula 1973).

Pravda, určiť zásah bradlového pásma smerom na juh a do hĺbok je veľmi obťažné, pretože seizmické rozhrania sú pre jeho litologický obsah nevýrazné a smerom do hĺbok miznú. Domnievame sa, že od hĺbky 10–12 km podliehajú metamorfným premenám a splyývajú do metamorfovej masy s inými jednotkami penninika a helvetika v podloží. Najnovšia práca H. N. Dolenka (1976) a L. G. Danilovičovej (1976, zdá sa, potvrdzuje náš názor o postavení a funkcii bradlového pásma v štruktúrnom vývoji Západných Karpát). Z tohto hľadiska dostáva predstava V. Uhligova (1907) o zakorenení bradlového pásma pod vnútorné Karpaty nové opodstatnenie.

Pokiaľ ide o južné rozšírenie či zánik kričevsko-iňačovskej jednotky a jej južného suseda paleozoického pásma zemplínskeho ostrova, ponúka sa analogické riešenie ako v Západných Alpách pre zrod penninských príkrovov na hlbinej zóne Canavese a Tonale v susedstve zóny Ivrea. V priestore Slovenského krasu už takýto výklad uviedol P. Grecula (1973) pre zrod gemerika, keď jeho vznik ako príkrovu viaže na pripanónsko-karpatskú sutúru. Smerom na východ od zániku gemerika na zlomovom systéme Slanských hôr postupne na tejto sutúre či hlbinnom pripanónskom pásme mizne jednotka zemplínskeho paleozoika a iňačovsko-kričevská jednotka.

Uvedomujeme si, že predložený „alpský“ model východnej časti Západných Karpát sa opiera o skromné korelačné alpsko-karpatské črty. Treba analyzovať a prehodnotiť nahromadené poznatky z oblastí litológie, petrografie, mineralógie a tektoniky, aby sa v syntéze Karpát dospelo na úroveň poznatkov o Západných a Východných Alpách. Pravda, tektonická štruktúra Alp sa prírodným vývojom dostala do priaznivej erozívnej exponovanosti, čo umožnilo geológom nazrieť do zákonitostí ich vývoja a stavby. Západné Karpaty podobnú výhodu nezískali, a preto k rozlúšteniu ich stavby a teda aj vypracovaniu koncepcie vyhľadávania ropy a zemného plynu v ich hĺbkach bude možno dospieť iba modernými metódami geofyziky, hlbokými vrtmi a pomocou prehodnotenia („alpinizácie“) povrchových javov.

Doručené 15. 12. 1976

LITERATÚRA

- Andrusov, D. 1968: Grundriss der Tektonik der Nördlichen Karpaten. Bratislava, Vyd. Slov. akad. vied.
Aubouin, J. 1972: Orogenèse, Extrait d. Encyclopedie Universalis. Vol. 12, pp. 246–252.
Badoux, H. 1969: Réflexions hypothèses à propos de la limite alpine-dinarique. Ekl. Helv. vol. 62/2, pp. 543–545. Bâle.

- Began, A. 1969: Geologické pomery bradlového pásma na strednom Považí. Zbor. geol. vied, rad ZK, 11.
- Beránek, B. 1971: Hlubinné seizmické sondování v ČSSR. Geol. průzk., 13, č. 10.
- Biely, A. — Fusán, O. 1967: O probléme koreňových zón subtatranských príkrovov. Geol. práce, Spr. 42 (Bratislava), s. 51—64.
- Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: Zur problematik der „subtatrischen“ Decken in den Westkarpaten. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 19, s. 295—296.
- Birkenmajer, K. 1965: Outlines of the Geology of the Pieniny Klippen Belt of Poland. Ann. Soc. geol. Pol. (Kraków), 35, pp. 410—447.
- Bojko, V. N. — Kruglov, S. S. — Sasin, G. G. — Černobrov, B. S.: Geologia i poleznyje iskopajemyje fliševoy zony Sovetskich Karpat. Miner. slov., 8.
- Bouček, B. — Příbyl, A. 1959: O geologických poměrech zemplínského pohorí na východ. Slovensku. Geol. práce, Zoš. 52 (Bratislava).
- Buday, T. 1962: Tektogenéze neogenních panví záp. Karpát a jejich vývoj. Geol. práce, Zoš. 63 (Bratislava).
- Čekalová, V. 1954: Geologické pomery západnej časti Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Spr. 1 (Bratislava).
- Čechovič, V. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geolog. mape ČSSR 1 : 200 000 (Trebíšov—Čierna n. T.), Bratislava.
- Čekunov, A. V. 1972: Obobščennyye danyje o glubinnom strojenii zemnoj kory Ukrainy i sopredel. regionov. Geolog. žurnal, T. 32, vyp. 6. Kijev.
- Čverčko, J. — Rudinec, R. 1971: O geologických pomeroch neogénu z vrtnúrkov—1. Geol. práce, Spr. 55 (Bratislava).
- Čverčko, J. — Rudinec, R. 1974: Ložisko kyslíčnika uhličitého v centrálnej časti košickej kotliny. Geol. průzk. 16, 8.
- Debelmas, J. 1955: Les zones subbriançonnaises et briançonnaises occidentales Vallouise et Guillestre (Hautes—Alpes). Mémoires pour servir à l'explication d. l. carte géologique détaillée d. l. France. Paris.
- Debelmas, J. — Lemoine, M. — Mattauer, M. 1966: Quelques remarques sur le concept de géosynclinal. Revue de Géographie physique dynamique (2), vol. VIII, fasc. 2, pp. 1333—150. Paris.
- Debelmas, J. et al. 1970: Alpes (Savoie et Dauphiné). Guides géol. régionaux. Paris.
- Debelmas, J. — Kerckhove, Cl. 1973: Large Gravity Nappes in the French—Italian and French—Swiss Alps. Offprints from Gravity and Tectonics. Edited by Kees. De jong and R. Scholten.
- Debelmas, J. et al. 1974: Géologie de la France. Vol. II. Paris.
- Dolenko, H. N. — Danilovič, L. G. 1976: Novoje učenije o geosynklinalach i ego primenenije k Ukrajskim Karpatam. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 27.
- Đurica, D. 1976: Geológia Potiskej nížiny s ohľadom na výskyt a perspektívu živíc. [Kand. dizert. práca.] Archív SAV — Bratislava.
- Ferenczi, I. 1943: Geologische Verhältnisse des Zempliner Inselgebirgs. Jb. Ung. geol. (Reichs) anst. Budapest.
- Fusán, O. 1961: Entwicklung des Baues des gebirges Spišsko-Gemerské rudohorie. Geol. práce, Zoš. 61 (Bratislava).
- Fusán, O. et al. 1971: Geologická stavba zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Záp. Karpát. Zbor. geol. vied, rad ZK, 15.
- Grecula, P. 1973: Domovská oblasť gemerika a jeho metalogenéza. Mineralia slov. 5, s. 221—245.
- Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zur Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie und Tektonik des Slowakischen Karstes. Geol. zbor. Geologica carpath., 24, S. 265—374.
- Kröll, A. — Wessely, G. 1973: Neue Ergebnisse Tiefenaufschlus im Wiener Becken. Erdoel Erdgas, Zeitschrift, heft 11, S. 400—413. Hamburg—Wien.
- Kruglov, S. S. 1973: Geologičeskoje rajonirovanije ukrajinskich Karpat. Ministerstvo geolog. ZSSR, Ukr.NIGRI. Lvov.
- Kullmanová, A. 1971: Litologicko-petrografický a mikrofaciálny výskum mezo-zoických vápencov v Humenskom pohorí. Archív GÚDŠ Bratislava.
- Leško, B. — Slávik, J. 1969: Tektonika sedimentárnych formácií vihorlatskej oblasti. Geol. práce, Spr. 47 (Bratislava).

- Leško, B. — Mořkovský, M. 1975: Príspevok ku geológii podložja východoslovenských flyšových Karpát. Geol. práce, Spr. 64 (Bratislava).
- Leško, B. — Slávik, J. 1967: Les Traits fondamentaux de la structure géologique de la région située entre Karpates occidentales et les Karpates orientales. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18.
- Leško, B. — Beránek, B. 1974: Regionálny seizmický výskum Záp. Karpát. Manuscript — archív GÚDŠ Bratislava.
- Mahel, M. 1959: Nové členenie a pohľad na historicko-geologický vývin mezozoika centrálnych Karpát. Geol. práce, Zoš. 55 (Bratislava).
- Mahel, M. 1963: Nové poznatky o stratigrafii a tektonickom postavení Humenského pohoria. Geol. práce, Spr. 30 (Bratislava).
- Mahel, M. et al. 1967: Regionální geologie ČSSR, díl II. Západné Karpaty, sv. 1, Praha.
- Mahel, M. 1971: Humenské pohorie v svetle nových stratigrafických poznatkov. Mineralia slov., 3, č. 11.
- Marschalko, R. 1973: Sedimentológia zlepenčov paleogénneho flyša bradlového pásma a priľahlých tektonických jednotiek východ. Slovenska. Archív SAV Bratislava.
- Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpates occidentales de la Slovaquie Centrale et des régions avoisinantes. Knihov. St. geol. úst., 13 A, pp. 19—163. Praha.
- Matějka, A. — Roth, Z. 1950: Výskyt Cu rudy u Ladmovců v karbonu Zemplinského ostrova na východ. Slovensku. Věst. St. geol. úst., 25.
- Mello, J. 1975: Mladšie paleozoikum a mezozoikum gemerika a priľahlej časti Čiernej hory. Mineralia slov., 7, č. 4, s. 29—63.
- Merlič, B. V. — Spitkovskaja, S. M. 1965: Osobennosti verchneneogenovogo magmatizma glubinných razlomov Zakarpatja. Geolog. sbor. Lvov. geol. ob-va, No 9, izd. Nedra, s. 55—68. Moskva.
- Oberhauser, R. 1968: Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläographie während der Oberkriede und dem Paläogen im Ostalpenraum. Jh. Geol. B. A. Bd. 111, S. 115—145, Wien.
- Ogniben, L. — Pratlun, A. et al., 1973: Structural model of Italy. C. N. R. Roma.
- Prey, S. 1974: External Zone, Molasse Zone. Tectonics of the Carpathian Balkan Regions. pp. 75—90. Bratislava.
- Prey, S. 1975: Neue Forschungsergebnisse über Bau und Stellung der Klippenzone des Lainzer Tiergartens in Wien (Österreich). Tectonic problems of the Alpine System. Bratislava, SAV.
- Reichwalder, O. 1973: Geologické pomery mladšieho paleozoika JV časti Spišsko-gemerského rudohoria. Zbor. geol. vied., rad ZK, 18, S. 99—139.
- Roth, Z. 1956: Geologie Humenského pohorí na východ. Slovensku. Geol. práce, Spr. 8 (Bratislava).
- Rudinec, R. 1969: Poznámky k podložíu východoslovenskej neogénnej panvy. Geol. práce, Spr. 50 (Bratislava).
- Slávik, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurope. [Doktor. dizert. práca.] Geofond Bratislava.
- Slávik, J. — Smíšek, M. 1971: Geologická stavba podložja zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. Zbor. geol. vied, rad. ZK, 15.
- Stille, H. 1953: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. Beih. zum Geolog. Jahrb. 8, S. 1—239, Hannover.
- Sviridenko, V. S. 1976: Geologičeskoje strojenie doneogenovogo fundamenta zakarpat'skogo progiba. Mineralia slov., 8, s. 395—406.
- Tollmann, A. 1963: Résultats nouveaux sur la position, la subdivision et le styl structural des zones helvétiques, penniques et austroalpines des Alpes Orientales. „prof Fallot“ Soc. Géol. d. France, Paris.
- Trümpy, R. 1970: Aperçu général sur la géologie des Grisons. Extrait du „C. R. Sommaire d. Séances d. l. Soc. Géolog. d. France“, fasc. 9, pp. 330—364, 391—394. Gan.
- Trümpy, R. 1971: Stratigraphy in mountain belts. Quart. Jour. of the Geolog. Soc. of London., vol. 126, pp. 293—318. London.

- Trümpy, R. 1975: On crustal subduction in the Alps. Tectonic problems of the alpine system. Bratislava, SAV.
- Uhlig, V. 1907: Über die Tektonik der Karpaten. Sitzungsber. Akad. Wiss. Mat. Nat. abt. 1. Wien.
- Vadász, E. 1955: Großtektonische Grundlagen der Geologie Ungarns. Acta geol. Hung., 3. Budapest.
- Vjalov, O. S. — Burav, V. S. — Muraveckij, V. N. 1963: O charaktere fundamenta zapadnoj časti zakarpatskogo progiba. Dokl. AN SSSR, T. 150, No 4. Moskva.
- Zavřelová, D. — Mořkovský, M. 1972: Závěr. zpráva o geoelektrickém měření ve východoslov. neogenní pánvi. Manuskript — Geofond Bratislava.
- Zoubek, V. et al. 1960: Tectonic development of Czechoslovakia, Praha. 224 p.

Is the Penninicum present in the West Carpathians in eastern Slovakia? (On the geology of southeastern Slovakia)

B. LEŠKO — A. KULLMANOVÁ — M. MOŘKOVSKÝ

The lithologico-stratigraphical analysis of Mesozoic and Palaeozoic tectonic units in eastern Slovakia provides an opportunity to correlate these units with the Alps, and particularly with that part of the Alpine arc where the Austro-Alpine nappe as the dominant structural element of the Eastern Alps begins. The correlations are based on facies analyses of Palaeozoic and Mesozoic sediments and their Alpine metamorphism.

In the south of the region, Palaeozoic and Mesozoic sediments with acid volcanism crop out in the so-called Palaeozoic Zemplín island. The Carboniferous occurs in continental development with limnic sequences of sediments and intercalations of quartz porphyry, graphitic claystone and anthracite coal. The Permian sediments occur in purely continental development with variegated claystone and beds of conglomerate. The Mesozoic, Lower to Middle Triassic are represented subordinately in the form of quartzite and conglomerate at the base the complex. Higher up occur dark-grey thick-bedded limestone and dolomite with cargneule.

The Palaeozoic of this belt which is not affected by metamorphism or only by anchimetamorphism, is correlated with the Palaeozoic of the Penninicum of the Briançon belt in the Western Alps. The Mesozoic provides only few correlatable features, but the development of the cargneule sediments might indicate its affinity to the Penninicum.

North of the Palaeozoic Zemplín island, the distribution of Palaeozoic and Mesozoic sediments affected by varying degrees of metamorphism is known from drilling operations under the Palaeogene and Neogene. Towards the north, these sediments occur as far as the southern border of the Humenné—Užhorod horst. Characteristic of these units is a uniform facies character with epi-anchizone metamorphism and presence of Mesozoic volcanism. Tectonically they are assigned to the Iňačovce—Kričev unit (D. Ďurica 1976, V. S. Sviridenko 1976). On the basis of the grade of metamorphism and facies analyses of lithologico-stratigraphical content, the Iňačovce—Kričev unit is assigned to the Penninicum group.

At the northern periphery of the Iňačovce—Kričev unit crops out the Mesozoic in the Humenné—Užhorod horst. The development of the Jurassic

and Lower Cretaceous attests unambiguously to its affinity to the Krížna unit. On the basis of the results obtained by seismic measurements we conclude that the Mesozoic series of the horst are distributed towards the north under the Palaeogene cover as far as the Klippen Belt.

The Pieniny Klippen Belt in the northern part of the region, from the view point of lithological and structural analyses, its extreme-Carpathian position in relation to the Iňačovce—Kríčov unit of the Penninicum, as well as from the view point of its inner tectonic style and bipolar convex termination in the Carpathian arc, is considered as the inner part of the original shelf of the Carpatho-Alpine geosyncline. In the development of the Carpathian Mts. it played the role of a lubricant and substratum for the overthrust of the eugeocynclinal Pennine parts on the submerging Helvetides and the northern margins of the North European platform. In this sense the Klippen Belt is a complex of rootless plastic nappes, on or over which were thrust to the NW and NE the overlying Pennine nappes.

The Humenné Mesozoic of Krížna affinity is interpreted as a nappe relic of the Austro-Alpine in the Alpine-Carpathian nappe system. The superposition of several complexes of sedimentary and metamorphic series east of the Vysoké Tatry Mts. is also indicated by the results of seismic and gravimetric measurements.

The presented „Alpine“ model of the eastern part of the West Carpathians is but a small attempt at a correlation of the Alpine and Carpathian stratigraphic-lithological and tectonic analyses. The facts accumulated from the field of lithology, petrography, palaeovolcanism, metamorphism and tectonics must be reevaluated so as to achieve the level of our knowledge of the Western and Eastern Alps also in the synthesis of the Carpathians. Intensive geophysical research and deep structural drillings should help substantially in the understanding of the West Carpathians.

Preložila E. Česáňková

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Guido Záruba: Význam sesuvů pro stavbu přehrad (Bratislava 24. 4. 1975)

S otázkou stability údolních svahů se setkáváme při stavbě přehrad ve stadiu přípravných prací, během stavby i po dokončení díla během provozu. Velké sesuvy někdy zahrazují horská údolí a vznikají tak dočasná jezera, která zpravidla po přelítí hráze zanikají. Zúžený profil údolí poskytuje zdánlivě vhodné přehradní místo. V některých případech byly sesuté hmoty na dně údolí využity jako část hradičného tělesa úmyslně, s vědomím, že bude třeba věnovat zvýšenou pozornost nejen utěsnění přehradního místa, ale i sesutých hmot. Například přehrada Bonneville byla vybudována na řece Columbia v místě, kde údolí bylo sevřeno ohromným sesuvem. Také přehrada Cheakamus v Kanadě byla postavena v údolí, které bylo zúženo fosilním sesuvem andezitové suti. V obou případech byly přehrady úspěšně postaveny, ovšem bylo třeba věnovat velkou péči vyšetření vlastností sesutých hmot.

Horší případ může nastat, když zvolený přehradní profil je ohrožen sesuvem, o jehož existenci projektant nevěděl, nebo podceňoval možné nebezpečí. To má zpravidla za následek nákladné sanační práce, zdržení stavby a velké překročení rozpočtu. Neopatrný postup v takovém případě vedl již několikrát i k opuštění přehradního místa (např. Fork Site v Kalifornii).

Do další skupiny patří svahové pohyby vyvolané stavebními pracemi, zejména výlomy pro základy hráze. Tak může být ohrožena stabilita údolních svahů, tvořených i pevnými skalními horninami, jsou-li prostoupeny nepříznivě ukloněnými plochami diskontinuity (např. pravý břeh přehradního profilu ve Vlčí dolině u Dobšíně, Dalešice na Moravě).

Neméně důležité jsou sesuvy břehů nádrže, ke kterým dochází po dokončení stavby při prvním napuštění nádrže nebo při kolísání hladiny během provozu. Tak došlo ke katastrofálnímu sesuvu do nádrže Vaiont v Itálii, ohrožena je nádrž Gepatsch v Rakouských Alpách, kde je zavedeno soustavné pozorování pohybu hornin na svazích. Velké sesuvy se tvoří zejména v málo zpevněných sedimentech, kde dochází k rychlému ustupování břehu (Nechranice na řece Ohři). Nebezpečné jsou zejména sesuvy v bezprostřední blízkosti přehrady, které mohou ohrozit vypouštěcí a jímací zařízení (např. přehrada Derbendi Khan v Iráku).

Ivan Križáň: Predbežné výsledky šlichovej prospekcie vo flyši a neovulkanitoch východného Slovenska (Košice 16. I. 1976)

Terciérnu sedimentárno-klastogénnu mineralizáciu reprezentujú jednak paleorozsypy zlata s monazitom a zirkónom, jednak subrecentné až recentné rozsypy zlata v aluviálnych nivách zberných vodných tokov a ilmenitu v zvetraninových kôrach na neovulkanitoch, najmä však v glaciofluviálnych sedimentoch juhovýchodného podhoria Vysokých Tatier. Paleorozsypy zlata sú indikované vo všetkých hrubodetritických faciách východoslovenského úseku západokarpatského flyša, pričom anomálne koncentrácie šlichov s nadfónovým obsahom zlatiniek sú späté výlučne s okrajovými (marginálnymi) vývoji magurského aj centrálnokarpatského flyša, s častými polohami zlepenecov.

Najvýraznejšia recentná akumulácia zlata sa zistila v aluviálnych uloženinách Tople medzi obcami Marhaň a Giraltove. V tomto úseku sa kumuluje smerový ohyb riečiska s veľmi výrazným sploštením spádovej krivky údolia.

Subrecentné až recentné rozsypy ilmenitu sú priestorovo a geneticky späté jednak s neovulkanitmi (Vihorlat, Popričný, Slanské vrchy), jednak s kryštalinikom Vysokých Tatier. V oblastiach neovulkanitov je delúvium, najmä výnosové kužele potokov obohatené ilmenitom.

Rozsypy ilmenitu indikované v glaciofluviálnych sedimentoch podhoria Vysokých Tatier pokladá autor za osobitne pozoruhodné, pretože hrúbka glaciofluviálnych sedimentov tu miestami presahuje 100 m a obsah ilmenitu v aktívnych sedimentoch miestnej hydrosiete kolíše okolo 5 kg/t.

Prejavy terciérnej epigenetickej mineralizácie — indikované najprv v neovulkanitoch a neskôr aj vo flyši rumelkou, realgárom a auripigmentom — vytvárajú spojitú pozdĺžnu (SZ—JV) aj priečnu (S—J až SV—JZ) orientované pásma, ktoré sa navzájom pretínajú. Lokalizácia a priebeh epigenetickej mineralizovaných pásiem nápadne koinciduje so súmernými zlomovými zónami regionálneho dosahu. Väčšina anomálnych koncentrácií šlichov s obsahom vymenovaných indikovaných minerálov (hlavne rumelky) a všetky výskyty rumelky s bilančnou koncentráciou ortuti (overené technickými prácami) a jej ložiská sa v celom skúmanom regióne viažu na prieniky pozdĺžnych a priečných pásiem. Autor z toho vyvodzuje záver o účelnosti ďalšej prospekčnej činnosti v priestore novozistených, ale doteraz podrobnejšie neskúmaných anomálií a účelnosť orientovať regionálny geofyzikálny výskum na overenie existencie podpovrchových, eróziou doteraz neodkrytých telies neogénnych magmatitov, najmä pozdĺž bradlového pásma.

KRONIKA

Prof. RNDr. Jakub Kamenický šesťdesiatročný



17. marca 1977 sa dožil šesťdesiatich rokov univerzitný profesor Jakub Kamenický, člen Katedry petrografie na Prírodovedeckej fakulte Univerzity Komenského v Bratislave. Toto jubileum si s úctou pripomína celá slovenská geologická verejnosť, predovšetkým však jeho poslucháči, ktorých zasväcoval do problematiky petrografie a západokarpatského kryštalinika, ale aj tí, s ktorými sa zúčastňoval pri zabezpečovaní nerastných surovín hlavne v Spišsko-gemerskom rudohorí. Pri tejto príležitosti si pripomenieme niektoré závažnejšie udalosti v živote jubilanta.

Prof. J. Kamenický sa narodil vo Veľkom Folkmári v okrese Spišská Nová Ves. Po skončení Čsl. štátnej reálky v Košiciach pokračoval v štúdiách na Prírodovedeckej fakulte Karlovej univerzity v Prahe, ktoré pre vojnové udalosti ukončil v roku 1942 na Prírodovedeckej fakulte v Bratislave. Doktorát urobil v roku 1946 z geológie, petrografie a mineralógie na Prírodovedeckej fakulte UK v Prahe.

V období rokov 1941 až 1945 bol výpomocným a riadnym asistentom na Katedre mineralógie a petrografie Prírodovedeckej fakulty Slovenskej univerzity. V jeseni v roku 1944 odišiel z Bratislavy a v polovici januára 1945 prešiel na oslobodené územie do Košíc, kde sa spolu s doc. M. Kuthanom zúčastňoval na obnove bankých prevádzok, organizoval nové vedenia bankých podnikov, ktoré bolo treba personálne nanovo obsadiť, zabezpečiť potrebný materiál na prevádzku baní, čo si vzhľadom na povojnový stav vyžadovalo nesmiernu námahu. Medzi prvé povojnové akcie patrili aj rekonštrukčné práce pri obnove dopravy v Ťahanovskom tuneli a zabezpečenie ťažby antracitu vo Veľkej Trní (zemplínsky ostrov) pre postupujúcu Červenú armádu v množstve 4—5 vagónov denne. Vo februári 1945 sa náš jubilant už zúčastňoval na organizovaní zjazdu baníkov v Košiciach.

Koncom vojny spolu s prof. R. Lukáčom presťahovali laboratórne zariadenie Katedry mineralógie a petrografie SVŠT do Bánoviec nad Bebravou, kde ho zamurovali. Túto akciu urobili napriek rozhodnutiu ministerstva školstva tzv. slovenského štátu, ktoré nariadilo evakuáciu všetkého zariadenia slovenských vysokých škôl do Nemecka.

Začiatkom marca 1945 prof. J. Kamenický spolu s dr. M. Kuthanom obnovili v Košiciach činnosť Štátneho geologického ústavu. Bola to prvá vedecká inštitúcia na oslobodenom území. Riaditeľom ústavu sa stal doc. M. Kuthan. V rámci ústavu sa započalo s geologickým mapovaním uhoľného ložiska vo V. Trní a v okolí Drienovca, najmä však v okolí rudných ťažobných rájónov, na čom mal hlavnú zásluhu jubilant.

4. mája 1945 odišiel prof. J. Kamenický spolu so Slovenskou národnou radou do Bratislavy, kde svoju činnosť preniesol aj Štátny geol. ústav. Na požiadanie ústavu bol prof. Kamenický uvoľnený zo školských služieb, aby mohol organizovať ústav a pripraviť jeho náplň. Hlavnou úlohou bolo geologicky zhodnotiť Nemcami vyrabované bane. Banské závody okrem Rudnianskej a Nižnej Slanej boli natoľko vyrabované, že zásoby postačovali len na 4—6-mesačnú ťažbu. Bola to aj politická úloha, pretože okrem potrebných surovín bolo treba zabezpečiť aj prácu pre baníkov. Okrem prof. Kamenického sa na týchto prácach zúčastňovali aj D. Andrusov, M. Kuthan, R. Lukáč, J. Katyk, teda všetci (5) geológovia ústavu. Bolo treba ústav kádovo doplniť a vyškolíť ľudí pre rudnú problematiku. Touto úlohou poverili prof. Kamenického a J. Kantora.

Zaistovanie surovinovej bázy sa sústredilo do Spišsko-gemerského rudohoria, kde v období rokov 1945 až 1951 pracovala prevažná časť geológov ústavu a fakulty a v rokoch 1951—1954 všetci pracovníci ústavu a fakulty (v roku 1954 sa započali spracovávať aj iné oblasti, a to v súvislosti s pripravovanou edíciou geologických máp 1 : 200 000). Jubilant mal z odborno-organizačnej stránky na starosti celý Spiš, Dobšínú a V. Slanú. Sám spracoval oblasť Dobšinej, V. Slanej, Sloviniek, Grellenseifenu a Žakaroviec. Výsledky týchto prác sú v posudkoch (spolu 92). Okrem rudnej problematiky prof. Kamenický spracoval z inžinierskogeologickej stránky aj oblasť Dobšinej, a to v súvislosti s inžinierskogeologickými stavbami Dobšín I a II a urobil aj expertízne posudky keramických surovín SGR. Prof. Kamenický v tomto období vchoval mnoho pracovníkov v rudnej problematike, ktorí potom tvorili odborný geologický základ Východoslovenského rudného prieskumu, neskôr Geologického prieskumu. Mnoho dnešných popredných pracovníkov aplikovanej geológie na Slovensku pracovalo do r. 1954 pod vedením prof. Kamenického, ktorý ich zasväcoval do geologickej, ložiskovoprieskumnej a technickej geológie.

Po konsolidácii geologickoprieskumných a ťažobných podnikov odišiel prof. J. Ka-

menický 1. mája 1954 na Fakultu geologicko-geografických vied UK v Bratislave, kde pôsobil ako docent. V roku 1957 sa zásluhou jubilanta zriadila prvá a doteraz jediná katedra petrografie na Slovensku, na ktorej jubilant pôsobí dodnes (od roku 1957 ako riadny univerzitný profesor so zameraním na petrografiú a geológiu kryštalinika).

Jubilant hneď od počiatku svojej vedeckovýskumnej činnosti pochopil, že bez vyriešenia základných otázok geologickej stavby, magmatizmu, litológie a metamorfizmu nemožno ani v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria realizovať plány praktickej geológie. Dokazujú to aj jeho práce o kyslom vulkanizme staršieho paleozoika, o gerneridných granitoch (spolu s L. Kamenickým), ako aj o horninovej asociácii, ktorú dnes chápeme ako ofiolitovú formáciu. Práce J. Kamenického z oblasti Spišsko-gemerského rudohoria sa stali modelom na riešenie genetických problémov komplexov eruptív a metamorfítov. Preto výsledky prác jubilanta nestratili na aktuálnosti a všetky jeho základné petrogenetické závery platia dodnes.

Prechodom z Geologického ústavu na vysokú školu v roku 1954 došlo aj k zmene orientácie vo vedeckej práci jubilanta. Aj keď v prvých rokoch pobytu na fakulte sa venoval skôr rozpracovanej problematike, vyzbrojený poznatkami z mapovania paleozoických komplexov Spišsko-gemerského rudohoria a z laboratórneho štúdia typov eruptív a metamorfítov postupne prešiel na riešenie pravdepodobne najzložitejšej geologickej problematiky Západných Karpát — petrogenézy horninových komplexov západokarpatského kryštalinika. Niekoľko sezón mapoval eruptívne a metamorfované komplexy Považského Inovca, z ktorého zostavil geologickú mapu 1 : 25 000 (rukopis).

V ďalších rokoch sa prof. J. Kamenický venoval terénnemu a laboratórnemu výskumu kryštalinika a mladšieho paleozoika Slovenského rudohoria. V tejto klasickej oblasti alpínskej metamorfózy a rekryštalizácie rozpracoval najmä problematiku mylonitizácie a diaflorezy horninových komplexov pararulového, amfibolitového a granitového radu. Časť výsledkov štúdií, i mapa 1 : 50 000, je v tlači.

V Regionálnej geológii Československa (editor T. Buday) jubilant spracoval problematiku litológie, metamorfózy a magmatizmu tatridného a veporidného kryštalinika a paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria.

Dlhoročné skúsenosti zo štúdia paleozoika Spišsko-gemerského rudohoria a predkarbónskych útvarov tatridného a veporidného kryštalinika jubilant plne využil pri zostavovaní prehľadných máp — mapy metamorfovaných zón Československa (editor J. Suk), metamorfovannej zonálnosti západokarpatskej oblasti pre karpatsko-balkánsku oblasť (spolu s E. Kristom, editor E. Szádeczky-Kardoss); spolu s E. Kristom je autorom časti listov 10 a 11 Metamorphic map of Europe vydanej pod patronátom UNESCO (editor H. J. Zwart).

Na vytvorenie vedeckého profilu a zameranie jubilanta mal pravdepodobne najväčší vplyv polročný študijný pobyt vo Švajčiarsku v rokoch 1947—1948 u prof. P. Niggliho v Zürichu, u prof. M. Reinharda v Bazileji, ďalej u prof. Huttenlochera v Berne a prof. Gysina v Ženeve. Účasť na zasadnutí zahraničných spoločností a na sympóziách mu pomáhala realizovať smelé plány vo výskume vždy podľa svetového trendu (účasť na zasadnutiach AZOPRO v Poľsku v roku 1973 a na Bajkale v ZSSR v roku 1969, zasadnutie Medzinárodnej mineralogickej asociácie v Zürichu v roku 1959, účasť na sympóziu venovanom problematike európskych variscíd v NDR r. 1974 a i.). Študijné cesty do Belgicka, rumunských Karpát, rakúskych Álp a Maďarska mu umožňovali udržiavať početné a nadväzovať stále nové osobné kontakty.

Okrem vedeckovýskumnej činnosti, v ostatných dvoch desaťročiach aj namáhavej pedagogickej práce, bol prof. J. Kamenický vždy spoločensky činný. Po zriadení Slovenského výboru spoločnosti pre mineralógiu a geológiu sa stal prvým predsedom bratislavskej pobočky a členom čl. výboru, bol 6 rokov predsedom prezídia Slovenského výboru Čsl. spoločnosti pre geológiu a mineralógiu, jedno funkčné obdobie prodekanom Fakulty geologicko-geografických vied, členom vedeckej rady Univer-

zity Komenského, vedeckej rady Prírodovedeckej fakulty, Geologického ústavu a i. Je členom čl. komisie pre udeľovanie najvyšších vedeckých hodností. Za aktivitu na medzinárodných fórach poctili prof. J. Kamenického členstvom v niekoľkých zahraničných geologických spoločnostiach. Je členom redakčných rád geologických časopisov, okrem iných aj Čas. pro min. a geol., Acta geol.-et. geogr. UC.

S osobou jubilanta je neodmysliteľne späté jeho pedagogické pôsobenie na Univerzite Komenského v Bratislave. Zanietený vedec a obetavý učiteľ prednášal stovkám poslucháčov petrografiú eruptívnych a metamorfovaných hornín — vybrané kapitoly z geológie kryštalinika. Desiatky študentov zapojil do riešenia petrogenetických problémov eruptív a metamorfítov. Nebude neskromné, keď celú plejádu jeho študentov (dnes už celé dve desiatky diplomantov a vedeckých aspirantov) zahrnieme do školy, ktorej sa stal zakladateľom.

Vďaka vzácnnej objektívite a individuálnemu prístupu si jubilant napriek vysokým požiadavkám na študentov získal ich hlbokú a trvalú úctu.

Na šesťdesiate narodeniny želá jubilantovi prof. Jakubovi Kamenickému celá slovenská geologická obec pevné zdravie a veľa ďalších úspechov v bádateľskej činnosti.

Ján Bartalský — Pavol Grecula

Zoznam publikovaných prác prof. J. Kamenického

- Kamenický, J.* 1947: Správa o geologickom mapovaní na liste Gelnica. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 16, 39—42.
- Kamenický, J. — Kuthan, M.* 1947: Správa o geolog. mapovaní andezitovej oblasti na liste Harmanec. Práce Štát. geol. úst. (Bratislava), 16, 43—46.
- Kamenický, J.* 1950: Bázické eruptíva spodného triasu v oblasti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, 1, 44—46.
- Kamenický, J.* 1950: Poznámky ku gemeridnému kryštaliniku na liste Gelnica. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 1, 2—4, 252—253.
- Kamenický, J.* 1951: O hadci pri Dankovej. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 2, 1, 3—30.
- Fusán, O. — Kamenický, J. — Kuthan, M.* 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 4, 1—2, 163—220.
- Kamenický, J.* 1954: Príspevok k poznaniu hematitových ložísk v okolí Veľkého Folkmára. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 5, 4, 279—294.
- Kamenický, J.* 1954: Správa o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemeríd. Geol. práce, Spr. 1 (Bratislava), 56—61.
- Kamenický, J. — Kamenický, L.* 1954: Správa o petrografickom výskume gemeridných granitov. Geol. práce, Spr. 1 (Bratislava), 61—63.
- Kamenický, J. — Kamenický, L.* 1955: Gemeridné granity a zrudnenia Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 41 (Bratislava), 5—58.
- Đurovič, S. — Kamenický, J.* 1955: Niekoľko poznámok k nálezu novej minerálnej paragenézy z gemeridných serpentinitov. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 6, 3—4, 319—324.
- Kamenický, J.* 1956: Vulkanizmus Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 7, 1, 46—57.
- Kamenický, J.* 1956: Správa o geologickom výskume a mapovaní severnej časti kryštalinika Považského Inovca. Geol. práce, Spr. 8, 110—124.
- Kamenický, J.* 1957: Serpentinity, diabázy a glaukofanické horniny triasu Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zoš. 45 (Bratislava), 3—71.
- Kamenický, J.* 1957: Gemeridné žuly v oblasti Súľová—Hnilec (Spišsko-gemerské rudohorie). Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), 147—149.
- Kamenický, J.* 1957: Kremité porfýry porfýroidovej série gemeríd v okolí Helcmanoviec. Spišsko-gemerské rudohorie, staršie paleozoikum. Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), 139—140.

- Kamenický, J. 1957: Serpentinity a diabázové horniny triasu okolia Jakloviec (severovýchodný okraj Spišsko-gemerského rudohoria). Geol. práce, Zoš. 46 (Bratislava), 137—138.
- Kamenický, J. 1960: Niektoré poznatky z exkurzie do kryštalinika švajčiarskych Álp. Acta geol. et geogr. univ. com., geol. (Bratislava), 4, 279—287.
- Cambel, B. — Kamenický, J. — Krist, E. 1961: Poznámky ku geológii kryštalinika Malých Karpát, Považského Inovca, Trábeňa a záp. časti Vepra. XII. zjazd Čs. spol. pre min. a geol. — Zjazd. spiev. (Bratislava), 7—22.
- Kamenický, J. 1962: Tvorba granitoidov v Západných Karpatoch. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava), 23—32.
- Kamenický, J. 1962: Vývoj názorov, súčasný stav a základné problémy geológie kryštalinika Západ. Karpát. Geol. práce, Zoš. 62 (Bratislava).
- Kamenický, J. 1962: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkyh Tatier. Geol. práce, Spr. 24 (Bratislava), 24.
- Kamenický, J. 1962: K existencii porfyroidov v tatraveporidnom kryštaliniku Záp. Karpát. Geol. práce, Spr. 24 (Bratislava).
- Kamenický, J. 1962: Kryštalinikum Inovca. In: Vysvetl. k prehľad. geol. mape ČSSR 1 : 200 000, list Wien—Bratislava. Geofond (Bratislava).
- Kamenický, J. 1933: Proterozoikum a paleozoikum Karpát. In: Vysvetl. k prehľad. geol. mape ČSSR 1 : 200 000, list Gottwaldov. Ústřed. ústav geol. (Praha), 35—39.
- Kamenický, J. — Makovický, E. 1966: Molybdenit v granodiorite kráľovohoľského pásma SZ od Tisovca. Geol. práce, Spr. 39 (Bratislava), 179—183.
- Kamenický, J. 1967: Regionalmetamorphose in den Westkarpaten. Acta geol. acad. Sci. Hung. (Budapest), 11, 1—3, 3—12.
- Kamenický, J. 1967: Nekotoryje problemy kristaličeskogo massiva Zapadnyh Karpat. In: Nekotoryje problemy geologii i metalogenii Zapadnyh Karpat. Geol. ústav Univ. Kom. (Bratislava), 31—45.
- Kamenický, J. 1967: Crystalline complex of the West Carpathians. IGC, XXXIII-rd Ses., Prague, Guide to Exc. 16AC. Geol. ústav D. Štúra (Bratislava), 42 s.
- Mahel, M. — Kamenický, J. — Fusán, O. — Matějka, A. 1967: Regionální geologie Československa. Part II, Vol. 1. Vydav. ČSAV (Praha).
- Kamenický, J. 1968 (in: Mahel, M. — Buday, T. et al.) 1968: Regional geology of Czechoslovakia. Part II. The West Carpathians. Naklad. ČSAV (Praha).
- Kamenický, J. 1968: Some problems of the West Carpathians crystalline complex. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 19, 1, 7—20.
- Kamenický, J. 1969: Prof. RNDr. Rudolf Lukáč 60-jährig. Geol. zbor. Geol. carpath. (Bratislava), 20, 1, 201—205.
- Kamenický, J. Krist, E. 1969: Erläuterungen zur Karte der metamorphen Zonen der Westkarpaten. Acta geol. acad. Sci. Hung. (Budapest), 13, 9—20.
- Kamenický, J. — Štolh, J. 1970: The nature of contact metamorphism of the Mesozoic of the Banská Štiavnica elevation. Acta geol. et geogr. univ. com., geol. (Bratislava), 19, 109—127.
- Kamenický, J. — Hovorka, D. 1972: Textures of pre-Tertiary Eruptiva and Metamorphic Rock of the West Carpathians. Acta geol. and geogr. univ. com., geol. (Bratislava), 24, 1—407.
- Kamenický, J. 1975: Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklatúru plutonických hornín. Mineralia slov., 7, 1—2, 1—12.
- Kamenický, J. 1976: Die Entwicklung der variszischen Tektonik in den Westkarpaten. Nova Acta Leopoldina, Neue Folge (Halle-Saale), N. 224, B. 45, 135—146.
- Kamenický, J. (v tlači): Der geologische Bau des nordwestlichen Teiles des Vepor—Erzgebirges. Acta geol. et geogr. univ. com., geol. (Bratislava).
- Kamenický, J. (v tlači): Contact metamorphism in the aureole of the Rimavica granite (West Carpathian Mts.). Mineralia slov.
- Kamenický, J. (v tlači): Petrographie und Geochemie der Amphibolite des NW — Teiles des Vepor—Gebirges. Acta geol. et geogr. univ. com., geol. (Bratislava).

Mapy

- Metamorphic map of Europe 1 : 2 500 000. Leiden/Unesco, Paris. (H. J. Zwart, Editor). Sheets No. 10, 11 — Carpathians. Spolu s E. Kristom.

- Mapa metamorfnej zonálnosti pre karpatsko-balkánsku oblasť. Časť Západné Karpaty. Spolu s E. Kristom, (Editor *E. Szádecký — Kardos*; v tlači).
- Mapa metamorfných facií Československa. Časť Západné Karpaty. (Editor *J. Suk*). Praha 1977.

MINERALIA SLOVACA, roč. 9, č. 3 (39)

Vydal Geologický prieskum Spišská Nová Ves v Alfe, Vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, n. p., 893 31 Bratislava, Hurbanovo nám. 6, tel. 314 41-6

Redakcia: Geoprieskum — Mineralia slovac, p. p. A-21, 040 51 Košice, Stará Spišská cesta, tel. 385 32

Vytlačili Východoslovenské tlačiarne, n. p., Košice

Rukopis zadaný v apríli 1977, vytlačené v júli 1977, 7,21 AH, 7,35 VH

Povolené Slovenským úradom pre tlač a informácie č. 9/11

Cena jedného čísla 15 Kčs

Objednávky adresujte redakcii časopisu

Subscriptions and correspondence concerning advertisements be sent to SLOVART Ltd., Leningradská 12, 896 26 Bratislava

The Mineralia Slovaca is also available on an exchange basis. For details please write to the Editor, Mineralia Slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© Alfa, Bratislava 1977

VYDAVATEĽ:

SLOVENSKÁ
GEOLOGICKÁ SPOLOČNOSŤ
– BRATISLAVA

SLOVENSKÝ
GEOLOGICKÝ ÚRAD
– BRATISLAVA

INŽINIERSKOGEOLOGICKÝ
A HYDROGEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P., ŽILINA

NAFTA, K. P., GBELY

GEOLOGICKÝ
PRIESKUM, N. P.,
SPIŠSKÁ NOVÁ VES

