MINERALIA SLOVACA



ROČNÍK 11 • ČÍSLO 4

alfa Vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry • BRATISLAVA • 1979

MINERALIA SLOVACA

Vol. 11
(1979)
No. 4
289—384

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

Vedúci redaktor: Ing. Ján BARTALSKÝ, CSc.
Vedecký redaktor: RNDr. Pavol GRECULA, CSc.

Redakčná rada: RNDr. Juraj ANTÁŠ, RNDr. Ján BYSTRICKÝ, DrSc., akademik Bohuslav CAMBEL, RNDr. Jozef ČVERČKO, CSc., prof. RNDr. Jakub KAMENICKÝ, RNDr. Vlastimil KONEČNÝ, CSc., Ing. Ján KOZÁČ, Ing. Ivan KRAVJANSKÝ, Ing. Ján KURÁŇ (predseda redakčnej rady), RNDr. Bartolomej LEŠKO, DrSc., akademik Michal MAHEĽ, Ing. Ivan MARUŠIAK, CSc., prof. Ing. Milan MATULA, DrSc., Ing. Ivan PAGÁČ, CSc., RNDr. Anton PORUBSKÝ, CSc., RNDr. Ondrej SAMUEL, DrSc., RNDr. Miroslav SLAVKAY, RNDr. Ivan ŠARÍK, RNDr. Pavol TKÁČIK, Ing. Milan TAPÁK, CSc., prof. RNDr. Cyril VARČEK, CSc., RNDr. Imrich VARGA
Technický redaktor: p. g. Ján KOBULSKÝ

OBSAH — CONTENTS

Pavol Grecula — Imrich Varga: Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse — Variský a predvariský vývoj Západných Karpát v reze pozdĺž geotraverzy 289
Jozef Michalík: Podmorské zosúvanie v oblasti hronika (chočský príkrov) Západných Karpát na hranici anisu a ladinu — Slumping in the Hronic unit (Choč nappe) of the Western Carpathians at the Anisian/Ladinian boundary 299
Ivan Čillík — Pavel Hvožďara — Jozef Michálek: Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách — Scheelite on the Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia) 311
Juraj Knésl: Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká studňa — The Geology of the Veľká studňa Mercury Ore Deposit 327
Ján Smolka — Petrografická povaha a vzťah intrúzie granodioritového porfyritu k neovulkanickému komplexu v okolí Zlatna — Petrographic nature and relations of granodiorite porphyrite intrusion into the neovolcanic edifice on the Zlatno locality (Middle Slovakia) 343

SPRÁVA — REPORT

Augustín Rebro: Nový typ minerálnych vôd v oblasti Belušských Slatín — A new type of mineral water in the area of Belušské Slatiny village, Váh valley (Western Slovakia) 355

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Ján Seneš: Zrod, organizácia a náplň projektov IGCP (International Geological Correlation Programme) pri IUGS a UNESCO 361
Ján Bystrický: Triassic of the tethys realm (projekt 4) 362
Pavol Grecula: Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine — Mediteranean montain belts (projekt 5) 363
Ladislav Kamenický: Precambrian in younger fold belts (projekt 22) . . . 364
Ján Seneš: Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene (projekt 25) 365
Dionýz Vass: Global correlation of epochs of tectogenesis (projekt 107) . . 366
Ján Navský: Niektoré medzinárodné korelačné programy metalogenetického charakteru 366

Pokračovanie obsahu na 3. strane obálky

Mineralia slovaca, 11 (1970), 4, 289—297, Bratislava

Variscan and Pre-Variscan events in the Western Carpathians represented along a geotraverse

(4 obr. v texte)

PAVOL GRECULA — IMRICH VARGA*



Project No. 5
Pre-Variscan and Variscan events
in the Alpine-Mediterranean
mountain belts

Вариское и довариское развитие Западных Карпат вдоль геотраверзы

В связи с корелационной программой МГКП, пройекта № 5, Вариское и довариское развитие альпийско-средиземноморского пояса, развитие западокарпатского сегмента обрабатывается вдоль геотраверзы „С" Карпаты — Динариды. Эта геотраверза проходит от альпинского форланда Карпат через панонскую впадину до северозападной части Динарид. Западокарпатский сегмент пересекает в средней части от севера к югу. Для кореляции стратиграфических и тектонических единиц вариского и довариского цикла, разрез Карпат дополняется частичными геологическими разрезами больших шкал. Одиночные характеристические развития палеозоя изображаются в литостратиграфических корелационных колонках. Работа сумаризирует до сих пор известных познаний из этого района.

Variský a predvariský vývoj Západných Karpát v reze pozdĺž geotraverzy

V rámci projektu č. 5 korelačného programu IGCP Variský a predvariský vývoj alpínsko-mediteránneho horského pásma sa vývoj západokarpatského segmentu znázornil pozdĺž geotraverzy C Západné Karpaty —Dinára. Geotraverza prebieha od predalpínskeho predpolia Západných Karpát cez panónsku panvu do severozápadnej časti Dinár a západokarpatský segment pretína v strednej časti od S na J.

Na koreláciu stratigrafických a tektonických jednotiek variského a predvariského cyklu sa zvolili prehľadné profily doplnené čiastkovými geologickými rezmi väčších mierok. Charakteristické vývoje paleozoika sú znázornené aj v litostratigrafických korelačných kolónkach.

Within the scope of the IGCP Project No. 5, Variscan and Pre-Variscan events of the Alpine-Mediterranean mountain belts, the development of the Western Carpathian segment should be represented along the Carpathian — Di-

* RNDr. Pavol Grecula, CSc., RNDr. Imrich Varga, Geoprieskum, p. p. A-21, 040 51 Košice.

naride geotraverse *C*. The geotraverse runs from the Alpine foreland across the Pannonian basin into the NW Dinarides traversing the Carpathian segment from N to S in its central part.

For correlations of stratigraphic and tectonic units of both Variscan and Pre-Variscan development, the presentation of a geological deep profile has been decided to sketch positions of different Paleozoic areas and/or structures within the Alpine belt. Complementary sections aim at illustration of their stratigraphical and structural setting in greater detail. Single characteristic developments are further presented on stratigraphic correlation columns.

The paper reviews present state of knowledge.

Geological deep profile across the Western Carpathians and position of Variscan structures within the Alpine edifice

Recent knowledge upon the Alpine edifice considerably limits our recognition of Variscan and Pre-Variscan development in the Western Carpathians. Notwithstanding existent different views on the Alpine fremework, the best approach to decipher Variscan and Pre-Variscan elements yields the adoption of some until suggested explanation to the Alpine edifice. Since we do not intend deal with Alpine structures, the reader is referred to our previous papers for comprehensive appreciation (P. Grecula 1973, P. Grecula — Z. Roth 1978, I. Varga 1978, B. Lešku — I. Varga in print).

Pre-Alpine structures and/or lithological units are unevenly represented along recent erosion level of the Western Carpathian architecture. Paleozoic developments crop out in inner portions of the belt whereas upon their peculiarities in external partions we may assume only indirectly from pebbles in Mesozoic or Cenozoic conglomerates or from geophysical interpretation. Hence, we deal in detail only with inner portions of the belt.

According to until more or less inveterate views, Pre-Alpine units share mainly the Alpine edifice at places where Alpine nappes preserved the connection to their homeland (rooted nappes or nappes de racine). However, such rigorous explanation appears recently as disproved and consequently refused for the most of Alpine nappes and neither homelands of single Mesozoic developments nor of their Paleozoic basement may be convincingly located in the Western Carpathians. Yet, Pre-Alpine units preserved at most in lower Alpine nappes of the Carpathian nappe pile whereas upper Alpine nappes are either devoid of Paleozoic units or they contain only remnants of the Paleozoic development. Such assumption appears as valid disregarding if one attempts to root Alpine nappes into real or supposed sutures in the recent architecture and even if considering all nappes as superficial rootless ones.

The choosen deep structural profile runs from the High Tatra Mts. on the Polish-Czechoslovak frontier across the eastern promontories of the Low Tatra Mts. and the entire Spišsko-gemerské Ore Mts. to the Hungarian frontier N from the Bükk Mts. Such location of the profile is due to available numerous data on the Pre-Alpine development just from these ranges of the Carpathians. We are conscious of possibility to disregard many important data from other West Carpathian regions (Vepor Mts., Little Carpathians a. o.) where Paleozoic sequences crop out but these are generally less known and until insufficiently investigated.

Several exploration data (deep boreholes, mining works) motivated also the choice of such profile. The structural interpretation, at least down to 2 km depth is therefore sufficiently reliable in rough lines. Deeper levels may be inferred from geophysical data available again mainly from this area. To explain relations in deep crustal levels, deep seismic data of the international DSS profile V allow their interpretation (though not even convincing in the Carpathian segment) but extrapolations are reliable based from the new K-III deep seismic profile across the Carpathians running more westernly. The situation of the profile is presented on the sketch map.

Pre-Mesozoic lithologies presented on this profile participate on deeply submerged and partly, during Alpine events, also reactivated North-European platform (P. Grecula — Z. Roth 1978, B. Lešku — I. Varga in print) composing the foreland for the Alpine architecture. Another large representation of Paleozoic developments appears in (mostly innermost) Alpine nappe structures. The paleogeographical affinity of Pre-Mesozoic lithologies sharing the architecture will be not treated here, some of sour suggestions may be inferred from the profile.

High-grade crystalline and granitoids participate on the Alpine unit of the High Tatra Mts. ("Tatrides"). The supperposition of this structure over younger sediments may be inferred from recent geophysical results and interpretations (cf. Č. Tomek et al. 1976). We correlate this Alpine unit with lowermost Austroalpine nappes of the Eastern Alps.

Large Paleozoic sequences participate on the Alpine structure in the Spišsko-gemerské Ore Mts. We delimite two independent nappe structures here touching the Tatride belt along the Čertovica line. Interpretations of this line are until very different (see e. g. A. Biely et al. 1968, D. Andrusov 1975). Certainly, the line delimits Pre-Mesozoic developments of southern units where slight metamorphic overprint allows to reconstruct lithological and stratigraphical sequences at least for the Paleozoic period from northern ones where the original sequences broadly concealed within the Pre-Mesozoic (metamorphosed before the Upper Paleozoic sedimentation) crystalline. Differences therefore are due to different Pre-Mesozoic development but also due to another Alpine tectonic history.

Southern limit of this extensive Paleozoic development runs along the Rába-Rožňava disccontinuity belt (P. Grecula — I. Varga in print) limiting from NW the Paleozoic to Mesozoic units comprimed between this discontinuity and the more southern Darnó discontinuity belt. Both alignments may be comprehended as Weste Carpathian outstretches of the Periadriatic-Insubric belt.

The lowermost structural element in the profile represents the North-European Epivariscan platform merging in unaltered shape at least as far as the Pieniny klippen belt. Further continuation of the platform beneath central Carpathians may be only inferred. Probably, between the Pieniny klippen belt and southern margin of the West Carpathian gravity minimum, structures of the platform have been activized and acquired alpinotype pattern during Alpine events.

The deep crustal architecture southwards from the southern margin of the gravity minimum may be not undoubtely deduced from surficial units. Available geophysical data point to considerable differences between tectonic

style and content of the lower crust southwards from the gravity minimum when comparing it with more external portions. Deep crustal processes probably entirely effaced the older structural pattern. We presume similar reorganization even for the southernmost portions represented in the profile.

Surficial Alpine tectonic units do not allow to deduce Paleozoic developments in the external Silesic unit. We may only presume a continuation of single Paleozoic developments from the platform foreland into the basement of external flysch nappes beneath the whole extent of Silesic units.

Similarly, any convincing data should be inferred for Paleozoic developments of the Cenozoic Magura nappe correlated recently (M. Maheľ 1978) with the North-Penninic Rhenodanubian flysch of the Eastern Alps but also with all hesitations of such interpretation.

Paleozoic beds do not participate neither on surficial structures of the Pieniny klippen belt and only some pecularities may be inferred indirectly from Mesozoic sequences. Numerous common features of Mesozoic to Cenozoic lithologies in the Magura flysch belt and the klippen belt suggest connections towards recently more southern (and inner) Vepor and Gemer nappes of the Carpathians. The probable Pre-Mesozoic basements of the Magura flysch and that of the Pieniny klippen belt surely resembled Paleozoic and older sequences outcropping now in the latter two nappes.

The Vepor nappe creates the lowermost Alpine nappe structure of the innermost Western Carpathians. It contains low-grade metamorphites of Paleozoic age and Variscan granitoids. The presence of older (Pre-Ordovician) lithologies is highly probable in the nappe, however, exept of rare and insufficiently interpreted radiometric data, not proved. Several partial nappe structures participate on the Vepor composite nappe manifesting also partly different lithological developments.

Considerable part of the structure occupies here the Hron unit (named originally as the Hron complex by A. Klinec 1966) consisting of slightly metamorphosed Early Paleozoic sediments accompanied by huge acid and basic volcanites. The higher Kráľova hoľa unit comprises mainly Variscan granitoids and their polymetamorphic mantle derived from sediments of Early Paleozoic to, probably, Upper Carboniferous age. Sedimentary sequences of the unit were assembled by A. Klinec et al. (1971) under the Hladomorná dolina group name. The Late Paleozoic to Mesozoic cover of the Early Paleozoic in the Vepor nappe consists of detrital quartz-porphyry bearing Permian and shallow-marine Mesozoic beds.

According to available geophysical data, masses of higher density participate on the Hron unit mainly in its deeper portions (probably basic volcanites and heavy sediments) contrary to light constituents in the upper Kráľova hoľa unit (mainly granitoids and their envelope). A clear nappe structure results even from the geophysical picture.

The similarly complex and inner Gemer nappe comprises also independent partial nappe structures. Until supposed differences in age and in the metamorphic grade between the Gemer and Vepor nappe have been recently removed by discovery of comparable Sporomorpha assemblages and lithological content in both units. Remarkably, the lower Alpine structure of the Gemer nappe consists also considerable volumes of basic volcanites (the Rakovec development) as it is in the Vepor nappe. Huge acid volcanites (porphyroide),

clastics and less frequent granite bodies participate on the higher Gelnica unit. Differences in the proportions of granitoide bodies between the Vepor and Gemer nappes may have resulted from different erosion level before the Late Paleozoic transgressions.

The sedimentary cover of the Gemer nappe core has been until interpreted in different manner and resulted also different interpretations of the Alpine edifice. Late Paleozoic developments differ on the N and S margin of the nappe. The Late Paleozoic sequence joins basic volcanites, black and variegated shales of the Early Paleozoic along the northern side. The Upper Carboniferous sequence contains here huge conglomerate beds, dark graphiteous psammite and slate accompanied by important basic volcanites of similar nature as in the Early Paleozoic sequence. A new transgression of continental, coarse detritic Upper (?) Permian conglomerate introduced frequent quartz porphyry bodies and evaporite facies of local extent in uppermost levels. Local discordances overpass into the Lower Triassic.

Upper Carboniferous in the cover is missing in the south of the Gemer nappe. A Lower Permian transgression of coarse detritic sequence with frequent quartz porphyry starts as early as the Lower Permian and proceeds upwards into Upper Permian (?) clastics containing rare dolomite levels. The sequence surpasses probably into the Lower Triassic.

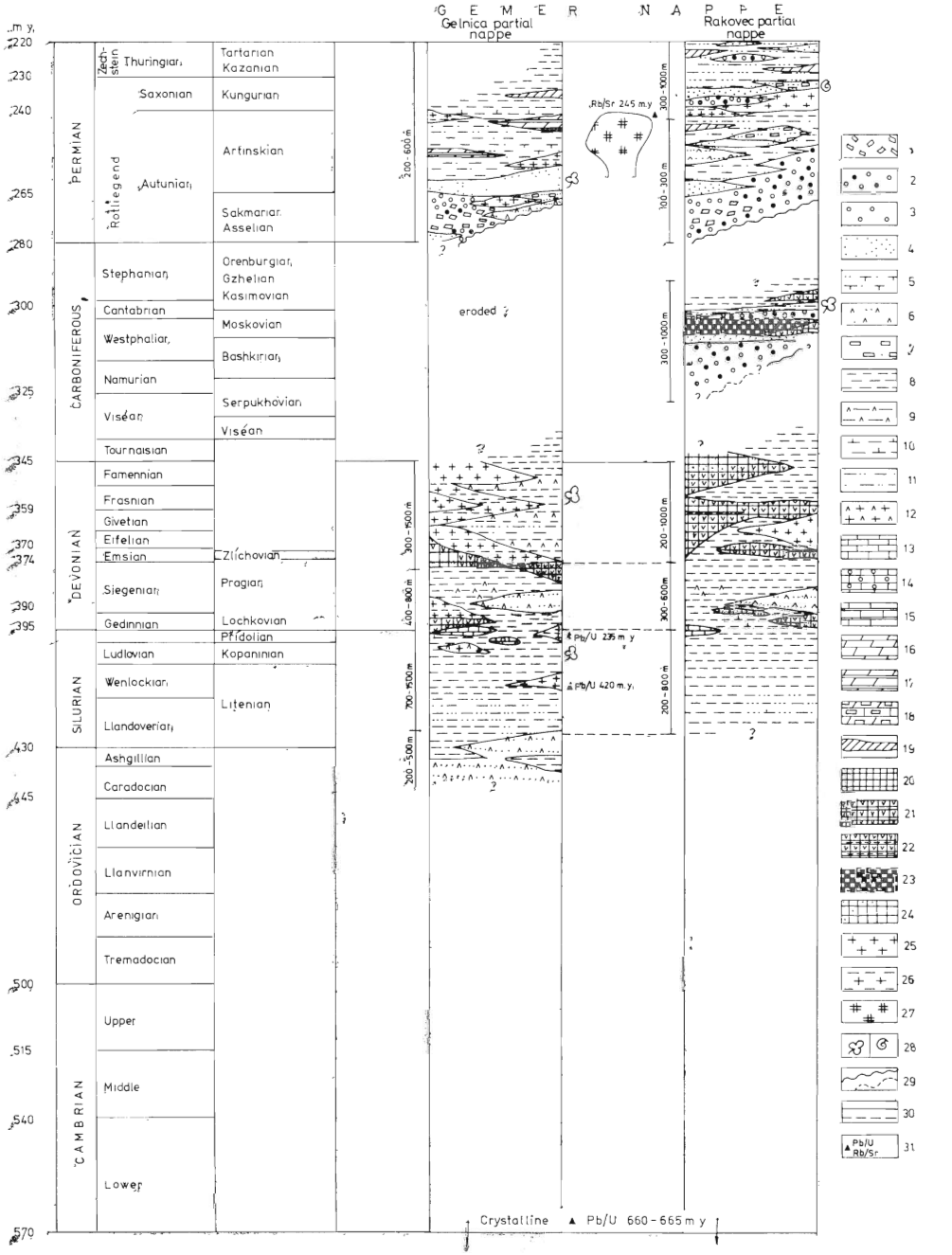
Several Alpine tectonic units well correlating with lowermost Eastalpine nappes by lithology and tectonic position participate on the architecture of High Tatra Mts. ("Tatrides" of A. Matějka — D. Andrusov 1931). The high-grade Variscan metamorphic overprint is conspicuous and the share of Pre-Variscan lithologies seems to be the highest here among all West Carpathian units. The latest metamorphic event preceded the Upper Carboniferous time since unmetamorphosed Stefanian to Permian cover transgredes above the crystalline socle. Also the share of Variscan (and probably also Pre-Variscan) granitoids is the highest here. Mesozoic developments are of geanticlinal nature.

Paleozoic to Mesozoic developments resembling relations in the North Hungarian Bükk Mts. have been discovered recently also in southernmost parts of the Western Carpathians (H. Kozur — R. Mock 1973, R. Mock 1978). An Alpine nappe structure consisting these lithologies appears in evident superposition over the Gemer nappe being separated from the latter by another Alpine nappe structure bearing HP-LT metamorphic assemblages of Alpine age (glaucophanite). Hence, development of the Gemer nappe during the Paleozoic or Mesozoic time may be not immediately related to the Bükk Mts.

Characteristics of single Paleozoic developments along the geotraverse

Paleozoic sequences are best known at present in the Spišsko-gemerské Ore Mts. area.

Two different Early Paleozoic devolopments may be delimited participating to a considerable degree also on independent partial nappe structures of the Gemer nappe. These partial structures were recently delimited almost in the whole extent of the composite Gemer nappe. To what extent participate on these structures also inherited Variscan structures, may be not decided up to present.


m y.
220
230
240
265
280
300
325
345
359
370
374
390
395
430
445
500
515
540
570
PERMIAN
CARBONIFEROUS
DEVONIAN
SILURIAN
ORDOVICIAN
CAMBRIAN
Zech-stein
Thuringian
Saxonian
Rotliegend
Autunian
Stephanian
Cantabrian
Westphalian
Namurian
Viséan
Tournaisian
Famennian
Frasnian
Givetian
Eifelian
Emsian
Siegenian
Gedinnian
Ludlovian
Wenlockian
Llandoverian
Ashgillian
Caradocian
Llandeilian
Llanvirnian
Arenigian
Tremadocian
Upper
Middle
Lower
Tartarian
Kazanian
Kungurian
Artinskian
Sakmarian
Asselian
Orenburgian
Gzhelian
Kasimovian
Moskovian
Bashkirian
Serpukhovian
Viséan
Zlíchovian
Pragian
Lochkovian
Přídolian
Kopaninian
Litenian
200-600 m
300-1500 m
400-800 m
700-1500 m
200-500 m
GEMER NAPPE
Gelnica partial nappe
Rakovec partial nappe
Rb/Sr 245 m.y
eroded ?
300-1000 m
100-300 m
300-1000 m
200-1000 m
300-600 m
200-800 m
Pb/U 235 m.y
Pb/U 420 m.y.
Crystalline
Pb/U 660-665 m.y
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
26
27
28
29
30
Pb/U
Rb/Sr
31

The Early Paleozoic development represents here an about 3—5 km thick rock pile of psammitic to pelitic flysch-like sequence containing less frequent silicite (phtanite) levels and elsewhere rare carbonate bodies. Huge supercrustal acid volcanites (porphyroide) and basic eruptives accompany the former. Mainly pyroclastics and less frequent effusive bodies represent the acid members. The share of true volcanites is partly higher among basic rocks.

According to available data, this huge sequence accumulated between the Lower Silurian and Upper Devonian and Upper Carboniferous sediments follow already upon the folded (?) Variscan edifice. Paleontological data point to Westfalian A but locally already to Namurian B—C age of the Upper Carboniferous transgression. Yet, the question of the main Variscan orogenic event should be not considered as solved (cf. R. Mock 1978).

The Pre-Silurian development may be not inferred until, since the base of this Early Paleozoic has been not evidenced. Radiometric U/Pb ages of detrital zircon sampled from "lower" detritic part point to the presence of Precambrian units in the source area (660—665 m. y.). Similar ages of authigenous zircon in acid supercrustal volcanics point to 420—395 m. y. (all data from N. P. Semenenko in G. D. Afanasiev et al. 1977).

The reliability of latter for sedimentary ages of sediments accompanying the volcanic activity (fine lithic arenites and slates) may be not judged sufficiently. Tuffaceous volcanites reveal partly evident sedimentogenous textures and may be redeposited in the sequence, however zircon ages concern quartz porphyry bodies. Therefore the subdivision of the Early Paleozoic into partial lithostratigraphic units results only from superpositional relations that are somewhere uncertain due to considerable Alpine tectonization of the whole unit.

Presented lithostratigraphical columns reveal the recent state of the knowledge. Available palynological data (O. Černá 1972, 1974, L. Kamenický — O. Černá 1977) delivered Sporomorpha assemblages from graphite shale of different localities ranging from the Uppermost Silurian to Upper Devonian and rare data point to uncertain Lower Carboniferous age of some members. Scarce conodont findings have been until not stratigraphically evaluated.

Fig. 4. **Litostratigraphical correlation columns of the Gemer nappe Paleozoic.**

Explanations to the litostratigraphic columns: 1 — breccia, 2 — polymict conglomerate, 3 — monomict conglomerate, 4 — sandstone, greywacke, 5 — calcareous sandstone, 6 — quartzite, 7 — arcose, 8 — argillaceous shale, 9 — siliceous shale, 10 — marly shale, 11 — argillaceous siltstone and shale (1—11 *clastic sediments*), 12 — lydite, 13 — limestone, crystalline limestone, 14 — biohermal limestone, 15 — platy (marly) limestone, 16 — dolomite, crystalline dolomite, 17 — platy (marly) dolomite, 18 — cellular limestone, dolomite, 19 — evaporite (12—19 *chemical sediments*), 20 — diabase, 21 — diabase tuff, 22 — diabase tuffite, 23 — gabbro, hornblendite, diorite, quartz diorite, 24 — serpentinite, 25 — quartz porphyry, porphyrite, porphyroide, 26 — quartz porphyry tuff and tuffite, 27 — granite, granodiorite, 28 — floristical and faunistical remnants, 29 — ascertained and supposed discordances, 30 — ascertained and supposed tectonic boundary, 31 — radiometric age.

Similar problems accompany the Early Paleozoic Hron group of the Vepor nappe. Porphyroide, arenaceous shale, intermediate and (in surficial parts?) less frequent basic volcanite constitutes the sequence. Sporomorpha assemblages from fine clasts point to Silurian to Lower Carboniferous age (L. Planderová — O. Miko 1977) but neither the stratigraphic subdivision nor here even the lithostratigraphy are known within the group. We only presume the same stratigraphic span for the Hron group as for the Gemer nappe Paleozoic.

Another Paleozoic group of the Vepor nappe, the Hladomorná dolina group, contains also Sporomorphs resembling assemblages in the Gemer nappe (P. Snopková in A. Klinec 1966). More recently, newer palynological findings point to even Stefanian age of some sequences in the group (E. Planderová — A. Vozárová 1978). Hence the span and lithostratigraphy of this group remains unknown and the possibility that some discordances occur within it, remain unproved.

Lowermost lithological members of the North-Gemeride Upper Paleozoic represents the Upper Carboniferous sequence along the northern margin of the nappe. The coarse detritic (conglomerate) to psammitic sedimentation accompanied by heavy basic volcanism follows obviously after angular discordance upon the Early Paleozoic the latter comprising of conspicuously similar basic volcanie bodies (the Rakovec development). The trangressive relation, however, except for Rudňany and Dobšiná area is not entirely clear. Moreover, some other independent lithostratigraphical units yielding also Upper Carboniferous paleontological evidence along the northern margin of the Gemer nappe mutually differ and may belong also to different Alpine structures. A broadly acceptable correlation within these partial sequences is valid only for some part of the Podrečany—Ochtiná belt or for the portion NW from Košice, where thick carbonate bodies (partly converted to crystalline magnesite) occur in graphiteous clastic sequence. Tectonic limits of these occurences do not allow rigorous interconnection toward other Upper Carboniferous developments of the Gemer nappe.

Despite insufficient paleontological data, lithostratigraphic relations of Permian sequences are well known in the Gemer nappe. Pecularities of single developments appear from the presented columns.

A detritic Late Paleozoic cover of the Vepor Early Paleozoic sequence starts probably but by Upper Permian sequences. Frequent quartz porphyry and pyroclast layers occur in the lower portions. The question of Upper Carboniferous beds in the Vepor nappe has been treated above.

Quartz porphyry producing volcanism along the southern margin of the Gemer nappe appears in the Lower Permian Rožňava-Železník group probably contemporaneously with the intrusion of granite into the Lower Paleozoic sequence. Recent Rb/Sr whole rock isochron data point to 250 ± 26 m. y. age of the granite corresponding to the Autunian. Part of quartz porphyry bodies in the northern parts of the Gemer and Vepor nappe may be relatively younger.

Delivered 20. IV. 1979

Abonyi, A. 1971: The stratigraphical-tectonic evolution of the Gemeride carboniferous. Geol. práce, Správy 57, p. 339—348, Bratislava.
Andrusov, D. 1975: Aperçu bref du bâti de Carpathes occidentales. 10th Congr. Carpathian-Balkan geol. Ass., General Proceedings, p. 95—108, Bratislava.
Biely, A. — Bystrický, J. — Fusán, O. 1968: De l'appartenance des nappes des Carpathes occidentales internes. 23rd Int. geol. Congr., Vol. 3, Orogenic belts, p. 87—92, Prague.
Čorná, O. 1972: O nakhodke organycheskych ostatkov v betlyarskych sloyakh (Spishsko-gemerskyie rudnyie gory, Slovakia, nizhnyi paleozoi). Geol. zb., Geologica carpathica, 23, 2, p. 379—386, Bratislava.
Čorná, O. 1974: Kratkoe obobshchenyie predvaritelynykh rezulytatov palynologicheskykh issledovanyi nemykh tolshch v Zapadnykh Karpatakh. Geol. zb., Geologica carpathica, 25, 1, p. 177—183, Bratislava.
Čorná, O. — Kamenický, L. 1977: Ein Beitrag zur Stratigraphie des Kristallinikums der Westkarpathen auf Grund der Palynologie. Geol. zb., Geologica carparthica, 27, 1, p. 117—132, Bratislava.
Grecula, P. 1973: The homeland of the Gemeric and its metallogenesis. Mineralia slov., 5, 3, p. 221—246, Bratislava.
Grecula, P. — Roth, Z. 1978: Kinematic model of the West Carpathians. Zb. geol. věd, Ser. Geol., 32, p. 49—73, Prague.
Grecula, P. — Varga, I.: Main discontinuity belts on the inner side of the Carpathians. Proceedings of the 11th Congr. Carpathian-Balkan geol. Ass., Tectonics, Kiev, in print.
Klinec, A. 1966: Zum Bau und Entstehung des Vepor-Kristallin. Zb. geol. vied, Záp. Karpaty, 6, p. 7—28, Bratislava.
Klinec, A. 1971: The main tectonic elements in the Eastern Veporides. Geol. práce, Správy 57, p. 105—109, Bratislava.
Kozur, H. — Mock, R. 1973: Zum Alter und zur tektonischen Stellung der Meliata-Serie. Geol. zb., Geologica carpathica, 24, 2, p. 365—374, Bratislava.
Leško, B. — Varga, I.: An Alpine outlook onto the Western Carpathians. In print.
Maheľ, M. 1978: Development model of the West Carpathians. Mineralia slov., 10, 1, p. 1—16, Bratislava.
Matějka, A. — Andrusov, D. 1931: Aperçu de la géologie des Carpathes occidentales de la Slovaquie centrale et des régions avoisiantes. Knihovna, State geol. Inst., 13 A, p. 19—163, Prague.
Mock, R. 1978: Knowledge recently gained about the southern parts of the West Carpathians. In: Vozár, J. (ed.): Paleogeographical evolution of the West Carpathians. D. Štúr geol. Inst., p. 321—341, Bratislava.
Planderová, E. — Miko, O. 1977: New information on the age of the crystalline of the Veporides obtained on the basis of pollen analysis. Mineralia slov., 9, 4, p. 275—292, Bratislava.
Planderová, E. — Vozárová, A. 1978: Upper Carboniferous in Southern Veporides. Geol. práce, Správy 70, p. 129—141, Bratislava.
Semenenko, N. P. — Cambel, B. — Shcherbak, N. P. — Grecula, P. — Bartnitzkiy, E. N. — Kamenický, L. — Eliseyeva, G. D. — Levkovskaya, N. Yu. 1977: Geokhronologischeskoye sopostavleniye kristallicheskovo osnovaniya Zapadnykh i Vostochnykh Karpat po dannym uran-toryi-svintzovovo metoda. In: Afanasiev, G. G. et al. (ed.): Opyt korrelatziy magmaticheskikh i metamorficheskikh porod, p. 199—208, Nauka, Moscow.
Tomek, Č. et al. 1976: Unified processing and interpretation of gravimetric data from the Vienna basin and adjacent zone of central and flysch Carpathians. MS D. Štúr geol. Inst., (in Czech).

AKTUALITA

Výskyt scheelitu v okolí Rochoviec

MIROSLAV IVANOV — MIROSLAV PULEC

Intenzívna pozornosť, ktorá sa v ostatnom čase venuje scheelitom v centrálnych Západných Karpatoch, vedie k objavom stále nových výskytov.

V tejto správe informujeme o novom výskyte scheelitu v okolí Rochoviec. Na vysvetlenie magnetickej anomálie sa v západnej časti Rochoviec v roku 1978 ukončil hlbinný štruktúrnogeologický vrt KV-3. Okrem iného zachytil aj širokú škálu mineralizačných prejavov rozličného genetického typu.

Veľká časť hydrotermálnych prejavov vo vrte sa viaže na intrúziu biotitických granitov (granit bol navŕtaný v hĺbke okolo 700 m a pokračuje až do ukončenia vrtu v hĺbke 1600 m).

Všesmerne zrnité biotitické granity s mnohými aplitickými žilami sú analogické s alpínskymi granitmi, ktoré z viacerých lokalít styčnej zóny gemeríd a veporíd opísal M. Ivanov (1962). Ide nepochybne o intrúzie tzv. malých hĺbok, ktoré sa vo svete označujú za intrúzie, s ktorými sú späté metalogenetické procesy.

Pozoruhodné je, že sa hydrotermálne prejavy vo vrte KV-3 vyskytujú v nadloží granitoidnej intrúzie (v chloriticko-biotitických fylitoch typu Hladomorná dolina) aj v samotných granitoch. Pritom termálnosť mineralizačných prejavov vzrastá od externých častí plášťa smerom do vnútra granitoidného telesa. Práve v hĺbšej časti granitoidného telesa sa na viacerých miestach našiel scheelit.

Rozmiestnenie scheelitu, ako aj spôsob výskytu sa najprv zistili za pomoci UV-lampy priamo vo vrte a neskôr sa jeho parageneticko-geochemické postavenie overilo mikroskopickým štúdiom, rtg a spektrálnou analýzou.

Prvý výskyt scheelitu vo vrte KV-3 je približne v hĺbke 1000 m a výskyty sa striedavo v rozličnej asociácii zjavujú až do ukončenia vrtu. Treba poznamenať, že nejde o ekonomické nahromadenie scheelitu, ale významné z genetického hľadiska. Sú to drobné mineralogické výskyty, ojedinelé samostatné minerály scheelitu mm rozmerov v granitoch bez viditeľných prívodných dráh, alebo scheelit vystupuje na puklinkách v asociácii SiO_2 a kalcitu, chalkopyritu a pyritu.

Pre hydrotermálne procesy v tunajších granitoch je charakteristické, že rudné roztoky mali dostatok kalcia (hojný výskyt kalcitu, fluoritu v rudnej paragnéze), čo primárne podmienilo aj vznik scheelitu.

Po zhodnotení výskytov scheelitu a ich foriem vystupovania vo vrte KV-3 sme dospeli k záveru, že sa volfrám geneticky viazal na materské biotitické granity.

Vek skúmanej scheelitovej mineralizácie je pravdepodobne alpínsky (stredno-kriedový — vrchnokriedový).

Podľa doterajších poznatkov je pre scheelitovú mineralizáciu v kryštalických komplexoch centrálnych Západných Karpát (či už zo šlichov alebo priamo z povrchových východov a vrtov) charakteristické jej veľké regionálne rozšírenie.

Myslíme si, že jednou zo závažných teoretických úloh najbližších rokov, ktorej výsledky môžu mať aj praktický dosah, bude stanoviť genézu a vek scheelitovej mineralizácie v Karpatoch a zistiť, či okrem mineralizácie spätej s alpínskou orogenetickou a magmatickou etapou nie sú prejavy W-zrudnenia viažúce sa aj na hercýnsky magmatizmus, ako to ukazujú predbežné výsledky v oblasti Jasenia v Nízkych Tatrách.

Doručené 20. 4. 1979

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

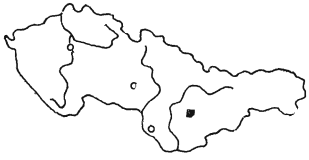
Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *299—309*, Bratislava

Podmorské zosúvanie v oblasti hronika (chočský príkrov) Západných Karpát na hranici anisu a ladinu

(6 obr. v texte)

JOZEF MICHALÍK*

Подморские оползни в районе Гроника (Хочский покров) Западных Карпат на границе аниса и ладина (средный триас)



Данные полученые из разных районов альпийско-карпатской зоны свидительствуют на радикальные батиметрические перемены в течении между анисом и ладином. В статье описано развитие среднетриасовых свит карбонатных пород гроника в районе между Гиаделём и Лопейом на Горегронии. Нижний доломитовый комплекс имеет характер мегабрекчии из блоков доломитов и известняков гутенштейнского типа: известково-доломитовое выполнение трещин между ними происходило несколькораз. Эта мегабрекчия возникла при расширеном оползании неуплотненных осадков дна на более глубокие места впадины гроника в среднем триасе.

Slumping in the Hronic unit (Choč nappe) of the Western Carpathians at the Anisian/Ladinian boundary

Data from several parts of the Alpine-Carpathian belt point to important bathymetric changes at the Anisian/Ladinian boundary. A peculiar evidence for these changes provided the carbonate sequence of Middle Triassic age in the Hronic unit between Hiadeľ and Lopej villages (Hron valley, Middle Slovakia). The lower dolomitic member reveals megabreccia nature consisting of dolomite to limestone blocks of Gutenstein type. The marly dolomite filling between these blocks originated at several times. This megabreccia originated in the course of extensive slumping of unconsolidated shallow-marine sediments into deeper basinal portions of the Hronic unit at the Anisian/Ladinian boundary.

Triasové štádium vývoja alpsko-karpatského sedimentačného priestoru sa (na rozdiel od jurského a spodnokriedového obdobia) dlho pokladalo za epi-

* RNDr. Jozef Michalík, CSc., Geologický ústav SAV, Dúbravská cesta 9, 886 25 Bratislava.

kontinentálnu, kvázistatickú epizódu relatívneho tektonického pokoja. Ale dôkazy období intenzívneho rozpínania sa dna počas stredného a vrchného triasu tvorby tetýdnych oceanických oblastí, náhlych a nepochopiteľných zmien batymetrie a trieštenia sedimentárnych priestorov v ostatnom čase spôsobili, že práve toto obdobie sa stalo stredobodom celosvetového záujmu sedimentológov, paleogeografov a paleotektonikov.

Paleodynamika triasových sedimentačných priestorov v Západných Karpatoch sa doteraz bádala iba sporadicky (R. Marschalko 1967, J. Michalík 1978 a i.). Mnohé dôkazy synsedimentárnej tektoniky sa interpretovali ako efekt neskorších horotvorných procesov. Až roku 1968 M. Mišík rozpoznal sklzový charakter brekciovitých strednotriasových súvrství z dvoch lokalít Veľkej a Malej Fatry. Podľa ústnej informácie J. Bystrického sú aj steinalmské a schreyeralmské vápence silicika Slovenského krasu preniknuté puklinami, ktorých výplň tvoria lumachely triasových lastúrnikov. Príčiny a genéza týchto javov v Západných Karpatoch sa doteraz neštudovali.

Geologická a stratigrafická pozícia

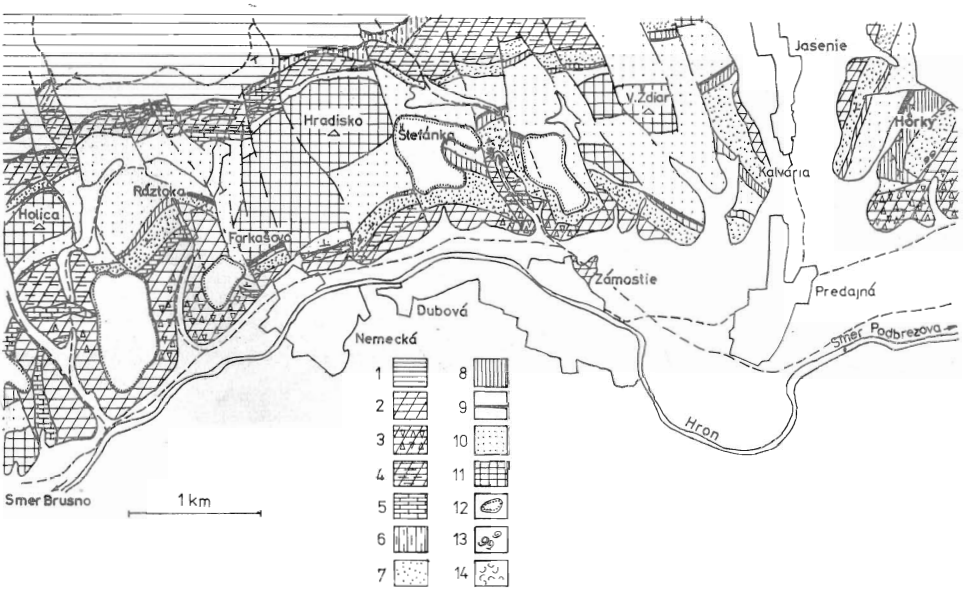
Bádaný komplex je súčasťou výplne tzv. hronského synklinória, tektonickej priekopy medzi kryštalinickými masívmi Nízkych Tatier a Vepra. Najnižšiu štruktúrnu etáž stavby územia (fatrikum) tvorí mierne dynamometamorfovaný škvrnitý vápenec, pravdepodobne krížňanského príkrovu (V. Šťastný 1928). Na ňom subhorizontálne leží málo preskúmaný komplex príkrovových trosiek hronika, pravdepodobne chočský príkrov (bielovážska séria). Podložie komplexu tvorí terigénno-vulkanogénna „melafýrová skupina" a klasticko-ílovcový komplex kampilských vrstiev s faunou bivalvií, gastropód a amonitov. V jeho nadloží nasleduje súvrstvie rohovcových vápencov reiflinského typu, ktoré na báze obsahujú bohatú faunu foraminifer (*Glomospira densa* Pant.), brachiopód, bivalvií, malých gastropód, malých amonitov, serpulitných červov a iných fosílií (J. Michalík 1978a). Vyššie v súvrství pribúda rohovcov a fosílie sú vzácnejšie. Najvyššiu časť súvrstvia tvorí ružovkastý slienitý vápenec (raminský vápenec). Lunzské vrstvy na báze obsahujú faunu bivalvií (našiel ich už D. Štúr 1868). Nad nimi je svetlosivý hlavný dolomit s faunou vrchnokarnických diplopór *Andrusoporella duplicata* (Pia) Bystr. (J. Bystrický 1964). Na triasových súvrstviach leží sedimentárna výplň vrchnokriedových a mladoterciérnych panví.

Terénne pozorovania

Detailnejšie opätovné mapovanie územia medzi Nemeckou a Predajnou (obr. 1) potvrdilo pozorovania D. Štúra (1968), podľa ktorého svahy terasy nad súčasnou dolinou Hrona tvorí prevažne dolomit (tmavý muschelkalk-dolomit). Podľa D. Štúra je dolomit v temer neporušenej subhorizontálnej pozícii, ale iní autori (M. Maheľ et al. 1964, 1968) konštatujú jeho častú rauwakizáciu, ba aj šošovkovitý vývoj gutensteinských vápencov, teda jav, ktorý sa pripisoval alpínskej tektonizácii komplexu. Najnovšie pozorovania priniesli ešte prekvapivejšie výsledky. Ukázalo sa, že sa celý komplex skladá z obrovských,

vzájomne nesúvisiacich blokov dolomitu a vápenca, ktoré tmelí slienitý dolomit. Veľmi podobnú situáciu zistil aj A. Biely (ústna informácia) vo vápencovo-dolomitických komplexoch toho istého veku pri Lopeji, Hornej Lehote a Valaskej.

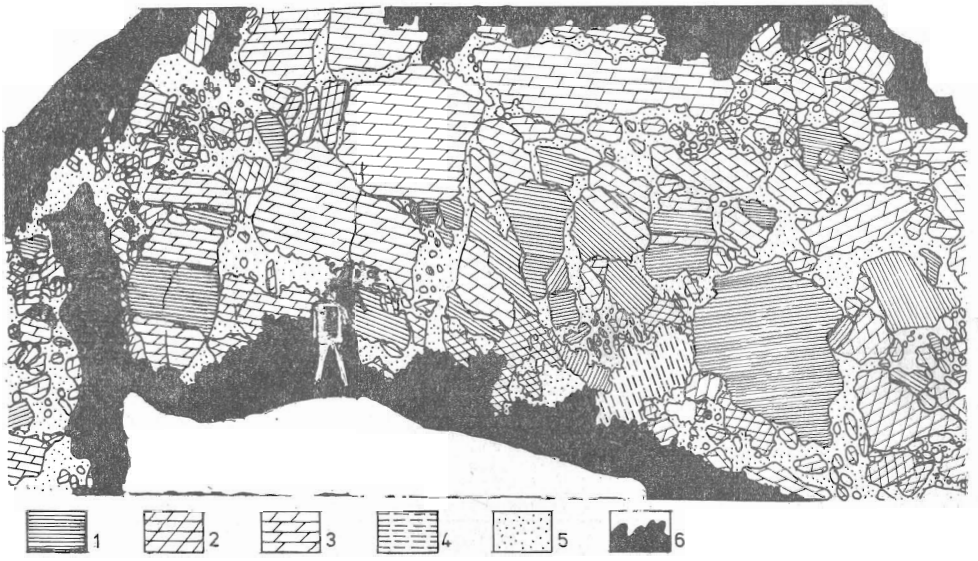
Najinštruktívnejšie je komplex odkrytý v lomoch na svahu vrchu Farkašovo nad pamätníkom SNP v Nemeckej (obr. 2). Bloky odkryté v stene horného lomu sú veľké od niekoľkých cm do štyroch až piatich metrov. Sú nepravidelné, najčastejšie ploché, angulárne, bez stôp opracovania. Majú rovný až hladký, inokedy drsný a členitý povrch. Väčšina blokov je z masívneho až hrubolavicovitého sivého vápnitého dolomitu, menej častý je sivý masívny rozpadavý dolomit, sivý, slabo slienitý dolomit a dolomitický vápenec. Medzery medzi blokmi vypĺňa žltkastosivý slienitý dolomit bez zreteľnej vrstvovitosti alebo laminácie (obr. 3). Niektoré bloky sú rozpadnuté na segmenty, ktoré sú od seba len málo oddialené. Trhliny medzi nimi vypĺňa taký istý slienitý do-



Obr. 1. Schematická geologická mapa študovanej oblasti (orig.)
1 — sedimenty krížňanského príkrovu, 2 — strednotriasové dolomity (nečlenené), 3 — megabrekcia anizských karbonátov, 4 — pravdepodobné rozšírenie megabrekcie, 5 — vápence gutensteinského typu, 6 — kampilské vrstvy, 7 — rohovcové vápence, 8 — svetlosivé masívne vápence, 9 — ružovosivé slienité vápence, 10 — lunzské vrstvy, 11 — vrchnotriasový „hlavný" dolomit, 12 — riečne terasy, 13 — lokality *Piarorhynchella trinodosi*, 14 — lokalita *Posidonia wengensis*
Fig. 1. Schematic geological map of the investigated area
1 — Krížna nappe sediments, 2 — Middle Triassic dolomite (undivided), 3 — megabreccia of Anisian carbonates, 4 — probable megabreccia, 5 — „Gutenstein-type" limestone, 6 — Campilian beds, 7 — cherty limestone, 8 — light gray coloured massive limestone, 9 — pinkish gray marly limestone, 10 — "Lunz"-complex, 11 — Upper Triassic Hauptdolomite, 12 — river terrace, 13 — *P. trinodosi* localities, 14 — bivalve *(Posidonia wengensis)* locality

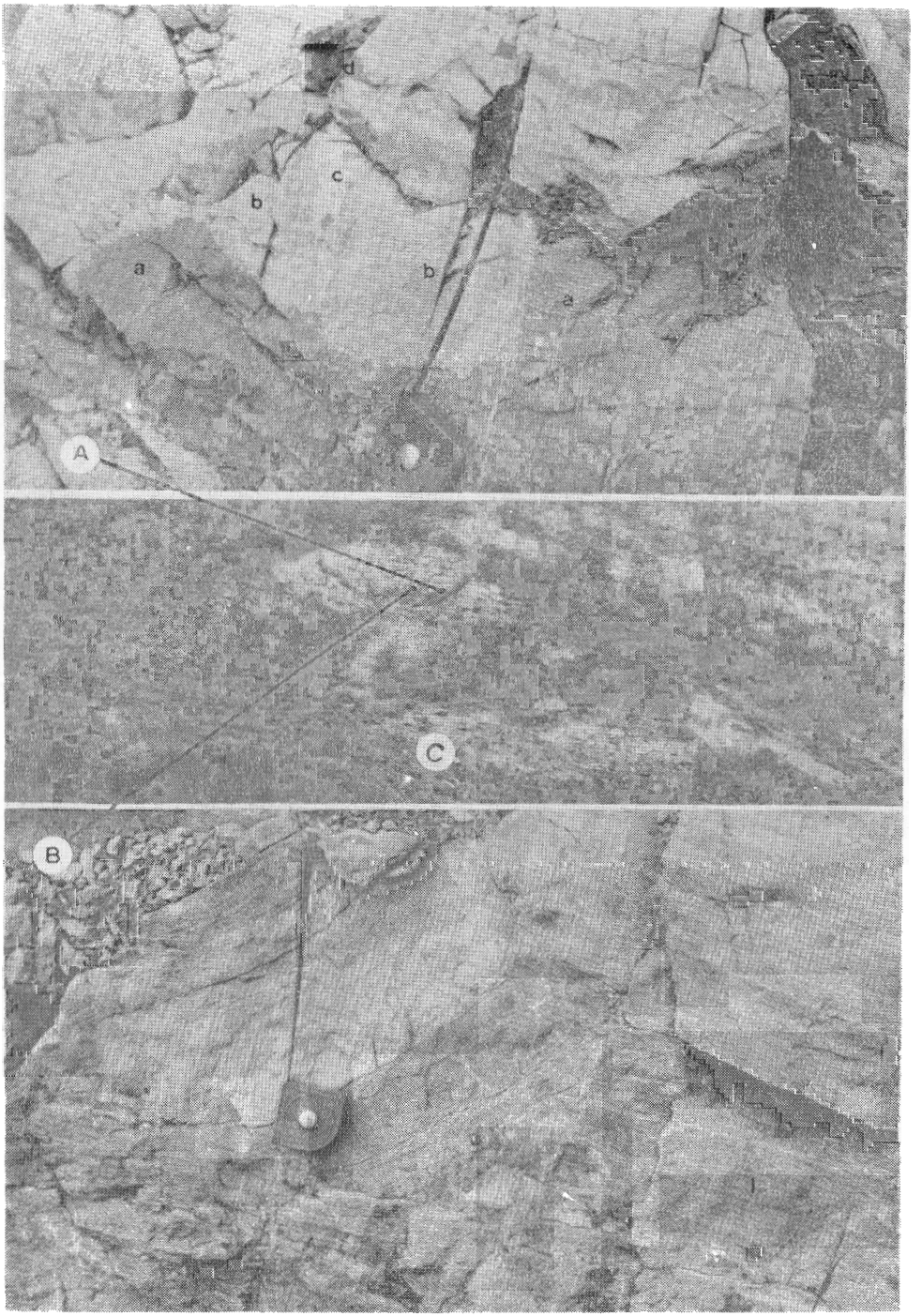
lomit, aký vypĺňa aj medziblokové priestory. Na viacerých miestach (obr. 3) možno pozorovať viacero generácií slienitého dolomitu odlišujúcich sa farebným odtieňom, ktoré vypĺňajú viacnásobne obnovovanú puklinu. Pozorovania reliktných sedimentárnych textúr v blokoch poukazujú na fakt, že mnoho blokov leží temer v pôvodnej subhorizontálnej polohe, ba že skupiny blokov s podobným petrografickým charakterom tvoria niekedy nesúvislé horizonty. V inom prípade sa zistil horizont blokov korelovateľných podľa charakteristického tenkého dolomitického preplástku. Tieto fakty prekvapujúco kontrastujú s blokovitou, zdanlivo nesúrodou, chaotickou stavbou komplexu.

Väčšina blokov je z tmavého slabo dolomitického lamínovaného vápenca. Je to v nerovnakej miere rekryštalizovaný mikrit až laminit s nepravidelnými, hojnými slienitými lamínami. Miestami obsahuje veľa úlomkov ostrakód a kri-



Obr. 2. Náčrt geologickej situácie steny horného lomu Farkašovo
1 — tmavý dolomitický vápenec, 2 — svetlosivý masívny dolomit, 3 — sivý slabo slienitý dolomit, 4 — rozpadavý svetlosivý slabo slienitý dolomit, 5 — žltkastý slienitý dolomit, 6 — sutina
Fig. 2. A sketch of Farkašovo upper quarry wall
1 — dark dolomitic limestone, 2 — light gray massive dolomite, 3 — gray dolomite, 4 — crumbling light gray dolomite, 5 — gray yellowish marly dolomite, 6 — rock debris

Obr. 3. Niektoré detaily stavby farkašovskej megabrekcie. Lokalizácia detailov podľa strednej snímky
A — opakované vypĺňanie štrbiny generáciami dolomitu *b*, *c*, *d*, B — plastická deformácia horninových úlomkov; foto autor
Fig. 3. Some details of building of the Farkašovo sliding complex. Localisation of details is in the middle figure
A — repeated infilling of a crevice by dolomite generations *b*, *c*, *d*, B — plastic deformation of rock fragments


d
c
b
a
b
a
A
C
B

noidov, vzácnejšie úlomky schránok bivalvií a gastropód. Bioturbácia je zvyčajne nevýrazná, aj keď v niektorých horizontoch častá, ale postihuje len tenkú povrchovú vrstvičku. Niektoré lamíny zrejme vznikali z riasového povlaku, iné sú bitúminóznymi koncentráciami. Hojnosť bitúminóznej prímesi, občasné kryštáliky pyritu, neveľká diverzita, charakter aj celkové zachovanie fauny naznačujú redukčné prostredie v blízkosti intertidálnej zóny. Niektoré lamíny odlišného charakteru sa pozorovali vo veľkom bloku na báze lomu pri pamätníku v Nemeckej (obr. 4). Lamína *a* je z biomikritu s fragmentmi ostrakód, bivalvií a krinoidov. Prenikajú ňou časté infaunálne výhraby vyplnené biomikrosparitickou hmotou. Aj vrstvička *b* je z biomikritu s úlomkami bivalvií, gastropód, ostrakód, foraminifer a krinoidov, ale nijaká bioturbácia sa v nej nezistila. Obidve vrstvičky sú od podložia aj od nadložia ostro oddelené, pričom vypĺňajú nerovnosti pokladu vzniknuté rozmyvom. Pripomínajú búrkové uloženiny intertidálnych plošín.

Sivý zrnitý slabo slienitý dolomit je druhým najčastejším typom blokov. Mikroskopicky predstavuje pseudodoloarenit až pseudodolosparit so zreteľne druhotne narastajúcimi klencami dolomitu. Na niektorých miestach (nad Zámostím) sú v ňom pomerne dobre zachované chodby infaunálnych živočíchov typu *Spongeliomorpha* (obr. 4). Chodby majú zhruba izometrický prierez a priebeh subparalelný s povrchom substrátu. Zriedkavejšie sú krátke slepo sa končiace chodbičky, patriace zrejme hrabavým lastúrnikom. J. Bystrický (1964) z úlomkov podobnej horniny v malom lome na južnom svahu vrchu Hôrky pri Lopeji opísal úlomky diploporidnej riasy. Všetky spomenuté sedimentárne štruktúry, organické zvyšky a povaha sedimentu naznačujú dobre vetrané subtidálne, extrémne plytkovodné prostredie.

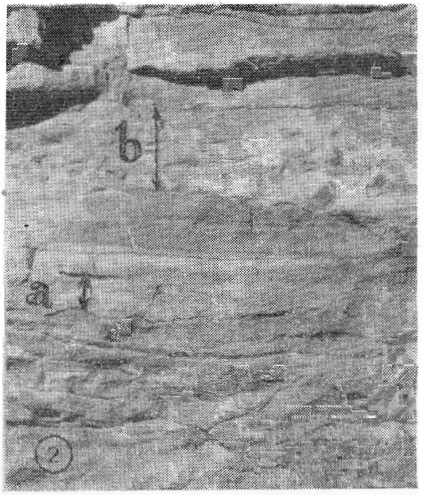
Tretím (pomerne častým) typom horniny blokov megabrekcie je masívny svetlosivý dolomit, značne rekryštalovaný dolomikrit až pseudodoloarenit obsahujúci len zriedkavé a zle zachované zvyšky schránok ostrakód a foraminifer. Hmota horniny je pomerne homogénna, laminácia sa nezistila. Len vzácne sa vyskytujú šošovky rekryštalizovaného detritu. Možno predpokladať, že hornina vznikla v subtidálnom prostredí.

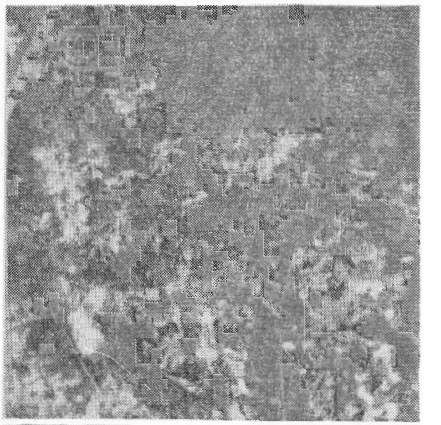
Tmeliacu „základnú hmotu" blokov tvorí najčastejšie slienitý žltkastý špinavosivý jemnozrnný dolomit. Má dolomikritický charakter s reliktnými, pôvodne nepravidelnými laminárnymi štruktúrami. Jednotlivé lamíny bývajú zohýbané do klkovitých útvarov. V okrajových častiach horniny sú drobné vtrúsené úlomky dolomitov z uzavretých blokov (obr. 5). Stopy po pôvodných štruktúrach sú veľmi zotreté intenzívnym prehnetením. Pomer obidvoch typov slienitých dolomitov a zákonitosť ich vzájomného nahrádzania nemožno definovať. Niekedy (obr. 3, 6) tvorí žltkastý dolomit výplň rozovretej pukliny v špinavosivej variete (zdá sa, že je mladší). Ale pozorovania nemožno zovšeobecniť. Dokazujú len, že pohyby, za ktorých megabrekcia vznikala, neboli jednorazové a že sa zrejme opakovali viac ráz, pričom do vznikajúcich trhlín

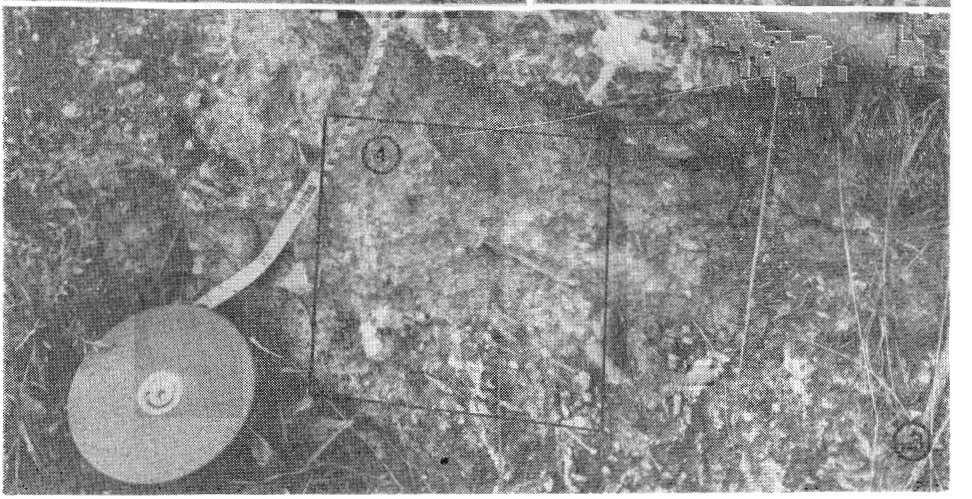
——————▶

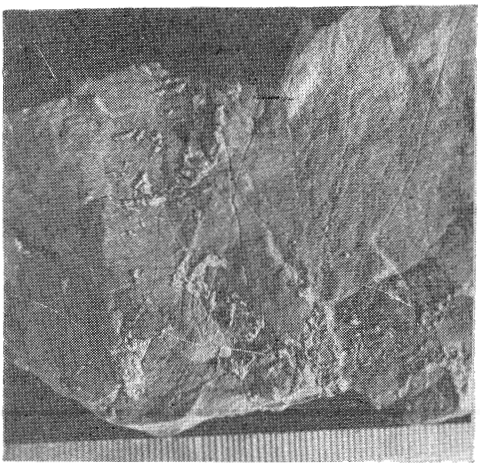
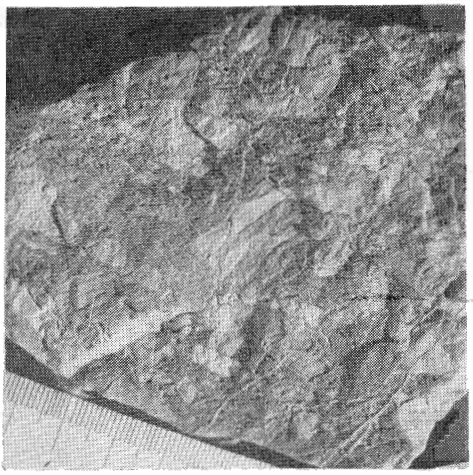
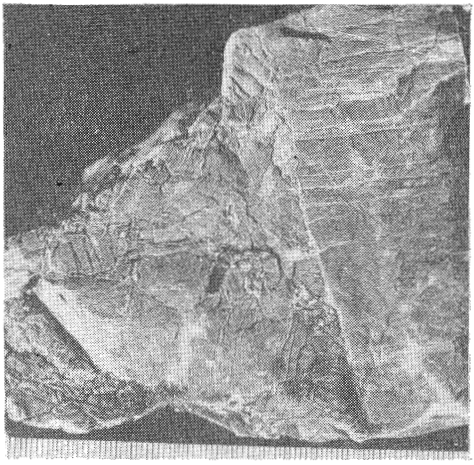
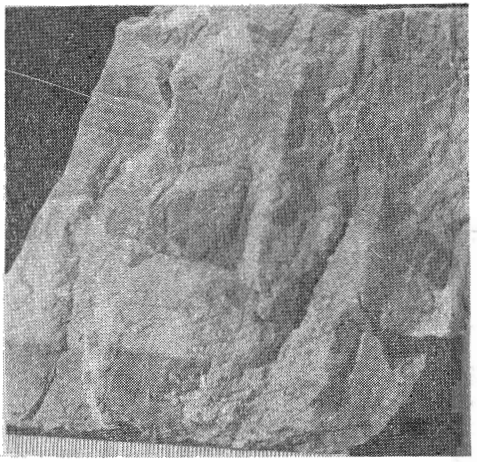
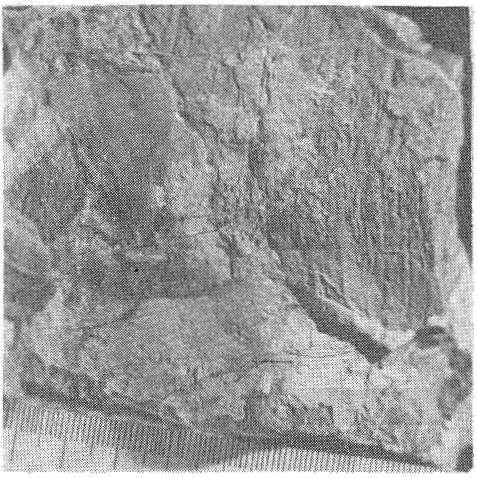
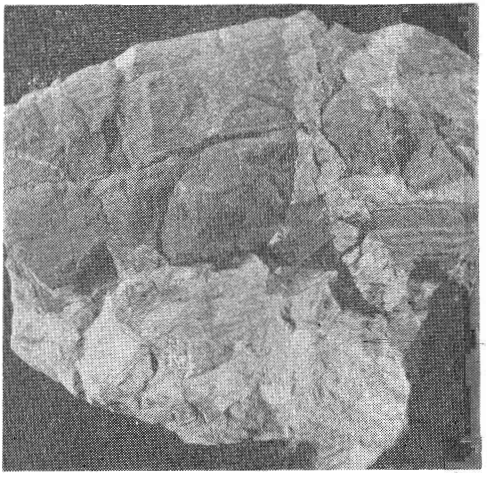
Obr. 4. Detaily textúry blokov
1—2 — búrkový horizont *a*, *b* vo vápencovom bloku, spodný lom, Farkašovo, 3—4 — infaunálne výhraby v bloku slienitého dolomitu nad ovčincom pri Zámostí; foto autor
Fig. 4. Details of block structure
1—2 — storm deposit horizons *a*, *b* in a limestone block, Farkašovo lower quarry, 3—4 — infaunal burrows in marly dolomite block above the sheep farm Zámostie


b
a
2
1


b
a
2



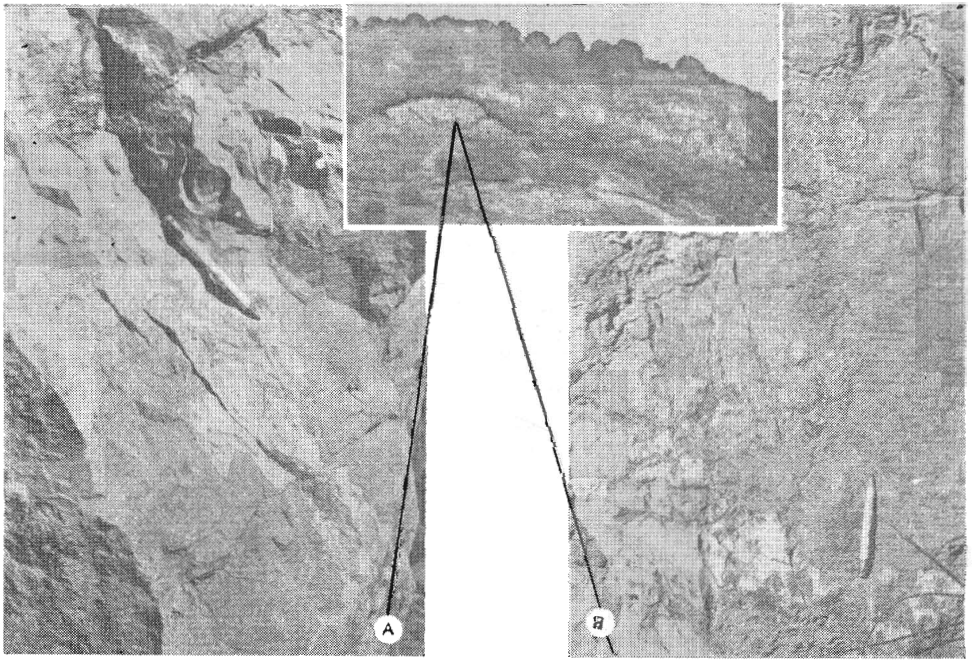

1
2
3

bola vtláčaná hmota menej spevnených hornín. Polohy tmelu s hojnejšími úlomkami vápnitejších hornín pritom umožnili vznik charakteristicky vyvetrávajúcim „rauwakom" (dolomitický tmel je odolnejší proti vetraniu ako vápenec úlomkov).

Závery

Všetky horniny blokov vznikali v extrémne plytkovodnom prostredí: väčšina v intertidálnej a supratidálnej zóne, menšia časť v subtidálnom prostredí. Prevaha jemnozrnných dolomitov bez terigénnej prímesi nad inými typmi hornín svedčí o plochom pobreží s rozsiahlymi plytčinami a rovinami typu sabkha. Voda bola zrejme hypersalinná, prílivové prúdy silne obmedzené. Rozdiel medzi prílivom a odlivom bol zanedbateľný, len občas sa vyskytli búrkové prílivy. A predsa aj napriek takémuto plochému, stabilnému typu dna sa stalo, že do hlbších častí panvy skĺzli obrovské, rozsiahle kryhy spevnených a polo-



Obr. 6. Niektoré detaily styku blokov a medziblokovej hmoty v hornom lome Farkašovo. Foto autor
Fig. 6. Some details of the connection of block margins and "matrix" in the Farkašovo upper quarry

Obr. 5. Horninové vzorky z horného lomu Farkašovo ilustrujúce brekciovitú textúru farkašovského komplexu. Mierka v mm, foto H. Brodnianska
Fig. 5. Rock samples from Farkašovo upper quarry illustrating the brecciated structure of the Farkašovo sliding complex. The scale in mm

spevnených sedimentov. Tento jav zrejme súvisel so zvýšením tektonickej aktivity, zvýraznením morfologických rozdielov dna pri strednotriasovom riftovaní dna Tetýdy spojenom so súčasným vypĺňaním vznikajúcich depresií, ktoré predpokladá T. Bechstädt a H. Mostler (1976). Málo spevnené, zvodnené masy karbonatických sedimentov mohli skĺznuť do panvy z častí dna náhle vyzdvihnutých nad hladinu účinkom montenegrijskej fázy (podobne ako to predpokladá M. Mišík 1968). Tak vznikli aj veľké suchozemsko-akvatické sklzy M. H. Kriegera (1977).

Pretože sa v matrixe megabrekcie nijaké vedúce fosílie nenašli, bolo treba jeho vek stanoviť opretím sa o nepriame dôkazy. Vek dolomitových blokov Hôrok sa na základe nálezu J. Bystrického, 1967 (*Andrusoporella pauciforata*), stanovil ako pelsónsky. Bazálny horizont nadložných vápencov reiflinského typu (povaha kontaktu nie je detailne známa) obsahuje bohatú faunu s *Piarorhynchella trinodosi*, ktorá je podľa M. Gaetaniho (1969) charakteristická pre zónu *Paraceratites trinodosus* ilýru. Aj asociácia foraminifer s *Glomospira densa* (K. Borza 1970) indikuje ilýr. Tieto vápence tvoria nad zosuvným telesom súvislý, neporušený horizont. Aj keď sa vo faune konodontov (R. Mock, ústna informácia) vyskytli ešte pelsónske prvky, je pravdepodobné, že celá megabrekcia vznikla počas najvyššieho pelsónu, resp. spodného ilýru. Stanoviť zosuvný charakter komplexu na danom mieste by bolo možno len pri jeho dokonalom odkrytí. V zle odkrytých miestach vidieť iba dolomitové elúvium s roztrúsenými vápencovými blokmi, preto sa detailné štúdium priestorových zákonitostí sklzu predbežne nemohlo vykonať. Ale už na základe doterajších údajov sa zdá byť isté, že na rozhraní pelsónu a ilýru neboli podmorské sklzy v Západných Karpatoch vzácnosťou. Pozorovania M. Mišíka (1968) svedčia o tom, že takýto záver platí nielen o oblasti hronika, ktorá bola hlavne počas rozhrania permu a triasu tektonicky aktívnou zónou. Navyše sa podobné procesy zistili aj na iných miestach alpsko-karpatského sedimentačného priestoru (ústna informácia A. Bauda). Tieto fakty naznačujú, že hranica pelsónu a ilýru bola obdobím zvýšenej tektonickej aktivity a že toto obdobie malo pre vývoj paleogeografických čŕt západného ukončenia triasovej Tetýdy mimoriadny význam.

Doručené 2. 3. 1979
Odporučil J. Bystrický

LITERATÚRA

Bechstädt, T. — Mostler, H. 1976: Riff-Becken Entwicklung in der Mittel-Trias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. Z. Dtsch. geol. Gesell., 127, S. 271—289.

Borza, K. 1970: Mikrofazies mit *Glomospira densa* (Pantić 1965) aus der mittleren Trias der Westkarpaten. Geol. zbor. Geologica carpath. (Bratislava), 21, 1, S. 175—182.

Bystrický, J. 1967: O veku „chočských dolomitov". Čas. mineral. geol., 12, 3, s. 247—252.

Gaetani, M. 1969: Osservazioni paleontologiche e stratigrafiche sull'Anisico delle Giudicarie (Trento). Riv. ital. Paleont. Stratigr., 75, 3, p. 469—546.

Krieger, M. H. 1977: Large landslides, composed of megabreccia, interbedded in Miocene basin deposits, southeastern Arizona. Geol. Surv. profess. Pap. (Washington), 1008, 25 p.

Maheľ, M. et al. 1964: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR 1 : 200 000, M-34-XXVI Banská Bystrica. Bratislava, Ústr. úst. geol., 270 s.

Maheľ, M. et. al. 1968: Regional geology of Czechoslovakia. II. 1. Praha, Academia. 707 p.
Marschalko, R. — Pulec, M. 1967: Sedimentology of the Lunz Beds. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 18, 2, pp. 331—344.
Michalík, J. 1978: To the paleogeography, paleotectonics and paleoclimatology of the Uppermost Triassic in the West Carpathians. In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava, GÚDŠ, pp. 189—211.
Michalík, J. 1978a: To the paleoecologic and paleogeographic development of the Middle Triassic carbonate complexes in the Upper Hron valley (Hronic, West Carpathians). (Abstract.) Summaries Workshop meeting IGCP, Project 4 (Budapest), 3.—5. 10. 1978.
Mišík, M. 1968: Traces of submarine slumping and evidences of hypersaline environment in the Middle Triassic of the West Carpathian Core Mountains. Geol. zbor. Geologica carparth. (Bratislava), 19, 1, pp. 205—224.
Šťastný, V. 1928: Příspěvek k poznání geologie pravého břehu řeky Hronu na Slovensku. Věst. Stát. geol. úst. (Praha), 4, 6, s. 1—7.
Stur, D. 1968: Bericht über die geologische Aufnahme im oberen Waag- und Gran-Thale. Jb. Geol. Reichsanst. (Wien), 18, 3, S. 337—426.

Sluming in the Hronic unit (Choč nappe) of the Western Carpatians at the Anisian/Ladinian boundary

JOZEF MICHALÍK

A dolomite complex of Middle Triassic age between Hiadeľ and Lopej villages (Middle Slovakia) is of megabreccia nature. The interstices between limestone and dolomite blocks are filled by marly dolomite and single crevices were formed and filled several times. The whole rock unit of the "Farkašovo slump complex" arosed under conditions of an extremely shallow-marine environment (supratidal to intertidal and less the subtidal zone). The prevalence of fine dolomite points to a flat shore with extensive hypersaline shallows and restricted tide currents but also with occasional stormy high tides. To explain slumping of semiconsolidated sediments on such a flat bottom, the effect of Tethyan bottom rifting during the Middle Triassic (T. Bechstädt — H. Mostler 1976) is introduced. The little consolidated, wet masses of carbonate mud could slump from suddenly uplifted parts of the bottom.

The age of dolomite blocks at the Hôrky hill has been determined as Pelsonian according to *Andrusoporella pauciforata* found here by J. Bystrický (1967). Overlying dark limestones appear as Lower Illyrian according to brachiopods *(Piarorhynchella trinodosi)* and foraminifera *(Glomospira densa),* or as Upper Pelsonian according to conodonts. It is therefore probable that the megabreccia originated in the time interval between the Lower Illyrian and Upper Pelsonian. Moreover, it seems probable, the slumping at the Pelsonian/Illyrian boundary was not only a local phenomenon either in the Western Carpathians or in the whole Alpine-Carpathian system. Facts may point to increased tectonic activity during the Pelsonian/Illyrian boundary a feature of extraordinary importance for the westernmost Tethyan portions.

Preložil autor

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *310*, Bratislava

AKTUALITA

Metodika prognózovania rúd antimónu v Nízkych Tatrách

IVAN ČILLÍK

Podstatou prognózovania je výber území a ich častí so zvýšenou pravdepodobnosťou výskytu ložiskových akumulácií a odhad ich zásob. Metodika môže byť aj veľmi odlišná. Zatiaľ čo prognózna metalogenetická analýza vychodí z geologických, geochemických a geofyzikálnych údajov o skúmanom území a z predstavy o rudných formáciách v ňom (V. I. Smirnov 1965), formálna, matematickoštatistická analýza sa zakladá na teórii pravdepodobnosti (I. C. Griffiths 1967) alebo multivariačnej geoštatistickej analýze (R. C. Bates 1959) a geologickú stavbu do úvahy neberie.

Vhodnou kombináciou týchto metodík možno odstrániť nedostatky každej z nich. Na metalogenetické jednotky možno aplikovať princípy metalogenetickej alebo štatistickej analógie, príp. princíp geochemickej distribúcie alebo akumulácie. V priestore rudného poľa je najvhodnejší princíp geometrie prírodných telies.

Pri prognóze je hlavným činiteľom distribúcia rudnej substancie v skúmanom území. Tá je nielen v priestore rozsiahlych území (M. Allais 1957, L. S. Slichter 1960, I. Čillík 1966, 1975), lež aj v metalogenetických jednotkách a v ložiskách (I. Čillík 1966, 1975) asymetrická.

Distribúcia obsahu Sb (x) v kryštaliniku Nízkych Tatier a ložiska Dúbrava je veľmi blízka lognormálnej. Distribučná funkcia bude mať tvar

$$f\ (y) = \frac{1}{\sigma \sqrt{2\ \pi}}\ \ e - \frac{(y - \mu)^2}{2\ \sigma}$$

kde $f\ (y)$ = distribučná funkcia, $y = lnx$, μ = priemerná hodnota, lnx, σ = rozptyl lnx.

Po prepočte na 100 % je hodnota $f\ (y)$ relatívnou pravdepodobnosťou P_y zvoleného stupňa koncentrácie kovu (x) v skúmanom území.

Parametre distrubúcie μ a σ sa zistia z výsledkov systematického litogeochemického výskumu rudonosnej formácie alebo sa aplikujú na princípe analógie.

Pri odhade zásob rúd antimónu v Nízkych Tatrách sa vychodí z predstavy o anomálnosti primárnej stratiformnej rudnej formácie Sb—W—Hg. Redistribúcia obsahu Sb počas metamorfných a hydrotermálnych procesov na križovaní rudonosnej formácie s priečnymi pásmami diastrofie v zemskej kôre (I. Čillík 1978) je príčinou koncentrácie Sb do epigenetických štruktúr. Tie presahujú priestor rudonosnej formácie len nepatrne.

Priemerný obsah antimónu v rudonosnej formácii možno zistiť z výsledkov geochemického výskumu odkryvov hornín alebo podľa vzorca $\bar{x} = e^{\mu + \sigma^2/2}$, v ktorom $\bar{x}$ = priemerný obsah.

Z geologických, geochemických a geofyzikálnych podkladov sa zistí priestorový rozsah rudonosnej formácie (O). Relatívna pravdepodobnosť P_y zvoleného stupňa koncentrácie x je vlastne percentuálnym podielom váhy tejto koncentrácie v rudnej substancii rudonosnej formácie a je najdôležitejším parametrom odhadu. Váha kovu prognóznych zásob V_{Sb} bude $V_{Sb} = P_y . \bar{x} . O . o_h$, kde o_h = objemová hmotnosť hornín rudonosnej formácie.

Takýto odhad zásob vo veľkej miere odstraňuje značný rozptyl, a tým aj neistotu pri používaní rozličných empirických koeficientov.

Doručené 24. 4. 1979

Geologický prieskum
Banská Bystrica

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *311—326*, Bratislava

Scheelit v antimónovom ložisku Dúbrava v Nízkych Tatrách

(12 obr. v texte)

IVAN ČILLÍK — PAVEL HVOŽĎARA — JOZEF MICHÁLEK*

Шеелит на месторождении сурьмы в районе Дубрава в Низких Татрах



В результате поисков на месторождении сурьмы в районе Дубрава в Низких Татрах был обнаружен шеелит. Встречается он здесь на пяти местах в прожилках молочно-белого кварца, который сопровождает пирит, гематит, хлорит и инклузии халькопирита, бизмутина в пирите и аргентита в кварце. На основании спектрального анализа, изучением на электронной микросонде шеелит характеризуется повышенным содержанием редких земель цериовой подгруппы. Положение шеелита на месторождениях в Низких Татрах и его геохимическая характеристика являются причиной для предположения об его полигенном происхождении как термодинамически устойчивого компонента предполагаемой эксгаляционно осадочной сурьмянно-вольфрамо-ртутной формации в кристалинику Низких Татьер. Его аккумуляции в кварцевых жилах возникали в условиях регионального метаморфизма.

Scheelite on the Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia)

Scheelite has been found on the Dúbrava antimony deposit (Nízke Tatry Mts., Middle Slovakia). Five until known scheelite occurences on the deposit associate with pyrite, hematite, chlorite in milky-white quartz veins. An elevated RE content of the Ce group in schcelite is conspicuous. The new finding together with other scheelite indices in the Nízke Tatry Mts. crystalline motivated the idea of a strata-bound exhalative-sedimentogenous antimony—tungsten—mercury ore formation mobilized into the quartz vein filling during regional metamorphic processes.

Nálezy scheelitu a iných volfrámových minerálov v neovulkanitoch a v kryštaliniku Slovenska sú známe už dávnejšie (J. Kantor — K. Eliáš 1963,

* Ing. Ivan Čillík, CSc., RNDr. Jozef Michálek, Geologický prieskum, n. p., geologická oblasť, Kynceľova, 974 01 Banská Bystrica, RNDr. Pavel Hvožďara, CSc., Katedra mineralógie a kryštalografie PFUK, Gottwaldovo nám. 19, 886 02 Bratislava.

J. Kantor 1965, M. Koděra 1962). O možnosti vyhľadávať priemyslovo využiteľné ložiská scheelitu sa začalo uvažovať po rozsiahlych šlichovacích prácach vo fatrotatranskom a veporidnom kryštaliniku (P. Hvožďara 1967, 1970, 1971, 1975, 1977, M. Böhmer — P. Hvožďara 1969) uskutočnených v rámci projektu geologickoprieskumných prác v okolí Čierneho Baloga a v západnej časti Nízkych Tatier (I. Čillík 1972, I. Čillík — D. Kubíny — J. Michálek 1973). Zistenie zaujímavej asociácie minerálov (antimonit—rumelka—scheelit) v ťažkej frakcii šlichov odobratých v západnej časti Nízkych Tatier (Vyšná Boca, Dúbrava, Lom), miestami spolu so zlatinkami, bolo dôvodom na hľadanie analógie geologickej pozície scheelitu s východoalpskými ložiskami (A. Maucher 1965, 1976). Systematické zisťovanie scheelitu na ložisku antimonitu Dúbrava a na severných svahoch západnej časti Nízkych Tatier predpoklady o analógii potvrdilo (I. Čillík 1977).

Ložisko Dúbrava je nateraz jediným miestom v kryštaliniku stredného Slovenska, kde sa scheelit zistil v otvorených banských dielach a kde možno sledovať jeho vzťah nielen k antimónovému, ale aj k iným typom zrudnenia.

Pozícia ložísk antimónových rúd v západnej časti Nízkych Tatier

Ložiská antimónových rúd v západnej časti Nízkych Tatier sú známe len na severnom a južnom svahu ďumbierskeho antiklinória, ojedinele na jeho priechode do hronského synklinória (napr. ložisko Medzibrod). Zrudnenie antimónu z vrcholových častí antiklinória doteraz nie je známe. Rozšírenie výskytov a ložísk antimónových rúd je na západe ohraničené zázrivsko-revúcko-ľubietovským (I. Čillík, D. Kubíny 1974, I. Čillík 1975) a na východe mýtňanským hlbinným zlomom. Najvýznamnejšie koncentrácie antimónu sú blízko výrazných pásiem diastrofie stavby územia, a to smeru SZ—JV (Dúbrava — Lom, Rišianka — Lomnistá) alebo na ich križovaní so smerom JZ—SV (napr. Medzibrod, Hviezda), a hlavne v partiách územia budovaných kryštalickými bridlicami alebo palingénnymi varietami granitoidov. Priestorovo sú s výskytmi a ložiskami antimónu späté výskyty scheelitu (napr. Dúbrava, Lom, Lomnistá, Medzibrod a pod.). V stavbe ložísk a výskytov antimónu v severnej časti územia prevládajú rudné štruktúry poludníkového, v južnej rovnobežkového smeru. Výnimkou je iba ložisko Lom na juhu, zrejme pre výraznú štruktúrnu prevahu mýtňanského hlbinného zlomu. Na ložisku Magurka, so smerom žíl Z—V, sú rudné stĺpy antimónovej rudy na križovaní žíl a severojužných štruktúr. Medzi rozmiestnením ložísk a výskytov antimónových rúd a žilných i porfyrických intruzívnych variet granitoidov sa doteraz nijaké vzťahy nezistili. Obdobne chýbajú aj geochemické podklady na hľadanie genetického vzťahu medzi nimi.

Rudné štruktúry sú naloženým tektonickým prvkom stavby kryštalinika s viackrát opakovanou tektonickou aktivitou, sprevádzanou časovo aj látkovo diferencovanými mineralizačnými procesmi. Rudné štruktúry obidvoch hlavných smerov majú prevažne charakter rudných zón, často s kulisovite usporiadanými rudnými telesami, žilami (napr. Dúbrava) alebo šošovkami (napr. Medzibrod). V prípade smerovej identity rudnej štruktúry a štruktúry kryštalinika sú rudné telesá v interfoliačnej pozícii (napr. Medzibrod, časť zrudnenia v Lomnistej, I. Čillík, D. Kubíny 1974, M. Slavkay 1971). Opakované tektonické pohyby spôsobili smerné i priečne porušenie rudných telies

a rudnej zóny (napr. Dúbrava, Lom) prevažne typu poklesov, ojedinele prešmykov. Priestorové usporiadanie poklesov na ramenách interpretovaných synklinál a antiklinál (napr. Dúbrava, časť Lubeľská) môže signalizovať aj vrásovú stavbu ložiska. Intenzita tektonického porušenia antimónových ložísk niekoľkonásobne prevyšuje stupeň porušenia obdobných ložísk, zjavne neogénneho veku. Pokračovanie rudných štruktúr do mezozoika sa doteraz nepodarilo zistiť (napr. Dúbrava-sever, Medzibrod-juh a juhozápad, Lom-juh). M. Slavkay (1971) na základe štúdia interfoliačných a zlomových štruktúr ložiska a ich porovnania s regionálnymi prvkami stavby jeho okolia pokladá ložisko antimónu Lomnistá za alpínske.

Stavba ložiska Dúbrava

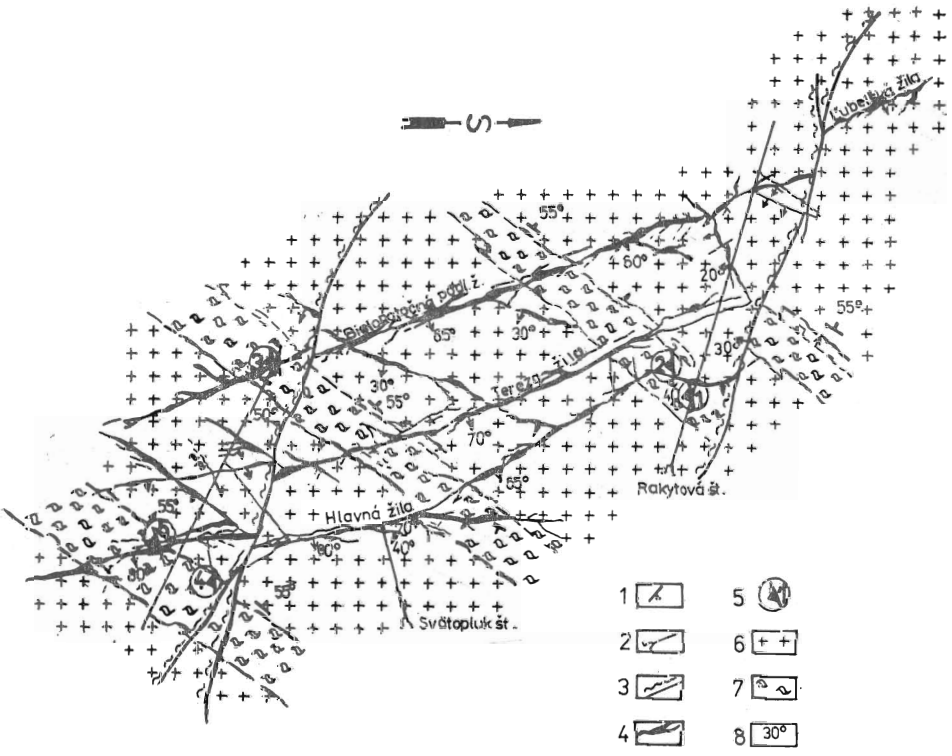
Antimónové ložisko Dúbrava má približne smer S—J a generálny sklon rudnej štruktúry na V. Ložisko je nateraz známe smerne asi 5 km od vrcholu Ostredok po kótu Dechtárka. Ložisko má žilno-žilníkovú stavbu a je známe len z hornín kryštalinika ďumbierskej zóny. Jeho pokračovanie do mezozoika na S rudného poľa sa nenašlo, smerom na J vyznieva na hlavnom hrebení Nízkych Tatier.

Okolie ložiska budujú rozličné variety granitoidov (palingénne, hybridné, intruzívne a žilné fácie) a migmatity. Na S je ložisko ohraničené obalovým mezozoikom.

Najstarším prvkom stavby územia ložiska sú migmatity. Sú imbibičného, stromatitického, ojedinele arteritického a aj nebulitického typu. V priestore ložiska sú migmatity nateraz známe v štyroch paralelných, zhruba sto metrov hrubých pruhoch smeru SV—JZ s málo premenlivým sklonom 50 až 60° na SZ (obr. 1). V migmatitoch sa doteraz výraznejšie vrásy nezistili. Rast granitizácie od migmatitov po granitoidy palingénneho pôvodu približne charakterizuje rad imbibičné stromatitico-nebulitické migmatity, hybridné granity a granitoidy s polohami sľudy ako reliktu palimpsestickej textúry. Pruhy migmatitov sú prerážané žilami aplitov, pegmatitov, miestami porfyritov, charakteristické vzájomnými prechodmi medzi sebou a imbibičným vyznením do okolitých hornín. Obdobný je na mnohých miestach vzťah „prašivských" granitoidov a migmatitov.

Intruzívny charakter žíl granitoidov, mladšieho prvku stavby územia, možno konštatovať prevažne pri apliticko-pegmatitických a porfyrických varietách. Okrem základných typov granitoidných hornín, biotitického kremenitého dioritu („ďumbiersky" typ) a biotitického až dvojsľudného porfyrického granitu s ružovými draselnými živcami („prašivský" typ) je v okrajových častiach telies a na styku s migmatitmi rad granitoidov odlišného petrografického zloženia (napr. diority, granity „smrekovického" typu, granitoidy typu „rapakivi" a pod.). Asimiláciu kryštalických bridlíc naznačuje relatívne zvýšený obsah akcesórií. Porfyrické variety granitoidov sú prevažne metasomatickej genézy (ružové draselné živce) a z tohto hľadiska je zaujímavé aj postavenie aduláru v horninách a na ložisku ako výsledok mladšej draselnej metasomatózy. Rovnako sa nedá vylúčiť ani obdobná genéza časti biotitu. Rudné telesá sú zoradené do rudnej zóny, hydrotermálne a dynamometamorfne alterovaného pásma hornín kryštalinika. Táto zóna je naloženým tektonickým prvkom stavby kryštalinika, produktom viackrát sa opakujúcich tektonických procesov a mine-

ralizačných fáz. Na stavbe rudnej zóny (rudnej štruktúry) sa zúčastňujú významnejšie — vedúce žily smeru S—J so strmým sklonom 50 až 90° na V, ktoré sprevádza systém sperených, prevažne diagonálnych žiliek s vysokokvalitnou rudou hlavne v nadloží vedúcich žíl a s miernym sklonom, okolo 30° (J. Michálek 1977). Podľa vzťahu medzi základnými prvkami rudnej štruktúry a systémom puklín v okolitých horninách, ako aj štruktúrnymi prvkami pruhov migmatitov boli rudné žily pôvodne puklinami a až pri opakovaných tektonických procesoch sa stali poruchami (St. Mikoláš 1977). Tento žilno-žilníkový systém postihli „smerné poruchy" a ojedinele, najmä v severnej časti, priečne zlomy. Frekvencia zlomov smerom na S, bližšie k tek-



Obr. 1. Štruktúrna schéma centrálnej časti ložiska antimónu v Dúbrave v Nízkych Tatrách. J. Michálek — I. Čillík 1978
1 — štruktúrne prvky, 2 — štôlne, 3 — priečne zlomy, 4 — žily s antimonitom, 5 — výskyty scheelitu a ich pozícia, 6 — granitoidy, 7 — migmatity, 8 — hodnoty úklonu štruktúrnych prvkov

Fig. 1. Structural scheme in the central portion of the Dúbrava antimony ore deposit, Nízke Tatry Mts., designed by J. Michálek — I. Čillík, 1978. Explanations: 1 — structural element, 2 — adit, 3 — transversal fault, 4 — antimonite-bearing vein, 5 — scheelite occurence and position, 6 — granitoide, 7 — migmatite, 8 — dip value

tonickému styku s mezozoikom, rastie a v najsevernejšej časti ložiska (časť Ľubeľská) je rudná zóna vlastne tektonickou brekciou (J. Michálek 1977).

Pracovne sa na ložisku vyčleňujú nasledujúce minerálne asociácie, oddelené tektonickými procesmi a viažúce sa na samostatný štruktúrny plán v priestore ložiska a v jeho ďalšom okolí:

1. kremeňovo-antimonitová (biely až ružový kremeň), sprevádzaná pyritom a sulfosoľami Pb, Sb, Cu, priestorovo sa viažúca hlavne na vedúce žily a systém puklín v ich tesnom okolí,
2. mliečnobiela kremeňovo-pyritovo-scheelitová, sprevádzaná miestami redeponovaným antimonitom,
3. kremeňovo-pyritovo-karbonátová (sivý až tmavosivý kremeň) s ojedinelými hniezdami a šošovkami antimonitu,
4. barytovo-sulfidická (tetraedrit, galenit, sfalerit, chalkopyrit, chalkostibit, karbonáty, kremeň atď.) s redeponovaným antimonitom.

Nejasné je postavenie arzenopyritu, zlata a rumelky. Prvé tri minerálne asociácie sa pracovne zaraďujú do antimonitovo-scheelitovo-(Hg)-kremeňovej rudnej formácie (I. Čillík 1978).

Postavenie scheelitu v ložisku

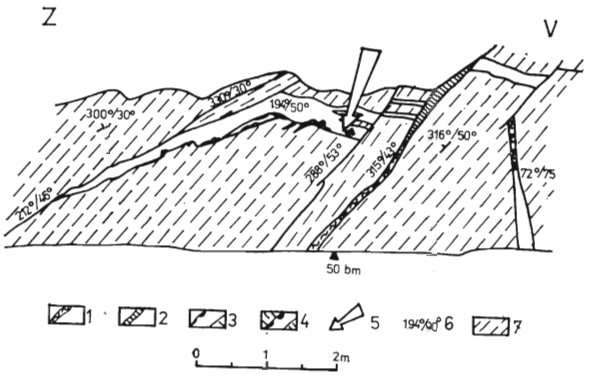
Scheelit sa v ložisku Dúbrava doteraz našiel v centrálnom tektonickom bloku (časti Ostredok—Matošovec—Predpekelná—Dechtárka) v štôlňach Rakytová a Svätopluk (nadmorská výška okolo 1000 m), a to len v pruhoch migmatitov (obr. 1).

Výskyty scheelitu v štôlni Rakytová

Prvý raz sa scheelit našiel v ložisku pomocou monochromatického ultrafialového svetla v úvodnom prekope štôlne Rakytová (I. Čillík 1977). Priestorovo sa viaže na žilku mliečnobieleho kremeňa (smer sklonu 194°/50°) pretínajúcu migmatity stromatitického typu (obr. 2). Žilku v reakčnej zóne s okolitými horninami lemujú chlority, blízko styku s okolitými horninami obsahuje hniezda a závalky kryštalického pyritu a prenikajú cez ňu žilky bieleho dolomitu. Scheelit je v žilke v izometrických kryštálových agregátoch alebo v tabuľkovitých agregátoch na puklinách. Podobne v tabuľkovitých agregátoch (okolo 3 mm) sa našiel scheelit aj východne od spomenutej žilky na pukline v migmatitoch (smer sklonu 202°/75°). V tom istom pruhu migmatitov sú juhozápadne v obdobnej geologickej pozícii výskyty scheelitu v podobných tenučkých žilkách (do 1 mm) a v zrnkách (obr. 3). Žilku mliečnobieleho kremeňa so scheelitom aj tu pretínajú žilky bieleho dolomitu a barytu (obr. 3 A) a žilka minerálnej asociácie sivý kremeň—pyrit—karbonáty s antimonitom. Tieto výskyty scheelitu na obr. 1 majú č. 1 a 2.

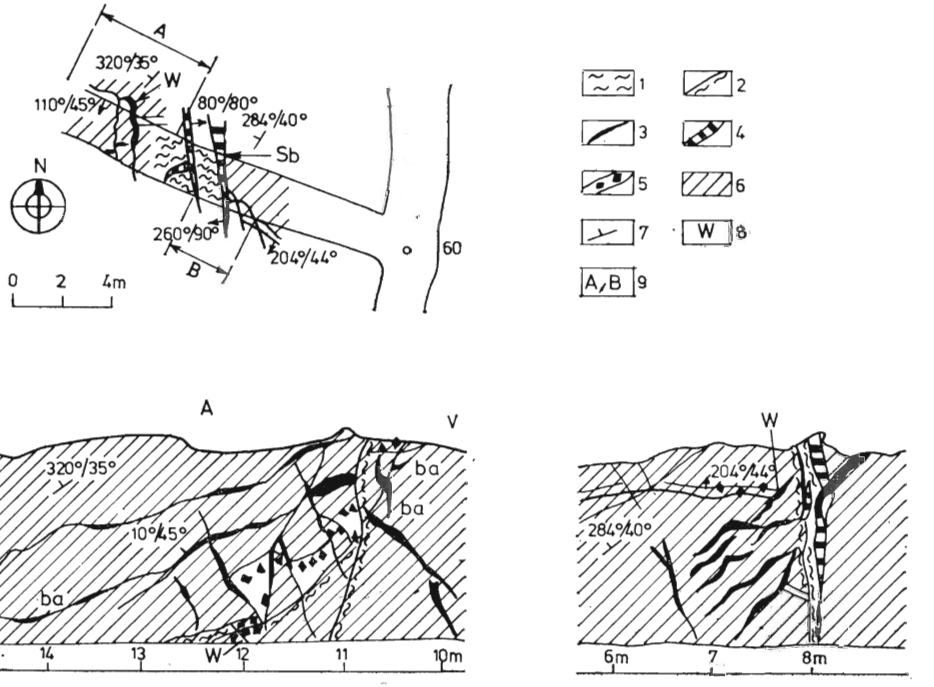
Výskyty scheelitu v štôlni Svätopluk

Výskyt č. 3 na obr. 1 v štôlni Svätopluk je v nasledujúcom južnejšom pruhu migmatitov imbibičného typu v tesnom nadloží žilky s antimonitom a je súčasťou žilky svetlosivého kremeňa (smer sklonu 195°/80°). Je to len niekoľko zrniek scheelitu, ktorých vzťah k okoliu sa nepodarilo objasniť.

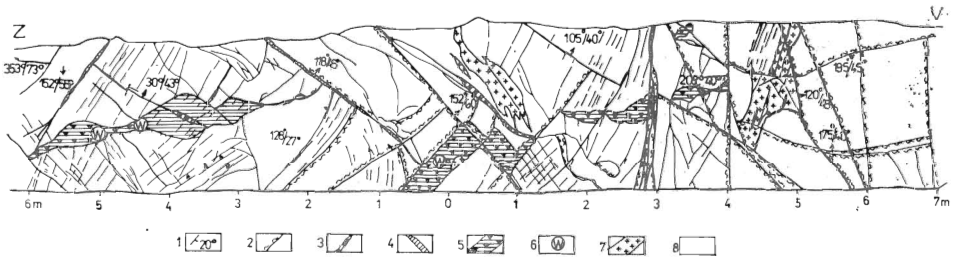


Obr. 2. Nákres severného boku úvodného prekopu štôlne Rakytová v Dúbrave západne od meračského bodu č. 4. I. Čillík 1976
1 — ultramylonit v poruche, 2 — žilka bieleho dolomitu, 3 — žilka mliečnobieleho kremeňa, 4 — závalky a hniezda pyritu v kremeni, 5 — kryštálové agregáty a zrnká scheelitu, 6 — hodnoty štruktúrnych prvkov, 7 — migmatity

Fig. 2. Sketch of the pioneer crosscut northern side on the Rakytová adit, to the W from the surveying point No. 4 designed by I. Čillík 1976. Explanations: 1 — ultramylonite of the fault filling, 2 — white dolomite veinlet, 3 — milky white quartz veinlet, 4 — chambers and cells of pyrite in quartz, 5 — aggregates and grains of scheelite, 6 — structural data, 7 — migmatite



Doteraz najrozsiahlejším výskytom je žilka mliečnobieleho kremeňa s pyritom, ktorá pretína najjužnejší doteraz známy pruh migmatitov stromatitického a imbibičného typu vo východnej časti štôlne Svätopluk (výskyt č. 4 na obr. 1). Tento výskyt je v nadloží vedúcej žily (žila Hlavná) s hojným antimonitom. Scheelit je vo forme sčasti idiomorfných, sčasti alotriomorfných kryštálikov v drúzových dutinkách a na pukline v žilke kremeňa. Jeho pozícia je podobná ako v štôlni Rakytová (obr. 4).



Obr. 4. Dokumentácia severného boku prekopu v štôlni Svätopluk východne a západne od meračského bodu č. 67. J. Michálek 1977
1 — štruktúrne prvky — smer a hodnota sklonu, 2 — poruchy s mylonitom, 3 — žilky dolomitu (miestami aj baryt), 4 — sivý až tmavosivý kremeň, 5 — mliečnobiely kremeň s hniezdami pyritu, 6 — zrnká a agregáty scheelitu, 7 — hrubozrnný biotitický granodiorit, 8 — migmatity stromatitického typu

Fig. 4. Sketch of the crosscut northern side in the Svätopluk adit around the surveying point No. 67 designed by J. Michálek, 1977. Explanations: 1 — dip direction and value, 2 — dislocation with mylonite filling, 3 — dolomite (locally with barytes) veinlet, 4 — grey to dark-grey quartz, 5 — milky white quartz with pyrite chambers, 6 — scheelite grain and aggregate, 7 — coarse biotite granodiorite, 8 — stromatitic migmatite

V najjužnejšom pruhu migmatitov je aj výskyt č. 5 (obr. 1), ktorý je v hydrotermálne alterovaných migmatitoch stromatitického typu v podloží spomenutej vedúcej žily. Sú to tenučké žilky (do 0,5 mm) sivého kremeňa so zrnkami scheelitu (smer sklonu 185°/85°). V ich tesnej blízkosti sú ako starší prvok stavby žilky mliečnobieleho kremeňa.

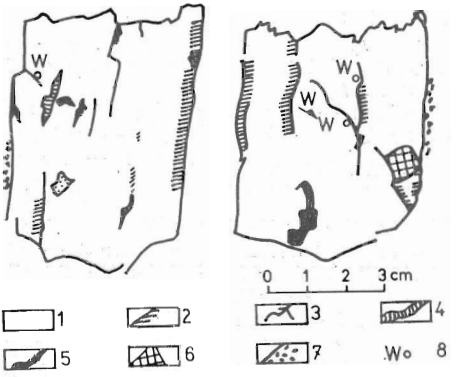


Obr. 3. Dokumentácia pozície scheelitu v prekope pri meračskom bode č. 60 v štôlni Rakytová. I. Čillík 1977
1 — mylonit, 2 — poruchy s mylonitom, 3 — žilky bieleho dolomitu a barytu, 4 — tmavosivý kremeň, pyrit, uhličitany a ojedinelý antimonit, 5 — mliečnobiely kremeň, hniezda pyritu, zrnká chalkopyritu a antimonitu, 6 — migmatity, 7 — štruktúrne prvky a ich hodnoty, 8 — výskyty scheelitu, 9 — A — severný bok prekopu, B — južný bok prekopu na Z od meračského bodu č. 60

Fig. 3. Position of scheelite in the crosscut near to the surveying point No. 60 on the Rakytová adit designed by I. Čillík, 1977. Explanations: 1 — mylonite, 2 — fault with mylonite filling, 3 — white dolomite veinlet, 4 — dark grey quartz, pyrite chamber, carbonate and rare antimonite, 5 — milky white quartz, pyrite chambers, chalcopyrite and antimonite grains, 6 — migmatite, 7 — structural data and value, 9 — A: northern side of the crosscut, B: southern side of the crosscut to the W from surveying point No. 60

Možno uzavrieť, že kremeňové žily so scheelitom v žilovine a na puklinách sú známe len v migmatitoch, ktoré presekávajú. Žilky majú malú hrúbku, niekoľko mm až cm (obr. 5, 7a, 7b, 8a, 8b), iba zriedkavo niekoľko decimetrov (obr. 2). Žilnú výplň tvorí mliečnobiely kremeň, ktorý je základným a podstatným minerálom žíl, a s ním sú v asociácii scheelit, pyrit, chalkopyrit, chlority, hematit.

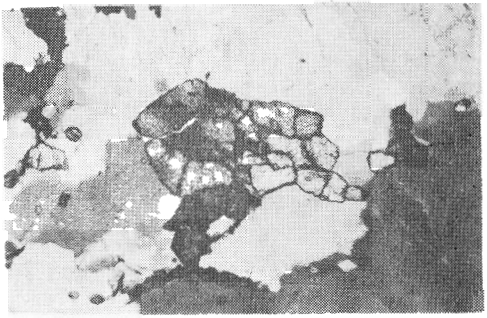
S c h e e l i t vystupuje hlavne vo forme nepravidelných zrnitých agregátov (obr. 6a, 6b) v kremeni. Agregáty sú nerovnako veľké, od niekoľkých desatín mm do niekoľkých cm (obr. 5, 7a, 7b, 8a, 8b). Scheelit má výraznú jasnomodrú luminiscenciu, typickú pre scheelit s nízkym obsahom molybdénu (M. A. N a u č i t e ľ et al. 1977). Röntgenometrický záznam sa dobre zhoduje s tabelárnymi údajmi. Kvalitatívna spektrálna analýza potvrdila Ca, W ako



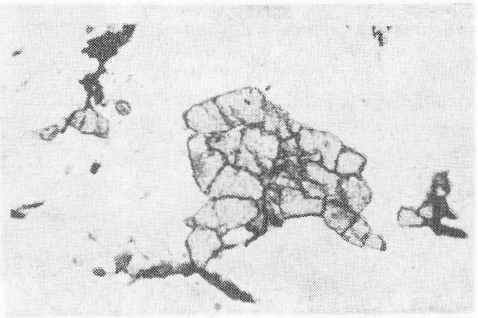
Obr. 5. Nákres úlomku žily kremeňa so scheelitom z úvodného prekopu štôlne Rakytová v Dúbrave. I. Č i l l í k 1977
1 — mliečnobiely kremeň, 2 — chlority, 3 — pukliny, 4 — chlorit v kremeni, 5 — pyrit, 6 — scheelit — idiomorfný kryštál, 7 — povlaky spekularitu, 8 — tabuľkovité zrnká scheelitu na puklinách v kremeni

Fig. 5. Sketch of a scheelite-bearing quartz vein fragment from the pioneer crosscut of the Rakytova adit, Dúbrava deposit designed by I. Č i l l í k 1977. Explanations: 1 — milky white quartz, 2 — chlorite, 3 — fissure, 4 — chlorite intergrowing within quartz, 5 — pyrite, 6 — automorphous scheelite crystall, 7 — specularite incrustation, 8 — tabular quartz

a



b

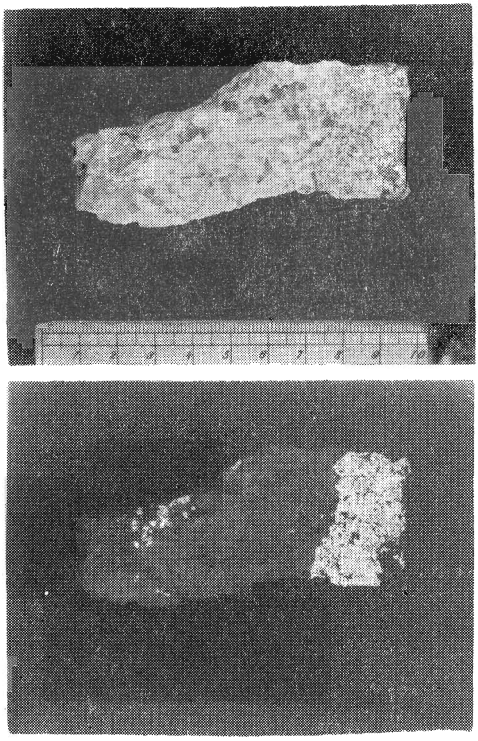


Obr. 6. Zrnitý agregát scheelitu v žilke kremeňa zo štôlne Svätopluk v Dúbrave.. Foto L. O s v a l d. zväčš. 88-krát
a — rovnobežné nikoly, b — skrížené nikoly 30°

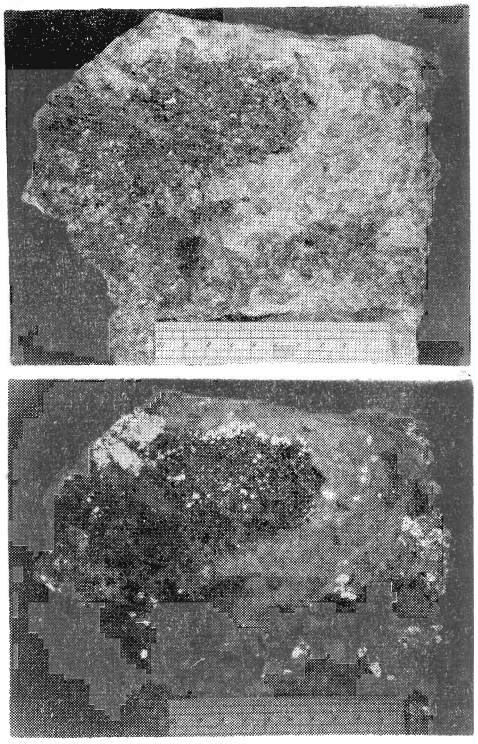
Fig. 6. Grained aggregate of scheelite within quartz veinlet. Svätopluk adit on the Dúbrava deposit. Photo by L. O s v a l d, magn. 88. a — parallel nicols, b — nicols crossed by 30°

hlavné prvky a zvýšený obsah Mo, Y, Yb. Ostatné prvky patria zrejme heterogénnym prímesiam rozličného pôvodu. Nejasný je zvýšený obsah stroncia. Ani pôvod molybdénu v tejto analýze nie je jasný, pretože pomocou elektrónovej mikrosondy sa zistil nízky obsah molybdénu, príp. miestami chýba. V mineráloch scheelitu sa však pomocou elektrónovej mikrosondy zistil pozoruhodný obsah vzácnych zemín cériovej podskupiny. Obsah Ce a La sa pohybuje v 10^{-1} % (obr. 9a, 9d, 10a, 10f). Pomocou elektrónovej mikrosondy sa v scheelite sledovala distribúcia obsahu Ta, Nb, Au, Bi, Sn, Sb, Cu, Pb, Ag a Hg, ale tieto prvky sa nezistili.

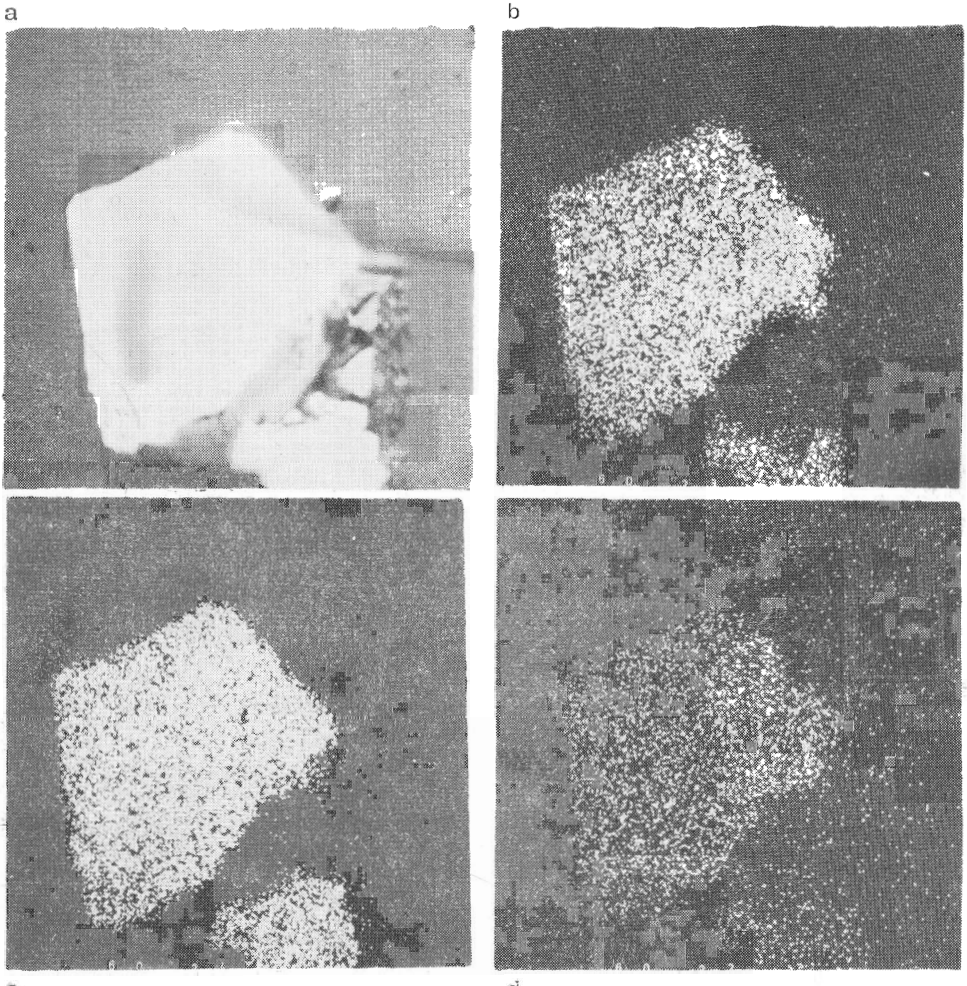
Pyrit je charakteristickým sprievodným minerálom scheelitu nielen v kre-



Obr. 7. Kremeňová žilovina so scheelitom zo štôlne Svätopluk v Dúbrave. Foto L. Osvald
a — pri dennom svetle, b — v ultrafialoovom svetle, biely je luminujúci scheelit
Fig. 7. Scheelite-bearing quartz vein filling from the Svätopluk adit of the Dúbrava deposit. Photo by L. Osvald, natural size
a — by daylight, b — in ultraviolett light. Whitish luminiscent grains of scheelite

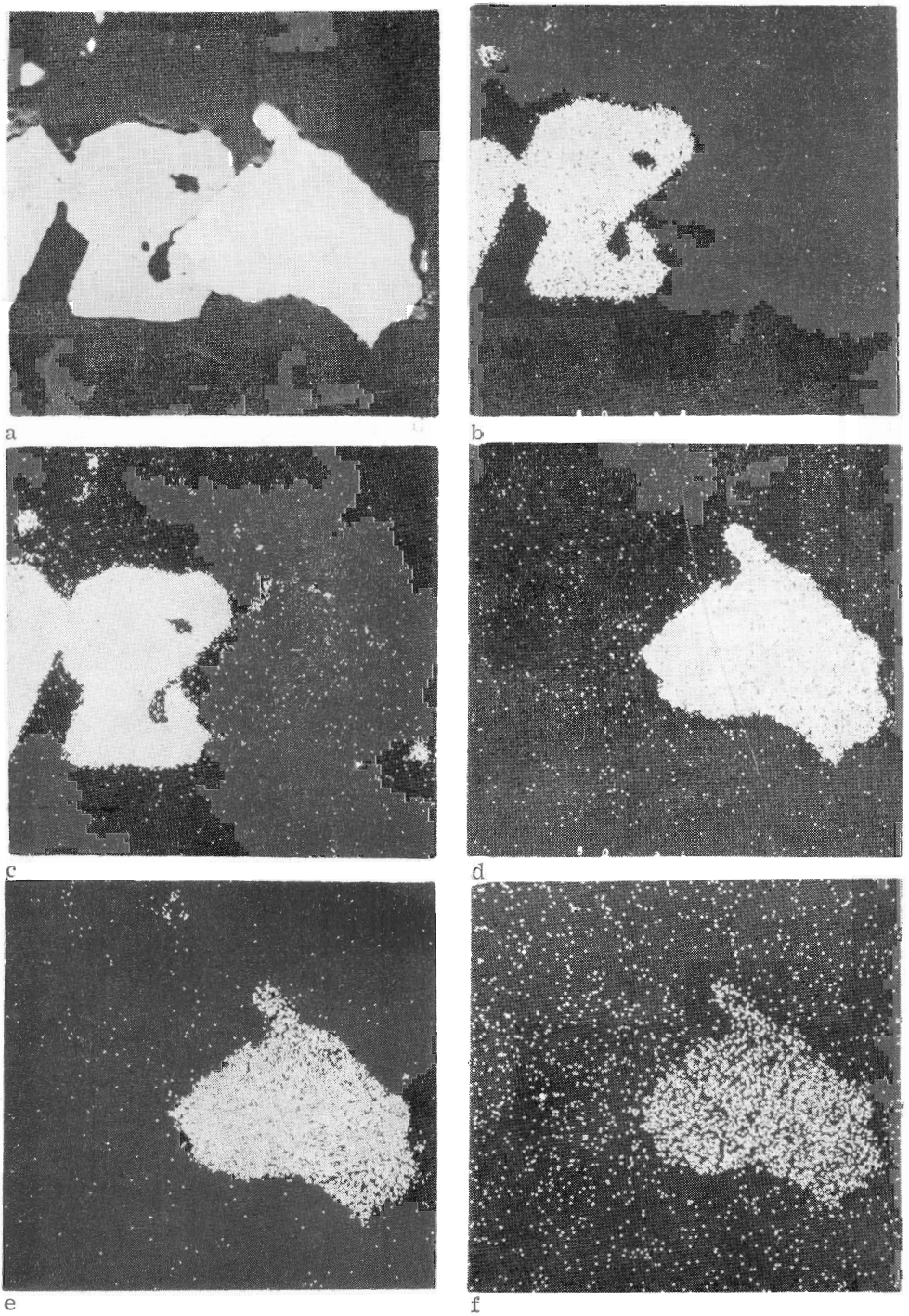


Obr. 8. Kremeňová žilovina so scheelitom zo štôlne Svätopluk v Dúbrave. Foto L. Osvald
a — pri dennom svetle, b — pri ultrafialovom svetle, biely je luminujúci scheelit
Fig. 8. Scheelite-bearing quartz vein filling from the Svätopluk adit of the Dúbrava deposit. Photo by L. Osvald, natural size
a — by daylight, b — in ultraviolet light. Whitish luminiscent grains of scheelite



Obr. 9. Kryštál scheelitu v kremeni zo štôlne Svätopluk so zvýšenou koncentráciou Ce. Zväčš. 600-krát, foto J. Krištín
a — kompozícia, b — distribúcia Ca Lα, c — distribúcia W Lα, d — distribúcia Ce Lα
Fig. 9. Scheelite crystall with elevated Ce content within quartz. Svätopluk adit on the Dúbrava deposit. Electron micrograph by J. Krištín, magn. 600. a — composition, b — distribution Ca Lα, c — distribution W Lα, d — distribution Ce Lα

Obr. 10. Vzťah scheelitu a pyritu v kremeni zo štôlne Svätopluk; scheelit má zvýšenú koncentráciu Ce. Zväčš. 300-krát, foto J. Krištín
a — kompozícia, b — distribúcia Fe Kα, c — distribúcia S Kα, d — distribúcia W Lα, e — distribúcia Ca Lα, f — distribúcia Ce Lα
Fig. 10. Relations of scheelite with elevated Ce content and pyrite within quartz. Svätopluk adit on the Dúbrava deposit. Electron micrograph by J. Krištín, magn. 300. a — composition, b — distribution Fe Kα, c — distribution S Kα, d — distribution W Lα, e — distribution Ce Lα


a
b
c
d
e
f

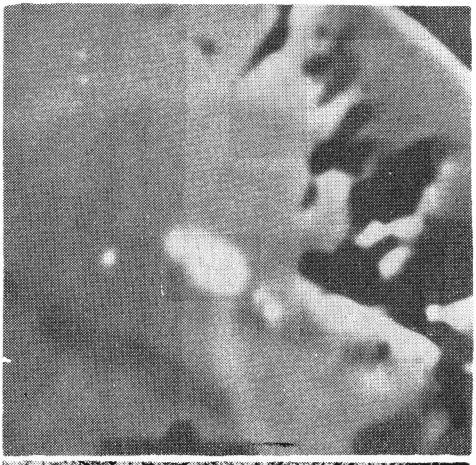
meňových žilkách, ale aj na puklinách v migmatitoch. V kremeni je vo forme hexaedrických kryštálov a zrnitých agregátov veľkých do niekoľkých cm. Asociácia prvkov v pyrite je podľa spektrálnej analýzy veľmi jednoduchá, pretože okrem zjavne heterogénnych litofilných prvkov sa zistil len zvýšený obsah medi. Elektrónovou mikrosondou a mikroskopicky sa v pyrite zistili inklúzie chalkopyritu a bizmutínu (obr. 11a, 11b). Vzťah medzi kryštálmi pyritu a scheelitu demonštruje obr. 10a, 10b, 10c, a 10e. Scheelit je idiomorfne obmedzený.

V kremeni sa pod mikroskopom našli aj inklúzie, ktoré sa podľa výsledkov elektrónovej mikrosondy interpretujú ako argentit (obr. 12a, 12b, 12 c).

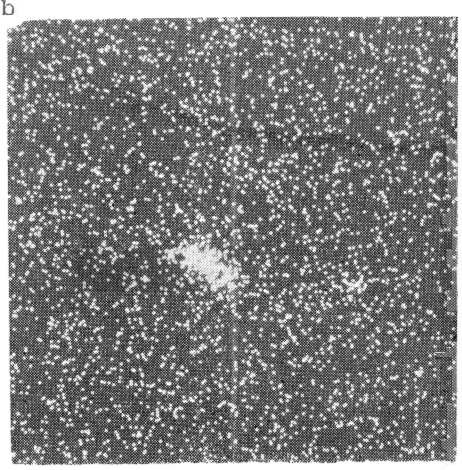
Chlorit vystupuje na okraji kremeňových žíl, kde pravdepodobne vytvára reakčné lemy (obr. 5).

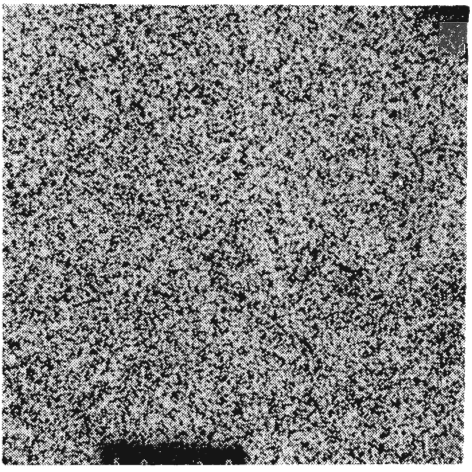
Hematit je v puklinách v kremeňových žilkách (obr. 5), čím je jeho pozícia vo veľkej miere obdobná ako pozícia scheelitu.

a

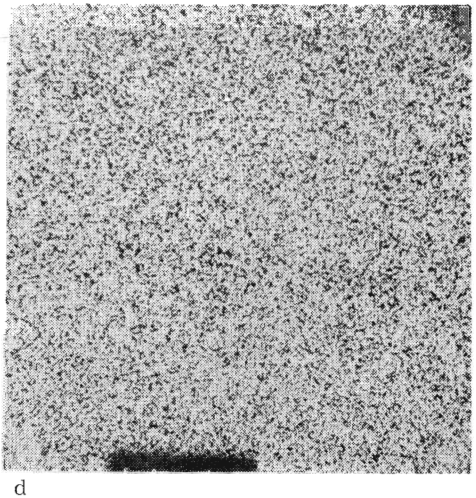


b



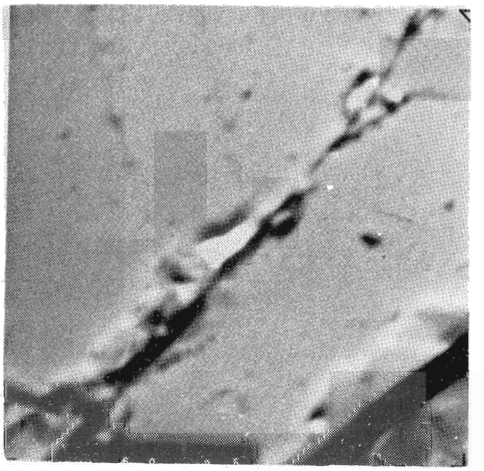


c

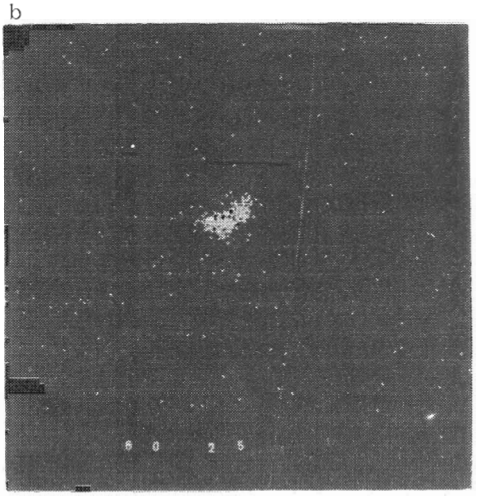


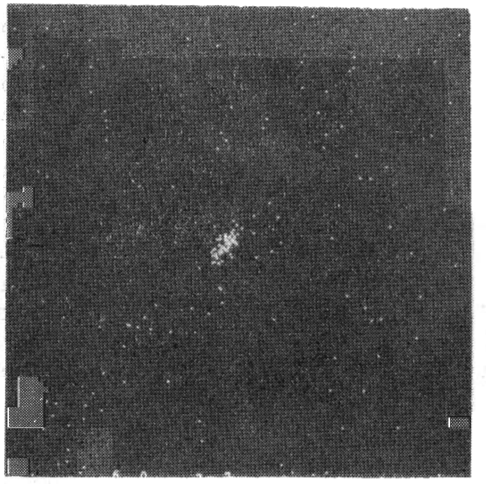
d

a



b





c

Obr. 12. Inklúzia argentitu na pukline v kremeni, štôlňa Rakytová. Zväčš. 1200-krát, foto J. Krištín
a — kompozícia, b — distribúcia Ag Lα, c — distribúcia S Kα

Fig. 12. Argentite inclusion on a fissure within quartz. Rakytová adit on the Dúbrava deposit. Electron micrograph by J. Krištín, magn. 1.200. a — composition, b — distribution Ag Lα, c — distribution S Kα

Výsledky a závery

Scheelit je nateraz z ložiska antimónových rúd Dúbrava známy na piatich miestach s celkovou plochou 1 km^2. Charakterizuje ho pomerne jednoduchá minerálna asociácia a geochemicky zvýšený obsah vzácnych zemín cériovej skupiny. Okrem toho možno podľa doterajších výsledkov geologického výskumu konštatovať, že

Obr. 11. Inklúzia bizmutínu v pyrite, štôlňa Rakytová. Zväčš. 2500-krát, foto J. Krištín
a — kompozícia, b — distribúcia Bi Lα, c — distribúcia S Kα, d — distribúcia Fe Kα

Fig. 11. Inclusion of bismuthite within pyrite. Rakytová adit. Electron micrograph by J. Krištín, magn. 2.500. a — composition, b — distribution Bi Lα, c — distribution S Kα, d — distribution Fe Kα

1. sa scheelit priestorovo viaže na žilky prevažne mliečnobieleho kremeňa a sprevádzajú ho charakteristické hniezda a zrnká pyritu, voči ktorému je v idiomorfnej pozícii,
2. žilky kremeňa a pukliny so scheelitom sú smeru Z—V a so sklonom na J, pretínajú pruhy migmatitov a scheelit sa našiel vo všetkých doteraz známych pruhoch migmatitov ložiska;
3. zrudnenie so scheelitom je mladšie ako kremeňovo-antimonitová asociácia a staršie ako minerálna asociácia sivý kremeň—pyrit—karbonát a barytovo-sulfidická minerálna asociácia a má od nich odlišný štruktúrny plán;
4. v kremeni sú inklúzie argentitu a v pyrite chalkopyritu a bizmutínu.

Distribúcia vzácnych zemín v scheelitoch je podľa M. A. Naučiteľa et al. (1977) dôležitým genetickým príznakom. Na základe výskumu distribúcie vzácnych zemín v scheelitoch v 135 vzorkách zo 73 ložísk rozličných genetických typov pomocou fotoluminiscencie a spektier röntgenovej luminiscencie títo autori vyčlenili dva typy ložísk (sledovali obsah Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Er, Tb). Scheelity zo skarnových, ako aj kremeňovo-scheelitovo-sulfidných žilníkových ložísk majú veľmi nízku koncentráciu vzácnych zemín, príp. úplne chýbajú. Naopak, ložiská scheelitov v polyformačných (polygénnych) kremeňových žilných typoch sa vyznačujú zvýšeným obsahom týchto prvkov. Preto podľa zvýšeného obsahu prvkov cériovej podskupiny v scheelite na antimónovom ložisku Dúbrava možno pri scheelite predpokladať polygénny spôsob vzniku. Takáto predstava dosť dobre korešponduje s predstavami R. Hölla (1976) o dvoch genetických typoch ložísk scheelitu vo Východných Alpách, a to 1. stratiformných (strata and time bound), viažúcich sa na staršie paleozoikum v metasedimentoch a metavulkanitoch relatívne pestrého zloženia; 2. žilných a impregnačných, priestorovo spätých s kremeňom, ako výsledok palingénnej regenerácie a anatektickej granitizácie paleozoických sedimentárno-vulkanogénnych súvrství s polohami obohatenými rozptýleným scheelitom. Pritom A. Maucher a R. Höll (1976) predpokladajú exhalačno-sedimentárnu cestu akumulácie scheelitu vo formácii Sb—W—Hg.

Výsledky výskumu pozície scheelitu na antimónovom ložisku v Dúbrave potvrdili predstavy o tom, že priestorové vzťahy zrudnenia Sb a W, korešpondujúce zároveň aj s nálezmi rumelky v ťažkej frakcii riečnych sedimentov, nie sú náhodné, ale môžu signalizovať úzke genetické vzťahy týchto prvkov. Volfrám (scheelit) s podstatne vyšším energetickým koeficientom kryštálovej mriežky v príslušných mineráloch migroval len na neveľkú vzdialenosť — nachádza sa v migmatitoch. Antimón sa pohyboval v oveľa širšom priestore — antimonit je skoncentrovaný hlavne v žilách v priestore granitoidov. Ortuť (rumelka) vo veľkej miere unikla mimo priestoru plášťa granitoidov.

Na záver ďakujeme RNDr. J. Krištínovi, CSc., za mimoriadnu ochotu pri výskume vzoriek pomocou elektrónovej mikroanalýzy.

Doručené 1. 9. 1978
Odporučil M. Böhmer

Böhmer, M. — Hvožďara, P. 1969: Výsledky šlichového výskumu z východnej časti Malej Magury. Manuskript — GÚUK, Bratislava. 120 s.
Čillík, I. 1972: Projekt geologickoprieskumných prác Čierny Balog W, Au. Manuskript — Geol. priesk. Sp. N. Ves.
Čillík, I. 1975: Štruktúrna schéma centrálnej časti tatroveporíd a rozmiestnenie prognóznych zásob rúd v obiasti. In: Problémy geológie a metalogenézy tatroveporíd. Banská Bystrica, s. 38—60.
Čillík, I. 1977: Metodika a výsledky vyhľadávania scheelitu v kryštaliniku na strednom Slovensku. Geol. průzk., č. 1, s. 9—12.
Čillík, I. 1978: Prognózy nerastných surovín v tatroveperidách stredného Slovenska. In: Teoretické základy prognoz nerostných surovin v ČSSR. Praha, s. 86—92.
Čillík, I. — Kubíny, D. — Michálek, J. 1973: Nízke Tatry. In: Projekt geologickoprieskumných prác. Manuskript — Geol. priesk. Banská Bystrica.
Čillík, I. — Kubíny, D. 1974: Štruktúrno-tektonická pozícia a prognózy ložísk antimonitu v Níz. Tatrách. Geol. průzk., č. 8. s. 227—230.
Hvožďara, P. 1967: Zlato-scheelitová mineralizácia v strednej časti Veporíd. Geol. práce, Spr. (Bratislava) 41, s. 167—172.
Hvožďara, P. 1971a: Štúdium zlatých mineralizácií niektorých jadrových pohorí Západných Karpát. [Kandidátska dizertačná práca.] PFUK Bratislava. 156 s
Hvožďara, P. 1971b: Indície vysokotermálnych Au—W-mineralizácií v tatroveporidách. Mineralia slov., 11.
Hvožďara, P. 1975: Príspevok k metalogenéze tatroveporíd. In: Problémy geológie a metalogenézy tatroveporíd. Banská Bystrica.
Hvožďara, P. 1977: Príspevok k metalogenéze veporidného kryštalinika. In: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát. Bratislava.
Höll, R. 1976: The strata bound ore Deposits in the Eastern Alps. Handbook of strata bound and Stratiform ore Deposits, Amsterdam, Elsevier, pp. 477—503.
Kantor, J. — Eliáš, K. 1963: Nález scheelitu na rudných žilách v Banskej Štiavnici, Hodruši a Vyhniach. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 27.
Kantor, J. 1965: Tungsten in the West Carpathian metallogenetic province. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 36, pp. 199—217.
Koděra, M. 1962: Správa o výskyte scheelitu vo Vyhniach a v Banskej Štiavnici. Čas. pro mineral. geol., s. 443.
Maucher, A. 1965: Die Antimon—Wolfram—Quecksilber—Formation und ihre Beziehungen zu Magmatizmus und Geotektonik. Freiberg. Forsch., H. C., 186, S. 173—187.
Maucher, A. 1976: The strata-bound Cinnabar-Stibnite-Scheelite deposits. Handbook of strata-bound and stratiform ore deposites. Amsterdam, Elsevier, pp. 162—170.
Michálek, J. 1977: Štruktúrno-ložiskové pomery dúbravského Sb-žilníka. [Rigorózna práca.] Manuskript — PFUK, Bratislava.
Michálek, J. 1977: Štruktúrno-ložisková schéma dúbravského žilníka a metodika vyhľadávania a prieskumu Sb-rúd na ložisku. In: Ložiskotvorné procesy Západných Karpát, s. 199—207.
Mikoláš, S. 1977: Drobnotektonická analýza ložiska Lipt. Dúbrava. Manuskript — Geol. priesk. Žilina.
Naučiteľ, M. A. et al. 1977: Tipomorfnoje značenije luminiscencii šelitov. In: Novyje dannyje o typomorfizme mineralov i mineraľnych asociacij. Moskva, s. 85—86.
Slavkay, M. 1971: Vzťah niektorých nízkotatranských antimonových ložísk ku geologickým štruktúram. Mineralia slov., č. 9, s. 5—22.

Scheelite on the Dúbrava antimony deposit, Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia)

IVAN ČILLÍK — PAVEL HVOŽĎARA — JOZEF MICHÁLEK

A conscious panning prospection for scheelite motivated by A. Maucher's (1965, 1976) results on the antimony—tungsten—mercury ore formation of the Eastalpine crystalline led to the discovery of scheelite crystalls and aggregates on the Dúbrava antimony deposit. At the same time, a strong spatial dependence of scheelite occurences on antimony ore manifestations has been stated in the Nízke Tatry Mts. crystalline.

Scheelite associating with pyrite occurs in milky-white quartz veins on the deposit. It is known to occur until only along parallel belts of migmatite. In reaction rims of quartz veins, except of pyrite also chlorite is present. Scheelite is accompanied on fissures by haematite. Inclusions of chalcopyrite and bismuthite occur within pyrite and tiny argentite inclusions are scattered within the quartz vein filling.

For practical purposes, the following mineral assemblages were delimited being related to independent structural systems of the repeatedly tectonized and mineralized ore belt:

— quartz (white to rose) — antimonite,
— quartz (white) — scheelite — pyrite,
— quartz (grey to dark-grey) — pyrite, carbonate and
— barytes — sulphide.

Scheelite occurs mostly as idiomorphous crystalls and aggregates. Its elevated RE content of the cerium group is typical. The position of the quartz — scheelite — pyrite assemblage and geochemical pecularities of the scheelite are in good accordance with geochemical results obtained from scheelite of polygenic origin by M. A. Nauchitely (1977) or even with R. Höll — A. Maucher's notion over the origin of Eastalpine scheelite deposits. Results may serve as a base for the idea of polygenous origin for such mineral assemblages representing the thermodynamically stable end member of an originally exhalative-sedimentary antimony—tungsten—mercury ore formation. Scheelite-bearing quartz veins originated probably in the course of regional metamorphic processes affecting the Nízke Tatry Mts. crystalline area.

Preložil I. Varga

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *327—342*, Bratislava

Geologické pomery ložiska ortuťových rúd Veľká studňa

(5 obr. a 2 tab. v texte)

JURAJ KNÉSL*

Геология ртутного месторождения Велька студня

Восточная часть месторождения Велька студня была разведена комбинацией буровых скважин и горных работ. Оруденение имеет вкрапленно прожилковый характер. Распределение киновари крайне неравномерное. Минерализация связанна исключительно с палеогенными породами. Промышленное значение имеет оруденение в палеогенных песчаниках.



The geology of the Veľká studňa mercury ore deposit

The Veľká studňa mercury ore deposit is formed by two orebodies. The orebody Veľká studňa — East was investigated by means of surface drilling and underground mining-works. The principal mineralization appears as fine impregnations and small stockwork nests in the rock. The mineralization is formed almost exclusively by cinnabar, and its distribution is extremely irregular within the orebody. Mineralization occurs only in Early Cenozoic rocks. The ore archieves economic significance in beds of calcareous sandstone.

Ložisko monometalických ortuťových rúd Veľká studňa je súčasťou malachovského ortuťonosného poľa, najnižšej štruktúrno-metalogenetickej jednotky oblasti stredoslovenských neovulkanitov. Pre priestor poľa, rozkladajúci sa na východnom okraji Kremnických vrchov západne od Banskej Bystrice na rozlohe približne 100 km^2, je charakteristický rad výskytov a indícií ortuťovej mineralizácie, ktorých spoločným znakom je analogická štruktúrna pozícia a charakter zrudnenia.

Ortuťová mineralizácia poľa bola predmetom kutacích a exploatačných prác už koncom 14. storočia, banícka činnosť tu zanikla počiatkom 19. storočia.

* Ing. Juraj Knésl, Geologický prieskum, n. p., Spišská Nová Ves, Geol. oblasť Banská Bystrica, 974 00 Banská Bystrica.

Archívne materiály pre súčasné prieskumné práce súhrnne spracoval A. Bergfest (1956) a J. Bernáth (1968).

Výskumné a prieskumné geologické práce v priestore poľa možno v podstate rozdeliť do troch etáp. Vyvrcholením 1. etapy (zahŕňajúcej nesystematický, prevažne mineralogický výskum od 2. polovice 19. storočia) je práca M. Kuthana (1942), obsahujúca okrem základnej geologickej a ložiskovej charakteristiky ortuťových výskytov aj detailné zhodnotenie starších výskumov a podrobný súpis príslušnej literatúry.

2. etapa prác sa týka základného geologického výskumu v povojnovom období a jeho výsledky sú vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 50 000, list Banská Bystrica (J. Jaroš et al. 1966) a vo vysvetlivkách ku geologickej mape 1 : 25 000, listy Malachov a Kováčová (J. Forgáč et al. 1975).

Do 3. etapy zaraďujeme práce Geologického prieskumu Spišská Nová Ves zamerané na vyhľadávanie a overovanie priemyselných akumulácií ortuťových rúd poľa. Sem patria aj práce bývalého Západoslovenského rudného prieskumu v okolí opustených ortuťových výskytov Pri jazere a Nemecký vrch (I. Čillík 1957, 1963). Systematický vyhľadávací prieskum sa v oblasti uskutočňuje od roku 1965 (J. Knésl et al. 1967, 1973, 1976, 1977).

Stručná geologickoložisková charakteristika malachovského poľa

Na geologickej stavbe poľa sa zúčastňujú horniny krížňanského a chočského príkrovu, príkrovu Drienka, paleogénneho súvrstvia a vulkanického komplexu s vulkanogénno-sedimentárnym súvrstvím na jeho báze. Zatiaľ čo povrch západnej časti poľa budujú takmer výlučne horniny vulkanického komplexu, vo východnej časti vystupujú na povrch aj horniny vulkanického podložia.

Prehľad základných petrografických, litologických a stratigrafických pomerov je v tab. 1 (J. Knésl et al. 1976). Vulkanický komplex sa predbežne paralelizuje s vulkanitmi centrálnej časti Kremnických vrchov (J. Lexa 1971, 1976).

Petrografická, litologická a stratigrafická charakteristika malachovského poľa

Tab.1

Petrograficko-litologická charakteristika	Vek	Typický výskyt
Krížňanský príkrov		
pieskovce, bridlice, zlepence, kremence	verfén	Riečka
vápence s kryštalickým kalcitom	anis	Tajov
vápence, dolomitický vápenec	ladin	Tajov
dolomit, miestami brekciovitej textúry a piesčitého rozpadu	karn — nór	Vysočina
pieskovce, piesčité bridlice, droby	karn	Vysočina
pestré slienité bridlice s vložkami dolomitu (karpatský keuper)	anis — nór	Vápený potok
vápence s vložkami slienitých bridlíc	rét — sp. lias	Tajov-Kalvária
hrubolavicovitý vápenec s krinoidovým vápencom	stredný až vrchný lias	Tajov-Kalvária
doskovitý vápenec s polohami rohovcovitého vápenca	doger až sp. malm	Tajov-Kalvária

Petrograficko-litologická charakteristika	Vek	Typický výskyt
krinoidový vápenec	doger — malm	Tajov-Kalvária
masívny vápenec	malm	Tajov-Kalvária
slienitý bridličnatý vápenec	vrchný malm	Tajov-Kalvária
výrazne vrstvovitý bridličnatý vápenec	titón	Tajov-Kalvária
Chočský príkrov		
dolomit miestami brekciovitej textúry a piesčitého rozpadu, lokálne sekundárna silicifikácia	anis — nor	V. studňa, Trávny Ždiar, Hor. Pršany
vápence, dolomitický vápenec, polohy pestrých slienitých bridlíc	karn	V. studňa
pieskovce a piesčité bridlice, vložky dolomitu (lunzské vrstvy)	ladin	Mútno
vápence s kryštalickým kalcitom	rét	Vápený potok
Príkrov Drienka		
kremenec, kremitý zlepenec	perm	Flos
kremitý pieskovec	perm	Flos
pestré bridličnaté súvrstvie	perm	Kremnička
Paleogénne súvrstvie		
slabo súdržný bazálny hrubozrnný zlepenec a brekcie s ílovitým tmelom	str. eocén	V. studňa
karbonatický pieskovec, miestami rozpadavý, s laterálnou fáciou rozpadavých dolomitických brekcií	str. eocén	V. studňa
polymiktný numulitový zlepenec	str. eocén	V. studňa
piesčitý ílovec	str. eocén	V. studňa
Vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie		
tufitické horniny s variabilným obsahom piesčitej a ílovitej zložky, prítomnosť exotického materiálu na báze súvrstvia, výskyty lignitického uhlia	eger až vrchný karpat?	V. studňa D. skala, Trávny Ždiar
Vulkanický komplex		
pyroxén až pyroxenicko-amfibolický andezit — dajky (relikty lokálnych vulkanických centier), prúdy, zbrekciovatené prúdy, pyroklastiká (prechodná až externá zóna). Analógia s formáciou Zlatej studne?	báden až sarmat?	V. studňa Králiky

Mezozoické horniny postihla intenzívna vrásová tektonika alpínskych orogénnych procesov, mladšie horniny deformovalo niekoľko fáz radiálnych tektonických pohybov zasahujúcich aj do mezozoického podložia. Tektonická stavba poľa je veľmi komplikovaná. Rozsah paleogénnej sedimentácie a recentné povrchové rozšírenie hornín výrazne ovplyvnila mladá priečna tektonika. Rozhodujúcu úlohu pri formovaní základnej štruktúrnej stavby poľa zohrali zlomové línie smeru SV—JZ, ďalšie smery (SZ—JV, S—J) vytvárajú poruchové pásma nižšieho radu.

Typickým znakom poľa je mineralogická monotónnosť. Rumelkovú mineralizáciu, vyskytujúcu sa na viacerých miestach poľa, v podradnom množstve sprevádza pyrit, markazit a arzenopyrit. V severnej okrajovej časti poľa (Farbená pri obci Králiky, Baničky pri Tajove) vystupuje arzénová mineralizácia samostatne v podobe realgáru a auripigmentu.

Pri vzniku a lokalizácii ortuťovej mineralizácie boli rozhodujúce štruktúrne a litologické podmienky. Všetky doteraz známe výskyty a indície Hg sa viažu na blízkosť výrazných poklesových pásiem smeru SV—JZ (obr. 1), pozdĺž ktorých nastával prívod ortuťonosných roztokov z väčšej hĺbky do vlastných priestorov výskytov. Tieto roztoky komunikovali po diagonálnych poruchových zónach nižšieho radu, ich obsah sa usadzoval v tektonicky deformovanom (rozpukanom, drvenom) prostredí, ktoré tvorili prevažne paleogénne psefity a psamity. Priamu genetickú súvislosť mineralizácie s vulkanickými procesmi doterajšie práce zatiaľ jednoznačne nepreukázali (J. Knésl 1977).

Najpreskúmanejším a najperspektívnejším výskytom Hg-rúd poľa je ložisko Veľká studňa. Z ďalších výskytov je najnádejnejšia lokalita Nemecký vrch, Dolná skala a okolie starého ložiskového výskytu Pri jazere. Z preskúmaných nebilančných výskytov je zaujímavá lokalita Trávny Ždiar, na ktorej sa puklinová mineralizácia rumelky viaže na tektonicky porušený dolomit chočského príkrovu.

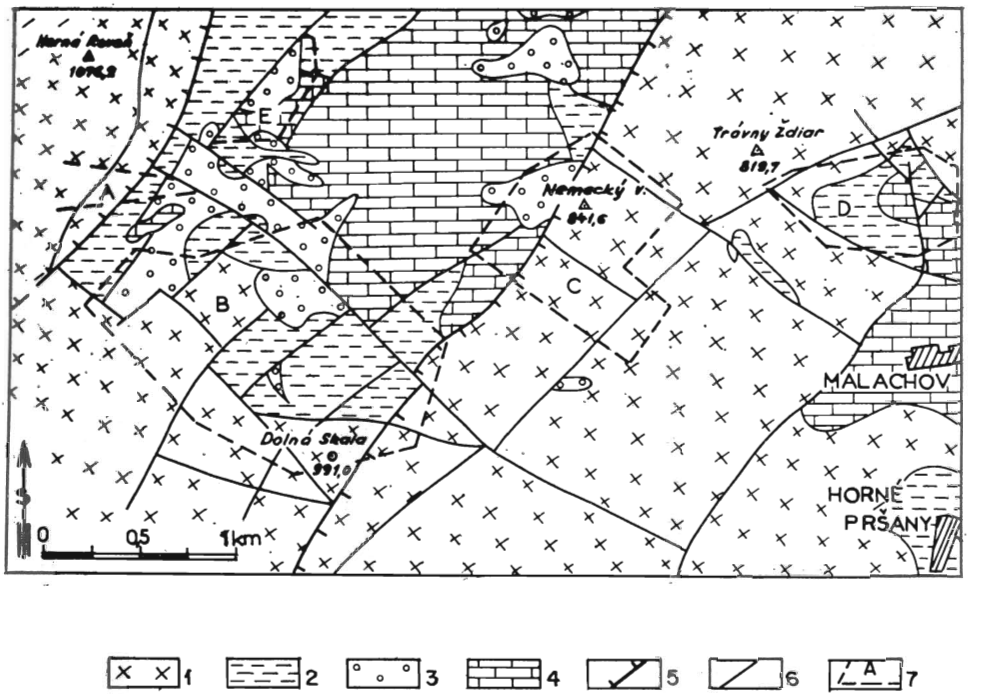
Obdobne ako v iných vulkanických pohoriach s vulkanogénno-sedimentárnym súvrstvím na báze vulkanického komplexu je aj pre oblasť malachovského poľa charakteristická prítomnosť rozsiahlych prejavov svahových deformácií. Svahové pohyby (plošné aj blokové) sú príčinou veľkých ťažkostí pri realizácii a interpretácii prieskumných prác a nepriaznivo ovplyvnia banskotechnické podmienky v budúcnosti predpokladanej ťažby.

Geologická stavba ložiska Veľká studňa

Ložisko rumelky Veľká studňa predstavuje typové ložisko malachovského poľa. Prieskumnými prácami sa bližšie preskúmala jeho východná časť (východné rudné teleso), a to nepravidelnou sieťou povrchových vrtov. Výsledky sa overili kombináciou podzemných banských prác a podzemných malojadrových vrtov. Rozsah a kvalita zrudnenia západnej časti ložiska (západné rudné teleso) sa v súčasnosti skúma povrchovými sieťovými vrtmi.

Na geologickej stavbe ložiska sa zúčastňujú kvartérne pokryvy, neogénny vulkanický komplex, vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie na báze vulkanického komplexu, paleogénne súvrstvie a mezozoikum.

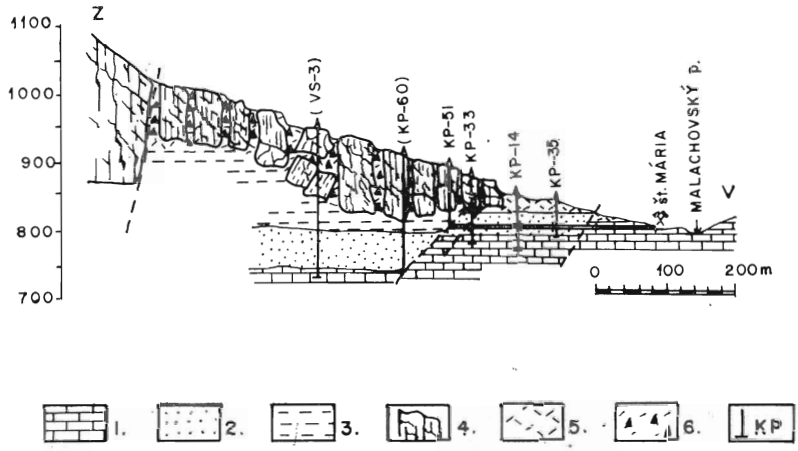
Hrúbka kvartérnych pokryvov v okolí ložiska sa pohybuje od 2 do 10 m, v miestach dejekčných kužeľov pri pätách svahov až do 20 m. V oblasti budovanej vulkanickým komplexom je to typická deluviálna hlina, ktorú tvorí



Obr. 1. Poloha hlavných ortuťonosných výskytov v centrálnej časti malachovského poľa (J. Knésl 1976)
1 — vulkanický komplex, 2 — vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie, 3 — paleogénne súvrstvie, 4 — mezozoikum, 5 — hlavné tektonické pásma, 6 — podružné tektonické pásma, 7 — ortuťonosné výskyty:
A — ložisko Veľká studňa, B — ložiskový výskyt Dolná skala — Pri jazere, C — Nemecký vrch, D — Trávny Ždiar, E — Králický ortuťový vrch

Fig. 1. The situation of the main mercury occurences within the central part of the Malachov ore field
1 — volcanic complex, 2 — volcanic-sedimentary strata, 3 — Early Cenozoic strata, 4 — Mesozoic rocks, 5 — main faults, 6 — other faults, 7 — occurences of mercury ore:
A — Veľká studňa deposit, B — Dolná skala — Pri jazere occurence, C — Nemecký vrch, D — Trávny Ždiar, E — Králický ortuťový vrch

ílovito-piesčitá hmota s veľkým podielom balvanitého vulkanického materiálu. V priamom nadloží vulkanogénno-sedimentárneho a paleogénneho súvrstvia je to ílovito-piesčitá hlina s gravitačne premiestneným vulkanickým materiálom a s úlomkami karbonátov, kremeňa a kremenca. Svahy nachodiace sa v priamom nadloží západného rudného telesa sa vyznačujú charakteristickým vývojom blokových polí (J. Malgot — T. Mahr 1977, obr. 2) s morfologicky výrazne členeným reliéfom. V dolnej časti svahov v nadloží východného rudného telesa sa rozprestiera takmer súvislý pás zosuvov plošného, čiastočne aj prúdovitého a frontálneho tvaru a maximálnej hrúbky do 10 m (J. Malgot — T. Mahr 1977).



Obr. 2. Pozdĺžny schematický rez blokovým poľom (J. Malgot 1977)
1 — mezozoický vápenec a dolomit, 2 — paleogénny pieskovec, 3 — paleogénny ílovec, 4 — bloky neogénneho andezitového komplexu, 5 — zosuvné teleso, 6 — úlomky blokov, 7 — ložiskové vrty

Fig. 2. The longitudinal schematic section through the landslide field
1 — Mesozoic limestones and dolomites, 2 — Early Cenozoic sandstones, 3 — Early Cenozoic shales, 4 — blocks of Late Cenozoic andesite complex, 5 — landslide body, 6 — debris of blocks, 7 — bore-holes

Vulkanický komplex buduje nadložie západného rudného telesa. Tvoria ho výhradne produkty andezitového vulkanizmu, ktorého centrálna zóna je pravdepodobne v priestore na SZ od ložiska. Skladá sa z vulkanoklastických andezitových hornín (pyroklastiká, príp. autoklastiká pyroxenických a pyroxenicko-amfibolických andezitov prevažne chaotického usporiadania). Efuzívne, zriedkavo aj hypoabysálne formy vulkanizmu sú tu zastúpené prúdovitými telesami zbrekciovatených andezitových láv, prúdmi pyroxenicko-amfibolického andezitu a dajkovitými telesami pyroxenicko-amfibolického andezitu. Okrem prejavov hypergénnych procesov v zóne zvetrávania (limonitizácia súčiastok) možno vo výbrusoch týchto hornín pozorovať iba málo výrazné prejavy sekundárnych premien (chloritizácia a sericitizácia tmavých minerálov, kaolinizácia živcov). Výraznejšie prejavy sekundárnej alterácie vulkanických hornín sa doteraz z okolia ložiska nezaregistrovali.

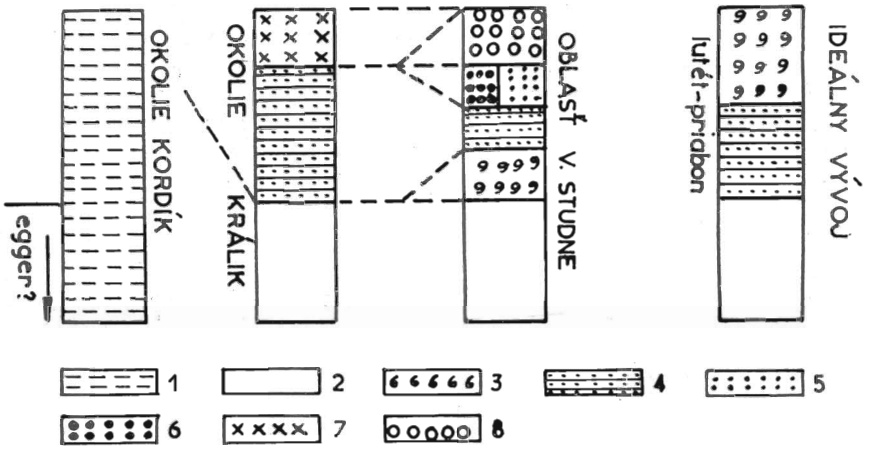
Stratigrafické postavenie vulkanitov ešte nie je jednoznačne vyriešené. Podľa analógie s ďalšími časťami pohoria možno vulkanický komplex zaradiť do vrchného bádenu až sarmatu (J. Knésl et al. 1973). Aplikáciou litofaciálnych výskumov vulkanických formácií v kremnickom poli (J. Lexa 1976) možno vulkanity ložiska predbežne paralelizovať s vulkanickou formáciou Zlatej studne, stratigraficky zaradenej do bádenu.

Mocnosť vulkanitov v priamom nadloží západného rudného telesa nepresahuje 150 m, drobné dajkovité telesá andezitov sú kontrolované poklesovými tektonickými líniami smeru SV—JZ.

Na báze vulkanického komplexu je vyvinuté vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie, ktorého mocnosť sa v priestore ložiska pohybuje okolo 40 m. Se-

verne od ložiska, v okolí obce Kordíky (J. Forgáč et al. 1975), mocnosť tohto súvrstvia prevyšuje 200 m. Súvrstvie tvoria ílovito-piesčité tufitické horniny variabilnej petrografickej a litologickej charakteristiky. Uloženie súvrstvia je spravidla horizontálne, otázka jeho bližšieho stratigrafického postavenia nie je ešte jednoznačne doriešená. Mikropaleontologickými pozorovaniami (E. Planderová 1972, in J. Knésl et al. 1973) sa v súvrství zistila prítomnosť egerskej, väčšinou preplavenej mikrofauny. M. Pulec (in J. Forgáč et al. 1975) zistil v tomto súvrství v okolí obce Kordíky aj prítomnosť vrchnooligocénnej mikrofauny, čo by mohlo znamenať podstatnú zmenu v doteraz bežných náhľadoch na stratigrafické postavenie nielen tohto súvrstvia, ale aj vlastného vulkanického komplexu. Súvrstvie predbežne zaraďujeme do egeru až vrchného karpatu (J. Knésl et al. 1977). Typickým znakom rozličných vertikálnych úrovní súvrstvia je prítomnosť šošoiek a vložiek lignitického uhlia a reliktov zuhoľnatených rastlín. V bazálnych častiach súvrstvia sa vyskytuje exotický materiál v podobe valúnov a neopracovaných úlomkov kremeňa, kremenca a karbonátov.

V podloží vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia je súvrstvie paleogénu, ktorého mocnosť sa v oblasti ložiska pohybuje od 20 do 50 m. Jeho vek (paleontologicky doložený numulitovou faunou) je strednoeocénny (lutét až priabón). Súvrstvie je petrograficky aj litologicky veľmi rôznorodé (obr. 3), čo poukazuje na stály pohyb príbrežnej línie paleogénnej panvičky a na rýchlu



Obr. 3. Litologicko-petrografická charakteristika paleogénu v malachovskom poli (J. Knésl 1976)
1 — slienitý ílovec, 2 — piesčitý ílovec, 3 — numulitový zlepenec, 4 — karbonatický pieskovec, 5 — tektonicky drvený karbonatický pieskovec, 6 — tektonicky drvené karbonatické brekcie, 7 — nesúdržný hrubozrnný bazálny zlepenec, 8 — polymiktný bazálny zlepenec a brekcie

Fig. 3. The lithological and petrographical characteristics of Paleogene strata within the Malachov ore field
1 — marl shale, 2 — sandstone shale, 3 — nummulitic conglomerate, 4 — calcareous sandstone, 5 — tectonic crushed calcareous sandstone, 6 — tectonic crushed carbonatic breccia, 7 — cohesionless rough base conglomerate, 8 — heterogeneous base conglomerate and breccia

zmenu úrovne vodnej hladiny počas sedimentácie. Vo východnej časti ložiska vystupujú paleogénne horniny priamo na povrch, v západnej časti ich prekrýva vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie a horniny vulkanického komplexu.

Na základe petrograficko-litologickej charakteristiky súvrstvia (J. Knésl et al. 1973) sa v ňom vyčlenili štyri litofaciálne jednotky. Vrchnú časť súvrstvia buduje piesčitý ílovec s nerovnakým podielom piesčitej zložky. Jeho maximálna mocnosť dosahuje 15 m, uloženie je takmer horizontálne. Typická je prítomnosť šošovkovitých vložiek pieskovca a jemnozrnného zlepenca veľmi nepravidelného rozmiestnenia, hlavne v strednej a spodnej časti ílovca. Ohraničenie ílovca voči nadložným horninám vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia nie je pre obdobný litologický charakter príliš zreteľné. Nie je vylúčené (J. Knésl et al. 1977), že vrchná časť ílovca stratigraficky siaha aj do oligocénu.

V podloží fácie ílovca je vyvinutý polymiktný strednozrnný až jemnozrnný numulitický zlepenec s prevahou karbonatického materiálu. Maximálna hrúbka zlepenca v priestore ložiska je 15 m a v podstate predstavuje najstálejší paleogénny horizont, relatívne výrazne ohraničený voči pelitickému nadloží. Obdobne ako v ílovci aj v zlepenci sú vyvinuté šošovkovité polohy litologicky odlišných hornín (pelitu a psamitu). Uloženie stropu zlepenca je pomerne stále (okolo 300°, so sklonom do 10° na SV).

V podloží zlepenca je uložený strednozrnný až jemnozrnný karbonatický pieskovec s častým, väčšinou plynulým prechodom do aleuritického pieskovca a s nepravidelnými polohami ílovca a zlepenca. Hrúbka pieskovca kolíše od 5 do 20 m, jeho charakteristickým znakom je miestami výrazná sekundárna rozpadavosť, vyvolaná tektonickými pohybmi. Miestami (západná časť východného rudného telesa) je v spodnej časti pieskovca poloha drobnozrnných, tektonicky drvených karbonatických (prevažne dolomitických) brekcií. Nie je vylúčené (D. Blaško 1978), že sa takéto brekcie vyskytujú aj v iných častiach malachovského poľa, kde sa doteraz pokladali za horniny mezozoika.

Bázu paleogénneho súvrstvia ložiska tvoria slabo spevnené hrubozrnné zlepencovité až brekciovité horniny skladajúce sa z málo opracovaných úlomkov a balvanov karbonátov (prevažne vápenca) tmelených ílovito-slienitou hmotou pestrofarebných odtieňov. Nízka súdržnosť, nepravidelná mocnosť a petrografická rôznorodosť materiálu svedčia o tom, že najpravdepodobnejšie ide o pribrežné sedimenty paleogénu. Ich petrografické zloženie je verným odrazom charakteru mezozoického podložia v blízkosti ich vzniku.

V podloží paleogénneho súvrstvia je mezozoikum chočského príkrovu, ktorého mocnosť na ložisku presahuje 250 m a ešte nebola prevŕtaná. Na vlastnom ložisku je mezozoikum budované súvrstvím tektonicky porušeného vápenca s hojnými žilkami kryštalického kalcitu a s početnými vložkami pestrých vápnitých bridlíc, najmä v hornej časti súvrstvia. V blízkom severnom a južnom okolí ložiska vrchnú časť mezozoika budujú piesčito sa rozpadajúce dolomitické horniny. Stratigrafické rozpätie chočského mezozoika je preukázané mikropaleontologicky (M. Vedejová 1972, in J. Knésl et al. 1973) a siaha od anisu po nór, vápenec ložiska je ladinského veku.

Opis ložiska

Formáciu monometalických ortuťových rúd v priestore malachovského poľa zastupujú výskyty vytvárajúce samostatné ortuťonosné štruktúry (zóny).

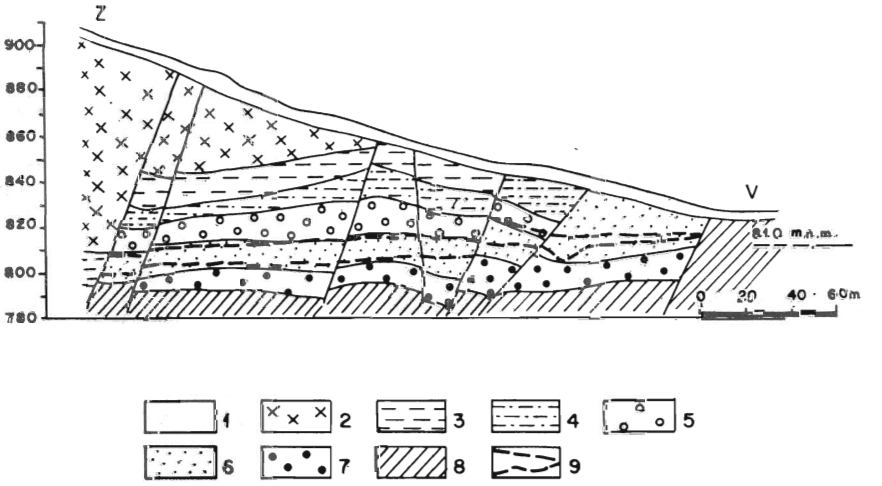
V rámci štruktúr (Trávny Ždiar, Nemecký vrch, Dolná skala, Pri jazere, Veľká studňa) ortuťové zrudnenie vytvára jednotlivé rudné telesá, v ktorých smerný rozsah limitujú tektonické poklesové línie smeru SV—JZ.

Východná časť ložiska Veľká studňa (obr. 4) je súčasťou rovnomennej ortuťonosnej štruktúry, ktorú vzhľadom na jej preskúmanosť, perspektívy a geologickoložiskovú charakteristiku možno pokladať za typovú ortuťonosnú štruktúru poľa (J. K n é s l 1977).

Zrudnenie ložiska tvorí rumelka sprevádzaná malým množstvom pyritu, markazitu a arzenopyritu. Rudná mineralizácia v podobe nepravidelných impregnácií a žilníkov, ktoré miestami vytvárajú hniezda a zhluky bohatej rudy, sa takmer výlučne viaže na rozpadavý karbonatický pieskovec, príp. na polohu karbonatických brekcií v jeho spodnej časti. Zrudnenie vyskytujúce sa v paleogénnom zlepenci vytvára takmer výlučne puklinové formy.

Zrudnenie vo východnej časti ložiska je samostatným rudným telesom a jeho tvar možno veľmi zjednodušene interpretovať ako dosku pretiahnutú smerom V—Z. Teleso má takmer horizontálne uloženie, malé vertikálne rozdiely v rozmiestnení rudnej zložky zapríčinila porudná poklesová tektonika.

Na východe rudné teleso ohraničuje poklesová línia smeru SV—JZ. Ortu-



Obr. 4. Schematický pozdĺžny rez ložiskom Veľká studňa — východ (J. K n é s l 1977)
1 — kvartérna hlina, 2 — andezitový komplex, 3 — vulkanogénno-sedimentárne súvrstvie, 4 — paleogénny ílovec, 5 — paleogénny zlepenec, 6 — paleogénny karbonatický pieskovec, 7 — hrubozrnný bazálny paleogénny zlepenec a brekcia, 8 — mezozoický vápenec a dolomit, 9 — priebeh rudného telesa

Fig. 4. The schematic longitudinal section through the Veľká studňa — East deposit
1 — Quarternary soils, 2 — andesite complex, 3 — volcanic-sedimentary strata, 4 — Early Cenozoic shales, 5 — Early Cenozoic conglomerates, 6 — Early Cenozoic calcareous sandstone, 7 — Early Cenozoic rough base conglomerate and breccia, 8 — Mesozoic limestone and dolomite, 9 — shape of ore-body

fonosné súvrstvie, ktoré sa pôvodne nachádzalo v podložnej, vyzdvihnutej kryhe poruchy, bolo oddenudované. Západný okraj rudného telesa tvorí výrazná poklesová línia smeru SV—JZ, pozdĺž ktorej západné pokračovanie rudonosného súvrstvia oproti východnému rudnému telesu pokleslo v priemere o 30 m. Líniu možno pokladať za hlavnú prívodnú štruktúru celého ložiska. Pozdĺž nej vo viacerých časových fázach vznikali a obnovovali sa priečne zlomy.

Impregnačno-žilníkové zrudnenie má všesmerný charakter a výraznú väzbu na lokálne litologické faktory. Optimálnym prostredím na vyzrážanie rumelky z ortuťonosných roztokov bol karbonatický pieskovec a dolomitické brekcie paleogénneho súvrstvia. Významnú úlohu pri formovaní vhodného litologického prostredia zohrali tektonické pohyby, ktorých účinkom vznikol rozpadavý pieskovec a dolomitické brekcie.

Z paleogénneho ílovca ani z bazálnych hrubozrnných hornín paleogénu sa prítomnosť ortuťovej mineralizácie nekonštatovala. Rozhodujúcim litologickým makrofaktorom v rámci ložiska je prítomnosť paleogénneho pelitu v nadloží zlepenca a pieskovca, rozhodujúcimi litologickými mikrofaktormi, výrazne ovplyvňujúcimi vznik a priestorové rozmiestnenie polôh bohatých rúd v rudnom telese, je prítomnosť vložiek ílovca vnútri pieskovca.

Mocnosť zrudnenia vo východnom rudnom telese kolíše od 2 do 20 m, v západnom od 1 do 10 m. Rozmiestnenie rudnej zložky v telesách je krajne nerovnomerné (obr. 5). Kovnatosť tzv. hluchých úsekov vnútri telies sa pohybuje okolo 0,01 % Hg, celkovú priemernú kovnatosť telies výrazne ovplyvňuje prítomnosť bohatých hniezd rudy, ktorých kovnatosť presahuje aj 1,0 % Hg.

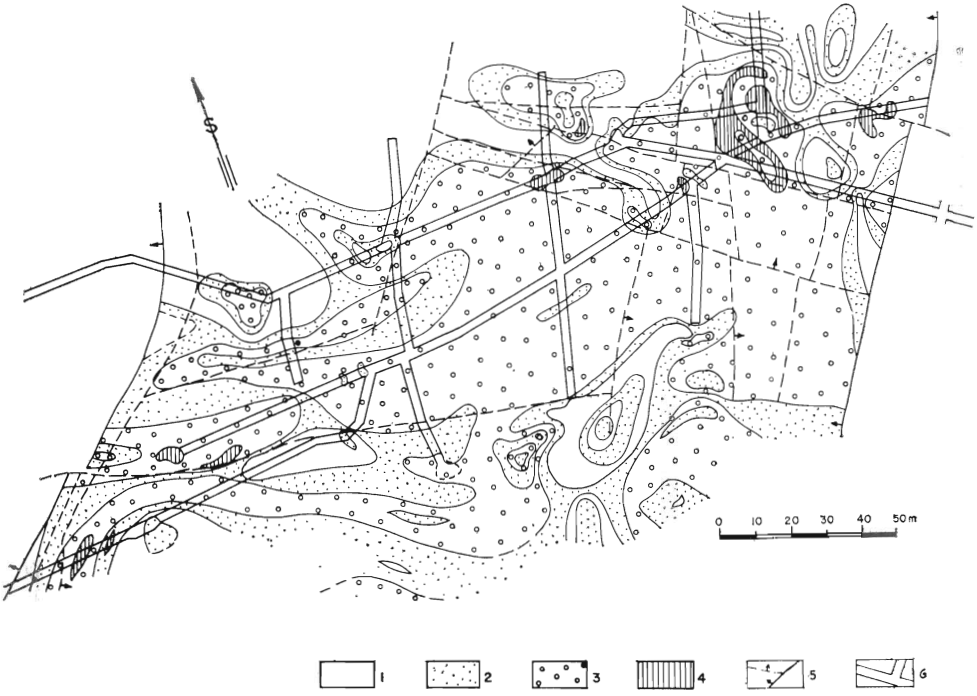
Rozsah a kvalita mineralizácie východného rudného telesa v horizontálnom smere sa skúmali banskými prácami (smerné chodby, prekopy) situovanými v prieskumných líniách v smere ložiskového telesa a priečne. Vertikálny rozsah a kvalitu zrudnenia overila kombinácia podzemných šachtíc a šikmých malojadrových vrtov.

Ekonomicky najvýznamnejšia časť zrudnenia má impregnačný, príp. impregnačno-žilníkový charakter. Impregnácie rumelky v karbonatickom pieskovci vznikli vyplnením pórov horniny rumelkou, čiastočne sú aj výsledkom metasomatického zatláčania tmelu pieskovca v jeho základnej hmote. V niektorých prípadoch (R. Kúšik 1972, in J. Knésl et al. 1973, D. Blaško 1978) nastalo aj metasomatické zatláčanie karbonatických (dolomitických) zrniečok pieskovca rumelkou.

Tektonika ložiska

Súčasnú štruktúrnogeologickú stavbu malachovského poľa v rozhodujúcej miere podmienili priečne zlomy smeru SV—JZ. Významné poklesové línie tohto smeru sa zistili v oblasti Nemeckého vrchu a Dolnej skaly v centrálnej časti poľa, v priestore Trávneho Ždiaru vo východnej časti poľa a v oblasti Veľkej studne, kde interpretovaný priebeh hlavných tektonických pásiem potvrdili a spresnili banské práce. Ďalším významným tektonickým smerom poľa je smer SZ—JV. Ako ukázali banské práce na ložisku Veľká studňa, posledné pohyby pozdĺž smeru SZ—JV boli mladšie ako pohyby smeru SV—JZ a možno ich pokladať v rámci poľa za najmladšie tektonické pohyby.

Radiálna zlomová tektonika zohrala rozhodujúcu úlohu pri formovaní lokálnych depresií, v ktorých nastávala sedimentácia paleogénneho súvrstvia. Recentný rozsah paleogénneho súvrstvia tak isto limitujú radiálne pohyby, pri ktorých nastalo zaklesnutie paleogénnych krýh. Segmentovitá stavba poľa formovaná v pomezozoickom období (paleocén až oligocén) súčasne vytvorila predpoklady pre vznik sedimentačných priestorov, do ktorých sa neskôr splavoval vulkanický sedimentárny materiál (vznik vulkanogénno-sedimentačného súvrstvia v období egera až vrchného karpatu).



Obr. 5. Izolínie obsahu Hg ložiska Veľká studňa — východ (pôdorys na úrovni 810 m, A. Knéslová 1977)
1 — obsah Hg do 0,009 %, 2 — obsah Hg 0,010—0,059 %, 3 — obsah Hg 0,060—0,999 %, 4 — obsah Hg 1,0 % a vyššie, 5 — tektonické pásma, 6 — horizontálne banské práce

Fig. 5. Contour-lines of the mercury contents in the Veľká studňa—East deposit (Ground plan of the 810 m level)
1 — less than 0.009 % Hg, 2 — from 0.010 to 0.059 % Hg, 3 — from 0.060 to 0.999 % Hg, 4 — 1.0 % Hg and more, 5 — faults, 6 — underground mine works

Radiálna tektonika mala významnú úlohu aj v období neogénnej vulkanickej aktivity. Andezitová láva vystupovala pozdĺž hlbšie založených tektonických pásiem, v blízkosti tektonických uzlov poľa sa sformovali čiastkové vulkanické centrá andezitového vulkanizmu. Priestorové rozmiestnenie andezitových formácií úzko súvisí s priestorovou pozíciou základných tektonických

štruktúr, ako to možno pozorovať v oblasti Dolnej skaly. Obdobne možno predpokladať aj priame časové vzťahy medzi tektonikou a vulkanickými formáciami.

Skutočnosť, že všetky doteraz známe výskyty a indície ortuťovej mineralizácie sa nachodia v blízkosti výrazných tektonických štruktúr, potvrdzuje pôvodné predpoklady (J. Knésl et al. 1973, 1976), že hlbšie založené tektonické línie slúžili ako prívodné cesty ortuťonosných roztokov. Vlastnými rudolokalizujúcimi faktormi bola tektonická príprava horninového prostredia a prítomnosť a pozícia pre roztoky nepriepustných, resp. ťažko priepustných polôh (litologických pascí), v ktorých bezprostrednom podloží sa vyzrážala väčšina obsahu ortuťonosných roztokov.

Banské práce vo východnej časti ložiska Veľká studňa nepreukázali viazanosť mineralizácie na konkrétne tektonické štruktúry. Okrem tektonických línií smeru SV—JZ, ohraničujúcich východné rudné teleso, banské práce zistili aj prítomnosť viacerých podružných tektonických pásiem paralelných aj diagonálnych smerov. Niektoré z nich možno charakterizovať ako porudné poruchy a ich význam pre rozmiestnenie rudnej mineralizácie spočíval výlučne v predprípráve horninového prostredia (ekonomicky najvýznamnejšie zrudnenie sa viaže na tektonicky drvený paleogénny pieskovec a dolomitické brekcie). V prostredí polymiktného paleogénneho zlepenca sa predrudná tektonika prejavila vznikom puklín, pozdĺž ktorých v procese prenikania roztokov vznikla ekonomicky menej významná mineralizácia.

Severné aj južné ohraničenie východného rudného telesa ložiska Veľká studňa je nevýrazné, bez priamej závislosti kvality zrudnenia od tektoniky alebo litologickej charakteristiky prostredia. Tektonické deformácie hornín rudonosného súvrstvia, pozitívne ovplyvňujúce podmienky vyzrážania ortuťonosných roztokov, v istom rozsahu nepriaznivo ovplyvnili banskotechnické podmienky týchto hornín (vznik rozpadavého, v blízkosti porúch zvodnateného pieskovca nepriaznivých fyzikálno-mechanických vlastností).

Genéza ložiska

Všeobecne uznávaný priamy genetický vzťah ortuťovej mineralizácie s neogénnou vulkanickou činnosťou sa aplikoval aj na oblasť malachovského poľa (M. Kuthan 1942, I. Čillík 1963, J. Knésl et al. 1973). Napriek tomu, že vulkanické horniny v malachovskom poli sú v bezprostrednej blízkosti výskytov ortuťových rúd, priamy genetický vzťah zrudnenia s vulkanickým aparátom sa doteraz nepodarilo jednoznačne preukázať (J. Knésl 1977).

Prítomnosť formácie monominerálnych ortuťových rúd je jedným z charakteristických metalogenetických znakov neovulkanických oblastí Západných Karpát. Zatiaľ čo ortuťová mineralizácia vyskytujúca sa na západnom okraji Bielych Karpát (lokalita Komňa — B. Fojt — T. Kruťa 1968, J. Knésl et al. 1976) vystupuje priamo v prostredí andezitových hornín, v oblastiach stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov sa prejavy ortuťovej mineralizácie viažu jednak na neovulkanické prostredia (výskyty HgS v kremnickom poli, ložiská HgS Merník a Dubník vo východoslovenských neovulkanitoch), jednak na sedimentárne horniny v podloží neovulkanických komplexov (priestor malachovského poľa, výskyty HgS Ladomírov a Nová Kelča vo východoslovenskej neovulkanickej oblasti).

Priemyselne významné koncentrácie rumelky v malachovskom poli sa viažu na prostredie paleogénneho pieskovca a zlepenca. Mineralizácia na puklinách v mezozoických karbonatických horninách (Trávny Ždiar) nemá väčší ekonomický význam. Napriek predchádzajúcim údajom (M. Kuthan 1942) sa prítomnosť rumelky vo vlastnom vulkanickom prostredí doteraz nepotvrdila.

Podľa zásad genetickej klasifikácie ložísk nerastných surovín V. I. Smirnova (1976) možno ložisko Veľká studňa a ďalšie výskyty poľa zaradiť do skupiny hydrotermálnych ložísk a do triedy teletermálnych ložísk. V podstate možno vznik teletermálnych ložísk vysvetliť trojako:

1. Ide o primárne syngenetické sedimentárne ložiská s následnou alteráciou.
2. Ide o epigénne hydrotermálne formácie späté s masívmi hlboko uložených, eróziou neobnažených vyvretých hornín.
3. Epigénne formácie ložísk vznikli zásluhou chemicky aktívnej podzemnej vody počas jej cirkulácie v podzemí.

V tab. 2 je porovnanie základných charakteristických znakov teletermálnych ložísk s adekvátnymi parametrami ložiska Veľká studňa. Ako vidieť, základné črty ložiska sú relatívne veľmi blízke základnej charakteristike teletermálnych ložísk V. I. Smirnova (1976).

Porovnanie základných charakteristických znakov teletermálnych ložísk s ložiskom Veľká studňa

Tab. 2

Základná charakteristika teletermálnych ložísk	Základná charakteristika ložiska Veľká studňa
Ložiská sa vyskytujú v sedimentárnych oblastiach bez vzťahu k vyvretým horninám, z ktorých by mali pochádzať	Ložisko sa viaže na sedimentárne horniny v podloží vulkanického komplexu, rumelka sa vo vulkanitoch nezistila
Typické sú vrstvovité tvary rudných telies Rudné telesá sa zreteľne viažu na istú stratigrafickú polohu v mohutnej sérii sedimentárnych hornín (tzv. stratiformné ložiská)	Rudné teleso je doskovitého tvaru Zrudnenie sa viaže na litologicky optimálne prostredie vnútri sedimentárneho súvrstvia jednotného stratigrafického postavenia
Nie je zreteľná kontrola mineralizácie tektonickými zlomami a zrudnenie často vyznieva postupne, bez náhlych prechodov	Ložisko je vyvinuté v blízkosti výraznej tekt. línie, ktorou je priestorovo vymedzené. Severné a južné ohraničenie telesa je nevýrazné
Rudy majú pomerne jednoduché mineralogické zloženie	Zrudnenie tvorí výhradne rumelka

Zrudnenie malachovského poľa možno preto najskôr pokladať za epigénnu monominerálnu rudnú formáciu spätú s postvulkanickými procesmi v závere vulkanickej činnosti (panón), príp. viazanú na vulkanickú aktivitu v bádene a sarmate. Ale nedá sa vylúčiť ani možnosť (J. Knésl 1977), že zdroj nahromadenia rumelky v paleogénnom prostredí vznikol vyzrážaním z che-

micky aktívnej podzemnej vody cirkulujúcej v danom prostredí. Aj v takom prípade by však najpravdepodobnejšie išlo o priamu časovú aj genetickú väzbu vzniku zrudnenia s vulkanickou činnosťou.

Záver

Hlavným výsledkom doterajšej prieskumnej činnosti v malachovskom poli je vyhľadanie a overenie ložiska monometalických ortuťových rúd Veľká studňa a potvrdenie perspektívnosti celého poľa z hľadiska existencie výskytov analogických ložiskových akumulácií.

Z doteraz nevyriešených čiastkových otázok možno pokladať za najdôležitejšie:

1. Litofaciálne a stratigrafické postavenie vulkanického komplexu poľa a paralelizácia komplexu s vulkanickými formáciami ďalších častí Kremnických vrchov (hlavne kremnického poľa).
2. Stratigrafické postavenie vulkanogénno-sedimentárneho súvrstvia na báze vulkanického komplexu, kde nie je vylúčené (J. Forgáč et al. 1975), že spodná časť súvrstvia siaha stratigraficky podstatne nižšie, čo by poukazovalo (v priľahlých častiach poľa) na prípadnú vulkanickú činnosť aj v paleogénnom období.
3. Priama genetická súvislosť ortuťovej mineralizácie s neogénnymi vulkanickými procesmi.
4. Vplyv svahových deformácií terénu na predpokladanú budúcu exploatáciu, čo z praktického hľadiska možno pokladať za najdôležitejšiu otázku.

Tieto otázky spolu s riešením ložiskových perspektív ďalších nádejných úsekov malachovského poľa sa budú riešiť postupne v priebehu ďalších prieskumných prác. Už teraz možno konštatovať (J. Knésl 1977), že priestor poľa sa spolu s východoslovenskými ortuťonosnými výskytmi môže v blízkej budúcnosti stať solídnou exploatačnou základňou monometalických ortuťových rúd v ČSSR.

Doručené 28. 3. 1979
Odporučil M. Slavkay a J. Lexa

LITERATÚRA

Bergfest, A. 1956: Tajov — Malachov. Ložiská Hg a výskyty tetraedritu. Manuskript — ÚBA Banská Štiavnica. 15 s.

Bernáth, J. 1968: Archívny výskum o Hg ložiskách v oblasti Malachova. Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 34 s.

Blaško, D. 1978: Geologickoložiskové pomery malachovského poľa. [Diplomová práca.] Manuskript — UJED Brno. 68 s.

Čillík, I. 1957: Záverečná správa o predbežnom prieskume Malachov—Hg s výpočtom zásob. Manuskript — ZSRP Turčianske Teplice. 32 s.

Čillík, I. 1963: Výsledky geologického prieskumu ložiska rumelky pri Malachove. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 23, s. 119—124.

Fojt, B. — Kruťa, T. 1963: Das erste Vorkommen von Cinnabarit (Zinnober) und Metacinnabarit in Mähren, Tschechoslowakei. Čas. Morav. muz. v Brne, 53, s. 81—90.

Forgáč, J. et al. 1975: Čiastková záverečná správa za rok 1971—1975. Geologická stavba vulkanitov a sedimentov juhovýchodnej časti Kremnického pohoria (list Kováčová, Malachov). Manuskript — GÚDŠ Bratislava. 166 s.

Jaroš, J. et al. 1966: Vysvětlivky k listu 1 : 50 000 Banská Bystrica. [Závěrečná správa.] Manuskript — GÚDŠ Bratislava. 525 s.
Knésl, J. et al. 1967: Dielčia záverečná správa z úlohy Kremnické pohorie — VP, Hg rudy, so stavom k 15. 4. 1967. Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 112 s.
Knésl, J. et al. 1973: Kremnické pohorie — Hg rudy — VP. [Záverečná správa o stave prieskumných prác k 31. 12. 1972.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 196 s.
Knésl, J. et al. 1976: Kremnické pohorie II — Hg rudy — VP. [Záverečná správa z prerušeného prieskumu k 30. 9. 1976.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 143 s.
Knésl, J. et al. 1977: Veľká studňa — Hg rudy — VP. [Čiastková záverečná správa s výpočtom zásob so stavom k 30. 6. 1977.] Manuskript — GP Spišská Nová Ves. 132 s.
Knésl, J. 1977: Možnosti ověření průmyslových zdrojů monominerálních rtuťových rud v oblasti středoslovenských neovulkanitů. Rudy, 25, 3, s. 134—139.
Kuthan, M. 1942: Ortuťové ložiská Slovenska III (Malachov, Banská Štiavnica, Kremnica, Vernár). Práce SGÚ (Bratislava), 7. 43 s.
Lexa, J. 1971: Stratovulkán bazaltoidného andezitu v severnej časti Kremnického pohoria. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 55.
Lexa, J. 1976: Geologická stavba vulkanického komplexu kremnického poľa. In: Böhmer, M. — Korím, M. — Jaroš, M. 1976: Záverečná správa za roky 1971—1975, výskumná úloha II-8-4/3. Riešenie základných problémov vyhľadávania, prieskumu a využívania nerastných surovín Západných Karpát — Kremnické vrchy. Manuskript — PFUK Bratislava, s. 29—37.
Malgot, J. — Mahr, T. 1977: Sliding area Veľká studňa. Guide to the post-Symposium excursion: Landslides and other mass movements in the Carpathian region. Praha, IAEG, p. p. 34—38.
Smirnov, V. I. 1976: Geology of Mineral Deposits. Moskva, Mir Publishers, p. p. 320—327.

The geology of the Veľká studňa mercury ore deposit

JURAJ KNÉSL

The mercury ore deposit of Veľká studňa is a part of the Malachov mercury ore field westernly from Banská Bystrica in Middle Slovakia, in eastern part of the Kremnica Mts. There are several well known mercury ore occurences within the ore field. Some of these occurences were exploited successfully since the 14th century until the beginning of the 19th century. A systematical geological survey has been carried out within the ore-field since 1965. The newly discovered Veľká studňa ore deposit represents the most hopeful mercury ore accumulation within the whole Slovakian neovolcanic area. The economic significance of the mineralization has been confirmed during the investigations and it is supposed to finish the exploration activity during the next few years.

Main lithological and petrographical pattern of the ore-field is given on Tab. 1. The structure of the ore-field is a very complicated one, where most important faults have NE—SW direction. A well expressed mineralogical monotony appears within the ore-field and the ore mineralization consists of almost exclusively cinnabar. However, small amounts of pyrite, marcasite and arsenopyrite occur on the deposit. For the origin and distribution of the mercury mineralization within the ore-field, the structural and lithological con-

ditions are considered to be the decisive factors. Contrary, an immediate relation between the neovolcanic activity and the origin of the mercury mineralization has been until not fully proved.

Further hopeful mercury accumulations within the ore-field are as follows: Nemecký vrch, Dolná skala localities and the surroundings of the old mercury deposit Pri jazere.

It is supposed that wide-spreaded sliding within the montaneous slopes of the ore-field influenced unfavourably both exploration and mining activity.

A neovolcanic complex containing volcano-sedimentary beds, beds of Early Cenozoic age and limestone to dolomite of the Mesozoic participate on the Veľká studňa deposit edifice (Tab. 1). Several rock varieties participate on the Early Cenozoic sequence from the top to the bottom:

— a bed of sandstone to shale,
— a bed of conglomerate,
— a bed of crushed calcareous sandstone and
— a bed of coarse conglomerate and breccia.

The average thickness of this Paleogene sequence attains 50 m within the deposit.

Cinnabar occurs solely in Paleogene rocks in the form of irregular impregnation and small veinlets. According to the results of investigation, the most suitable environment for cinnabar precipitation was in the bed of tectonically crushed calcareous sandstone, however, small amounts of cinnabar were found also in conglomerate.

Underground exploration workings confirmed well the formerly supposed very complicated structure of the deposit. The eastern and western boundary of the Veľká studňa-East orebody is formed by high-angle faults of NE—SW strike whereas its northern and southern limits are less pronounced. Thicknesses of the orebody fluctuate within 2—20 m and the distribution of ore within the body is extremely irregular. The average metal content is strongly influenced by irregular nests of rich ore containing mercury as high as 1 p. c.

According to V. I. Smirnov's (1976) classification, the mercury mineralization may be considered as a telethermal one. In spite of the fact that some partial problems remain until unsolved (stratigraphy and age-relations of the volcano-sedimentary sequence, influences of slope-movements on the mining conditions), it can be expected that the deposit will be exploited in the near future.

Preložil autor

Mineralia slovaca, 11 (1979), 4, *343—353*, Bratislava

Petrografická povaha a vzťah intrúzie granodioritového porfyritu k neovulkanickému komplexu v okolí Zlatna

(5 obr. v texte)

JÁN SMOLKA*

Петрографическая характеристика и соотношение гранодиорито-порфиритовой интрузии к неовулканическому комплексу в районе Златна

Буровыми скважинами в районе Златна были получены новые данные о геологическом строении южнее „годрушского интрузивного комплекса". Одним из них является интрузия гранодиоритового порфирита проникшая в неовулканический андезитовый комплекс.



Petrographic nature and relations of granodiorite porphyrite intrusion into the neovolcanic edifice on the Zlatno locality (Middle Slovakia)

In drill-holes realized for purposes of ore prospection in the Zlatno locality (Middle Slovakian neovolcanic area), a granodiorite porphyrite intrusive dyke swarm has been ascertained at several places. This intrusive dyke swarm appears as subsequent feature to the main volcanic edifice of andesite composition in the area.

Posledné dve desaťročia geologického výskumu a prieskumu v Štiavnických vrchoch priniesli mnoho poznatkov, ktoré priamo alebo nepriamo objasňujú geologický, vulkanotektonický a metalogénny vývoj tejto oblasti.

Súčasné bádanie nadväzuje na práce radu autorov, ktorí v 60-ych rokoch robili základný regionálnoložiskový výskum neovulkanitov v oblasti Štiavnických vrchov. Ich práce podstatne pomohli lepšie poznať veľmi zložitú geologicko-tektonickú stavbu tejto časti územia stredoslovenských neovulkanitov.

Pri výskume v 60-ych rokoch nebola úplne vyriešená otázka vekového postavenia „hodrušského intruzívneho komplexu" (intruzie granodioritov — dio-

* Ing. Ján Smolka, Geologický prieskum, n. p., geologický úsek, 969 00 Banská Štiavnica.

ritov a ich žilné ekvivalenty). L. Rozložník (1966; in L. Rozložník et al. 1970) pokladá vek „hodrušského intruzívneho komplexu" za problematický. Konštatuje, že intrúzia granodioritu je mladšia ako hlavné alpské vrásnivé procesy na území centrálnych Západných Karpát, ale staršia ako rozhranie II. a III. andezitovej fázy. L. Rozložník — J. Šalát (1963; in L. Rozložník et al. 1970) priamu spätosť „hodrušského intruzívneho komplexu" s vulkanitmi v nadloží vylučujú. Pripísali mu charakter banatitov viažúcich sa na subsekventný vulkanizmus (senón — eocén).

Na druhej strane J. Burian — V. Konečný — E. Krist — J. Lexa (1968; in L. Rozložník et al. 1970) vzťah komplexu k neogénnemu vulkanizmu nevylučujú. Argumentujú pritom absolútnym vekom granodioritu, ktorý sa metódou K/Ar stanovil na 15,0 ± 0,9 mil. rokov, resp. 20,5 ± 0,8 mil. rokov. V. Konečný (in L. Rozložník et al. 1970) počíta s „hodrušským intruzívnym komplexom" ako s organickou súčasťou kalderovej stavby neovulkanitov v oblasti Banská Štiavnica—Banská Hodruša.

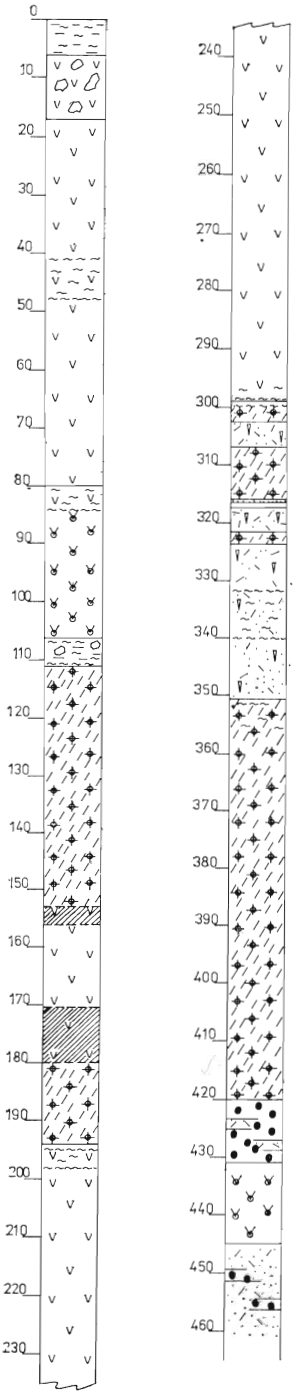
Podľa L. Rozložníka absolútny vek granodioritu nie je stanovený spoľahlivo, pretože granodiorit prerážajú mnohé dacitové telesá, ktoré mohli pôvodne izotopové zloženie porušiť. Nevylučuje ani spojitosť „hodrušského intruzívneho komplexu" s povrchovým vulkanizmom, lebo napr. aj banatity v Rumunsku majú povrchové členy vyvinuté od senónskych až po eocénne dacity a ryolity. Predpokladá sa, že tieto predneogénne povrchové produkty vulkanizmu museli byť oderodované, pretože neogénne produkty vulkanizmu sa s nimi spájať nedajú (L. Rozložník et al. 1970).

Z ložiskových vrtov série R v oblasti Zlatna (vyhľadávací prieskum Cu-rúd) sa v ostatných rokoch získali mnohé poznatky o geologickej stavbe územia južne od známeho „hodrušského intruzívneho komplexu". Najmä vo vrte R-6, 200 m východne od štruktúrneho vrtu HDŠ-3, sa v intervale neovulkanického komplexu andezitov petrograficky zistila veľmi významná skutočnosť, prítomnosť prieniku intruzívnej horniny granodioritovo-porfyritového zloženia. Pretože ide o mimoriadne dôležitý fenomén, bude treba venovať pozornosť komplexnému štúdiu všetkých dostupných geologických údajov (petrochémie, geochémie, karotáže). Tie predbežne potvrdzujú výsledky štruktúrnopetrografického štúdia, podľa ktorých sa konštatovala existencia mladšej granodioritovo-porfyritovej intrúzie preniknuvšej do relatívne staršieho andezitového komplexu v priestore vrtu R-6.

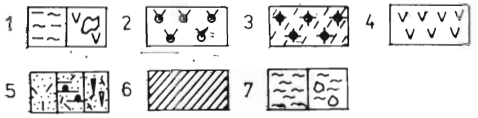
Štruktúrnopetrografická charakteristika hornín v intervale 0,0—420,0 m vrtu R-6

Petrografické hodnotenie hornín vrtu R-6 poskytlo petrografické a štruktúrno-minerálne poznatky o neovulkanickom pokrove siahajúcom do hĺbky 420,0 m. Preto bude vhodné poukázať na štruktúrne a minerálne osobitosti hornín z tohto intervalu, na ich častú premenlivosť a hĺbkový vývoj, na stupeň a rozsah premien.

Podľa geologického profilu vrtu R-6 (obr. 1) možno za úroveň podložia neovulkanického komplexu pokladať hĺbku 420,0 m. Od nej až po povrch buduje profil vrtu andezit (48 %), granodioritový porfyrit (35 %), dacit (kremenitý dioritový porfýr 7 %), sedimenty permu (xenolity v granodioritovom porfyrite 9 %) a deluviálna sutina (1 %).



Intenzívne propylitizovaný andezit, vystupujuci od povrchu až do hĺbky 80,4 m, má v najvrchnejšej časti vývoj pseudoklastickej textúry, sivozelenú škvrnitu farbu a intenzívne ho impregnuje pyrit. Porfyrickú štruktúru premena horniny takmer úplne zastrela, takže sa zachovala len v reliktoch. Veľká intenzita propylitizačných a hydrotermálnych premien celkove deštruovala pôvodnú štruktúru, na ktorú poukazujú už len ojedinelé pseudomorfózy sekundárnych minerálov po zastúpených výrastliciach. Základnú hmotu, ako aj výrastlice postihla nerovnomerná chloritizácia, sericitizácia, karbonatizácia, ale najmä silicifikácia, ktorá sa prejavuje vývojom veľmi jemnozrnitého až kryptokryštalického agregátu. V hornine je evidentná prítomnosť bohato zastúpených výrastlíc magmaticky korodovaného kremeňa. Ďalej do hĺbky andezitovú horninu čoraz viac prestupujú kremeňové žilky, často vytvárajúce hustú chaotickú spleť — rozsiahle žilníky, identifikovateľné i makroskopicky, v ktorých je vypĺňajúci kremeň sivý. V okolí extrémne pre-



Obr. 1. Geologický profil vrtu R-6 (interval 0,0—420,0 m)
1 — svahová hlina — navetraný andezit, 2 — dacit, 3 — granodioritový porfyrit, 4 — andezit, 5 — sedimentárne horniny permu — silicifikované — zrohovcovatené, 6 — prikontaktná zóna, 7 — tektonické porušenie a drvenie horniny

Fig. 1. Geological profile of the R-6 borehole in the 0.0—420.0 m interval. Explanation: 1 — slope loam to weathered andesite, 2 — dacite, 3 — granodiorite porphyrite, 4 — andesite, 5 — sediment of the Permian, contact metamorphized, silicified, 6 — contact-near zone, 7 — dislocation and crushed rock

žilkovaných zón je hornina bežne vybielená, silicifikovaná, čo je viditeľné aj makroskopicky. Silicifikácia horniny v okolí celej sústavy paralelných žiliek má spojitý charakter a v prípade zastúpených výrastlíc minerálov možno po nich sledovať pseudomorfózy kremeňa. Silicifikácia v takých prípadoch pôvodnú štruktúru horniny úplne zastiera. Hornina pri premenou menej postihnutých horninových zónach prezrádza evidentne porfyrický vývoj, ako aj kryptokryštalický vývoj štruktúry základnej hmoty (obr. 2). Mikroskopicky tu možno sledovať výrastlice silne premenených plagioklasov, a to bez možnosti zistiť bázicitu, veľmi vzácne výrastlice korodovaného kremeňa, ako aj veľmi silne premenených tmavých minerálov, z ktorých je pravdepodobne najbohatšie zastúpený pyroxén. Základná hmota má kryptokryštalický, premenami silne zastretý vývoj. Sericitizácia, chloritizácia a karbonatizácia sú mimoriadne intenzívne. Vcelku slabá a veľmi nerovnomerná silicifikácia sa aj tu obmedzuje na okolie kremeňovo-karbonátových žiliek.

V hĺbke 80,4 m sa prítomnosť silne propylitizovaného a v spodnej časti osobitne intenzívne silicifikovaného andezitu končí a svojím štruktúrnym charakterom zodpovedá andezitom Myšej hory (budujú vulkanický komplex v oblasti Zlatna). Silicifikácia andezitu v spodnej časti intervalu má z dôvodov prítomnosti granodioritovo-porfyritovej intrúzie v podloží svoje opodstatnenie.

V bezprostrednom podloží tohto andezitového intervalu bola prevŕtaná silne zmenená intruzívna hornina, ktorej petrografický charakter nezodpovedá nadložným ani podložným horninám. Mocnosť telesa je okolo 22 m. Smerom do nadložia ju limitujú tektonicky porušené zóny, charakteristické intenzívnou rozpadavosťou — drvením, kaolinizáciou horniny a prítomnosťou tektonického ílu.

Z petrografickej stránky ide o hruboporfyrickú horninu s dobre viditeľnými výrastlicami minerálov, v takmer celom intervale postihnutú silnou hydrotermálnou premenou, prejavujúcou sa značným vybielením horniny. Pod mikroskopom sa zistila zreteľne porfyrická štruktúra a panalotriomorfne jemnozrnitý vývoj štruktúry základnej hmoty. Bežne zastúpené výrastlice plagioklasov a tmavých minerálov postihla intenzívna premena. Štúdium tmavých minerálov potvrdilo zastúpenie amfibolu a biotitu (pyroxénu ?), z ktorých biotit je menej hojným. V základnej hmote sa zistila veľká silicifikácia, kaolinizácia, karbonatizácia a chloritizácia. Jej premeny a ich intenzita zodpovedajú bežnému stupňu hydrotermálnych premien.

Pre istú špecifickosť zloženia, celkovú premenu, ako aj pozíciu v profile vrtu nemožno horninu do komplexu známych neovulkanických hornín zaradiť jednoznačne. Ale aj tak možno konštatovať, že je mladšia ako okolité andezity a že má zloženie zodpovedajúce dacitovým intrúziám — kremenitému dioritovému porfýru (J. Burian et al. 1968).

V intervale 106,5—111,0 m je tektonicky porušená a pomerne rozsiahla kontaktná zóna silne podrvených kaolinizovaných hornín (ich pôvodný charakter presnejšie nemožno určiť), ktorá tvorí spodný okraj intrúzie.

Ako vidieť z geologického profilu vrtu R-6, pod tektonicky porušenou zónou sa overila významná prítomnosť dvoch prienikov intruzívnej horniny, ktorá svojím petrograficko-štruktúrnym a minerálnym zložením zodpovedá granodioritovým porfyritom, známym zo všetkých vrtov série R na lokalite Zlatno.

Z petrografickej stránky možno teleso granodioritového porfyritu vystupujúce v intervale 111,0—154,0 m charakterizovať takto:

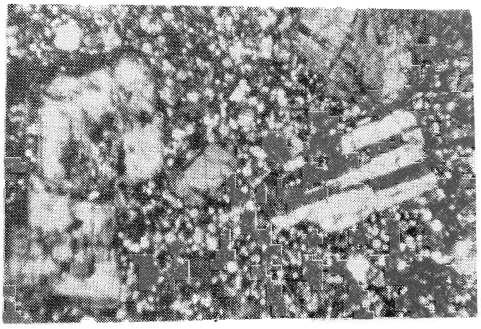
V hĺbke 128,5 m je hornina tmavosivozelená, masívnej textúry a má vzhľad málo zmenenej horniny. Makroskopicky sú evidentné výrastlice plagioklasov a tmavých minerálov do veľkosti 0,5 cm. Zo sekundárnych minerálov možno identifikovať chlorit, epidot a impregnujúci pyrit. Štruktúra horniny je porfyrická s panalotriomorfne až hypidiomorfne jemnozrnitým vývojom štruktúry základnej hmoty. Pod mikroskopom je veľmi dobre sledovateľná silicifikácia základnej hmoty, ktorá postupuje od prebiehajúcich kremeňových žiliek do ich okolia. Tu hypidiomorfný charakter štruktúry základnej hmoty zaniká a v dôsledku spomenutej silicifikácie možno sledovať jej sekundárny vývoj. V rozmeroch základnej hmoty, ako aj výrastlíc je prítomný primárny kremeň. Biotit je takmer úplne zachovaný, ale vcelku ho je málo. V hĺbke 139,0 m je hornina relatívne najčerstvejšia. Má zelenosivú farbu, masívnu textúru s výrazne vystupujúcimi výrastlicami plagioklasov, amfibolu a biotitu do veľkosti 0,8 cm. Zo sekundárnych minerálov je prítomný epidot, pyrit a v puklinách kalcit.

Mikroskopicky má hornina porfyrickú štruktúru a panalotriomorfne až hypidiomorfne jemnozrnitú štruktúru základnej hmoty (obr. 3). Plagioklasy A_{n38-36} zodpovedajú prevažne bázickému andezínu. Sú hypidiomorfného obmedzenia, relatívne čerstvé, zachované, albiticky lamelované, zonárne a periklínovo zrastajú. Postihla ich málo intenzívna sericitizácia, karbonatizácia, kaolinizácia a sausuritizácia. Dosahujú veľkosť 2,5 mm. Kremeň v primárnej forme zastupujú dve magmaticky korodované výrastlice. Často je zložkou základnej hmoty. Obyčajný amfibol vo výrastliciach je sčasti zachovaný, má bežné optické vlastnosti a výrazný zelený pleochroizmus. Výrastlice vcelku



Obr. 2. Porfyrická štruktúra relatívne menej zmeneného andezitu z hĺbky 60,5 m. Výrastlice zmenených plagioklasov, tmavých minerálov a korodovaného kremeňa vystupujú v kryptokryštalickej, premenami zastretej základnej hmote. Zväčš. 35,5×, x nikoly

Fig. 2. Porphyric texture in less altered andesite (R-6 borehole, 60.5 m depth). Phenocrysts of altered plagioclase, mafic minerals and of corroded quartz in a cryptocrystalline altered groundmass. Magn. 35.5 crossed nicols



Obr. 3. Porfyrická štruktúra granodioritového porfyritu z hĺbky 139,0 m. Základná hmota v dôsledku výraznej silicifikácie nadobúda blastogranitický vývoj štruktúry. Zväčš. 35,5×, x nikoly

Fig. 3. Porphyric texture of granodiorite porphyrite (R-6 borehole, 139.0 m depth). Strong silicification led to granoblastic groundmass development. Magn. 35.5 m crossed nicols

podľahli karbonatizácii a chloritizácii. Zastúpenie biotitu je problematické, podľahol intenzívnej chloritizácii. Základná hmota má všetky znaky základnej hmoty granodioritového porfyritu. Pre veľkú silicifikáciu nadobúda panalotriomorfný-blastogranitický vývoj štruktúry. Tvorí ju v prevažnej miere kremeň (hojne aj primárny), menej živce a premenené tmavé minerály. Z celkových jej premien sa podstatne uplatnila len silicifikácia. Vo výplni žiliek sa sledoval epidot a karbonát. V spodnej časti telesa granodioritového porfyritu v blízkosti podložného kontaktu je hornina v hĺbke 150,0 m sivozelená, má masívnu textúru a vzhľad zmenenej, silicifikovanej a chloritizovanej horniny. Vystupovanie výrastlíc je menej výrazné. Na puklinách a v žilkách je prítomný kremeň, kalcit, epidot a chalkopyrit. Štruktúra horniny má reliktný, blastoporfyrický vývoj. Aj vývoj štruktúry základnej hmoty možno označiť za blastogranitický. Výrastlice minerálov (najmä plagioklasov) a štruktúrny vývoj pôvodnej základnej hmoty možno sledovať na reliktoch. V sústave premien má výrazné zastúpenie intenzívna silicifikácia, prebiehajúca najmä v okolí kremeňových žiliek. Vznik veľkého množstva biotitu, ktorý nerovnomerne zatláča základnú hmotu, je aj tu výsledkom metamorfných procesov spätých s formovaním intrúzií granodioritových porfyritov.

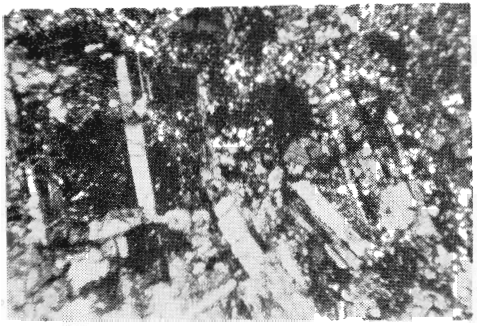
Podrobnému makroskopickému a mikroskopickému štúdiu (vzorky 150,0 m; 153,0 m; 155,3 m; 167,0 m) hornín v tejto hĺbkovej zóne sme venovali veľkú pozornosť. Pretože v týchto hĺbkach je teleso granodioritového porfyritu v kontakte s podložnými horninami andezitového zloženia, bolo naším cieľom presnejšie zistiť charakter makroskopicky nevýraznej kontaktnej zóny. Podľa komplexného petrografického štúdia hornín, ktoré sú v kontakte, možno v uvedených hĺbkach za kontaktnú pokladať zónu od 153,0—156,0 m. Horniny vyskytujúce sa v tomto intervale charakterizuje veľká kompaktnosť jadra, ktorú sprevádza silicifikácia po žilkách. Pre intenzívne uplatnenie sa hydrotermálnych premien na oboch stranách prikontaktných zón sú textúrne znaky a primárne minerálne zloženie hornín úplne zastreté, čo vyvoláva makroskopicky i mikroskopicky dojem pozvoľného prechodu granodioritového porfyritu do podložného andezitu, vulkanickej horniny, ktorá si v dôsledku intenzívnej premeny zachovala štruktúrny a minerálny obsah andezitových hornín iba miestami. Hornina svojím tmavozelenosivým vzhľadom, bez zreteľných výrastlíc minerálov, makroskopicky pripomína veľmi intenzívne hydrotermálne zmenenú, silicifikovanú, a najmä chloritizovanú vulkanickú horninu s úplne zastretou štruktúrou. Okrem intenzívnej karbonatizácie, sericitizácie a chloritizácie aj intenzívna silicifikácia celej horninovej hmoty prebieha po žilkách.

Približnú 26 m mocnosť intenzívne premenenej andezitovej horniny smerom do podložia limituje ďalší prienik (180,0—194,0 m) horniny granodioritovo-porfyritového zloženia, ktorej celkový petrografický vývoj (obr. 4) je analogický hornine vyskytujúcej sa v nadloží premeneného andezitu. Aj tu je kontaktná zóna s veľmi problematickým rozsahom a možno ju charakterizovať rovnako ako v hĺbke 153,0—156,0 m.

Teleso granodioritového porfyritu overené v intervale 180,0—194,0 m je v podloží v kontakte s intenzívne propylitizovaným strednoporfyrickým andezitom, ktorý smerom do podložia buduje mohutný hĺbkový interval (okolo 100 m). Vlastnú kontaktnú zónu reprezentujú tektonicky porušené rozpadavé a kaolinizované horniny s prítomnosťou tektonického ílu. Makroskopické štúdium hornín z tohto intervalu ukázalo, že ide o horniny andezitového zloženia,

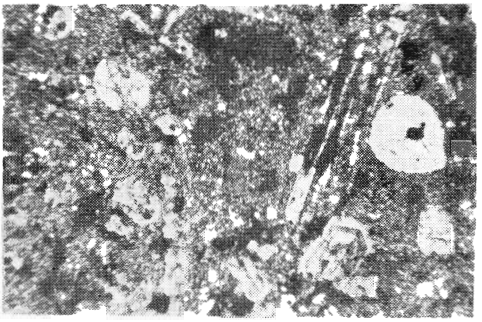
bežne zastúpené v ostatných vrtoch série R, ako aj so zložením a štruktúrnym vývojom analogickým andezitom, ktoré vystupujú vo vrte R-6 v nadloží prienikov granodioritovo-porfyritových telies, t. j. v intervale 0,0—80,4 m.

Charakteristickým textúrnym znakom andezitov sú časté chloritové a iné škvrny (pseudofragmenty), zvýrazňujúce nerovnomernosť rozsahu zúčastnených premien horniny. Štruktúrou sú to porfyrické horniny a vo vývoji ich základnej hmoty prevláda kryptokryštalická štruktúra. Porfyrické výrastlice tvoria silne zmenené plagioklasy (A_{n38-44} zodpovedajúce andezínu), kremeň a tmavé minerály, ktoré sú nahrádzané produktmi premien. Vo väčšine prípadov sa konštatovalo prevažné zastúpenie pyroxénu. Základnú hmotu (obr. 5) intenzívne zatláčajú sekundárne minerály (sericit, chlorit, kremeň, karbonát, epidot, ílové a opakové minerály).



Obr. 4. Porfyrická štruktúra granodioritového porfyritu z hĺbky 180.0 m. Základná hmota má silicifikovaný vývoj. Zväčš. 35,5×, x nikoly

Fig. 4. Porphyric texture of granodiorite porphyrite (R-6 borehole, 180.0 m depth). Strongly silicified groundmass development. Magn. 35.5 crossed nisols



Obr. 5. Štruktúra andezitu z hĺbky 287.5 m. Premeny postihli základnú hmotu a výrastlice minerálov. Prítomný je magmatický korodovaný kremeň. Zväčš. 35.5×, nikoly x

Fig. 5. Textural pattern of the altered andesite (R-6 borehole, 287.5 m depth). Magmatic corroded quartz and strongly altered other phenocrysts occur in an altered groundmass development. Magn. 35.5 crossed nicols

V hĺbke 211,4 m sa makroskopicky zistila zaujímavá skutočnosť. Je tu andezit, ktorý preráža 2,0—2,5 cm mocná žila inej, svetlejšej intruzívnej hmoty. Z jej mikroskopického štúdia vychodí, že ide o intruzívnu hmotu granodioritovo-porfyritového zloženia, ostro kontaktujúcu s prostredím intenzívne epidotizovanej a silicifikovanej andezitovej hmoty.

Od hĺbky 298,8 m až do podložných permských sedimentárnych hornín (420,0) vrt R-6 overil opäť teleso granodioritového porfyritu, v ktorom sa zistilo viacej xenolitov rekryštalizovaných permských sedimentov. Petrografické štúdium výbrusového materiálu z toho intervalu vystupovania granodioritového porfyritu preukázalo bežné štruktúrne a minerálne zloženie opisovaných hornín tohto typu vyskytujúcich sa v profile vrtu R-6, ako aj v ďalších vrtoch série R v oblasti Zlatna.

Záver

V súvislosti so štruktúrnopetrografickou charakteristikou hornín v intervale 0,0—420,0 m vo vrte R-6 treba zdôrazniť tieto skutočnosti sprevádzajúce prienik granodioritovo-porfyritovej intrúzie do andezitov:

1. analogické štruktúrne a minerálne zloženie intrúzie s „aktívnymi" intrúziami granodioritovo-porfyritového zloženia v profile vrtu R-6, ako aj v celej oblasti lokality Zlatno;
2. analogický kvalitatívny a kvantitatívny obsah premien intruzívnych hornín tohto typu;
3. sprevádzajúcu intenzívnu silicifikáciu nadložných a podložných hornín andezitového zloženia v ich prikontaktných zónach s granodioritovým porfyritom;
4. zvýšený výskyt chalkopyritu obmedzený na silicifikované prikontaktné zóny;
5. prenikanie intruzívnej hmoty ekvivalentnej granodioritovým porfyritom (po žilkách v mocnosti niekoľkých cm) do okolitých andezitov v oblasti ďalej od hlavnej kontaktnej zóny;
6. východ granodioritovo-porfyritovej intrúzie na povrch v oblasti vrtu R-12 (200 m severne od vrtu R-6) a jej pozícia v nadloží andezitov.

Posledné geologickoprieskumné práce na lokalite Zlatno, najmä vrt R-25, R-17 a R-12, rovnako overili prieniky aktívnych intrúzií granodioritových porfyritov do andezitov. Vo viacerých prípadoch sa ukázali asimilačné a kontaktnometasomatické účinky na okolité andezitové horniny. V súčasnom období sa tieto nové poznatky spracúvajú. S istotou možno konštatovať, že formovanie intrúzií granodioritových porfyritov ako jedného z členov „hodrušského intruzívneho komplexu" prebehlo v etape neogénneho subsekventného vulkanizmu. To potvrdzuje náhľad V. Konečného (1970; in L. Rozložník et al. 1970), že „hodrušský intruzívny komplex" je organickou súčasťou kalderovej stavby neovulkanitov Štiavnických vrchov.

LITERATÚRA

Burian, J. et al. 1968: Regionálny ložiskový výskum neovulkanitov — oblasť Banská Štiavnica. [Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.

Rozložník, L. et al. 1970: Regionálny ložiskový výskum stredoslovenských neovulkanitov. [Záverečná správa.] Manuskript — Geofond Bratislava.

Petrographic nature and relations of granodiorite porphyrite intrusion into the neovolcanic edifice on the Zlatno locality (Middle Slovakia)

JÁN SMOLKA

Latest results from the neovolcanic area of Zlatno locality (Štiavnické pohorie Mts., Middle Slovakian neovolcanic region) afforded the opportunity to

solve some important problems in the volcanic edifice and in age-relations of participating rock units. However, age relations of the well known "Hodruša intrusive complex" remained until unsolved. This intrusive constituent of the neovolcanic edifice consists of intrusive bodies of granodiorite composition and of its dyke swarm with some bodies of diorite composition. According to L. Rozložník (1966, in L. Rozložník et al. 1970), age relations of the intrusive complex remain problematic when intrusions appeared only after the main Alpine folding of the area but they preceeded the chronological boundary between the 2nd and 3rd andesite phase. Formerly, L. Rozložník — J. Šalát (1963, in L. Rozložník et al. 1970) excluded any relations between the intrusions and overlying volcanites ascribing to the former a "banatite" nature of Senonian to Eocene age.

A different view presented J. Burian et al. (1968, in L. Rozložník et al. 1970) when underlining several relations between volcanites and intrusives of the area they emphasized K/Ar whole rock radiometric ages of the granodiorite (15.0 ± 0.9 and 20.5 ± 0.8 m. y.). Similarly, V. Konečný (in L. Rozložník et al. 1970) assumed the "Hodruša intrusive complex" as organic constituent of the neovolcanic caldera structure in the Banská Štiavnica — Hodruša region. However L. Rozložník (l. c.) believes that radiometric ages of granodiorite samples may be influenced by several younger dacite dykes intruding the granodiorite which may have led to distortions in its original isotopic composition. Though, not excluding relations of intrusives to any superficial volcanism at all (Rumanian banatites have also their surficial volcanic suite in Senonian andesite up to Eocene dacite and rhyolite), L. Rozložník suggested that surficial volcanites of pre-Neogene age became totally eroded and that volcanites of the Neogene differ completely from older ones. Therefore, the intrusive suite may be not related to recently superficial neovolcanic edifice.

Latest drill-holes realized for ore prospection purposes ascertained several dyke occurences of granodiorite porphyrite composition penetrating the neovolcanic structure of andesites also in the Zlatno area. Therefore these dykes are subsequent to the andesite producing volcanism.

Description of petrographic and structural relations among granodiorite porphyrite intrusions and andesite edifice

Typical relations of the granodiorite porphyrite to enclosing andesite of the neovolcanic edifice were found in the R-6 borehole (Fig. 1). The underlier of the neovolcanic edifice is built by sediments of the Permian in 420.0 m depth. Over them, andesite (48 p. c.), granodiorite porphyrite (35 p. c.), dacite to quartz diorite porphyrite (7 p. c.), Permian sandstone xenoliths within granodiorite porphyrite (9 p. c.) and piedmont sediments (1 p. c.) share the borehole log.

Intensively propylitized effusive rock occurs down to the 80.4 m depth. The original rock has been totally altered and only rare pseudomorphoses point to original phenocrysts. Chlorite, sericite, carbonate and mainly quartz constitute the secondary mineral assemblage in a very fine matrix. The original rock contained also frequent porphyric phenocrysts of magmatically corroded quartz. In deeper portions of the interval, the rock contains several fine quartz

veinlets of greyish colour, which, at places form even stockwork-like network in the strongly altered rock. A strong silification and bleaching completely overprints the original porphyric texture. The less silicified portions (Fig. 2) contain phantoms of strongly altered plagioclase, rare corroded quartz phenocrysts and relics of strongly altered mafic minerals, probably at most of pyroxene. The cryptocrystalline groundmass reflects similar strong alterations consisting of only the sericite—chlorite—carbonate assemblage.

Below this strongly altered andesite, an equally altered intrusive rock has been pierced attaining 22 m thickness in the hole. Its hanging wall occurs along a fault in which intensively disintegrated and kaolinized rock to tectonic clay filling has been found.

This coarse porphyric rock underwent strong hydrothermal alteration and bleaching. Common plagioclase and mafic phenocrysts (hornblende, biotite and probably even pyroxene) were strongly altered. Quartz, kaolinite, carbonate and chlorite occur in the fine-grained groundmass.

According to the rock composition, alternations and the position in the borehole profile, the described rock may be not included among the other neovolcanic rock varieties of the area. A relatively younger age in relation to the surrounding andesite as well as a composition similar to other quartz diorite porphyrite in the edifice (J. Burian et al. 1968) appears as sure.

A strongly tectonized contact zone of crushed and kaolinized rock occurs as underlier of this quartz diorite porphyrite between 106.5—111.0 m depth. Below this contact zone, another two penetrations of intrusive dykes have been found in the borehole profile. These two dykes have a granodiorite porphyrite composition similar to other dyke varieties on the Zlatno locality.

The fresh granodiorite porphyrite (128.5 m depth) has a dark greyish-green colour. Macroscopic plagioclase and mafic phenocrysts attain 0.5 cm size. The presence of chlorite, epidote and disseminated pyrite is also evident in the rock by nacked eye. The microscopical structure of the rock is a porphyric one in a panallotriomorphic texture. The silification proceeds from tiny quartz veinlets towards the neighbourhood overprinting so the original texture. Somewhere primary quartz phenocrysts preserved in the rock. The less frequent biotite remained conspicuously almost unaltered. The hydrothermally altered greyish-green variety from 139.0 m depth is a massive porphyric rock containing plagioclase and hornblende phenocrysts. An epidote—pyrite—calcite assemblage occurs along fissures. Under microscope, the relatively fresh plagioclase (An_{38-56}) occurs in hypidiomorphous fine-grained texture (Fig. 3) and it only locally underwent alterations to carbonate—kaolinite—saussurite assemblages. Quartz in the groundmass overweights the share of rare quartz phenocrysts. Common hornblende in phenocrysts preserved only at places, it mostly converted to carbonate and chlorite. The strongly silicified groundmass of panallotriomorphous to granoblastic development contains fine veinlets of epidote and carbonate.

In the lower portions of this granodiorite porphyrite, phenocrysts are less frequent. There, quartz—calcite—epidote—chalcopyrite occur in veinlets cutting the relic blastoporphyric texture. The neighbourhood of tiny quartz veinlets became strongly silicified and a considerable amount of newly formed biotite metasomatizes the groundmass here. Probably, this alteration developed due to the porphyrite intrusion.

The contact zone of this granodiorite porphyrite toward underlying andesite occurs between 150.0—167.0 depths, however the transition is not conspicuous macroscopically. The immediate contact lies in the 153.0—156.0 m interval. Owing to intensive alterations, primary textures on both sides of the contact are strongly overprinted suggesting the impression of a continuous transition between granodiorite porphyrite and andesite, the latter reminding only locally the original rock variety.

Below this strongly altered andesite, another granodiorite porphyrite dyke occured between 180.0—194.0 m depth, This rock (Fig. 4) strongly reminds the rock of the higher dyke and its lower contact is similar to the previous as well. Below the dyke, an intensively propylitized medium-porphyric andesite builds a huge depth interval (about 100 m). The contact zone itself contains tectonized and kaolinized rock or even tectonic clay filling. According to microscopic investigations, the original rock resembled common andesite of the area.

Frequent chlorite patchs (pseudofragments) are peculiar in this rock emphasizing the altered nature of the pierced rock type. It contains strongly altered plagioclase phenocrysts whereas relics of mafic phenocrysts point to probable original pyroxene. The even intensively altered groundmass (Fig. 5) consists of sericite, chlorite, quartz, carbonate, epidote, clay and opaque minerals.

A light coloured dyke rock of only 2.0—2.5 cm thickness cuts this altered andesite in 211.4 m depth. This tiny fresh dyke of granodiorite composition has an intensively epidotized and silicified wallrock aureole towards the enclosing andesite.

Above underlying sediments of the Permian in 420.0 m depth, another granodiorite porphyrite dyke containing frequent recrystallized xenoliths of these sediments has been found. The porphyrite also reminds other similar rock varieties of the area.

Conclusions

Penetrations of granodiorite porphyrite dykes among the neovolcanic edifice of andesite composition are similar one to another from structural viewpoint and have resembling mineral compositions in the whole area. Also their alterations are similar one to another. These dyke swarms caused comparable alterations of the underlying and overlying andesite. Elevated chalcopyrite content occurs near to contact zones of granodiorite porphyrite in altered rocks of andesite composition. Some tiny veinlets of granodiorite porphyrite penetrated the altered wallrock even farther from the nearer contact zone. The granodiorite porphyrite intrusion crops out locally in the area (200 m northwards from the R-6 borehole site), occuring here also over the andesite suite.

These data yielded convincing evidence that granodiorite porphyrite dykes representing constituent of the "Hodruša intrusive complex" penetrated the andesite neovolcanic edifice. Therefore the granodiorite porphyrite dyke swarm together with the "Hodruša intrusive complex" belongs organically to the caldera structure in the Štiavnické pohorie Mts. neovolcanic area.

Preložil I. Varga

AKTUALITA

Kassiterit v Nízkych Tatrách

MÁRIA LINKEŠOVÁ — IVAN ČILLÍK

Kassiterite occurences in the Nízke Tatry Mts. (Middle Slovakia)

Elevated numbers of kassiterite grains were found in the course of mineralogical investigations to occur in mechanical and physico-chemical dispersion product aureoles sampled in alluvial brook deposits of the eastern Nízke Tatry Mts. Occurences are located around porphyric granitoide bodies intruding here crystalline rocks of the Hron Paleozoic group and in their NE structural prolongation. The geochemical assemblage of tin — wolfram — lithium may indicate so far unknown traces of periplutonic kassiterite-bearing ore formation.

Jedným zo zaujímavých a prospekčne dôležitých výsledkov regionálneho geochemického výskumu jadrových pohorí Západných Karpát je aj zistenie kassiteritu v šlichoch v území na severovýchod od Brezna v Nízkych Tatrách.

Regionálny geochemický výskum je zameraný na zistenie mechanickej aureoly rozptylu v aluviálnych náplavoch mineralogickými metódami a na identifikáciu fyzikálno-chemickej aureoly rozptylu v jemnej frakcii týchto náplavov pomocou emisnej spektrografie. Pretože pod stereomikroskopom kassiterit jednoznačne identifikovať nemožno (môže sa zameniť napr. so skorylom), použili sme mikrochemickú skúšku redukovaním pomocou zriedenej HCl na zinkovej doštičke. Tento postup potvrdila röntgenová a spektrálna analýza.

Na možný výskyt kassiteritu v systematicky skúmanom území upozornil zvýšený obsah cínu (10 až 100 ppm) v jemnej frakcii riečnych sedimentov v hrebeňových častiach východnej časti Nízkych Tatier, sprevádzaný rozptylovou aureolou scheelitu s obsahom Li (10 až 100 ppm). Kassiterit v okolí Mýta pod Ďumbierom údajne zistil aj M. Pulec (ústna informácia, 1977). Najviac zŕn kassiteritu v šlichoch alúvia sme našli severne od Bujakova (až 127 ks), v Bacúšskej doline (desiatky zŕn), zvýšený počet v pruhu hronskej série kryštalinika medzi týmito dolinami. Okrem toho ojedinelé šlichy s počtom zŕn nad 10 sú známe zo severnej časti potoka Bocianka a z dolného toku Čierneho Váhu. Veľkosť zŕn kassiteritu sa pohybuje medzi 0,1 až 1 mm.

Z hľadiska možného zdroja a transportu minerálu je zaujímavé, že zrnká kassiteritu v Nízkych Tatrách sú nepravidelne ostrohranné, pod stereomikroskopom majú ružovú farbu a lastúrovitý lom.

Vysoký počet zŕn kassiteritu v alúviu Nízkych Tatier sa okrem výnimiek prevažne koncentruje do okolia telesa porfyrických granitoidov, ktoré severovýchodne od Brezna prerážajú kryštalické bridlice hronskej série. Ďalšie nálezy sú v štruktúrnom severovýchodnom pokračovaní tohto územia. Geochemická asociácia Sn—W—Li môže signalizovať novú, v tomto území doteraz neznámu rudnú formáciu kassiteritu periplutonického typu.

Doručené 6. 5. 1979

Geologický prieskum, Banská Bystrica

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *355—359*, Bratislava

SPRÁVY

Nový typ minerálnych vôd v oblasti Belušských Slatín

(1 obr. a tab. v texte)

AUGUSTÍN REBRO*

Новый тип минеральных вод в районе Белушских Слатин.



Из давних времён в районе Белушских слатин были известны лишь сернистые минеральные воды с повышенной температурой (21,5° С), которые являются базой для лечения купанием.

Обнаруженные углеродистые минеральные воды позволяют их употребление как освежающие напитки.

A new type of mineral water in the area of Belušské Slatiny village, Váh valley (Western Slovakia)

Sulphur mineral water with elevated temperature (21.5 °C) known already in the past is a base for spa development. Discovered mineral water of carbonate type is suitable for use as potable mineral water.

Slatinské minerálne vody sú v súčasnosti známe najmä z dvoch využívaných prameňov. Voda z hlavného (Kúpeľný prameň) sa využíva vo vaňových kúpeľoch a v rekreačnom bazéne a z prameňa Mária (pôvodne Šťavica) na pitné kúry.

Hydrogeologické pomery v žriedlovej oblasti sú pomerne zložité. Podstatná časť minerálnej, ale aj obyčajnej vody získava charakteristické prvky v horninových súvrstviach mezozoika.

Podľa doterajších poznatkov je v žriedlovej oblasti niekoľko príbuzných typov vody. Najrozšírenejšia je obyčajná podzemná voda s plytkým obehom, ktorá sa dostáva na povrch vo viacerých prameňoch Slatinskej doliny (Brixi, pri kameňolome atď.) i v ďalších paralelných dolinách severne od Slatinskej doliny. Voda má výrazný základný kalciovo-bikarbonátový typ chemizmu a celkovú mineralizáciu okolo 550 mg/l.

Ďalším typom vody tejto oblasti je minerálna sírna voda s teplotou 21,5 °C a so zvýšeným obsahom CO_2 do 800 mg/l. Táto voda vyteká z Kúpeľného pra-

* P. p. Augustín Rebro, IGHP Žilina, pracovisko Piešťany, 921 01 Piešťany.

meňa, z prameňa Mária i z prameňa Skružová studňa a zachytil ju aj opustený vrt pri kúpeľných bazénoch, vrt BS-1, BS-2 a väčšina prospekčných vrtov v kúpeľnom areáli. Má nevýrazný základný kalciovo-bikarbonátový typ chemizmu a celkovú mineralizáciu 1700—1900 mg/l.

Tretí typ vody, ktorý v tejto oblasti nebol známy a ktorý sme objavili pri našom balneohydrogeologickom prieskume, je uhličitá minerálna voda s obsahom CO_2 okolo 2400 mg/l. Má výrazný základný kalciovo-bikarbonátový typ chemizmu, celkovú mineralizáciu až 2250 mg/l (vrt R-3) a zvyčajnú teplotu podzemnej vody (11 °C; tab. 1).

Chemická analýza vody

Tab. 1

Zdroj		Kúpeľný prameň	BS-1	Č-10	R-3
Dátum odberu		27. 4. 1977	3. 8. 1970	20. I. 1976	24. II. 1976
Teplota vody °C		20,5	21,2	9,5	6,0
pH		6,45	6,5	7,55	6,10
Merná hmotnosť		1,0462	1,0011	1,0012	1,0012
Lítium	Li^+	0,26	1,80	0,015	0,05
Sodík	Na^+	116,60	122,80	20,40	18,00
Draslík	K^+	20,50	25,60	1,60	4,00
Amoniak	NH_4^+	stopy	0,0	1,70	0,24
Vápnik	Ca^{2+}	273,34	283,76	367,13	442,48
Horčík	Mg^{2+}	42,31	41,83	75,88	51,56
Železo	Fe^{2+}	0,09	0,11	10,40	0,09
Stroncium	Sr^{2+}	2,70	nest.	0,40	1,00
Mangán	Mn^{2+}	0,04	0,00	0,71	1,20
Chloridy	Cl^-	114,57	114,60	2,12	2,26
Bromidy	Br^-	stopy	stopy	stopy	0,00
Jodidy	J^-	0,10	0,10	0,00	0,10
Fluoridy	F^-	0,74	—	0,15	0,29
Sírany	SO_4^{2-}	280,64	302,04	97,52	6,58
Bikarbonáty	HCO_3^-	842,04	848,18	1464,43	1659,68
Kyselina krem.	H_2SiO_3	13,67	15,58	14,63	62,80
Kyselina bor.	HBO_2	8,40	4,60	0,40	2,00
Celková mineralizácia		1716,00	1761,00	2057,48	2252,33
CO_2		640,00	640,00	1620,00	2028,00
H_2S		1,08	3,91	0,00	0,00

Analýza: IGHP Žilina, V. Drobáň

Všetky typy vody sa viažu na mezozoické horniny, ale majú rozličné stratigrafické začlenenie.

Podľa doterajších poznatkov je hydrogeologickou štruktúrou minerálnych vôd v oblasti Belušských Slatín termosifón. Predpokladáme, že infiltračnou oblasťou sírnej minerálnej vody v Slatinskej doline je bradlo Butkov. Zostupnú vetvu tvoria priepustnejšie horniny mezozoika, najmä vápence, a výstupnú vetvu priečny tektonický zlom v doline Slatinského potoka.

Aj uhličitá minerálna voda, ktorú sme zistili pri prieskumných prácach v pa-

ralelných dolinách severne od Slatinskej doliny, má podľa nášho náhľadu termosifónovú žriedlovú štruktúru. Jej infiltračná oblasť je na antiklinálach severnejšie od predchádzajúcej a výstupnú vetvu tvoria tektonické zlomy priečneho smeru tiahnúce sa pozdĺž synklinál.

Komplikovanosť režimu minerálnej vody, najmä sírnej v Slatinskej doline, vyplýva z geologickej stavby oblasti Belušských Slatín. Režim je nestály, s výraznými, najmä výdatnostnými zmenami. Zákonitosť týchto zmien sa doteraz nezistila. Predpokladá sa, že režim je do istej miery spätý s plytšou krasovou vodou.

Celková výdatnosť zdrojov sírnej minerálnej vody v Slatinskej doline sa v súčasnosti pohybuje v priebehu roka od 2,5 do 18 l/s. V minulosti bola oveľa nižšia. Obsah H_2S sa mení od 1,5 do 4,5 mg/l a obsah CO_2 od 400 do 800 mg/l. Teplotu 21,5 °C možno pokladať za stabilnú.

Kvantitatívne hodnoty uhličitej minerálnej vody sú známe iba z prospekčných vrtov v pokryvných útvaroch a možno tvrdiť, že sú veľmi nízke, do 0,25 l/s. Podľa výsledkov teplotnej, chemickej a plynovej prospekcie zo zvodneného prostredia v okolí kúpeľov, lokalít Čerencové, Rybníky I a Rybníky II sme mohli detailnejšie určiť aj kvalitatívne ukazovatele minerálnej vody.

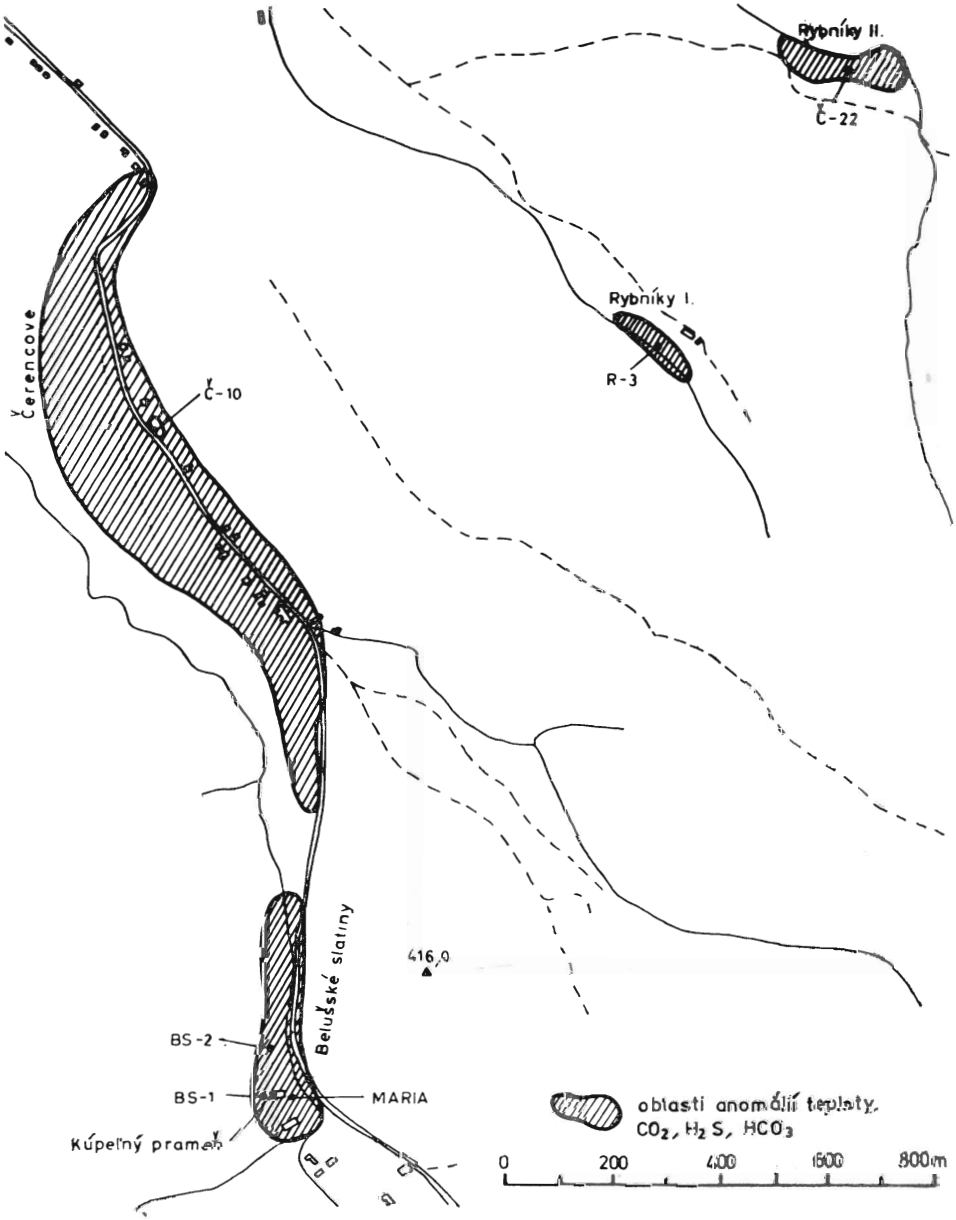
Cieľom prospekčných prác bolo zistiť miesta výstupu minerálnej vody z podložných horninových celkov do kvartéru tak, že sa exaktne vymedzili miesta najvyššej teploty, resp. najvyššej koncentrácie CO_2, H_2S a HCO_3. Podľa výsledkov a po zhodnotení vzájomných vzťahov zložkových anomálií a vplyvom prúdenia podzemnej vody sa môžu veľmi presne určiť body vrtov pre budúci hydrogeologický prieskum.

V známej prameňovej oblasti, v kúpeľnom areáli, sú dve teplotné anomálie nad 20 °C. Anomálie CO_2, H_2S i HCO_3 sa zhodujú s jednou z nich, a to pri prameni Mária. Obsah CO_2 dosahuje 800 mg/l, H_2S (okrem prameňov) 2,5 mg/l a HCO_3 1100 mg/l. Minerálna voda tejto lokality je podľa ČSN 86 8000 slabo mineralizovaná (1700—1900 mg/l), hydrouhličitanovo-síranová, vápenato-sodná, sírna, hypotonická a studená.

Ďalší prieskum sme orientovali na lokalitu Čerencové, ktorá komunikačne na predchádzajúcu oblasť priamo nadväzuje, ale z tektonického hľadiska prilieha k zlomu prebiehajúcemu prvou paralelnou dolinou na sever od Slatinskej doliny. Tento zlom doznieva v doline Váhu. Na lokalite je jedna anomálna oblasť všetkých skúmaných zložiek. Jej centrum je pri vrte Č-10 v osade Čerencové. Vrt bol upravený a využíva sa ako zdroj kyselky pod názvom kyselka Čerenka. Teplota vody je 11 °C. Podľa ČSN 86 8000 je to voda slabo mineralizovaná (1300—2100 mg/l), hydrouhličitanová, vápenato-horečnatá, uhličitá, hypotonická a studená. Vhodná je ako stolová minerálna voda, ale treba ju zachytiť na výstupnej ceste v horninovom prostredí mezozoika.

Najvýznamnejšie výsledky prospekcie sa dosiahli na lokalite Rybníky I, kde sa zistila plošne pomerne obmedzená anomália CO_2 a HCO_3, ale s vysokými hodnotami. Centrum anomálie pri vrte R-3 dosahuje 2400 mg/l CO_2 a 1700 mg/l HCO_3. Zistil sa iba minimálny obsah H_2S. Teplota vody dosahuje 11 °C. Podľa ČSN 86 8000 je to slabo mineralizovaná (2250 mg/l), hydrouhličitanová, vápenatá, uhličitá voda, hypotonická, studená. Možno ju využiť ako vynikajúcu stolovú minerálnu vodu.

Aj na lokalite Rybníky II (paralelnej s dolinou na sever od doliny Rybníky I) je rozptyl minerálnej vody v kvartéri pomerne obmedzený. Anomália CO_2 a HCO_3



Obr. 1. Schematická mapa anomálnej teploty, CO_2, H_2S a HCO_3 v okolí Belušských Slatín

Fig. 1. Schematic map of anomalous temperatures, carbon dioxide, hydrogen monosulphide and carbonic acid content in the area of Belušské Slatiny village.

je v blízkosti vrtu Č-22. Obsah CO_2 je dosť nízky, iba 1640 mg/l, ale obsah HCO_3 dosahoval až 1933 mg/l. Teplota vody je okolo 11 °C a obsah H_2S je bezvýznamný.

Z kvantitatívneho hľadiska treba výsledky hodnotiť triezvo, pretože využiteľné množstvo uhličitej minerálnej vody v kvartéri lokalít Čerencové, Rybníky I a Rybníky II je pomerne malé, iba okolo 0,25 l/s, a v súvrstviach podložných horninových celkov (alb, cenoman) podstatnejšie zvýšenie očakávať nemožno, iba ak by sa priamo zachytila výstupová cesta v zlomovom systéme.

Záver

Doterajšie balneohydrogeologické prieskumné práce v oblasti Belušských Slatín mali charakter predbežného prieskumu. Ich úspešnosť je v zabezpečení väčšieho využiteľného množstva sírnej minerálnej vody známeho typu so zvýšenou teplotou a zvýšeným obsahom CO_2 a v objavení studenej uhličitej minerálnej vody (kyselky), ktorá sa môže využiť ako stolová minerálna voda.

Doručené 1. 2. 1979
Odporučil P. Ťkáčik

LITERATÚRA

Rebro, A. — Began, A. 1970: Belušské Slatiny — hydrogeologický prieskum minerálnych vôd. Manuskript — IGHP Žilina.
Rebro, A. — Began, A. 1972: Nové poznatky o minerálnych vodách v Belušských Slatinách. Geol. práce, Spr. (Bratislava), 58.
Rebro, A. — Began, A. — Matejčeková, E. 1977: Belušské Slatiny — balneohydrogeologický prieskum. Manuskript — IGHP Žilina.

A new type of mineral water in the area of Belušské Slatiny village, Váh valley (Western Slovakia)

AUGUSTÍN REBRO

Mineral water has been known and utilized in the past in the vicinity of Belušské Slatiny village. A little spa of local importance developed here using mineral water sources of the area. Recent efforts to renew and develop this tradition motivated the balneological and hydrogeological investigation. Already the results of a preliminary investigation point to the possibility considerably increase the water discharge of known sulphur mineral water manifesting elevated temperature (21.5 °C) and carbon dioxide content (up to 800 mgl^{-1}). Results of pioneering survey during the years 1969—1970 proved that water discharge values may be increased, however they have not overcome fluctuations of mineral water regime. The preliminary hydrogeological investigation during the years 1975—1977 discovered a possibility to trap carbonate mineral water on three localities (Čerencové, Rybníky I and II) in the Belušské Slatiny vicinity.

The pronounced calcium bicarbonate water type achieving the total mineralization of 2,250 mgl^{-1} and carbon dioxide content up to 2,500 mgl^{-1} allows to utilize it as potable table water of at least local importance, however, on condition that prospecting and trapping will continue.

AKTUALITA

Nález scheelitového zrudnenia v oblasti Jasenie—Kyslá (Nízke Tatry)

MIROSLAV PULEC

V tzv. ďumbierskej časti nízkotatranského kryštalinika (južné svahy západnej časti Nízkych Tatier) sme pri zostavovaní nových geologických máp v mierke 1 : 25 000 robili od roku 1975 aj šlichovú prospekciu. Sledovali sme všetky prospekčné minerály a zamerali sme sa najmä na scheelit a zlato, z ekonomického hľadiska najvýznamnejšie minerály. Zistili sme zvýšený anomálny obsah scheelitu v šlichoch na území zachytenom na listoch Korytnica, Jasenie, Horná Lehota a Mýto pod Ďumbierom. Akumulácie scheelitu v šlichoch nám umožnili vymedziť perspektívne oblasti so scheelitovým zrudnením formácie kremeň—scheelit—zlato.

V roku 1977 sme úlomkovou prospekciou vymedzili a spresnili perspektívnu oblasť so scheelitovým zrudnením (M. Pulec et al. 1978). V roku 1978 sme venovali maximálnu pozornosť oblasti Biela voda až Šifrova dolina (lokalita Jasenie—Kyslá). V tejto oblasti sme robili podrobnú šlichovú prospekciu — zahusťovanie šlichov je po 50—100 m, odber šlichov zo sutiny zo svahov a výplavových kužeľov. Zahustením šlichov sme získali veľmi presný plošný rozsah scheelitového zrudnenia. Ďalej sme ho spresnili úlomkovou prospekciou, pri ktorej sa našlo mnoho úlomkov hornín bohatých na scheelit, a to nielen v toku, ale aj v svahovej sutine a v hrebeňových častiach, a zároveň sme zistili primárne východy so scheelitovým zrudnením.

Scheelitové zrudnenie je jednak v hybridných granitoidoch až migmatitoch nebulitického typu, ktoré od migmatitov stromatitického a oftalmitického typu oddeľuje tektonická línia, a jednak v kremeňových žilách, ktoré sú súčasťou pásma. Doteraz sme analyzovali 35 úlomkov hornín a žilného kremeňa. Obsah volfrámu v nich bol 0,12—11,02 % W (WO_3 — 13,90 %), priemerný obsah 2,43 % W.

Po spresnení perspektívnej oblasti s volfrámovým zrudnením sme pristúpili k mapovacím prácam v mierke 1 : 10 000 a súčasne sme situovali mapovacie vrty (150—200 m). Doteraz bolo vyhĺbených 5 plytkých vrtov a výsledky sú viac ako prekvapujúce. Štyri vrty boli pozitívne, pričom v jednom z nich sa zastihla 7 m mocná poloha tektonicky postihnutých a hydrotermálne premenených hornín a žilného kremeňa so scheelitom. Priemerný obsah volfrámu v tejto polohe bol 1,59 %, najvyšší obsah v jednej 0,5 m polohe analyzovaného jadra 7,76 % a v 1,5 m polohe (analyzované jadro po 0,5 m) 5,33 %.

Okrem volfrámu sme sledovali aj obsah zlata. V 18 povrchových vzorkách sa obsah Au pohyboval v rozmedzí 0,09—2,5 ppm a v štyroch vzorkách sa zistil obsah 7,8, 11,8, 14,0 a 16,8 ppm. Vo vrtnom jadre bol obsah Au 0,10—0,78 ppm.

Z genetického hľadiska usudzujeme, že zrudnenie je žilného typu a že sa viaže na formáciu kremeň—scheelit—zlato. Niektoré úlomky hornín so scheelitom signalizujú, že nie je vylúčená ani možnosť výskytu páskovaných scheelitových rúd.

Ak vezmeme do úvahy, že sa v súčasnosti vo svete využívajú aj ložiská s obsahom 0,1—0,2 % volfrámu, potom zistené indície z oblasti Jasenie—Kyslá by mohli signalizovať ekonomicky významné ložisko.

Doručené 26. 4. 1979

Geologický ústav D. Štúra
Bratislava

Mineralia slovaca, 11 (1979), 4, 361—368, Bratislava

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Medzinárodné projekty geologických korelácií UNESCO

Seminár s týmto názvom usporiadala bratislavská pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti 31. januára 1979. Jeho hlavným poslaním bolo oboznámiť členov pobočky so stavom a perspektívami riešenia projektov medzinárodných geologických korelácií.

Uverejňujeme informácie o projektoch, ktoré riešia rozličné pracoviská v SSR.

Ján Seneš: **Zrod, organizácia a náplň projektov IGCP** (International Geological Correlation Programme pri IUGS a UNESCO)

Povojnový trend geológie sa prejavil úsilím o interregionálnu alebo globálnu syntézu. Týka sa to problémov hlbinných procesov, rekognoskácie povahy spodnej časti litosféry a vrchných obzorov astenosféry, ako aj problémov paleogeografie v nadväznosti na drift kontinentov. Napokon boli v súvislosti s blokovou tektonikou, s vývojom riftov a subdukcií nastolené otázky geodynamiky. Súčasťou nastúpeného trendu sa stále viac stáva aj prognóza výskytu nerastných surovín.

Napriek tomu, že sa začali používať nové metódy, realizáciu výskumu brzdila nedostatočná organizácia medzinárodných geologických projektov. Zjednocujúce úsilie v 60-ych rokoch vyvinula IUGS a jej pomerne málo aktívne komisie. Medzinárodné geologické kongresy mali skôr informatívny ako bádateľský charakter.

Z iniciatívy IUGS sa na sklonku 60-ych rokov predsa len vytvorili medzinárodné pracovné organizácie, ako je Inter-Union Commission on Geodynamic a International Correlation Programme. Zaktivizovali sa aj samotné organizácie IUGS. Ich počet narástol na 69 (od Komisie pre morskú geológiu po Komitét geologického výskumu Mesiaca a planét). Len na rok 1979 sa pripravuje 97 medzinárodných podujatí, nepočítajúc do toho vyše 80 pracovných zasadnutí o projektoch geodynamického a korelačného programu.

Návrh prezídia IUGS na vytvorenie IGCP z roku 1967 bol schválený na Medzinárodnom geologickom kongrese v Prahe roku 1968 a v roku 1969 bol v Budapešti prijatý štatút a program IGCP. V roku 1970 bolo schválených prvých 12 návrhov projektov IGCP, z nich 4 z ČSSR. V roku 1972 uzavrela IUGS kontrakt s UNESCO o finančnej podpore projektov a od roku 1974 sú IUGS a UNESCO spoločnými gestormi IGCP. Sekretariát IGCP je v Paríži pri generalite UNESCO.

IGCP dnes eviduje 63 interkontinentálnych alebo globálnych projektov (zo 166 navrhnutých). Na ich riešení sa zúčastňuje 115 krajín. Každý projekt má stanovené ciele a termín ukončenia. Konkrétnosť a prísna kontrola zo strany UNESCO sú veľmi závažné. Za splnenie cieľov a dodržanie termínov sú zodpovední predsedovia projektov. Volí ich plenárne zasadnutie projektov, ktoré sa koná najmenej raz za dva roky. Predseda projektu je súčasne garantom pre IUGS a UNESCO za svoju krajinu a má zákonnú zodpovednosť. Plenárne zasadnutie ho môže odvolať z funkcie a na jeho miesto zvoliť predsedu z inej krajiny.

Projekty IGCP sú rozdelené do týchto štyroch skupín: I. projekty riešiace problémy geologického času a stratigrafie, II. projekty riešiace udalosti geologickej minulosti, III. projekty riešiace distribúciu nerastných surovín, IV. projekty riešiace metódy a štandardy potrebné na koreláciu.

Projekty sú ďalej zaradené do štyroch tzv. prioritných oblastí: 1. metódy deter-

minácie časovej korelácie; 2. vývoj zemskej kôry v prekambriu; 3. problematika kvartéru (aj s ohľadom na dnešné životné prostredie); 4. energetické a iné nerastné zdroje.

Československo patrí už od založenia IGCP medzi veľmi aktívne krajiny. Z ČSSR sú predsedovia týchto piatich projektov: č. 22 — Precambrian in younger fold belts (akad. Zoubek), č. 23 — Genesis of kaolins (dr. Kužvart), č. 24 — Quarternary glaciations in the Northern Hemisphere (dr. Sibrava), č. 25 — Correlation of the Tethys-Paratethys Neogene (dr. Seneš), č. 26 — Mineralisation associated with acid magmatism (dr. Štemprok).

ČSSR (inštitúcie alebo jednotliví pracovníci) sa zúčastňuje aj na riešení projektov IGCP, ktoré vedú iné krajiny. Viac projektov ako ČSSR t. č. vedie iba USA (7), ZSSR a Francúzsko (po 6). Rakúsko a Austrália spolu s Novým Zélandom vedú po 4 projekty. Švédsko, Kanada, juhoamerické a africké štáty vedú po 3 projektoch IGCP. Japonsko a Holandsko vedú organizačne veľmi náročné a mimoriadne závažné projekty.

Upozorňujem na závažnú okolnosť týkajúcu sa ČSSR. Termín vyriešenia našich projektov je rok 1980 až 1982. Oproti tomu sa projekty mnohých iných štátov (začatých neskoršie) končia medzi 1984 až 1988. Zo strany ČSSR ešte nie sú návrhy na také nové projekty (interregionálneho alebo globálneho významu), ktoré by IGCP akceptovala. Preto bude nevyhnutné v r. 1979 navrhnúť za ČSSR projekty, ktoré IUGS a UNESCO od vedeckého potenciálu našej krajiny právom očakáva.

IGCP poskytuje (hodnotiac dosiahnuté výsledky) na cestovné a pobytové výdavky v súvislosti so zasadnutím projektov ročne okolo 150 tisíc dolárov. Táto dotácia sa nemôže používať na samotný výskum. Ten sa hradí z národných fondov, lebo každá krajina, ktorá do projektu vstúpila, má o vyriešenie problematiky vlastný záujem.

IGCP preferuje projekty poskytujúce aj študijné možnosti (tzv. scientific training) vedcom z málovyvinutých krajín a projekty, na ktorých sa takéto krajiny zúčastňujú. Spolupráca medzi projektmi a príslušnými komisiami IUGS je podmienkou, aby boli nové projekty schválené.

Na demonštráciu pestrosti projektov IGCP uvádzam aspoň niektoré: Hranice súčasných možností stanovenia presnosti geologického času, Korelácia prekambrických mobilných zón, Podložie juhozápadného Pacifiku, Globálna korelácia výrazných období tektogenézy, Problematika ofiolitov, Rudné provincie rozdelené kontinentálnym driftom, Genéza mangánových rúd a i.

Projekty IGCP sú v súlade s projektmi multilaterálnych dohôd socialistických krajín. ZSSR sa ako popredný predstaviteľ IUGS a UNESCO aktívne zúčastňuje na práci a vedení mnohých projektov IGCP, a to v úsilí vyriešiť globálne problémy vývoja Zeme a odkryť jej nerastné bohatstvo na prospech ľudstva a mieru.

Ján Bystrický: **Triassic of the Tethys realm** (projekt 4)

Projekt bol prijatý v r. 1974 a má trvať do konca roku 1980. Pôvodne zahŕňal len Severné Vápencové Alpy (Rakúsko) a Západné Karpaty (ČSSR) a obmedzoval sa iba na problematiku vrchného triasu. Dnes zahŕňa celú problematiku triasu a zúčastňuje sa na ňom Bulharsko, Juhoslávia, Kanada, Maďarsko, Poľsko, Rakúsko, Rumunsko, Taliansko, ZSSR a ČSSR. Koordinačné stredisko je vo Viedni a gestorom projektu je Akadémia vied Rakúska. Hlavným koordinátorom je prof. Helmuth Zapfe z Paleontologického ústavu univerzity vo Viedni. Koordinátorom československej pracovnej skupiny je dr. Ján Bystrický, DrSc., Geologický ústav Slovenskej akadémie vied.

Ťažiskom projektu je vytvoriť biochronologickú stupnicu amonitových zón a korelovať ich s fosíliami parastratigrafickej kategórie. Nové poznatky o postupnosti amonitových faún Severnej Ameriky si vynútili redefinovať jednotlivé stupne a podstupne a celkovú revíziu amonitových faún, o ktoré sa doterajšia stupnica opierala.

Spodný trias (doteraz skýtsky stupeň) sa člení na 3 stupne (griesbach, nemal, spat). Aniský stupeň zahŕňa podstupne: egej, bityn, pelsón, ilýr, ladinský stupeň fasan, longobard. Treba mať na zreteli, že aj keď sa názvy podstupňov preberajú z pôvodnej stupnice (výnimkou je iba egej a bityn), ich náplň je iná. Podstupeň pelsón zahŕňa zónu s *Balanites balatonicus*, lebo druh *Paraceratites binodosus* (indexový druh pelsónu v pôvodnej definícii) je zahrnutý do amonitovej fauny vyššej amonitovej zóny s *Paraceratites trinodosus*, teda do spodného ilýru. Novým poznatkom je, že zóna s *Aplococeras avisianus* nasleduje nad zónou s *Paraceratites trinodosus* a patrí do vrchného ilýru. Otázka hranice medzi aniským a ladinským stupňom nie je ešte dostatočne objasnená. Je pravdepodobne, že zóna s *Ceratites reitzi*, pokladaná doteraz za najspodnejšiu zónu ladinského stupňa (podstupňa fasan), sa zahrnie do najvyššieho anisu. Tak by sa aj v alpskej oblasti podobne ako v Severnej Amerike ladinský stupeň začínal až zónou s *Protrachyceras curionii*. Podstupeň kordevol, dlho kladený v Rakúsku aj u nás do najvyššieho ladinu, sa teraz už jednoznačne a všeobecne pokladá na bázu karnického stupňa. V ostatných rokoch sa stále viac presadzuje návrh tento podstupeň zrušiť a jeho amonitovú zónu (zóna s *Trachyceras aon)* pokladať za najspodnejšiu zónu podstupňa jul. V názvosloví podstupňov norického stupňa zmeny nenastali, aj keď v tomto prípade sa podstupnosť amonitových faún ukázala byť iná, než sa donedávna uvádzalo. Najväčšie zmeny sa týkajú chápania rétskeho stupňa. Rétsky stupeň v pôvodnej definícii ako zóna s *Rhaetavicula contorta* totiž zahŕňa amonitovú faunu dvoch zón, zóny s *Rhabdoceras suessi* (podstupeň sevat) a zóny s *Choristoceras marshi* (rétsky stupeň sensu Tozer). V najnovšom návrhu (T o z e r 1978) termín rét (na základe priority) je názvom najvyššieho podstupňa nóru a zahŕňa bývalý podstupeň sevat a rétsky stupeň.

Hoci na pôvodnom projekte participovalo len Rakúsko a ČSSR, už na prvom pracovnom zasadnutí vo Viedni (v r. 1973) sa zúčastnili špecialisti takmer zo všetkých európskych krajín, z USA a Kanady. Rovnako to bolo na zasadnutí roku 1975 vo Viedni a na treťom (poslednom) roku 1978 v Budapešti. Na každom zo zasadaní boli referáty pracovných skupín o dosiahnutých výsledkoch. Najdôležitejšie je však to, že každý účastník mohol svoje problémy priamo prediskutovať so všetkými špecialistami.

Vzhľadom na to, že trias v Západných Karpatoch zastupujú hlavne fácie rífového komplexu, v ktorom sú amonity len celkom vzácne, mohlo by sa zdať, že náš pracovný tím má veľmi obmedzené možnosti aktívne sa zúčastňovať na tvorbe biochronologickej stupnice amonitových zón. Že to tak nie je, ukazujú predbežné výsledky výskumu o postupnosti amonitových faún tzv. kampilských vrstiev a amonitová fauna rífového komplexu v podstupni tuval (Silická Brezová, Ostré vŕšky na Plešivskej planine) a amonitová fauna od Bleskového prameňa. V tomto období sa študuje postupnosť jednotlivých faún a flóry dasycladaceí v profiloch, ktoré umožňujú bezprostrednú koreláciu s faunou amonitov.

Projekt korelačného programu je zahrnutý do štátneho plánu základného výskumu, ale súčasný plánovací systém, žiaľ, neumožňuje najefektívnejšie koncentrovať odborníkov do spoločného pracovného tímu, čo spolu s nevyjasnenou kompetenciou koordinátora vedie k dosť veľkému zaostávaniu nášho výskumu v porovnaní s pracovnými tímami iných krajín, ktoré sa na projekte zúčastňujú, a v nejednom prípade to vedie aj k strate prestíže.

P a v o l G r e c u l a : **Correlation of Prevariscan and Variscan events of the Alpine — Mediteranean montain belts** (projekt 5)

Cieľom projektu je výskum paleozoických sedimentov, metamorfných, magmatických, deformačných a metalogenetických procesov v paleozoiku biostratigrafickými, litostratigrafickými, litologickými, geochemickými, paleomagnetickými, geochronologickými a metalogenetickými metódami spätý so získavaním a porovná-

vaním nových informácií o paleogeografii a orogénnej histórii paleozoika alpsko-mediteránnej oblasti.

Doterajšie výskumy Západných Karpát boli zamerané viac-menej jednostranne. Z rozličných príčin sa pri nich doteraz nepoužívali najnovšie metódy v potrebnom rozsahu. Preto jedným z cieľom projektu je zdokonaliť metódy bádania v Západných Karpatoch.

Práce v rámci projektu č. 5 IGCP sú zamerané na tieto hlavné témy:

1. Biostratigrafia staršieho a mladšieho paleozoika Neoeurópy za použitia mikrobiopaleontologických metód výskumu (konodonty, radiolária, foraminifery) a palinológie.

2. Litostratigrafia staršieho a mladšieho paleozoika, faciálna analýza, prostredie sedimentácie.

3. Paleogeografia a paleobiogeografia paleozoika, zdrojové oblasti, korelácia s ortostratigrafickou škálou.

4. Paleomagnetické výskumy paleozoika Neoeurópy.

5. Orogénna aktivita v paleozoiku, prejavy orogénnych fáz, deformačné znaky, diskordancie, tektonický štýl, paleotektonická pozícia sedimentácie a vulkanizmu, datovanie deformácií a interpretácie vo svetle platňovej tektoniky.

6. Metamorfóza variského orogénneho pásma v Neoeurópe, metamorfné fácie, vzťah k tektonike, magmatizmu a geochronológii.

7. Plutonizmus variského orogénneho cyklu v Neoeurópe, jeho tektonická a petrologická povaha a význam pre metamorfné a metalogenetické procesy, geochronologické aspekty plutonizmu.

8. Vulkanizmus staršieho a mladšieho paleozoika Neoeurópy (stratifikácia, petrochémia, paleotektonická pozícia, vzťahy k orogénnym udalostiam a k sedimentačnému prostrediu) a pozícia tohto vulkanizmu v ortostratigrafickej škále.

9. Geochronostratigrafia a korelácia magmatických a metamorfných procesov, metamorfné prepracovanie produktov starších fáz, polymetamorfóza a rádiometrické metódy výskumu, interpretácia ich výsledkov.

10. Metalogenetické procesy variských a predvariských jednotiek v Neoeurópe a ich význam v alpsko-mediteránnom pásme.

Každá téma má dvoch koordinátorov (z rozličných štátov). Ich úlohou je navrhovať pracovné metódy, ciele (aj čiastkové), korelačné kritériá; vytvárať medzinárodné tímy špecialistov.

V súlade s operačným diagramom prebieha korelácia výsledkov podľa geotraverz, ktoré reprezentujú oporné oblasti korelácie: západomediteránna (A), alpsko-sardínska (B), karpatsko-dinárska (C), balkánsko-dinárska (D), rodopsko-krétska (E), západoanatólska (F), kaukazsko-východoanatólska (G).

Projekt bol schválený v roku 1976, predpokladaný termín ukončenia prác je rok 1986. Na projekte sa zúčastňujú skoro všetky štáty alpsko-mediteránnej oblasti.

L a d i s l a v K a m e n i c k ý : **Precambrian in younger fold belts** (projekt 22)

Projekt sa začal pod názvom Precambrian of mobile zones I v rokoch 1970—1975 a zaoberal sa variscidami Európy. Navrhovateľom a vedúcim projektu bol akademik V. Zoubek. Po prijatí projektu medzi spoločné akcie UNESCO a IUGS sa na zasadnutí výboru IGCP vo Viedni v roku 1974 rozhodlo zjednotiť ho s projektom prekambria v balkánskej oblasti (V. Vergilov, Bulharsko), s projektom korelácie prekambria Karpát a Východných Álp (V. Ianovici, Rumunsko) a Himalájí (Geological Survey of India) do spoločného projektu č. 22 s názvom uvedeným v titule s prioritou kľúčového projektu. V súlade s návrhom zástupcov Anglicka (F. W. Dunning a A. L. Harris) sa projekt rozšíril o kaledonidy.

Výskumné práce projektu sa majú ukončiť multimonografiou a medzinárodnou korelačnou mapou prekambria európskych variscíd a alpíd a ich predpolia a pre-

dostrieť roku 1980 na medzinárodnom geologickom kongrese v Paríži, na sympóziu IGCP, ako aj výboru IGCP. Práce na projekte sú v štádiu ukončenia. Spracovanie oblasti čs. Karpát ovplyvňuje tá nepriaznivá okolnosť, že slovenská skupina komisie II, zložená zo zástupcov našich pracovísk zaoberajúcich sa touto problematikou, sa ustanovila len v novembri 1977, t. j. v záverečnej etape realizácie projektu (vedúci skupiny L. Kamenický, Geologický ústav SAV).

Z akcií, ktoré sú v pláne najbližšieho obdobia, treba uviesť pracovné zasadnutie pre mikropaleontológiu prekambria v Libliciach v dňoch 21.—28. 1. 1980 a plenárne zasadnutie pracovnej skupiny projektu v Bulharsku alebo v Československu roku 1980.

Ján Seneš: **Stratigraphic correlation of the Tethys-Paratethys Neogene** (projekt 25)

Cieľ: Vyriešiť časovú koreláciu litostratigrafických a biostratigrafických jednotiek a časovú identifikáciu diskordancií, hiátov, orogénnych fáz, vulkanickej činnosti atď. v širšej medzinárodnej oblasti (územie od Pyrenejského polostrova a severnej Afriky na západe po Stredný východ, Južný Ural a Turkménsko na východe).

Účel projektu: Vytvoriť moderný základ na vysvetlenie geodynamického a paleogeografického vývoja Neoeurópy (v spätosti s vývojom Atlantického oceána a Indického oceána v období posledných 30 mil. rokov).

Termíny a účastníci projektu: 1971—1982; 26 štátov s temer 300 odborníkmi z Európy, severnej Afriky a z Ázie.

Organizácia: Sekretariát projektu je od roku 1971 na Geologickom ústave SAV v Bratislave; predsedom projektu je J. Seneš, DrSc. Sekretariát organizuje pracovné zasadnutia predsedníctva a čiastkových úloh projektu (doteraz Atény, Bazilej, Bratislava, Bukurešť, Kyjev, Krakov, Malaga, Marseille, Milano, Smolenice, Sofia, Tbilisi, Tokio, Utrecht, Viedeň, Záhreb). Stará sa o vedecké a organizačné usmerňovanie projektu, o stály kontakt s pracovníkmi vlastného projektu a nadväznými projektmi, o vydávanie cirkulárov a informačného buletínu projektu v angličtine a v ruštine, o prípravu a vydávanie ročných a čiastkových záverečných správ.

Metodika riešenia:

I. etapa (1971—1978). Prehodnocovanie doterajších poznatkov zo 450 sedimentačných priestorov na svetové, dnes platné chronostratigrafické kritériá a riešenie základných nejasností vekovej korelácie medzi tetýdnou a paratetýdnou oblasťou pomocou 12 čiastkových úloh.

2. etapa (1978—1982). Zostavenie súboru korelačných tabúľ o časovom zaradení všetkých fenoménov, ktoré predstavujú základné údaje na geodynamické a paleogeografické interpretácie vývoja tohto interkontinentálneho areálu v neogéne.

Dosiahnuté výsledky: Prvá etapa sa ukončila v stanovenom termíne. Boli vyriešené čiastkové úlohy; prehodnotil sa význam a absolútna časová hodnota udalostí z vyše 400 oblastí. Stanovila sa najpravdepodobnejšia časová korelácia regionálnych chronostratigrafických jednotiek medzi tetýdnou a paratetýdnou oblasťou. Do konca roku 1978 vyšla aj prvá pracovná verzia súboru korelačných tabúľ (xerox, 850 s.) na ďalšie spresňovanie časovej korelácie v rámci druhej etapy projektu. Ukazujú sa neočakávané, obrovské rozdiely oproti poznatkom spred desiatich rokov týkajúce sa času a intenzity fenoménov v neogéne. (Pre nedostatok miesta odkazujem na tieto publikácie: Geological Correlation, No. 6, pp, 34—36, Paris 1978; Geol. Corr. spec. iss., pp. 63—64, Paris 1978; First working version of Correlation Tables, Secr. IGCP 25, pp. 1—802, Bratislava 1978; Information Bulletin, IGCP 25. No. 6. Bratislava 1979; Résultats etc. (Seneš), Geol. Carp., v tlači, Bratislava 1979).

Spolupráca s inými medzinárodnými organizáciami. Aktívna so 6 komisiami IUGS a s 5 projektmi IGCP, stála výmena informácií na sledovanie globálneho trendu a aplikáciu nových údajov a metód pri realizovaní projektu.

Dionýz Vass: **Global correlation of epochs of tectogenesis** (projekt 107)

Projekt vznikol v r. 1975 a má trvať do r. 1980. Vedúcim je V. F. Khain. Hlavnou úlohou je dokázať existenciu globálnych epoch a fáz tektogenézy, aby sa dali vyriešiť tieto otázky: a) sú epochy a fázy tektogenézy v rozličných častiach Zeme a v rozličných tektonických zónach synchronne alebo nie; b) sú tieto epochy, resp. fázy, alebo aspoň niektoré z nich, globálne alebo regionálne; c) aké sú dlhé; d) aké tektonické a magmatické udalosti sú pre tieto epochy a fázy v rozdielnych tektonických zónach a v rozličných oblastiach charakteristické.

Výskum sa koncentruje na obdobie od vrchnej kriedy po neogén, staršie obdobia sa bádajú iba doplnkovo.

V prvej etape sa úsilie riešiteľov sústredilo na vypracovanie jednotného metodického postupu. Konečným výsledkom budú mapy foriem a intenzity tektomagmatickej aktivity epoch, resp. fáz tektogenézy. V roku 1978, keď sa do práce na projekte zapojila aj ČSSR, boli zostavené prvé takéto mapy pre obdobie (a) na konci eocénu a na začiatku oligocénu, (b) na konci oligocénu a na začiatku neogénu.

Na mapách sa zobrazujú:

1. Prejavy tektonických udalostí v stavbe horninových komplexov počínajúc prerušením sedimentácie bez uhlovej diskordancie až po vznik, resp. transport príkrovov.
2. Prejavy tektonických udalostí v litológii a mocnostiach sedimentárnych komplexov.
3. Magmatizmus a metamorfizmus granitoidné intrúzie, začiatok dlhodobej vulkanickej aktivity, krátkodobé prejavy vulkanizmu, zmeny zloženia a miesta vulkanizmu, metamorfizmus vysokého a nízkeho stupňa, metamorfóza pri vysokom tlaku, retrográdna metamorfóza.
4. Rádiometrický vek magmatických a metamorfných hornín (vek tuhnutia).
5. Tektomagmatické udalosti definované súborom tektonických prejavov vyjadrených v štruktúre, litológii a magmatizme (prvé prejavy alebo intenzifikácia riftingu, fázy intenzívneho vrásnenia, fázy tektonického transportu príkrovov, dvíhanie horstva a vznik molasových depresií, formovanie oceanických depresií).
6. Oblasti bez prejavov tektonickej aktivity (neprerušená sedimentácia bez významných litologických zmien a zmien hrúbky).
7. Oblasti, z ktorých chýbajú akékoľvek informácie o tektonickej aktivite.

Odporúčaná mierka je 1 : 1 000 000 alebo menšia, konečná mierka 1 : 10 000 000, resp. pre oblasť Európy 1 : 2 500 000.

Na práci projektu sa okrem vedúceho zúčastňujú: dr. Leonov (ZSSR), prof. Malaroda (Taliansko), prof. Schwan, dr. Rossner (NSR), dr. Dunning a dr. Spencer (Veľká Británia), dr. Császar (Maďarsko), dr. Raina (India), dr. Sandulescu (Rumunsko), dr. Vass (ČSSR).

Ján Ilavský: **Niektoré medzinárodné korelačné programy metalogenetického charakteru**

Do medzinárodných korelačných programov v rámci IGCP, IUGS alebo UNESCO sa v priebehu ostatných piatich rokov dostali také úlohy, ktoré vyplývajú zo súčasných problémov metalogenézy, najmä z nejasnosti genetických interpretácií na základe rozličných experimentov alebo na základe regionálnych geofyzikálnych prác, príp. vyplývajú z aktuálnych poznatkov v súvislosti s nerastnými surovinami svetových oceánov a z ťažkostí v ich aplikácii na rozličné geologické útvary kontinentov.

Patrí medzi ne projekt č. 3. Ore provinces separated by Continental Drift (vedúci W. E. Petrascheck, Viedeň), 6. Correlation of diagnostic features in Ore occurrences of base metals in dolomites and limestones (vedúci L. Kostelka, Klagenfurt), 23. Ge-

nesis of kaolins (vedúci M. Kužvart, Praha), 26. Mineralizations associated with acid magmatism (vedúci M. Štemprok, Praha). 60. Caledonian stratabound sulphides (vedúci F. M. Vokes, Trondheim). 91. Metallogeny of the Precambrian (vedúci A. V. Sidorenko, Moskva), 111: Genesis of manganese ore reposits (vedúci G. Grassely, Budapešť), 115. Siliceous deposits in the Pacific regions (vedúci J. R. Hein), 129. Laterization processes (vedie Geological Survey of India), 132. Basins of Iron formation deposition (vedúci A. F. Trendal), 143. Remote sensing and mineral exploration (vedúci W. D. Carter a L. C. Rowan), 156. Phosphorites of the Proterozoic – Cambrian (vedúci P. J. Cook a J. H. Shergold), 161. Sulphide deposits in mafic and ultramafic rocks (vedúci A. J. Naldrett), 166. Correlation of Coal-bearing formations (vedúci P. P. Timofejev, ZSSR).

Ide o 14 programov z celkového počtu 62 (stav v polroku 1978). Dva projekty majú vedúcich z Československa. Ako oficiálny delegát ČSSR som mal možnosť zúčastniť sa na zasadnutiach a prácach projektu č. 3 a č. 6, a preto stručne uvediem ich ciele.

Projekt č. 3. Ore provinces separated by Continental Drift

Projekt vznikol z podnetu prof. Petraschecka z Rakúska roku 1973. Jeho základom bolo sympózium o aplikácii globálnej tektoniky na metalogenézu v Leobene, kde bolo vyše 20 referátov od zakladateľov koncepcie platňovej tektoniky v metalogenéze: W. E. Petraschecka a P. Guilda (terajší predseda subkomisie pre metalogenetické mapy sveta) z USA, J. K. Dunhama, P. Ingersona, F. W. Tarlinga, W. C. Robertsa, St. Karamatu, E. Szádeczkého-Kardossa a i.

Zasadanie v Leobene dalo podnet rozpracovať princípy globálnej tektoniky na metalogenézu v celej alpínskej Európe. Východiskom bola práca W. E. Petraschecka z roku 1968, v ktorej autor načrtol jednotnosť metalogenetických provincií okrajov kontinentov, ktoré dnes ležia ďaleko od seba, ale v predpermskom období v podobe Pangeye, t. j. Laurázie na severe a Gondwany na juhu, súviseli.

P. Guild, riaditeľ odboru ložísk Geological Survey USA, načrtol teóriu vzniku ložísk v závislosti od plôch subdukcie, vyjadril náhľad na zonálnosť okolo nich, na úlohu ostrovných oblúkov pri subdukcii a metalogenéze, na úlohu riftových systémov pri tvorbe rudných ložísk, ako aj na úlohu transformných zlomov pri tvorbe rúd. Podal aj úplne novú klasifikáciu rudných ložísk, založenú na morfologickom a geotektonickom členení vývoja kôry.

Prof. Ingerson, geochemik a petrograf z USA (Pasadena), podal výklad o jednotnom pôvode magmy a o svojich princípoch v zmysle globálnej tektoniky. Táto koncepcia má petrometalogenetické východiská a vychádza z obrovského množstva dát z celého sveta, ktoré matematickoštatistickými metódami spracovali počítače.

Prof. Tarling z Anglicka predniesol referát o paleomagnetizme a jeho význame pre platňovú tektoniku a metalogenézu. Výsledky paleomagnetizmu ukazujú, že sa kontinenty sťahovali pozdĺž alpinsko-himalájskej geosynklinály. Dokladá to hodnotami paleomagnetizmu na severnej a južnej strane alpínskej geosynklinály v útvaroch permu, a to v starších aj mladších, ako je perm.

Princípy vzťahov metalogenézy a platňovej tektoniky roku 1973 rozpracovalo aj sympózium KBGA v Bratislave, konferencia v Ostrave, v Moskve, Leningrade, konferencia v Smoleniciach a i.

Práce na projekte č. 3 pokračovali a roku 1977 bolo druhé sympózium v Belehrade s názvom Metalogenéza a tektonika platní v severovýchodnej časti Stredozemného mora. Bolo zamerané na zrudnenia alpínskej epochy, najmä v triase, jure, v kriede až paleogéne a miocéne. Prinieslo isté vytriezvenie a výzvu na opatrnosť v aplikácii globálnej tektoniky na územia jednotlivých krajín (podrobnejšie I l a v s k ý 1978, Geol. práce, Spr., 74).

Za hlavný výsledok sympózia sa pokladalo, že alpínska geosynklinála v Európe nemala subdukciu, ale tu išlo iba o rifty, pozdĺž ktorých sa kontinentálne platne

stýkali frontálne. Ďalším záverom bolo, že charakter magmatizmu na miestach styku platní sa riadil tým, či išlo o kompresiu (kyslý magmatizmus) alebo o roztahovanie blokov (báziká — ultrabáziká). Tieto procesy sú dobre viditeľné najmä pozdĺž dvoch najväčších línií alpínskeho systému: severnej (Marica — paflagonická brázda) a južnej (insubricko-judikarskej až vardarskej). Iným záverom bola negácia geotektonického princípu Stilleho a jeho terminológie, pričom sa viac uplatňuje princíp geotektonického intervalu.

Výhľadovo sa má projekt č. 3 predĺžiť na ďalších 5 rokov a má obrátiť pozornosť na alpínsku južnú a strednú Áziu, o ktorej sa v Európe vie pomerne málo.

Projekt č. 6. Correlation of features in Ore Occurrences in Lead-Zinc Ores in Limestones and Dolomites

Tento projekt má svoje počiatky v sympóziách o alpínskych zrudneniach. Sympóziá sa usporadúvajú každý druhý rok v inej alpskej krapine (1973 Bled — Ľubľana, 1975 — Trento, 1977 — Leoben, 1979 — Alžírsko, 1981 — NSR).

Na každom zasadaní sa kladie dôraz na rudné ložiská príslušnej krajiny. Okrem hlavnej témy, t. j. Pb—Zn-rudách v dolomitoch a vápencoch, sa do programu dostávajú aj mnohé iné suroviny. Príčinou je, že sympóziá usporadúvajú banícke spoločnosti alebo vysoké školy banícke, príp. banské podniky.

Na poslednom zasadaní v Leobene v r. 1977 sa prerokúvali okrem Pb—Zn-rúd v triase aj rudy Hg—Sb—W, staropaleozoické siderity, magnezity, uránové rudy permu, strednotriasové Fe—Mn-rudy, ofiolity Álp a ich zrudnenia (Co—Ni—Cu, Cr, Fe, Mn), skarnové rudy, Hg—As-rudy Západných Álp a dokonca bola reč aj o uhlí Slovinska.

Projekt sa má skončiť v r. 1979 a sympózium v Alžírsku má rozhodnúť o ďalších prácach, t. j. o ich formách aj obsahu. Ako ukázali tézy prof. Kostelku, pripravené na záverečné zasadnutie v Alžírsku, problematika zrudnení Pb—Zn—Cu v dolomitoch a vápencoch nie je ani zďaleka vyriešená.

K projektom s rudnou problematikou treba povedať, že bolo a je úsilie sústrediť v surovinových projektoch všetky metalogenetické otázky, aby nezaťažovali geologicko-stratigrafické, tektonické a iné projekty. Je preto nežiadúce, aby sa v geologickotektonických projektoch objavovali otázky zrudnení, najmä ak sú pre príslušné typy rúd postavené projekty, ktoré sme spomenuli.

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *369—374*, Bratislava

ZO ŽIVOTA SPOLOČNOSTI

Granity Západných Karpát

Seminár s týmto názvom usporiadala bratislavská pobočka Slovenskej geologickej spoločnosti 29. marca 1979. Uverejňujeme výťahy z referátov seminára.

Michal Maheľ: Nové pohľady na geotektonické postavenie granitoidov v Západných Karpatoch

Zmeny v geotektonickom pohľade na granitoidy ako produkt dlhodobého viacštadiálneho procesu presahujúceho aj viaceré vývojové cykly (M. Maheľ 1978: Geotectonic position of magmatites in the Carpathians, Balkan and Dinarides), nové poznatky o príkrovovom charaktere kráľovohoľskej „zóny" (A. Klinec) a o výraznejšom alpínskom prepracovaní kryštalinika tatríd (K. Siegl, M. Lukáčik, O. Miko, A. Klinec, M. Maheľ atď.) vedú k niektorým zásadným zmenám náhľadov na stavbu granitoidných telies vnútorných Karpát a na ich úlohu vo vývoji celého systému.

1. Vžitý náhľad o rovnakom modeli rozloženia a vzťahov jednotlivých typov granitoidov v tatroveporidách s rozdielmi spôsobenými len hĺbkou erózneho zrezu a rozdielnosťou intenzity alpínskeho prepracovania treba poopraviť. Južnejšie zóny veporíd (južne od krakľovskej zóny vrátane oblasti prekrytej kráľovohoľským príkrovom) sa vyznačujú typom hercýnskej granitizácie s veľkým podielom alpínskych granitov (najmä v najjužnejšej časti). Aj v tatridách treba popri klasickom nízkotatranskom type uvažovať o osobitnostiach granitizačného procesu v dunajskom bloku (hlavne v Malých Karpatoch).

2. Gemeridné granity sa z nových geotektonických pohľadov javia ako permsko-mezozoické. Na podporu takéhoto náhľadu, vysloveného v ostatnom období z iných aspektov (J. Pecho 1979; Á. Kovacs — E. Svingor — P. Grecula 1979), uvádzam:

a) Permsko-kremenité porfýry rožňavsko-železníckej série, ale najmä mocné v severogemeridnom perme (rovnako ako kremenité porfýry vôbec; M. Maheľ 1958), treba pokladať za povrchové okrajové prejavy granitizačného procesu (M. Maheľ 1978).
b) Dávnejšie sú známe metamorfné prejavy permu, jeho preteplenie, ktorým sa odlišuje od nadložných verfénskych vrstiev a často pomáha odlíšiť permské súvrstvia od litologicky podobných spodnotriasových; hojnosť kremeňových žíl a mineralizačných procesov v perme a spodnom triase. Príčinou týchto znakov permu boli zrejme permské granity.
c) Turčocký granit, ktorý kontaktne metamorfuje vrchný karbón a už dávnejšie ho pokladáme za mladohercýnsky a za neoddeliteľnú súčasť gemerid, má svoje logické opodstatnenie ako západné predĺženie rozsiahlejšieho masívu permských granitoidov z oblasti Volovca.
d) Existencia pretiahnutého granitoidového telesa s tendenciou diapirického zdvihu v osovej časti gemerid logicky zapadá do paleogegrafických predstáv (M. Ma-

heľ 1953—1957) o osobitnom severogemeridnom a juhogemeridnom sedimentačnom priestore, oddelenom občas sa zdvihajúcou znosovou oblasťou (A. Vozárová 1973).

e) Osobitný alpínsky tektonický štýl gelnickej série, klenbovitý s výraznou S_2, zväčša severovergentnou bridličnatosťou a s pozdĺžnymi prešmykmi bez hlbokého zavrásnenia mezozoika a mladšieho paleozoika a bez alpínskeho intenzívnejšieho prevrásnenia predkarbónskych komplexov, signalizuje štruktúrnotvornú úlohu granitoidného telesa pri formovaní pretiahnutej klenby.

f) Veľké rozdiely v alpínskom prepracovaní predstrednokriedových a mladších granitoidov (J. Pecho 1979), rovnako ako rozdiely v tektonickom postihu jednotlivých typov rudných telies sa stávajú pochopiteľné.

g) Rozsiahle granitoidné teleso v masíve Volovca, odvodzované hlavne na základe geofyzikálnych štúdií (J. Plančár et al., L. Snopko atď.), je podľa doterajších skúseností o menšom rozsahu alpínskych granitoidov v alpidách logickejšie chápať ako teleso formované už na konci hercýnskeho vývinového cyklu.

3. Poznatky z ostatných rokov z veporíd, ale aj z tatríd (najmä z Nízkych Tatier; A. Klinec, O. Miko, M. Lukáčik, P. Hvožďara, M. Pulec) prezrádzajú oveľa väčší rozsah magmatogénnych a mineralizačných prejavov vo veporidách a v tatridách, geneticky spätých s paleoalpínskym štruktúrnym plánom a s mladými granitmi. To otvára nové možnosti na vyhľadávanie rudných ložísk. Po nových poznatkoch sa štruktúrne a genetické podmienky na vznik ložísk hlavne vo veporidách (najmä v južných zónach) „približujú" podmienkam v Spišsko-gemerskom rudohorí. V obidvoch oblastiach analogické paleoalpínske prešmyky a permsko-mezozoické rudonosné granity sprevádza bridličnatosť S_2.

Ján Babčan: **Príspevok k teórii granitoidného diapirizmu**

Teória granitoidného diapirizmu nie je doteraz vypracovaná. Podľa istých analógií s diapirizmom kamennej soli a niektorých mechanických vlastností granitu a iných hornín možno predpokladať, že granitoidný diapír môže vystupovať tak vo forme taveniny (magmy), ako aj stuhnutej horniny. Výstup tuhého granitoidného diapíru podmieňujú plastické vlastnosti minerálov, na ktoré má vplyv teplota, tlak, prítomnosť iných zložiek a čas. Vďaka svojej hmotnosti môže mať stuhnutý granitoidný diapír obrovskú zotrvačnosť a môže preniknúť do veľkých vzdialeností.

Výstup magmy a tuhej horniny sa musí prejaviť rozličným pôsobením na okolné horniny. To môže byť jednou z hlavných príčin rozmanitosti javov spätých s diapirizmom granitoidných hornín a môže vysvetľovať, prečo sú napr. granitoidné horniny raz sterilné, inokedy rudonosné a pod.

Ernest Krist: **Granitoidné horniny veporidného kryštalinika**

Centrálne granitoidné teleso veporidného kryštalinika je podľa A. Klinca (1966) v príkrovovej pozícii k hronskému komplexu. Naše práce v juhozápadnej a severozápadnej časti veporidného kryštalinika zistili, že aj keď je granitoidné teleso nasunuté na kryštalické bridlice, jeho príkrovová pozícia sa nepredpokladá. Sklon násunovej plochy sa pohybuje od 20—60° na JV až J. Podľa bádania granitoidných hornín v profile horárеň Čierny potok v Kamenistej doline — údolie Rimavice možno konštatovať predovšetkým dosť veľké zastúpenie hybridných granitoidov. Vyskytujú sa najmä v okrajových častiach granitoidného telesa.

Doterajšie petrografické a terénne štúdium, na základe ktorého sa v granitoidnom masíve vyčlenilo 7 litologických typov, ukazuje, že litológia hornín granitoidného telesa je veľmi zložitá. Súvisí to na jednej strane s procesmi anatexie až palinge-

nézy, ktoré boli výsledkom metamorfného procesu, na druhej strane s pomerne rozsiahlym uplatnením sa postmagmatickej kryštalizácie, s ktorou súvisí vznik porfyrického živca, zastupovaného nižšie temperovanou formou — mikroklínom. Z terénneho výskumu vychodí aj konštatovanie, že prevažná väčšina granitoidných hornín kryštalinika Západných Karpát patrí medzi tzv. hlbinné granitoidy.

Aj keď sa doteraz poukazovalo na anatektický a palingénny pôvod granitoidov, tento náhľad konkrétnejšie údaje založené na petrochemickom štúdiu hornín nedokumentovali.

Palingénneho pôvodu sú aj alpínske granitoidné horniny. Okrem kontaktne metamorfovaného účinku na okolné kryštalické bridlice, do ktorých intrudovali, sa vyznačujú aj migmatitizačným procesom. Jeho produktom sú horniny majúce charakter feldšpatitizovaných hornín až hybridných granitoidov. Takéto prejavy sa konštatovali pri horninách vo vrte KV-3 v Rochovciach, ako aj v iných oblastiach s výskytom mladých granitoidov.

Albín Klinec — Juraj Macek: **Granitoidy južnej časti veporíd**

Východiskom našich pozorovaní je postavenie rimavického granitu (J. Kamenický 1977). Rimavický granit susedí s pruhom chloritických a biotitických fylitov označovaných ako séria Hladomornej doliny. Fylity sú paleozoického, podľa Planderovej — A. Vozárovej (1978) mladopaleozoického veku. Vidieť na nich kontaktné prejavy susediacich granitoidov. Nie je však jasné, či tieto prejavy sú výsledkom jednej intrúzie — napríklad hercýnskej, alebo či sú to prejavy ďalších — mladších fáz, napríklad alpínskych.

Sme toho náhľadu, že pásmo rimavických granitoidov zahŕňa v sebe viac vekovo odlišných skupín. Vekovo mladšie sa dajú preukázať, ťažšie dokázať existenciu starších, ako sú rimavické.

Pri skúmaní vzťahov smerom k starším je nevyhnutné objasniť úzke vzťahy fylitového pruhu k tvorbe páskovaných migmatitov. Takéto typy už ťažko oddeliť od ostatných migmatitov kohútskeho pásma. Potom však vzniká otázka veku ich subštrátu, lebo ak sú fylity mladopaleozoické, máme tu alpínske migmatity. Zastávame náhľad, že sú tu prítomné alpínske aj predalpínske produkty.

V južnej oblasti veporíd je nám už od začiatku 60-ych rokov známa alpínska granitotvorná činnosť. Posledne sa v súvislosti s objasňovaním tiažovej a magnetickej anomálie v tejto oblasti vyhĺbil štruktúrny vrt, ktorý overil prítomnosť telesa granitoidov zaujímavej zostavy. Z petrografického štúdia vyplynulo, že tieto granity vznikli počas troch hlavných etáp.

I. etapa. Vznik plagioklasu v vysokou bazicitou An_{24-45} a ďalej biotitu s uzavreninami apatitu a magnetitu. Táto etapa sa odohrala počas tektonického pokoja pri ustálenej vysokej teplote. Svedčí o tom monotónny, nezonálny charakter plagioklasov.

II. etapa. Odohrala sa radikálna zmena *pt* podmienok. Magma s čiastočne vykryštalizovanými súčiastkami z prvej etapy sa premiestnila do nového prostredia. Kryštalizácia pokračovala tvorbou nových biotitov a plagioklasov — výrazne oscilačne zonárnych, s bežným výskytom škvrnitých jadier. Nepokoj koncom tejto etapy pokračoval lámaním plagioklasov a vznikom jemne lištovitého albitického dvojčatenia. To lokálne prechádzalo cez skôr lámané zrná plagioklasov.

III. etapa. Prebiehala opäť v tektonicky pokojnom prostredí pri vysokej teplote. Teplotu „konzervovala" bariéra bázických hornín, ktorá bola v nadloží tvoriacich sa granitoidov. Podobne to bolo s únikom draslíka. Výsledkom bol rast veľkých, (10—15 cm) zŕn ortoklasu, bežne karlovarsky zdvojčateného, a vývin bipyramidálneho kremeňa, ktorý je v sukcesii pred ortoklasom.

Po tomto štúdiu nastala baueritizácia biotitu z prvej etapy a chloritizácia biotitu z druhej etapy. Vznikol sekundárny magnetit.

Konečná fáza vývinu horniny bola opäť nepokojná. Vykryštalizovanou horninou prenikali žily jemnozrnnej zmesi kremeňa ortoklasu. Proces mal rýchly spád, takže sa nestačili odohrať výraznejšie endometasomatické premeny hornín okolitého prostredia.

Autori tejto schémy uvažujú o možnosti časovo zaradiť prvú a druhú etapu do predalpínskej tvorby granitoidov. Posledná etapa bola zjavne alpínska. Je však možné, že aj procesy druhej etapy vývinu horniny patria do alpínskej éry a sú odrazom synkinematickej tvorby granitoidov vo veporidách.

Stanislav Jacko: **Vzájomné vzťahy granitoidov a plášťa v kryštaliniku Bujanovej**

Na základe litologického a štruktúrneho bádania sa v centrálnej časti kryštalinika Čiernej hory vyčlenili tieto tri litologické celky: komplex primorogénnych migmatitov a pararúl, komplex diaftoritizovaných pararúl a granitizovaný komplex Bujanovej.

Na stavbe granitizovaného komplexu Bujanovej sa väčšinou zúčastňujú migmatitizované kryštalické bridlice (kremeň—biotitické pararuly s vložkami amfibolitov) a granitoidy. Granitoidné horniny vystupujúce najmä v dvoch viac-menej samostatných telesách tvorí hybridný biotitický granodiorit, strednozrnný biotitický granodiorit, autometamorfovaný (K-metasomatický) granit a apliticko-pegmatitoidné granity.

Kryštalizačnú bridličnatosť metamorfitov granitizovaného komplexu Bujanovej, polohy kliváže osovej roviny stlačených východo-západných vrás so severovýchodnou vergenciou, spodobňujú aj vrstvové silikáty metamorfitov, kumuloblasty metatektu migmatitov a koncové úseky granitoidov. Metamorfóza, migmatitizácia a granitizácia kryštalických bridlíc komplexu je preto naloženým fenoménom na východo-západnú vrásovú stavbu, ktorá je navyše penetratívnym štruktúrnym prvkom celého kryštalinika Bujanovej.

Intenzita migmatitizácie a anatektickej mobilizácie kryštalických bridlíc zreteľne narastá smerom ku granitoidom. Styk granitoidov a kryštalických bridlíc zvyčajne sprostredkuje hybridný granodiorit. Ten obsahuje celý rad látkových a štruktúrnych inhomogenít, ktoré sú preukázateľnými restitmi plášťa. Vykazuje aj celú škálu prechodov jednak do strednozrnného biotitického granodioritu. Preto sa metamorfóza kryštalických bridlíc komplexu, jeho migmatitizácia a vznik granitoidov pokladajú za výsledok časovo aj geneticky jednotného procesu. Jeho výsledkom, extrémnym produktom anatektickej mobilizácie kryštalických bridlíc, sú obidva spomenuté typy granitoidov.

Kvalitatívne odlišným spôsobom so zrejmým časovým odstupom vznikli telesá autometamorfného granitu. Reprezentujú zóny maximálneho zatláčania pôvodných hornín (najmä granitoidov) asociáciou ortoklas — kremeň ± mikroklín ± muskovit. Osnova hornín preformovaných K-metasomatickou asociáciou vždy zodpovedá pôvodnému petrografickému typu. Všetky typy granitoidov sú veľmi pravdepodobne variského veku. Ich klastiká sú prítomné v obalovom perme pásma Čiernej hory.

Telesá granitoidov aj v makromeradle sledujú a zvýrazňujú priebeh východo-západnej vrásovej stavby kryštalických bridlíc. V súlade s úklonom osi megavrás na ZSZ pribúda smerom na VJV granitoidov. V širšom pohľade by tento vzťah vysvetľoval aj takmer úplný nedostatok kryštalických bridlíc v oblasti Kysaku a Ťahanoviec.

Dušan Hovorka: **Vznikli „autometasomatické" granity tatroveporíd autometasomatózou?**

Autometasomatické (autometamorfné) granity jadrových pohorí a veporidných zón Slovenského rudohoria sa všeobecne pokladajú za produkty autometasomatických procesov. Podľa doterajších predstáv sa tento proces vyznačoval najmä prínosom draslíka.

Autor v prednáške zhrnul základné petrologické, minerálne, geochemické a čiastočne aj fyzikálno-chemické kritériá vzniku tohto typu granitoidných hornín. Pritom prevažná väčšina kritérií svedčí proti „autometasomatickému" pôvodu horninových más uvedeného označenia. Podľa autora metasomatické typy granitov tatroveporíd vznikali ako konečné produkty kryštalizácie z taveniny, pričom v záverečnom štádiu daného procesu nastali aj autometasomatické procesy (vznik turmalínu, časti kremeňa, časti muskovitu a i.).

Jozef Veselský: **O potenciálnej rudonosnosti a geochemickej klasifikácii granitoidov Západných Karpát**

Referát sa zaoberal hlavnými problémami určovania potenciálnej rudonosnosti granitoidov a magmatických komplexov. Analyzoval geochemické kritériá potenciálnej rudonosnosti, klasifikáciu a vymedzenie geochemického typov granitoidov, ako ich stanovil L. V. Tauson (1977). Podľa doterajších poznatkov o petrografii a geochémii západokarpatských granitoidov tatroveporíd a gemeríd sa v zmysle uvedenej klasifikácie v tatridnej a veporidnej oblasti vyskytujú predovšetkým palingénne kórové intruzívne granitoidy vápenato-alkalického radu. Z geochemického hľadiska môžu byť s týmto typom granitoidov spojené endogénne zrudnenia a ložiská mnohých vzácnych a rudných prvkov, napr. zlata, volfrámu, molybdénu, cínu, antimónu a prvkov vzácnych zemín. O prítomnosti týchto prvkov a ich minerálov v tejto oblasti Západných Karpát už sú isté poznatky. V niektorých častiach tatríd a veporíd nie je vylúčená možnosť výskytu ultrametamorfných granitoidov, ktoré sú z hľadiska rudonostnosti oveľa menej perspektívne.

Podla geochemickej klasifikácie granitoidov možno v zmysle L. V. Tausona, B. Cambela et al. (1977) pokladať za najperspektívnejšie gemeridné granity, ktoré sa dajú zaradiť medzi palingénne granity vápenato-alkalického radu ako veľmi príbuzné plumozitovým leukogranitom vzácnych prvkov.

Ľ. Kucharič: **Rádioaktívne prvky vo vybraných granitoidoch Západných Karpát**

Referát demonštroval výsledky terénnej gamaspektrometrie na vybraných masívoch, resp. typoch granitoidov. Podľa štatistického spracovania nameraných hodnôt možno konštatovať, že niet rozdielu medzi alpínskymi a variskými granitoidmi, a to ani z hľadiska obsahu uránu, ani z hľadiska úhrnnej rádioaktivity. Výnimku tvorí hnilecký granit, ktorý je zo skúmaných súborov najanomálnejší (vysoký obsah U = 7,2 ppmU).

Na príklade autometamorfovaného granitu z Nízkych Tatier a Ľubochnianskeho masívu sa demonštrovala disproporcia medzi názvom horniny a skutočným obsahom draslíka (iba 2,8 %, čo je menej ako pri väčšine skúmaných granitoidov). Zo vzájomných korelácií medzi rádioaktívnymi prvkami vychodí, že prakticky pre všetky súbory je charakteristická lineárna korelácia kladného zmyslu medzi draslíkom a uránom.

Celkove možno skúmané granitoidy kvalifikovať ako horniny s podnormálnym obsahom draslíka a tória, čo sa analogicky prejavuje v nízkej úhrnnej rádioaktivite.

Pavol Hvožďara: **Akcesorické minerály niektorých typov magmatických hornín veporíd**

Výskum akcesorických minerálov v granitoidoch a metamorfitoch veporidného kryštalinika robíme metódou „umelých šlichov". Podľa kvantitatívneho zastúpenia a frekvencie akcesorických minerálov vyčleňujeme ich charakteristické typomorfné asociácie. V granitoidoch veporíd možno nateraz vyčleniť dve takéto asociácie: titanit—ortit—magnetit pre bázickejšie typy (typ Sihla), granát — monazit ± xenotím ± ilmenit pre kyslejšie typy (typ Vepor, Hrončok, Čierfaž a i.). Podobné asociácie možno očakávať aj v granitoidoch tatridného kryštalinika.

Podľa klasifikácie V. B. Ljachoviča (1967), ktorá je založená na zastúpení akcesorických minerálov v granitoidoch, majú veporidné granity najbližšie k typu granitoidov vzácnych zemín.

Marián Dyda: **Viskozita malokarpatských magmatických tavenín**

Z viskozity, hustoty a povrchového napätia magmatickej taveniny vyplýva mnoho textúrnych a mikroskopickoštruktúrnych znakov horniny. Pretože viskozita magmatických tavenín je veľmi variabilná, vždy sa prejavovalo úsilie vyjadriť ju kvantitatívne, a to priamo v teréne alebo laboratórne. Terénny prístup zvyčajne zahŕňal efuzívne horniny a hodnotenie viskozity hlbinných hornín malo laboratórny charakter.

Na zistenie viskozity malokarpatských magmatických tavenín sme zvolili numerický prístup, aký uplatnil Bottinga a Weil (1972). Autor po zohľadnení všeobecných vzťahov medzi viskozitou, podchladením, nukleáciou a rýchlosťou rastu kryštálov v súvislosti s formou výskytu akcesorického zirkónu a apatitu predpokladá rozdielnu rýchlosť chladnutia malokarpatských granitoidov.

Sledované granitoidy bratislavského masívu prejavujú väčšiu rýchlosť chladnutia ako modranské granitoidy. Tie zas majú väčšiu asimilačnú schopnosť ako vzorky bratislavského masívu, čo podporuje aj výskyt apatitu s pleochroickými jadrami ako indikátora asimilačného procesu.

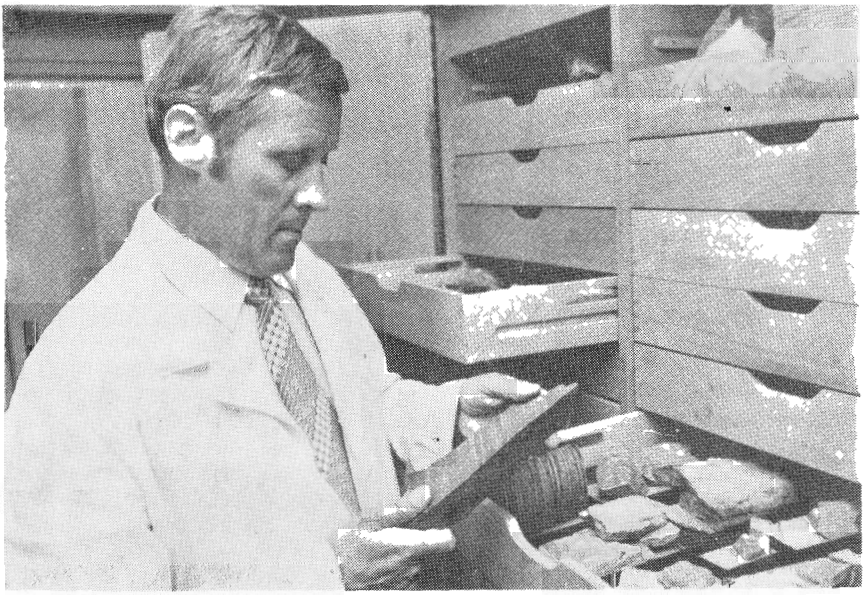
Z poznania hustoty magmatických tavenín vychodí, že bratislavské granitoidy charakterizuje väčšia zmena objemu pri kryštalizácii (Δ V ~ —11,8- —13,9 %) ako vzorky modranského masívu (Δ V ~ —4,9- —10,6 %). S tým môže súvisieť aj väčší výskyt pegmatitov v bratislavských granitoidoch, ktoré tu majú puklinovitý charakter.

Schopnosť granoitoidov prenikať do vyšších horninových horizontov kôry sa hodnotila aj na základe kinematickej viskozity tavenín a termodynamickým rozborom paragenéz metapelitov periplutonickej premeny. Na spresnenie rýchlosti chladnutia a intrúzie do rozličnej hĺbkovej úrovne budú nevyhnutné ešte doplnkové merania geobarometrického významu.

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *375—376*, Bratislava

KRONIKA

Ing. Róbert Marschalko, CSc., päťdesiatročný



V týchto dňoch sa päťdesiatich rokov dožíva významný vedecký pracovník a priekopník sedimentologického výskumu na Slovensku Ing. Róbert Marschalko, CSc.

Narodil sa 5. septembra 1929 v učiteľskej rodine v dedinke Rosina neďaleko Žiliny. Po maturite študoval na Baníckej fakulte SVŠT v Bratislave a je jedným z jej prvých absolventov. Po skončení štúdií roku 1952 nastúpil na novozriadenú Katedru geológie a mineralógie Vysokej školy baníckej v Košiciach. Schopnosť pedagogicky pôsobiť zužitkoval aj v Geologickom ústave Dionýza Štúra, kde bol v rokoch 1959—1962 vedúcim skupiny karpatského flyšu a zacvičil kolektív mladších kolegov do metodiky sedimentologického bádania. Od roku 1965 pôsobí na Geologickom ústave SAV, od roku 1973 ako vedúci vedecký pracovník.

Ing. Marchalko spočiatku spolupracoval na geologickom a štruktúrnom mapovaní rudných rajónov Rožňava, Volovec, Smolník, na prieskume bauxitu a iných nerudných surovín východného Slovenska, ako aj na sedimentárnych ložiskách mangánu. Od roku 1955 sa súvisle venuje klastickým formáciám, predovšetkým flyšovému pásmu čs. Karpát, v ktorého sedimentológii sa práve jeho zásluhou dosiahol preni-

kavý pokrok. Húževnatým štúdiom v teréne, dokonalým poznaním literatúry, osobným stykom najmä s poľskými bádateľmi rozvinul u nás paleoprúdovú analýzu, zisťovanie paleosklonu na základe orientovaných textúr. Zachytil celosvetový trend detailných štúdií turbiditných prúdov a postavil sedimentológiu čs. flyšu na úroveň doby. Zo štúdií v Šarišskej vrchovine a Levočských vrchoch odvodil model marginálnej časti flyšových bazénov, prevzatý do popredných zahraničných kompendií (Potter — Pettijohn 1963, Bouma — Brower 1964, Dżułynski — Walton 1965). Upozornil na významný podiel podmorských sklzov, bahnotokov atď.; preukázal, že konglomerátové telesá flyšu vznikali gravitačnými tokovými mechanizmami a ukladali sa v hlbokomorskom prostredí. Zdôrazňoval použitie sedimentárnych textúr na všetkých úrovniach výskumu sedimentárnych bazénov, počínajúc orientáciou zŕn, valúnov, prúdových lineácií, šikmých zvrstvení cez analýzu tvaru telies a fácií až po analýzu celých sedimentárnych panví, ich geometrie, štruktúrnej a batymetrickej osi a zdrojov, z ktorých sa zapĺňali. Tieto poznatky uplatnil aj v iných jednotkách Karpát, napr. pri štúdiu lunzských vrstiev subtatrika, kriedových klastických súborov bradlového pásma, v tzv. kľuknavskej formácii atď. Významné sú jeho námety týkajúce sa tektonickej interpretácie sedimentologických výsledkov a hlbinnej stavby — odhad šírky pohltených zdrojových oblastí a marginálnych častí bazénu, konfrontácie s globálnou (platňovou) tektonikou, porovnávanie paleomagnetických dát so sedimentologickými výsledkami. 60 publikovaných prác, často citovaných v zahraničnej literatúre, dobre dokumentuje jeho vedecké výsledky.

Treba vyzdvihnúť aj rozsiahlu prácu jubilanta v Slovenskej geologickej spoločnosti. V rokoch 1961—1962 bol tajomníkom bratislavskej pobočky a v súčasnosti je predsedom odbornej skupiny sedimentológie. Zorganizoval viac celoštátnych seminárov, prednášal na mnohých sympóziách a konferenciách, viedol exkurzie v rámci zjazdu spoločnosti v Košiciach, na X. kongrese KBGA v Bratislave, na 23. medzinárodnom geologickom kongrese v Prahe, exkurziu pre členov sedimentologickej sekcie Poľskej geologickej spoločnosti, pre poslucháčov viedenskej univerzity atď. Ako člen komisie č. 3 (Mnohostranná spolupráca akadémií socialistických krajín) zorganizoval pracovné zasadanie komisií 3.3. a 3.4 a roku 1976 sa zúčastnil na kaukazskej expedícii. Je členom viacerých komisií, koordinátorom úlohy Litogenéza a paleogeografia Západných Karpát. Od roku 1976 je členom medzinárodnej redakčnej rady časopisu čistej a aplikovanej sedimentológie Sedimentary Geology (Amsterdam). Externe prednáša na PFUK v Bratislave. Za zásluhy o výstavbu mu VŠT v Košiciach udelila čestnú plaketu. Mnohostrannej a usilovnej práci jubilanta sa dostalo uznania udelením titulu Najlepší pracovník SAV v roku 1974.

Vedecký výskum je pre Ing. Róberta Marchalka, CSc., prvoradou životnou potrebou a náplňou, jeho zanietenie v tomto smere mu pomáha prekonávať mnohé životné ťažkosti a prekážky.

Želáme nášmu jubilantovi, neúnavnému propagátorovi sedimentologických metód, mnoho zdravia a sily do riešenia ďalších problémov na úžitok slovenskej geológie.

Milan Mišík

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *377—378*, Bratislava

KRONIKA

Jubileum Ing. Slavomila Ďuroviča, CSc.



17. júla 1979 sa dožil päťdesiatich rokov popredný slovenský kryštalograf Ing. Slavomil Ďurovič, CSc., samostatný vedecký pracovník Ústavu anorganickej chémie SAV v Bratislave.

Jubilant sa narodil v Skalici, v Senickom okrese. Po absolvovaní gymnázia v rodnom meste študoval chémiu na Chemickej fakulte SVŠT v Bratislave a na Vysokej škole chemickotechnologickej v Prahe. Vysokoškolské štúdiá ukončil v roku 1952 s vyznamenaním.

Záujem o kryštalografiu vzbudil uňho už v prvom ročníku prof. dr. J. Novák prednáškami o röntgenografii kryštálov. Tento záujem sa počas celého štúdia prehlboval a viedol napokon k tomu, že po skončení štúdia jubilant nastúpil na Ka-

tedru mineralógie a petrografie PFUK v Bratislave. Tam v rokoch 1952—1960 spolu so svojimi spolupracovníkmi vybudoval samostatné kryštalografické pracovisko zamerané na riešenie mineralogickej problematiky, ktoré sa najmä vďaka veľkej húževnatosti a pracovnému elánu Ing. S. Ďuroviča čoskoro stalo jedným z najlepších u nás.

Závažným medzníkom na vedeckej ceste Ing. S. Ďuroviča bolo nadviazanie spolupráce s Výskumným ústavom pre hutnícku keramiku v Bratislave v roku 1957. Tu sa dostal do úzkeho kontaktu s kryštalochémiou silikátov, tu sa pri riešení problematiky vysokohlinitých ostrív zrodil aj jeho dodnes trvajúci záujem o otázky týkajúce sa mullitov. Vďaka teoretickej erudovanosti sa jubilantovi podarilo v krátkom čase vyriešiť kryštálovú štruktúru tohto technicky veľmi dôležitého minerálu a získať v tom svetové prvenstvo. Súhrn prác o štruktúre mullitu a jeho vzťahu k sillimanitu mu získal medzinárodné uznanie. Tejto tematike venoval aj kandidátsku dizertačnú prácu, ktorú úspešne obhájil počas pôsobenia na Výskumnom ústave pre hutnícku keramiku v rokoch 1960—1962.

Bádaniu kryštálových štruktúr, najmä silikátov, sa Ing. Ďurovič venoval aj po prechode na Ústav anorganickej chémie SAV, kde ako vedúci laboratória štruktúr pôsobí doteraz.

Ďalším dôležitým momentom v jeho vedeckej činnosti bolo nadviazanie kontaktov s prof. dr. Dornbergerovou-Shiffovou, riaditeľkou Ústavu pre výskum štruktúr AV NDR v Berlíne, zakladateľkou teórie *OD* štruktúr, ktorá zovšeobecňuje klasickú teóriu kryštálových štruktúr. Vedomosti, ktoré Ing. Ďurovič získal v tomto odvetví, úspešne uplatnil a ďalej prehĺbil počas dvojročného študijného pobytu v Montreale v Kanade a počas jednoročného prednáškového pobytu v Göttingene v NSR.

Problematika *OD* štruktúr ostáva doteraz v centre pozornosti Ing. S. Ďuroviča. Okrem štruktúrnej analýzy podstatnejšie prispel i k rozvoju samotnej *OD* teórie a jej aplikácie predovšetkým na štruktúry ílových minerálov. Výsledky jeho doterajšej činnosti sú zhrnuté vo viac ako 50 originálnych vedeckých prácach, publikovaných prevažne v zahraničných časopisoch.

Vedecká práca Ing. Ďuroviča je úzko spätá s jeho pedagogickou činnosťou. Počas pôsobenia na našej katedre sa vypracoval na veľmi dobrého pedagóga, obľúbeného pre vysokú odbornú i metodickú úroveň prednášok a pedagogický cit. Zmysel pre pedagogickú prácu uplatňuje nielen ako školiteľ vedeckého dorastu, lež aj ako prednášateľ v postgraduálnych kurzoch a vedeckých podujatiach doma a v zahraničí. Tak napr. viedol kurz *OD* štruktúr na univerzite v Göttingene, prednášal na vysokých školách a iných vedeckých inštitúciách v ZSSR, NDR, NSR, USA, Kanade, V. Británii a i.

Osobitne záslužná je činnosť Ing. Ďuroviča v oblasti odborného názvoslovia. Spolupracoval pri vytváraní a modernizácii slovenského kryštalografického názvoslovia, v spolupráci s našou katedrou podstatne prispel k vypracovaniu zásad na ustaľovanie slovenských názvov minerálov a ich kodifikáciu a je spoluautorom všeobecnej a úplnej medzinárodnej symboliky polytypických štruktúr (s možnou aplikáciou aj v oblasti ílových minerálov).

Jubilant už doterajšou všestrannou činnosťou získal veľké zásluhy o rozvoj slovenskej i československej kryštalografie a jej úspešnú reprezentáciu v zahraničí. Päťdesiatiny ho zastihujú v plnom zdraví a preňho typickom pracovnom elán a životnom optimizme.

V mene celej slovenskej geologickej pospolitosti želáme jubilantovi Ing. Slavomilovi Ďurovičovi, CSc., veľa zdravia, osobnej pohody a ďalších pracovných úspechov.

Miroslav Koděra

Mineralia slovaca, **11** (1979), 4, *379—383*, Bratislava

KRONIKA

Z činnosti Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti

Dôležitú úlohu v rozvoji geologických vied v Banskej Štiavnici v druhej polovici 19. a začiatkom tohto storočia zohrali tri banskoštiavnické vedecké spoločnosti — Banskoštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti, Banskoštiavnická lekárska a prírodovedecká spoločnosť a Krajinská banícka a hutnícka spoločnosť, ktoré sa veľmi aktívne zúčastňovali na rozvoji vedeckého života banskoštiavnickej banskej oblasti takmer celé polstoročie.[1]

V tomto príspevku chceme priblížiť činnosť Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti v odbore geologických vied, ktorá sa utvorila z miestnej Lekárskej čitateľskej spoločnosti, založenej z podnetu hlavného obvodného banského lekára dr. Františka Schillingera a ďalších lekárov z Banskej Štiavnice a okolia. Rozvoj prírodných vied v druhej polovici 19. storočia si postupne vyžiadal takú organizáciu činnosti spoločnosti, aby do obsahu svojej pôsobnosti pojala všetky vedné odbory a aby ich zastupoval dobrý odborník. Preto Lekárska čitateľská spoločnosť vyzvala všetky miestne úrady, školy, inštitúcie, mestských a vidieckych lekárov, Hlavný komornogrófsky úrad a všetkých priateľov prírodných vied, aby na urýchlenie vytýčeného cieľa prispeli svojou spoluprácou, aby vstúpili do radov spoločnosti, ktorá sa mala vybudovať na nových základoch a so širokým okruhom pôsobnosti. Prvé verejné zasadnutie mala spoločnosť 5. marca 1870 (80 členov) a rozdelila sa na 4 odbory. Do prírodovedného odboru (pôvodne baníckeho a hutníckeho) boli zaradené aj geologické vedy a mineralógia.[2] Dostupné ročenky, ktoré spoločnosť s prestávkami vydávala až do roku 1903, neumožňujú podať ucelený obraz o činnosti spoločnosti v týchto vedných disciplínach.[3] Od založenia spolupracovala aj s Uhorskou geologickou spoločnosťou v Budapešti a jej banskoštiavnickou pobočkou. Vymieňali si ročenky a spolupracovali aj pri terénnych výskumoch a geologickom mapovaní.[4] Záruka dobrej spolupráce bola najmä v tom, že už roku 1871 boli za čestných členov spoločnosti zvolení Maximilián Hantken, riaditeľ Uhorského geologického ústavu v Budapešti, Viliam Zsigmondy, radca a poslanec národného zhromaždenia, a na valnom zhromaždení spoločnosti 17. januára 1889 na návrh asistenta akadémie A. Rejtöa aj vynikajúci uhorský petrograf, univerzitný profesor J. Szabó.

V Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti sa geologickým a mineralogickým výskumom venovalo viacero členov. Uvedieme aspoň najvýznamnejších.

Ľudovít Cseh (1842—1908) bol členom spoločnosti od roku 1871 (s ročnou prestávkou v roku 1897) až do svojej smrti v roku 1908. Dielo, ktoré zanechal, nebolo publikované, ale pre štúdium už neprístupných partií rudných žíl v banskoštiavnickom rudnom revíre má aj dnes veľký význam. Mnohé pozorovania a výskumy vykonal aj v iných ložiskových oblastiach na Slovensku, najmä v Kremnici, Ľubietovej, Červenici, Vígľašskej Hute, Zlatej Idke a inde. Už v roku 1878 ho poverili geologicky zmapovať širšiu oblasť Banskej Štiavnice. Jeho úlohou bolo urobiť rozsiahly geologicko-montanistický výskum banskoštiavnického, hodrušského a vyhnianskeho rudného revíru spojený s geologickým mapovaním a sústrediť príslušné zbierky dokumentačného materiálu. Začiatkom apríla 1883 nastúpil do funkcie banského geológa na banskom riaditeľstve v Banskej Štiavnici. V návrhu na obsadenie tohto miesta, ktoré uvoľnil A. Gesell, sa uvádza, že Cseh má také bohaté skúsenosti, že

schopnejšieho geológa do tejto funkcie menovať nemožno. Neskôr viedol aj geologické cvičenia poslucháčov banskej a lesníckej akadémie, na ktorej od 5. apríla 1898 pôsobil ako výpomocný profesor.[5]

Ján Pettko (1812—1890) bol členom spoločnosti od jej založenia až do roku 1874, keď sa z Banskej Štiavnice odsťahoval. Bol prvým profesorom geologických vied na banskej akadémii a svojimi odbornými prácami sa zaradil medzi významných geológov bývalej monarchie. Publikoval množstvo štúdií s podrobnými geologickými mapami, a to nielen z územia Kremnických a Štiavnických vrchov, ale aj zo severnej časti Malých Karpát a Záhorskej nížiny. Aj v spoločnosti mal profesor Pettko veľmi zvučné meno, o čom svedčí aj to, že vo funkčnom období 1872—1873 bol jej predsedom.[6]

Benjamín Winkler (1835—1915) bol členom spoločnosti od roku 1871 do roku 1898. Od 25. októbra 1871, po odchode profesora J. Pettka do dôchodku, začal na akadémii prednášať geologické disciplíny. Venoval sa väčšinou pedagogickej práci, ale aj niektorým novým nálezom minerálov na strednom Slovensku (herrengrundit zo Špaňej Doliny, farmakosiderit z Novej Bane atď.). Keď roku 1876 predložil lyceálny profesor Karol Jeszovits Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti návrh na napísanie monografie o Banskej Štiavnici, mal Winkler spracovať geologické pomery. Ako uvádza Vitális, odcudzili Winklerovi prioritu objavu herrengrunditu a od opisu geologických pomerov okolia Banskej Štiavnice dobrovoľne odstúpil pod vplyvom veľkej autority profesora J. Szabóa, ktorý v roku 1891 vydal obsiahlu samostatnú geologickú monografiu.[7] V prvom funkčnom období v rokoch 1878—1880 bol Winkler podpredsedom spoločnosti.

Gustáv Liszkay (1843—1889) bol členom spoločnosti v rokoch 1872—1887. Venoval sa prevažne výskumom minerálov na rozličných lokalitách, najmä v okolí Banskej Štiavnici, širšom okolí Žarnovice, na Spiši a v Gemeri. Štúdie o výsledkoch svojich mineralogických a geologických výskumov uverejňoval prevažne v časopise Bányászati és kohászati lapok a Földtani közlöny. Zostavil aj učebnicu geológie, ale profesori akadémie L. Litschaner a B. Winkler ju neodporučili vydať tlačou.[8] V rokoch 1875—1976 bol Liszkay tajomníkom spoločnosti.

Alexander Gesell (1839—1919) bol členom spoločnosti v rokoch 1880—1883. Do Banskej Štiavnice za hlavného banského geológa prišiel roku 1880. Veľmi aktívne sa zapojil do kolektívnej práce pri geologickom mapovaní banskoštiavnického rudného revíru. Vedno s L. Csehom a J. Szabóom pripravil v roku 1883 mapu rudných žíl banskoštiavnického rudného revíru a krátko po nej vyšla ďalšia, farebná geologická mapa tejto oblasti. V roku 1883 ho preložili do Budapešti, ale v mapovacích prácach v okolí Banskej Štiavnice pokračoval až do roku 1885.[9]

Hugo Böckh (1874—1931) bol členom spoločnosti v rokoch 1899—1915. Do Banskej Štiavnice prišiel roku 1899, keď nastúpil na miesto mimoriadneho profesora geologických vied na banskej a lesníckej akadémii. Na tomto pôsobisku významne rozšíril knižnicu a nerastné zbierky. Už roku 1903 vydal prvý diel učebnice geológie a roku 1909 ju dokončil vydaním druhého dielu. Po rozdelení katedry roku 1912 sa H. Böckh stal vedúcim katedry geológie a náuky o ložiskách. Dva roky po príchode do B. Štiavnice pri príležitosti exkurzie členov Uhorskej geologickej spoločnosti do štiavnickej oblasti publikoval prácu o vekových vzťahoch vulkanických hornín v okolí B. Štiavnice, ktorá bola výsledkom jeho podrobného výskumu. Geologické výskumy ložísk železnej rudy robil aj v Železníku a Hrádku, ako aj na južných svahoch Spišsko-gemerského rudohoria. Zaslúžil sa aj o otvorenie nových ložísk nerastných surovín, najmä uhlia a magnezitu.[10]

Július Knöpfler (1851—1916) bol členom spoločnosti v rokoch 1877—1879. Pôsobil ako asistent a suplujúci profesor na katedre mineralógie a geológie na banskej a lesníckej akadémii od 30. septembra 1876 do 20. júla 1879.[11] Počas pobytu v Banskej Štiavnici sa zúčastňoval na geologických výskumoch okolia a spolu s profesorom Winklerom pripravoval podklady o geológii najbližšieho okolia do mono-

grafie o Banskej Štiavnici. Vypracoval aj geologickú mapu, ale tá sa nezachovala. Demonštroval ju na zasadnutí banskoštiavnickej pobočky Uhorskej geologickej spoločnosti 23. marca 1879.[12] O tom, že sa Knöpfler aktívne zúčastňoval na geologickom mapovaní, svedčí aj údaj, že riaditeľstvo erárnych a fažiarskych baní v Nagyágu, kam Knöpfler z B. Štiavnice odišiel, poslalo 27. januára 1882 sprievodné texty a mapy ku geologickej dokumentácii, ktorú robil Knöpfler v Banskej Štiavnici.[13] Pre poslucháčov akadémie Knöpfler zostavil a vydal aj malú mineralogickú príručku.[14]

Štefan Vitális (1870—1947) bol členom spoločnosti od roku 1895 až do jej zániku. Od roku 1898 bol tajomníkom a od roku 1901 odborným predsedom spoločnosti. Pôsobil v Banskej Štiavnici ako profesor na lýceu a od roku 1912, po rozdelení katedry geologických vied na Vysokej baníckej a lesníckej škole v Banskej Štiavnici, ako profesor. Do monografie Hontianskej župy spracoval prírodné pomery, ďalej opísal výskyty magnezitu v Uhorsku z geologickoložiskového hľadiska a geologické pomery okolia Smrdákov so zreteľom na kutacie práce na ropu. Podal aj zaujímavý návrh obnoviť bane na zlato v Banskej Belej a vykonal ďalšie geologické výskumy na území dnešného Maďarska.[15]

Jednou z hlavných úloh činnosti spoločnosti boli prednášky. Kým z prvých 10 rokov jej trvania sú známe všetky prednášky z mineralógie a geológie, z ďalšieho obdobia bližšie údaje o prednáškach v tomto odbore takmer nie sú. Za celé obdobie jej činnosti boli v spoločnosti tieto prednášky:[16] 1874 — František Pošepný: Účinky trachytu na magnetickú ihlu, Gustáv Liszkay: Najnovšie výskyty barytu v Banskej Štiavnici, Benjamín Winkler: Nové nálezisko farmakosideritu v Novej Bani a vznik kryštálov leucitu; 1876 — Gustáv Liszkay: Výskumy v okolí Börszönya, Hugo Kubacska: Vznik vápenca; 1877 — Július Knöpfler: Kryštalická štruktúra galenitu; 1878 — Július Knöpfler: O pevnej kostre žiabrovitých mäkkýšov a pravých perlách; 1882 — Adolf Wieszner: Opis hĺbkového vrtu v Kozelníckej doline; 1901 — Ján Tuzson: Drevný opál z Liptovského Trnovca; 1906 — Štefan Vitális: Geológia okolia Tihanyu; 1910 — Štefan Vitális: Výskyt draselných solí, 1911 — Štefan Vitális: Ložiská ropy, Viliam Zwick: Vulkanizmus, Hugo Böckh: Výbuch plynov v Sarmáci; 1912 — Gejza Wágner: Ustálenie tvaru zeme pomocou torzných váh; 1917 — Dezider Pekár: Geofyzikálne merania baróna Lóranda Eötvösa.

Členovia Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti vykonávali aj inú činnosť. Od roku 1882 sa zúčastňovali na topografickom meraní a geologickom mapovaní banskoštiavnického rudného revíru. V rokoch 1883—1885 sa tak aj ich zásluhou dokončilo niekoľko geologických máp.[17] Spoločnosť roku 1901 prispela finančne aj na postavenie pamätníka dr. Jozefovi Szabóovi pri Szabóovej skale v Sklenoteplickej doline, ako aj na úhradu výdavkov za vyhotovenie novej geologickej mapy okolia Banskej Štiavnice.[18]

Po vydaní troch zošitov pripravovanej monografie, do ktorej mal B. Winkler pôvodne spracovať geologické a mineralogické pomery obsahujúce klimatológiu,[19] zoológiu[20] a botaniku[21], podal tajomník spoločnosti profesor lýcea Štefan Vitális na zasadnutí valného zhromaždenia 16. marca 1901 návrh, aby sa vo štvrtom alebo v piatom zošite spracovali mineralogické, geologické a hydrologické pomery, pretože sa isté práce v tomto smere už započali.[22] K dispozícii už boli analýzy štiavnických pitných vôd od Gustáva Györgya a podrobný výskum pôdy od Roberta Scheilcho. Vitális sa síce odvolával na to, že z geologickej a petrografickej stránky dr. Jozef Szabó vydal už obšírnejšiu prácu, ale vyslovil náhľad, že Banskú Štiavnicu ako starú baníckú oblasť treba z geologického, petrografického a ložiskového hľadiska vždy študovať a bude to úloha veľmi užitočná a záslužná. Pripomenul, že v metodike petrografických výskumov a v teórii o genéze žíl sa v poslednom čase veľmi pokročilo a pri ich využití možno v okolí Banskej Štiavnice dosiahnuť pekné výsledky. Upozornil na vynikajúceho odborníka dr. Huga Böckha, banského radcu a profesora akadémie, ktorý sa ako naozajstný odborník týmito problémami už za-

oberal. Geologické a petrografické pomery, ako aj genézu rudných žíl skúmal osobne už po svojom príchode do Banskej Štiavnice. Preto Vitális navrhol, aby spoločnosť poverila dr. H. Böckha spracovať geologické, petrografické a ložiskové pomery. V prípade, že by s tým spoločnosť súhlasila, sa ponúkol Vitális spracovať mineralogické pomery, pretože mu dr. Böckh dal k dispozícii svoje veľmi dobre vybavené laboratórium na akadémii.

Členovia spoločnosti s potešením prijali návrh preskúmať a monograficky spracovať geologické, petrografické a ložiskové pomery. Na návrh predsedu spoločnosti banského radcu a profesora akadémie Roberta Schelleho sa prítomní uzniesli, že na úhradu výdavkov spojených s touto prácou požiadajú o pomoc aj miestnu geologickú spoločnosť. Ich práce nevyšli ako samostatné zošity monografie B. Štiavnice, ale boli zaradené do monografie Hontianskej župy, ktorá vyšla roku 1907.[23]

Posledným zaujímavým momentom činnosti spoločnosti v odbore geologických vied bola prednáška hlavného geológa a geofyzika dr. Dezidera Pekára z Budapešti o geofyzikálnych meraniach uznávaného fyzika baróna Lóranda Eötvösa, demonštrovaná pokusmi a premietaním obrázkov.[24] Oboznámil prítomných s významom a spôsobom merania a jeho praktickým využitím. Od meraní v oblasti výskytu zemného plynu a ropy na veľkej Dolnej uhorskej zemi sa očakávali mimoriadne cenné orientačné údaje. Niekoľko rokov predtým robil barón Eötvös geofyzikálne merania v banskoštiavnických baniach, kde vraj prvýkrát vyskúšal svoje torzné váhy. Dr. Pekár mal urobiť v Banskej Štiavnici počas niekoľkých dní doplnkové merania. Tento údaj, ktorý sa v našej odbornej literatúre doteraz nikde neobjavil, je cenným príspevkom do dejín geofyzikálnych výskumov na Slovensku.

Aj keď činnosť členov Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti v odbore geologických vied osobitne nevynikla, predsa sme pokladali za potrebné všetky dostupné údaje spracovať aspoň v takej forme, ako ich v tomto príspevku predkladáme širokej odbornej verejnosti.

Ivan Herčko

Poznámky

[1] Pozri o tom bližšie v štúdii I. Herčka 1977: Banskoštiavnická pobočka Uhorskej geologickej spoločnosti. Z dejín vied a techniky na Slovensku, 8, Bratislava, s. 205—252.

[2] M. Dérer 1881: Jegyzökönyv a Selmeczi Gyógyászati és Természettudományi egyletnek 1881 évi január — hó 29-én.. Selmecz, s. 17—19.

[3] V ročenkách, ktoré vydala spoločnosť v rokoch 1871, 1881, 1884, 1885, 1887, 1888—1891, 1895, 1896, 1897, 1898, 1899, 1900, 1901, 1902 a 1903, sa nepublikovala ani jedna prednáška z odboru geologických vied, ktorá odznela na odborných zasadnutiach.

[4] E. Pintér 1871: Jegyzökönyv a Selmeczbányai Gyógyászati és Természettudományi egyletnek 1871-ik évi nov. 24-én. Selmeczbánya, s. 7.

[5] I. Herčko 1970: Csehova geologická a banská mapová dokumentácia v Slovenskom banskom múzeu v Banskej Štiavnici. I. časť. Múzeum, 15, č. 1.

[6] I. Herčko 1970: Ján Pettko (1812—1890). Zbor. Trenčín 1970. Bratislava.

[7] I. Herčko 1976: Dve výročia profesora Benjamína Winklera. Mineralia slov., 8, č. 1.

[8] I. Herčko 1978: Mineralogické práce Gustáva Liszkaya. Obzor Gemera, 9, č. 2. Banská Bystrica.

[9] I. Herčko 1976: Alexander Gesell — prvý uhorský banský geológ. Mineralia slov., 8, č. 2.

[10] I. Herčko 1975: Hugo Böckh (1874—1931). Mineralia slov., 7, č. 1—2.

[11] G. Faller 1871: A selmeczi bányász- és erdészakadémiának története és jelen viszonyainak ismertetése. A selmeczi M. K. Bányász és Erdészakadémia emlékkönyve 1770—1870. Selmecz, 44 s.

[12] Štátny ústredný banský archív (ďalej ŠÚBA), fond Hlavný komornogrófsky úrad (ďalej HKG), kr, č. 6270, agenda predajne minerálov, záp. č. 8179.

[13] ŠÚBA, fond HKG, č. sp. 432/83/1882.

[14] G. Knöpfler 1837: Útasitások és táblázatok a közönségesebb ásványok megtatározására. Selmecz.

[15] Ľ. Ivan 1957: Profesori geologických vied na Štiavnickej Akadémii. Geol. zbor. Slov. akad. vied, 7, č. 1., s. 19—20.

[16] Údaje sú vyexcerpované z ročeniek spoločnosti uvedených v poznámke 3, ako aj z miestnej tlače Selmeczbányai Hiradó a Selmeczbányai Hirlap.

[17] Pozri o tom podrobne v štúdii I. Herčko — P. Jedla 1969: Vývoj geologického mapovania v banskoštiavnickom rudnom revíri v 19. str. Zbor. Slov. banského múzea, 5.

[18] S. Vitális 1902: A Selmeczbányai Gyógyászati és Természettudományi egylet ékvönyve. Selmecz, s. 106—107.

[19] O. Schwartz 1891: Klimatológia. Selmeczbánya.

[20] J. Petricskó 1892: Selmeczbánya vidéke állattani tekintetben. Selmeczbánya.

[21] A. Cserey 1897: Selmeczbánya és vidéke növénytani tekintetben. Selmeczbánya.

[22] Pozri poznámku 18.

[23] S. Vitális 1907: Hont vármegye természeti viszonyai. Magyarország Vármegyéi és Városai. Budapest.

[24] Selmeczbányai Hirlap, köt. XXVI, č. 15. Selmeczbánya 15. 4. 1917, s. 3.

MINERALIA SLOVACA — časopis Slovenskej geologickej spoločnosti a slovenských geologickoprieskumných organizácií, ročník 11, číslo 4, august 1979.
Vydáva Geologický prieskum, n. p., 052 80 Spišská Nová Ves v n. p. ALFA, vydavateľstve technickej a ekonomickej literatúry, Hurbanovo nám. 3, 893 31 Bratislava, tel. 3314 41 až 45.
Adresa redakcie: Geoprieskum — Mineralia slovaca, p. p. A-21, Stará Spišská cesta, 040 51 Košice, tel. 385 32. Vedúci redaktor: Ing. Ján Bartalský, CSc., zástupca: RNDr. Pavol Grecula, CSc. Registračné číslo: SÚTI 9/11. Vychádza 6-krát ročne. Tlačia Východoslovenské tlačiarne, n. p., Švermova 47, 040 67 Košice. Objednávky adresujte redakcii časopisu. Imprimované dňa 8. 8. 1979. Cena jednotlivého čísla Kčs 15.—, ročné predplatné Kčs 90.—.
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 detaile please write to the Editor Mineralia slovaca, P. O. Box A-21, 040 51 Košice, Czechoslovakia.

© ALFA, vydavateľstvo technickej a ekonomickej literatúry, Bratislava 1979.

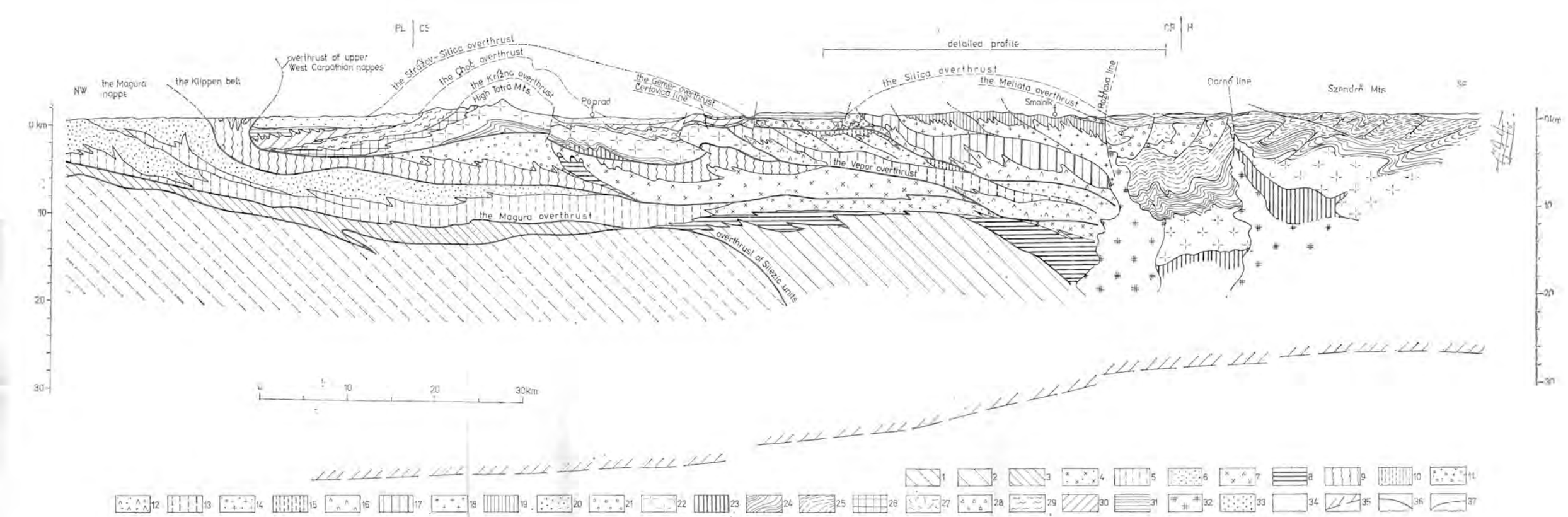


Fig. 2. Deep geological profile across the Western Carpathians.

Explanations to the deep geological profile of the Western Carpathians. *The North-European platform and its cover:* 1 — crystalline and Mesozoic of the autochton, undistinguished, 2 — crystalline to Mesozoic of alpinotype activized platform, 3 — Paleozoic to Mesozoic in the Silezic group of nappes. *Penninic units of the Western Carpathians:* 4 — crystalline, 5 — Paleozoic to Lower Cretaceous, 6 — Upper Cretaceous to Paleogene (4—6 the Magura nappe), 7 — crystalline, 8 — basic masses in the Pieniny klippen belt crystalline and in the Magura nappe, 9 — Paleozoic to Lower Cretaceous, 10 — Upper Cretaceous to Paleogene, 11 — supposed Cenozoic sediments of the Pieniny klippen belt (7—11 the Pieniny klippen belt), 12 — crystalline, mainly basic rocks, 13 — epimetamorphosed sediments and volcanites, Early Paleozoic to Mesozoic (12—13 Lower Vepor nappe structure, the Hron group), 14 — crystalline and granitoide, 15 — epi- to mesometamorphosed sediments and volcanites, Early Paleozoic to Mesozoic (14—15 Upper Vepor nappe structure, the Králova hoľa unit, the Hladomorná dolina group, 12—15 the Vepor nappe), 16 — crystalline, mainly basic rocks, 17 — the Rakovec development of the Early Paleozoic (16—17 Lower Gemer nappe structure), 18 — crystalline, granitoide, 19 — the Gelnica development of the Early Paleozoic (18—19 Upper Gemer nappe structure), 20 — sediments and volcanites, Upper Carboniferous, 21 — sediments and volcanites, Lower Permian to Mesozoic (16—21 the Gemer nappe). *Upper West Carpathian nappes:* 22 — granitoide and its metamorphic mantle, 23 — basic masses, 24 — meso- to katametamorphic rocks, 25 — Early Paleozoic to Mesozoic, epimetamorphosed, 26 — "envelope" groups, Late Paleozoic to Mesozoic, 27 — Lower Triassic clastics, 28 — evaporite, 29 — Late Paleozoic to Mesozoic in the Krížna nappe, 30 — Late Paleozoic to Mesozoic in the Choč nappe, 31 — Mesozoic in the Silica and Strážov nappes, 32 — intrusive rocks of Eocene (?) and Miocene age, 33 — Central Carpathian flysch, 34 — Paleogene to Pliocene in the Pannonian basin, 35 — inferred Moho surface, 36 — main nappe surface, 37 — subordinate nappe surface and fault.

Fig. 1. Te course of the deep geological profile across the Western Carpathians and of the detailed geological profile across the Spiš-Gemer Ore Mts.



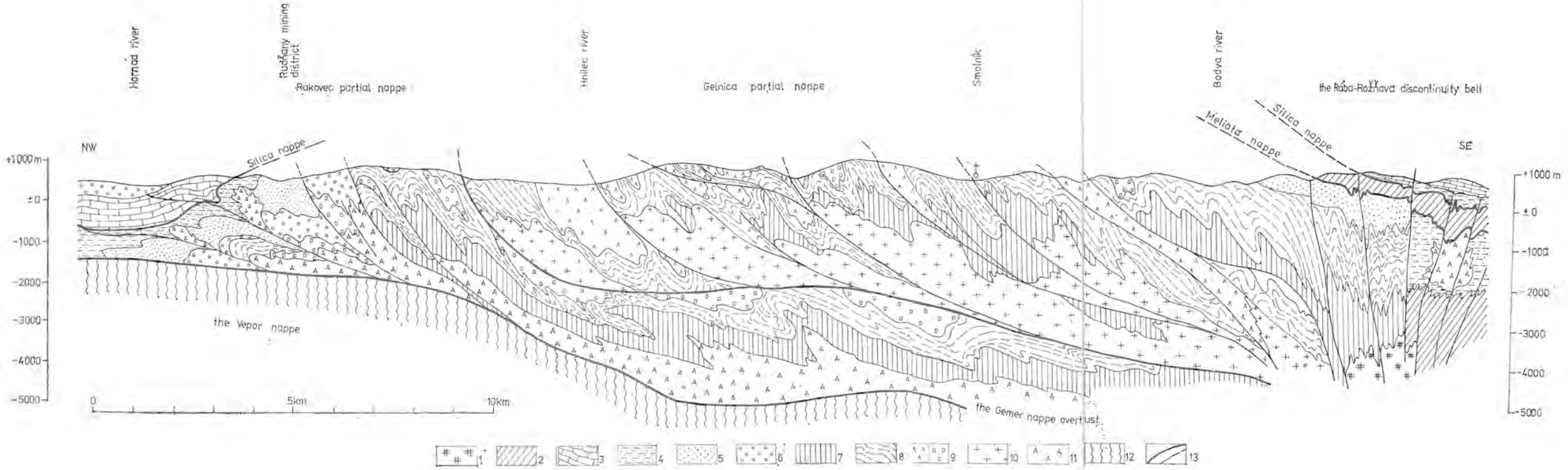


Fig. 3. Geological profile across the Spiš-Gemer Ore Mts. area.

Explanations: 1 — intrusive rocks of Eocene to Miocene age, 2 — the Meliata-Bükk Mts. rock facies of Early Paleozoic to Mesozoic age (undivided), 3 — mainly carbonate development of Middle to Upper Triassic and Jurassic in the Silica nappe, *Gemer nappe:* 4 — sandstone, quartzite, arenaceous shale, Lower Triassic, 5 — conglomerate, sandstone, arenaceous shale and rare evaporite layers (mainly anhydrite and gypsum), quartz porphyry and tuff, Permian, 6 — conglomerate, sandstone, pelitic and arenaceous graphitic shale, diabase and tuff, all partly metamorphosed to epidote-amphibolite facies rocks, Carboniferous, 7 — predominating graphite-sericite phyllite, 8 — predominanting chlorite-sericite phyllite, 9 — predominating volcanite, a — acid, b — basic varieties (7—9 the Early Paleozoic development of the Gemer nappe), 10 — granitoides of the Variscan and Alpine cycle (undivided), 11 — basic rocks and crystalline schists in amphibolite facies, 12 — the undivided Vepor nappe, 13 — overthrusts of higher and lower order.

Michal Maheľ: Nové pohľady na geotektonické postavenie granitoidov v Západných Karpatoch 369
Ján Babčan: Príspevok k teórii granitoidného diapirizmu 370
Ernest Krist: Granitoidné horniny veporidného kryštalinika 370
Albín Klinec — Juraj Macek: Granitoidy južnej časti veporíd 371
Stanislav Jacko: Vzájomné vzťahy granitoidov a plášťa v kryštaliniku Bujanovej 372
Dušan Hovorka: Vznikli „autometasomatické" granity tatroveporíd autometasomatózou? 373
Jozef Veselský: O potenciálnej rudonosnosti a geochemickej klasifikácii granitoidov Západných Karpát 373
Pavol Hvožďara: Akcesorické minerály niektorých typov magmatických hornín veporíd 374

KRONIKA — CHRONICLE

Milan Mišík: Ing. Róbert Marschalko, CSc., päťdesiatročný 375
Miroslav Koděra: Jubileum Ing. Slavomila Ďuroviča, CSc. 377
Ivan Herčko: Z činnosti Banskoštiavnickej lekárskej a prírodovedeckej spoločnosti 377

AKTUALITY — NEWS

Miroslav Ivanov — Miroslav Pulec: Výskyt scheelitu v okolí Rochoviec . . 298
Ivan Čillík: Metodika prognózovania rúd antimónu v Nízkych Tatrách . . 310
Mária Linkešová — Ivan Čillík: Kassiterit v Nízkych Tatrách 354
Miroslav Pulec: Nález scheelitového zrudnenia v oblasti Jasenie — Kyslá (Nízke Tatry) 360

49374

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

